



HAL
open science

Variabilités climatiques et océaniques du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Propriétés magnétiques et géochimiques des sédiments de la marge Nord-Ouest Américaine subtropicale.

Cécile Blanchet

► **To cite this version:**

Cécile Blanchet. Variabilités climatiques et océaniques du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Propriétés magnétiques et géochimiques des sédiments de la marge Nord-Ouest Américaine subtropicale.. Minéralogie. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 2006. Français. NNT : . tel-00133129

HAL Id: tel-00133129

<https://theses.hal.science/tel-00133129>

Submitted on 23 Feb 2007

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

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

UNIVERSITE DE DROIT, D'ECONOMIE ET DES SCIENCES PAUL CEZANNE (AIX-MARSEILLE III)
ECOLE DOCTORALE DE SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

N°2006AIX30036-

THESE

Présentée par

Cécile BLANCHET

Pour obtenir le grade de Docteur en Sciences
de l'Université de Droit, d'Economie et des Sciences Paul Cézanne (Aix-Marseille III)

Spécialité : Géosciences de l'environnement

**VARIABILITES CLIMATIQUE ET OCEANIQUE DU
DERNIER CYCLE GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE.**

**PROPRIETES MAGNETIQUES ET GEOCHIMIQUES DES
SEDIMENTS DE LA MARGE NORD-OUEST AMERICAINE
SUBTROPICALE**

Soutenue publiquement le 22 Septembre 2006, devant la commission d'examen composée de

T. von DOBENECK	Rapporteur
C. HILLAIRE-MARCEL	Examineur
S. LUND	Rapporteur
N. THOUVENY	Directeur de Thèse
L. VIDAL	Co-directrice de Thèse
D. WILLIAMSON	Examineur

Sincères Remerciements...

Tout a commencé il y a 5 ans. Par une belle journée de Mai, à l'époque où on atteignait encore le Cerege par une toute petite route sinuant entre les pins ("mais je me suis trompée de route, c'est pas possible !"), j'ai rencontré Nicolas Thouveny. Ce jour-là, je ne savais pas encore que je venais de mettre les pieds dans le grand plat de la recherche : je venais prospecter pour un stage de DEA... Ce jour-là, j'ai eu une grande chance : j'ai rencontré un chercheur susceptible de me faire acquérir le goût de la Science, d'apporter une polarité positive à un travail parfois déroutant et quelqu'un capable de décrypter les variations abruptes de mes angoisses de jeune chercheuse... En deux mots, Merci Nicolas pour ton humanité, ta disponibilité, tes encouragements et cette capacité sans failles à partager ton savoir.

Je remercie ensuite Laurence Vidal, qui a accepté de co-diriger cette thèse et ainsi de tomber dans le puit sans fond du magnétisme des sédiments... J'ai pu apprécier pendant ces 4 ans la disponibilité dont tu as fait preuve, les encouragements et les conseils que tu as su me prodiguer quand j'en ai eu besoin. Merci pour cela et pour m'avoir accompagné sur les sombres routes des isotopes stables.

Pour conclure, j'ai pu bénéficier d'un encadrement efficace, sérieux et humain, auquel je dois une bonne partie de ma progression, l'aboutissement de cette thèse et l'envie de poursuivre l'aventure...

Je remercie les membres du jury d'avoir accepté avec autant d'enthousiasme de juger ce travail :

- les rapporteurs, venus de contrées reculées : Steve Lund de Californie et Tilo von Dobeneck d'Allemagne du Nord
- les examinateurs : Claude Hillaire-Marcel venu tout droit de Montréal et David Williamson, qui me connaît bien pour avoir été le rapporteur de mon mémoire de DEA en 2002...

Je tiens à saluer l'implication des membres de mon comité de suivi de thèse, Edouard Bard, Luc Beaufort et mon tuteur Didier Bourlès, dont les commentaires avisés ont permis d'améliorer la qualité des interprétations et m'ont permis de progresser dans la

compréhension des processus. Didier, merci et bravo pour tes sages conseils et tes encouragements (et vive le rock'n roll) !

Je dois ensuite signaler une rencontre qui fut décisive pour mon travail : Mr Rik Tjallingii. Ce doctorant et néanmoins ami m'a un jour conseillé de mesurer les « XRF » sur mes séquences, m'assurant que ça m'apporterait de nombreuses informations... Ce qui fut dit fut fait et je dois la réussite de ce projet à mes directeurs de thèse ainsi qu'à Heike Pflutschinger (technicienne sur l'appareil), à mes maîtres d'hôtel préférés Jérôme et Ina, ainsi qu'à toute l'équipe de gentil organisateurs de Bremen !

Je souhaite aussi remercier Kazuyo Tachikawa, qui a mené pour moi des mesures élémentaires sur l'ICP-OES du Cerege et qui m'a de nombreuses fois éclairé sur la dynamique des éléments dans les sédiments marins. Je salue et remercie Corinne Sonzogni pour son aide généreuse et enjouée autour du spectro : ça a rendu le remplissage des carrousels moins long ! Enfin, merci à Noëlle Buchet : la si précieuse chronologie carbone-14 de mes carottes n'aurait pu voir le jour sans ton piquage patient et efficace des petits ruber !

Tous les membres de mon équipe Géophysique doivent aussi être chaleureusement remerciés, pour leur gentillesse, leur aide technique et les compléments d'informations qu'ils ont su me fournir. Un merci particulier à Fabienne Vadeboin, qui a fait en sorte que les appareils soient en bonne santé pendant ces 5 ans !

Un grand merci à tous les étudiants/amis/collègues du Cerege qui m'ont accompagné au cours de ces quatre années de thèse et avec qui il était bon de se détendre à la pause de midi (vous êtes trop longs à citer...). Un merci spécial à Guillaume « The duke » Leduc, qui a partagé sans compter ses connaissances en paléoclim', m'a maintes fois remonté un moral vacillant (« mais nan t'es pas nulle... ») et a agrémenté nos discussions de franches rigolades.

Merci également à tous mes amis de courte ou longue date (la famille de coeur) sans qui mon équilibre psychique aurait été durablement et significativement affecté. Par peur d'oublier quelqu'un, je ne vous citerai pas mais vous vous reconnaîtrez... Je n'y serais pas arrivée sans vous, ma fondation inoxydable : soutien sans failles, encouragements, petits coups de fils ou mails... Merci Mille fois. Pardon à vous et à mes colocos d'avoir été pénible et peu présente ces derniers mois. Je recommencerais plus, promis !

De chaudes pensées s'envolent vers ma deuxième famille, Marie et ses enfants, Edward, Charlotte et Juliette... Désolée de ne pas avoir pu être plus présente dans les durs moments que vous avez vécu...

Enfin, Merci à ceux qui m'ont donné le jour, soutenu, (sur-)éduqué, qui ont éveillé ma curiosité et m'ont fait prendre confiance en moi. Merci pour votre amour, votre présence (même de loin), c'est aussi à vous que je dois l'aboutissement de ce travail. Il n'y a pas de mots. Merci mes parents, *ce manuscrit vous est dédié*. Merci aussi à mon frère, Simon, qui m'a tant manqué pendant 4 ans (prépare le rhum, j'arrive !).

Milles bécots à ma famille et merci pour votre présence émue et émouvante à la soutenance.

SOMMAIRE

INTRODUCTION9

METHODOLOGIE17

PREMIERE PARTIE

CONDITIONS D'OXYGENATION ET APPORTS TERRIGENES DANS LE BASSIN DE SANTA BARBARA AU COURS DES DERNIERS 35 MILLE ANS : CONTRIBUTION DU MAGNETISME DES SEDIMENTS63

DEUXIEME PARTIE

APPORTS TERRIGENES DEPUIS 120 MILLE ANS SUR LA MARGE SUD-OUEST DE LA BASSE CALIFORNIE (MEXIQUE)119

« Terrigenous inputs response to glacial/interglacial variations over South Baja California : a rock magnetic approach »

TROISEME PARTIE

45 MILLE ANS DE VARIATIONS CLIMATIQUE ET OCEANOGRAPHIQUES DANS LE GOLFE DE TEHUANTEPEC (MEXIQUE)153

CONCLUSIONS GENERALES213

REFERENCES223

ANNEXES257

INTRODUCTION GENERALE

L'augmentation des températures atmosphériques et océaniques ainsi que du taux de dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère depuis 1850 (GIEC, 1995, 2001^{*}), a initié un effort de recherche international et interdisciplinaire pour étudier le cycle du carbone à toutes les échelles de temps et d'espace. Le rythme décennal à séculaire du changement climatique actuel révèle l'importance de la compréhension du cycle du carbone lié aux variations extrêmes et brutales du climat dans les conditions naturelles.

De telles variations sont notamment connues lors de la dernière glaciation (- 115000 à -10000 ans avant le présent) : cycles de Dansgaard-Oeschger qui montrent une augmentation de 5 à 10°C des températures atmosphériques au Groenland en quelques siècles ou les événements de Heinrich, débâcles massives d'iceberg dans l'Atlantique Nord qui en quelques siècles perturbent la circulation océanique globale. La dernière période glaciaire est également marquée par une baisse d'environ 80 ppmv du taux de CO₂ atmosphérique. Un but des recherches en paléoclimatologie et paléocéanologie est de comprendre ce qui a induit cette baisse. L'océan et sa biomasse constituent actuellement les puits majeurs de carbone : pompage du CO₂ par la biomasse océanique (moitié de la biomasse terrestre), la circulation océanique (qui permet de stocker de grandes quantités de CO₂ en profondeur) et la formation de sédiments, « pièges à carbone ». Ainsi, l'augmentation de la productivité primaire océanique pendant les périodes glaciaires peut avoir induit la baisse en CO₂ atm (Broecker, 1982). Un mécanisme de fertilisation de l'océan glaciaire par des apports en fer transporté par de forts vents a été proposé par Martin (1990).

Notre étude est focalisée sur la reconstitution de la dynamique sédimentaire sur la marge Nord-Ouest américaine au cours du dernier cycle glaciaire/interglaciaire par la détermination des propriétés magnétiques et géochimiques de quatre séquences sédimentaires. Ces carottes se répartissent sur un transect N-S en domaine subtropical : Californie du Sud (35°N), Péninsule de Basse Californie (23°N) et Golfe de Tehuantepec (15°N).

La marge Nord-Ouest Américaine se situe à l'interface entre les vastes domaines continentaux de l'Amérique du Nord et océanique du Pacifique. Les régimes océaniques et climatiques actuels suivent de fortes variabilités saisonnière et interannuelle, selon l'Oscillation Pacifique Décennale (*PDO*) et l'Oscillation Australe (*ENSO*). Le climat de la côte Californienne (au Nord de 25°N) est marqué par un régime de précipitations hivernales tandis que la côte Mexicaine (entre 10 et 25°N) reçoit la majorité des précipitations en été.

* <http://www.ipcc.ch/>

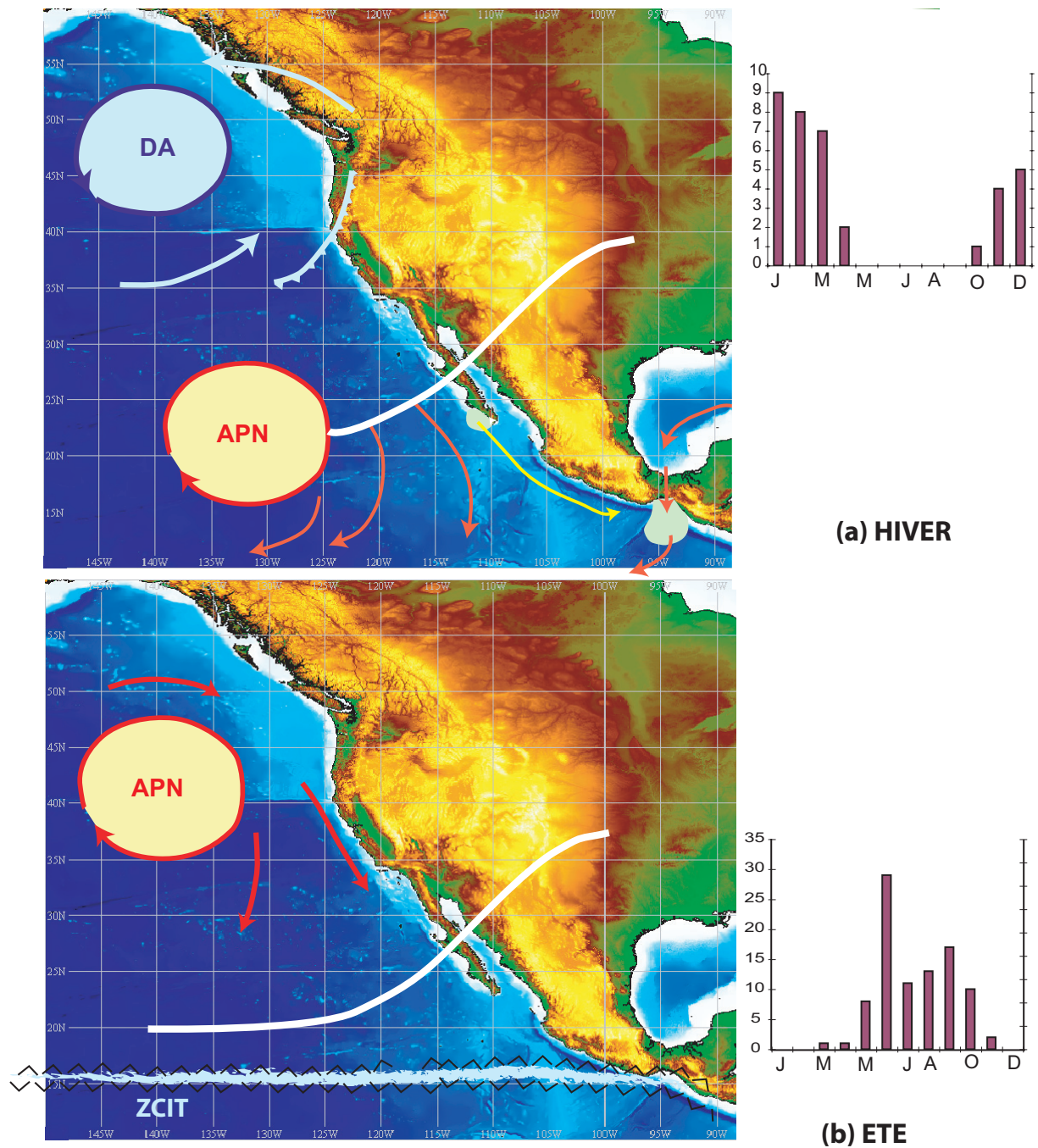


Figure 1 : Contraste spatio-temporel des régimes climatiques et océaniques actuels sur la marge Nord-Ouest Américaine. (a) Situation hivernale et (b) situation estivale. Les cellules atmosphériques (anticyclone du Pacifique Nord : APN, dépression Aléoutienne : DA), la zone de convergence intertropicale (ZCIT), les vents (flèches rouge), les courants de surface (flèches jaune) ainsi que les upwelling côtiers (en vert) sont matérialisés. Les histogrammes à droite de la figure montrent les régimes de précipitation hivernal (au Nord de 25°N) et estival (au Sud de 25°N).

Spatially and temporally contrasted climatic and oceanic regimes on the North-Western American margin: (a) winter and (b) summer conditions. The atmospheric cells (North Pacific High: APN, Aleutian low: DA), the intertropical convergence zone (ZCIT), the winds (red arrows), the surface currents (yellow arrows) and the coastal upwellings (green) are indicated. The histograms at the right of the picture show the precipitation regimes in winter (North of 25°N) and in summer (South of 25°N)

Les forts vents qui soufflent sur la côte (en été en Californie et en hiver au Mexique) repoussent les eaux de surface vers le large, entraînant des remontées d'eaux profondes, froides et souvent riches en nutriments (phénomène d'upwelling), qui favorisent la productivité primaire. L'Amérique centrale constitue un lieu de passage privilégié des alizés, permettant le transfert de chaleur et d'humidité du Golfe du Mexique, réservoir d'eaux chaudes, vers le Pacifique. La conjonction de la forte productivité primaire de matière organique (dégradée par les bactéries consommatrices d'oxygène lors de sa chute) et d'une faible ventilation des masses d'eau conduit à un appauvrissement en oxygène dissous des eaux intermédiaires (300-800m de profondeur). Cela définit la zone de minimum d'oxygène (ZMO) du Pacifique Est. Les variations saisonnières et interannuelles de ce système couplé atmosphère-océan-biosphère sont enregistrées par la sédimentation. L'étude de la composition des sédiments devrait permettre d'en retracer les variations à toutes les échelles de temps. Les forts taux de sédimentation signalés dans cette zone permettent d'envisager des reconstitutions à haute résolution temporelle des variations climatiques et environnementales de la dernière période glaciaire dans cette région.

La mesure continue des paramètres magnétiques est aussi favorable à cette haute résolution. Ces paramètres permettent de retracer des variations de concentration des minéraux ferromagnétiques qui sont d'excellents marqueurs environnementaux mais tellement peu concentrés dans les sédiments (de l'ordre de 0,1 à 1% du poids total) que seules les propriétés magnétiques permettent de détecter leur nature minéralogique, leur concentration et leur taille. Les minéraux en question sont soit d'origine lithogénique, soit formés lors de la diagénèse (authigéniques).

Les variations de nature minéralogique, de concentration et de granulométrie des minéraux lithogéniques traduisent des modes d'apports terrigènes, permettant de déduire les conditions climatiques qui président à une érosion plus ou moins intense et aux différents modes de transport (éolien, fluviatile).

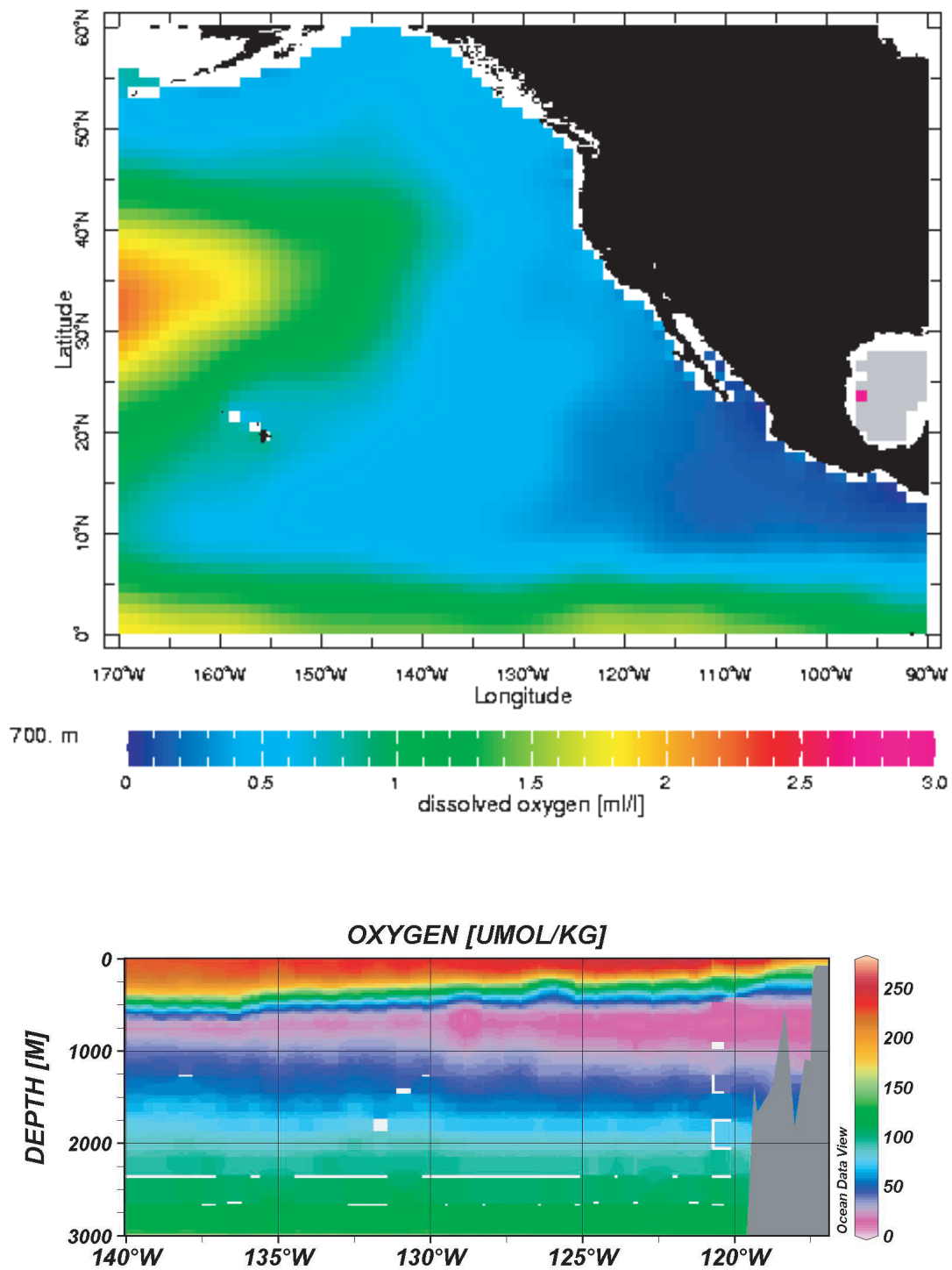


Figure 2 : Zone de Minimum d'oxygène du Pacifique Est. Quantité d'oxygène dissous dans les eaux à 700 m de profondeur (en haut, de Word Ocean Atlas, Levitus, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>) : le déficit en O₂ (en bleu) matérialise l'extension spatiale de la ZMO. Profil en profondeur à la latitude de 23°N (en bas, données et représentation graphique de Ocean Data View, R.Schlitzer, <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>) : les plus faibles quantités d'O₂ sont indiquées par les teintes violet et bleu.

The eastern Pacific oxygen minimum zone. Dissolved oxygen contents in the waters at 700 m depth (upper panel, from WOA) : the depletion in O₂ (in blue) materializes the spatial extension of the OMZ. Depth profile at the latitude of 23°N (lower panel, data and mapping from ODV): the lowest O₂ contents are indicated in blue and purple.

La reconstitution de l'intensité des vents couplée à celle de la physico-chimie de la colonne d'eau (température, salinité et stratification de la colonne d'eau, par la géochimie, Spero et al., 2003) permet de reconstituer les régimes d'upwelling. Dans les zones proches des actuels passages d'alizés (Golfe de Tehuantepec), la reconstitution des vents peut permettre d'estimer les transferts de chaleur et d'humidité entre l'Atlantique et le Pacifique en conditions glaciaires, transferts qui sont des mécanismes influant sur la distribution des salinités de surface entre l'Atlantique équatorial et l'Atlantique Nord, donc sur la formation des eaux profondes dans l'Atlantique Nord (Broecker et al., 1990).

La reconstitution des rythmes d'apport en matériel ferrifère est aussi importante dans le cadre de l'hypothèse de Martin (1990), citée précédemment.

L'intérêt de retracer les variations de concentration et de nature minéralogique des minéraux authigéniques formés dans des conditions environnementales de la maturation précoce des sédiments est de reconstituer les variations de l'intensité de la diagenèse, liées aux caractéristiques physico-chimiques de la colonne d'eau, et notamment aux conditions d'oxygénation des eaux à l'interface eau-sédiment. L'objectif est alors de reconstituer les variations de l'intensité de la zone de minimum d'oxygène pour comprendre ce qui la fait varier: productivité primaire et/ou ventilation.

METHODOLOGIE

Chapitre I. Principes et Méthodes du magnétisme des sédiments

Ce chapitre de méthodologie résume un grand nombre de concepts détaillés dans des ouvrages de référence en magnétisme minéral et environnemental (Thompson and Oldfield, 1986 ; Dunlop and Ozdemir, 1997 ; Maher and Thompson, 1999). Il s'appuie aussi sur un mémoire issu d'une habilitation à diriger les recherches (Thouveny, 1991) et sur deux mémoires de doctorat (Moreno, 2000 ; Chevrier, 2004).

1. Préambule et Définitions

1.1. Qu'est ce que le magnétisme des roches?

L'étude des propriétés magnétiques et paléomagnétiques des roches vise i) à reconstituer les environnements de dépôt et les climats passés en déterminant les variations de minéralogie et/ou de granulométrie de la fraction magnétique et ii) à reconstituer les directions et l'intensité du champ magnétique terrestre passé, enregistrées par des minéraux magnétiques alignés statistiquement selon le paléo-champ. La magnétostratigraphie utilise les variations temporelles du champ comme traceurs chronostratigraphiques. Elle permet de situer les séquences sédimentaires dans un cadre chronologique par l'identification d'événements d'âge connu, et peut être encore précisée par addition de nouveaux événements inconnus jusqu'à lors non-détectés.

1.2. Au niveau atomique

A l'échelle de l'atome, un moment magnétique m est créé par des mouvements de particules chargées. En l'occurrence, ce sont les mouvements des électrons, animés d'une révolution autour du noyau sur les orbitales et d'une rotation sur eux-mêmes (spin), qui peuvent produire un moment magnétique. Les mouvements de révolution sont tellement rapides et aléatoires, qu'il n'existe en l'absence de champ, aucune organisation capable d'engendrer un moment magnétique pérenne et significatif. Pour ce qui concerne la rotation, l'appariement des électrons deux à deux annule leurs moments magnétiques ;

cependant, la présence d'électrons non-appariés sur l'orbitale externe peut procurer un moment magnétique et conférer à l'atome une **aimantation de spin**. La plupart des atomes possèdent soit des électrons appariés, soit un unique électron non-apparié. Leur aimantation de spin est donc nulle ou très faible. En revanche, les métaux de transition (Cr, Mn, Fe, Co et Ni) possèdent deux électrons non-appariés sur l'orbitale externe, et ainsi des aimantations de spins significatives. L'intégration de tels atomes dans une structure cristalline procure différents types de comportements magnétiques (cf section 2).

1.3. Grandeurs en magnétisme des roches

Le moment magnétique m d'un corps est proportionnel au couple de force qui tend à l'aligner sous l'effet d'une induction magnétique. Il est exprimé en $A.m^2$

Le quotient [moment]/ [volume du corps] exprime l'aimantation volumique [$A.m^{-1}$].

Le quotient [moment] / [masse du corps] exprime l'aimantation massique [Am^2kg^{-1}].

La relation [1] : $B = \mu_0 H^*$ exprime la proportionnalité de l'induction magnétique B [Tesla] et du champ appliqué H [$A.m^{-1}$] ; avec $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Henry.m⁻¹, la perméabilité magnétique du vide.

La relation [2] : $B = \mu_0 (H+M)$ exprime la contribution à l'induction de l'aimantation M acquise par un corps placé dans le champ H.

L'aimantation M dépend du champ H et de la susceptibilité magnétique K, ou capacité du corps à acquérir une aimantation :

$$M = KH$$

Remarque : K est en réalité un tenseur à 3 rangs qui quantifie l'anisotropie de susceptibilité magnétique et dont la diagonalisation fournit la susceptibilité moyenne :

$$K = (k_{xx}+k_{yy}+ k_{zz})/ 3$$

La relation [2] devient $B = \mu_0 (H+KH) = \mu_0 H (1+K) = \mu_0\mu_r H = \mu H$

μ_r est la perméabilité relative du corps ; $\mu = \mu_0\mu_r$ est sa perméabilité absolue.

* Dans ce paragraphe, les relations sont exprimées en termes de normes et non sous forme de vecteurs

Grandeurs	Symboles	Unité SI
Moment magnétique	m	A.m ²
Aimantation volumique	M	A.m ⁻¹
Champ magnétique	H	A.m ⁻¹
Induction magnétique	B	Tesla (kg.A.s ⁻²)
Susceptibilité volumique	k	Sans dimension (SI)

Tableau 1 : Grandeurs et unités en magnétisme

Quantities and units in magnetism

2. Définition des types de comportements magnétiques et minéralogie magnétique

Les différents types de comportement magnétique dépendent des propriétés électromagnétiques des atomes et des édifices atomiques constituant les cristaux. Le **tableau 2** présente les minéraux cités dans le texte, leur formule chimique, leur ordre magnétique ainsi que les ordres de grandeur de la susceptibilité et de l'aimantation.

2.1. Le diamagnétisme

Le diamagnétisme provient de l'action d'un champ appliqué sur les orbitales électroniques. Dans un corps diamagnétique, tous les électrons étant appariés, les moments magnétiques de spin s'annulent. Les minéraux diamagnétiques acquièrent une aimantation induite faible et de sens opposé à celui du champ appliqué. Aucune aimantation n'est conservée après suppression du champ. La susceptibilité diamagnétique est donc non seulement très faible, mais aussi négative ; elle est de plus indépendante de la température. Les métaux tels que Au, Ag, Cu et les minéraux tels que quartz et silicates dépourvus de fer (feldspaths, mica blanc), carbonates de calcium et de magnésium purs (calcite, dolomite) sont diamagnétiques.

2.2. Le paramagnétisme

Le paramagnétisme concerne des minéraux renfermant des métaux de transition (en faible quantité), qui possèdent des électrons non-appariés. En présence d'un champ, les moments magnétiques des électrons vont s'aligner dans la direction du champ et produire une aimantation de spins, faible et positive.

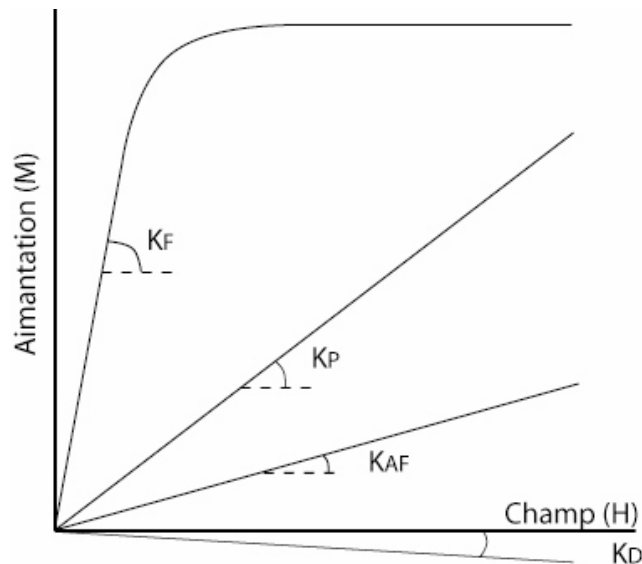


Figure 1 : Acquisition d'aimantation induite en fonction du champ appliqué pour les différents comportements magnétiques (la pente, constante, variable, positive ou négative constitue la susceptibilité magnétique K) : Ferromagnétiques s.s./Ferrimagnétiques (K_F), Paramagnétiques (K_P), Antiferromagnétiques (K_{AF}) et Diamagnétiques (K_D)

Acquisition of induced magnetization in accordance with the applied field, for different magnetic behaviors (the constant, variable, positive or negative slope constitute the magnetic susceptibility K): Ferromagnetism s.s./Ferrimagnetism (K_F), Paramagnetism (K_P), Antiferromagnetism (K_{AF}), and Diamagnetism (K_D)

Avec l'annulation du champ, les moments magnétiques perdent cet alignement : aucune aimantation ne persiste. La susceptibilité paramagnétique, faible et positive, dépend de la température : elle diminue lorsque la température augmente (l'agitation thermique réduit le degré d'alignement des spins). Les silicates ferromagnésiens $(Fe,Mg)SiO_4$ (péridots, pyroxènes, amphiboles, micas noirs) ainsi que certains minéraux argileux (smectite, illite) sont paramagnétiques : en l'absence de minéraux ferromagnétiques (cf ci-dessous), ces minéraux contribuent fortement à la susceptibilité des sédiments. Parmi les oxydes de fer et de titane, les titanomagnétites fortement substituées en Ti sont paramagnétiques, parmi les sulfures de fer, le terme le plus réduit, la pyrite (FeS_2) est paramagnétique.

2.3. Le ferromagnétisme au sens large

Le ferromagnétisme s.l. est la capacité de certains corps d'acquérir une aimantation induite forte et à conserver une partie de cette aimantation (aimantation rémanente) après annulation du champ. Les moments magnétiques des électrons non-appariés d'atomes voisins sont couplés (alignés dans la même direction et le même sens), ce qui renforce la

capacité d'acquérir une aimantation induite et permet de conserver un alignement après annulation du champ. C'est le cas d'éléments métalliques, tels que fer, nickel, cobalt chrome, manganèse et de leurs oxydes et/ou sulfures. Le sens et le degré d'alignement des spins électroniques déterminent trois types de ferromagnétisme :

2.3.1. le ferromagnétisme s.s.

Le ferromagnétisme s.s. concerne par exemple le fer métal, dans lequel les moments magnétiques sont orientés dans le même sens. Ces corps acquièrent de très fortes aimantations induites et conservent de très fortes aimantations rémanentes. Leur susceptibilité magnétique est donc forte, mais variable, notamment en champ élevé ou la saturation de l'aimantation implique une susceptibilité nulle (**figure 1**).

2.3.2. le ferrimagnétisme

Le couplage des ions Fe^{2+} et Fe^{3+} placés sur deux sites cristallins différents et dont les moments magnétiques s'orientent antiparallèlement résulte en une susceptibilité magnétique inférieure à celle des ferromagnétiques (s.s.), d'où des aimantations (induite et rémanente) également plus faibles. La susceptibilité varie aussi en fonction du champ appliqué. Le ferrimagnétisme est fréquent dans les oxydes de fer à structure de spinelles tels que la magnétite ($\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$) et ses formules substituées en titane ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) ainsi que dans des sulfures de fer enrichis en fer (par rapport à la pyrite) : greigite (Fe_3S_4) et pyrrhotite (Fe_7S_8).

2.3.3. l'antiferromagnétisme imparfait

L'antiferromagnétisme imparfait (ou ferromagnétisme faible) est défini à partir de l'antiferromagnétisme strict par l'existence de substitutions ou de lacunes dans le réseau cristallin de minéraux ayant deux cations de même nature et de même charge (Fe^{3+}), qui auraient, sans ces défauts, des moments magnétiques antiparallèles deux à deux, donc une résultante nulle. Les moments magnétiques des cations en excès produisent une aimantation faible, perpendiculaire au champ appliqué et une aimantation rémanente faible. La susceptibilité antiferromagnétique est inférieure à la susceptibilité paramagnétique. L'hématite et la goethite naturelles, imparfaitement cristallisées, sont des minéraux antiferromagnétiques imparfaits.

Minéral	Formule	Ms (kA/m)	K (10 ⁻⁵ SI)	T _C /T _N (°C)
<i>diamagnétiques</i>				
Quartz	SiO ₂		-1,3 à -17	
Calcite	CaCO ₃		-0,75 à -3,9	
<i>paramagnétiques</i>				
Pyrite	FeS ₂		3,5 à 500	
Biotite	K(Fe,Mg)AlSi ₃ O ₁₀		150 à 200	
Argiles			17 à 25	
<i>antiferromagnétiques</i>				
Hématite	α-Fe ₂ O ₃	~2,5	200 à 5000	675
Goethite	α-FeOOH	~2	100 à 1200	120
<i>ferrimagnétiques</i>				
Magnétite	α-Fe ₃ O ₄	480	100 000 à 570 000	580
Ti-magnétite	α-(Fe,Ti) ₃ O ₄	125	13000 à 62000	550 à 585
Greigite	Fe ₃ S ₄	~125		270 à 350
Pyrrhotite	Fe ₇ S ₈	~80	3200	320
<i>ferromagnétiques</i>				
Fe-métal	α-Fe	1715	390 000	765

Tableau 2 : Minéraux cités dans le texte, leur formule chimique, leur comportement magnétique, leurs valeurs de susceptibilité magnétique volumique (K) et/ou d'aimantation à saturation (Ms) et leur températures de Curie (T_C) ou de Néel (T_N). De Thompson and Oldfield (1986), Hunt et al., (1995), Roberts (1995) et Dunlop and Özdemir (1997).

Minerals cited in the text, with their chemical formula, magnetic behavior, volume magnetic susceptibility (K) values and/or saturation magnetization (Ms) and their Curie (T_C) or Néel (T_N) temperature. From Thompson and Oldfield (1986), Hunt et al., (1995), Roberts (1995) and Dunlop and Özdemir (1997).

Les propriétés ferromagnétiques s.l. sont dues à l'existence d'un ordre magnétique (alignement des spins électroniques) dépendant de l'agitation thermique (donc de la température) : plus la température augmente, plus l'aimantation diminue. L'ordre ferromagnétique disparaît au-delà d'une température critique appelée **température de Curie (T_C)** pour les ferro- et ferrimagnétiques et **température de Néel (T_N)** pour les antiferromagnétiques. Au-dessus de ces températures dites aussi températures d'ordre, les corps sont paramagnétiques.

3. Cycles d'hystérésis

L'acquisition par un minéral ferromagnétique d'une aimantation (M) dans un champ appliqué (H) croissant dans le sens direct puis inverse suit une courbe de première

aimantation, puis un cycle, appelé cycle d'hystérésis, dont les paramètres caractéristiques dépendent de la nature minéralogique et de la taille (nucléation de domaines) du minéral.

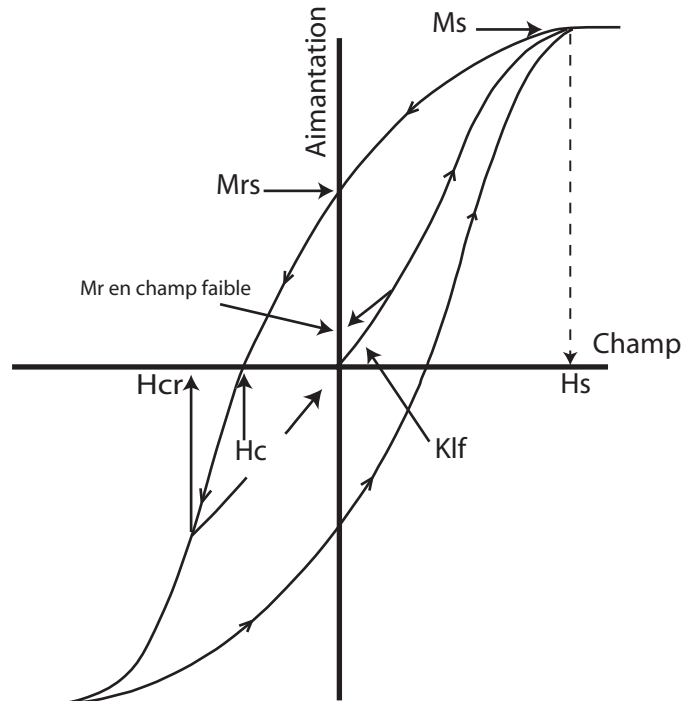


Figure 2 : Cycle d'hystérésis d'un minéral ferrimagnétique, sur lequel sont indiqués les paramètres principaux : Aimantation à saturation (M_s), aimantation rémanente à saturation (M_{rs}), aimantation rémanente (M_r), susceptibilité magnétique en champ faible (K_{lf}), champ de saturation (H_s), champ coercitif (H_c), et champ coercitif de rémanence (H_{cr}).

Hysteresis cycle of a ferrimagnetic mineral, on which are indicated the principal parameters: saturation magnetization (M_s), saturation remanent magnetization (M_{rs}), remanent magnetization (M_r), low field magnetic susceptibility (K_{lf}), saturation field (H_s), coercive field (H_c) and remanence coercive field (H_{cr})

Le début de la courbe de première aimantation caractérise une aimantation dont la pente permet d'évaluer la **susceptibilité magnétique en champ faible k_{lf}** . Lorsque le champ croît, l'aimantation augmente selon une courbe sigmoïde, jusqu'à une valeur maximale dite de saturation **M_s** , atteinte pour une valeur de champ appliqué nommé champ de saturation **H_s** . Lorsque le champ appliqué décroît, l'aimantation induite diminue, suivant une courbe différente de la courbe de première aimantation, et atteignant la valeur d'**aimantation rémanente à saturation M_{rs}** pour un champ appliqué nul.

Lorsqu'on applique un champ inverse, l'aimantation diminue en dessous de la valeur de M_{rs} . Le champ qui annule l'aimantation induite est appelé **champ coercitif H_c** et pour

annuler l'aimantation rémanente il faut pour cela appliquer un champ inverse de plus forte intensité, le **champ coercitif de rémanence Hcr**. Ce dernier est déterminé lors d'une désaimantation de la Mrs en champ inverse, impliquant pour chaque palier une mesure de Mrs en champ nul.

Paramètre		Magnétite SD	Magnétite MD	Hématite
Aimantation à saturation	Ms	480 kA.m ⁻¹	480 kA.m ⁻¹	2,5 kA.m ⁻¹
Aim. Rémanente à Sat.	Mrs	50 kA.m-1	5 kA.m-1	1 kA.m-1
Champ coercitif	Hc	10 mT	2 mT	400 mT
Champ coerc. de rémanence	Hcr	33 mT	15 mT	700 mT
Champ de saturation	Hs	0,2T	0,2 T	>>0,3 T
Mrs/Mr		~0,1	~0,01	0,4
Hcr/Hc		3,3	7,5	1,75

Tableau 3 : Paramètres d'hystérésis de particules de magnétite (monodomaine –SD- et polydomaines - MD) et d'hématite (Thompson and Oldfield, 1986).

Hysteresis parameters of single- (SD) and multidomain (MD) grains of magnetite and of grains of hematite (Thompson and Oldfield, 1986).

La magnétite monodomaine (cf. §4) présente un cycle d'hystérésis de forme carrée, avec Mrs = Mr et Hcr = Hc = Hsat. Une population de grains monodomaines, dont les grains présentent de légères différences de paramètres d'hystérésis, est caractérisée par des cycles plus progressifs, larges et droits, avec des valeurs de Mrs et Ms fortes et un rapport Mrs/Ms proche de 1, des valeurs de Hcr et Hc fortes et un rapport Hcr/Hc faible. La magnétite polydomaine en revanche présente des cycles d'hystérésis plus aplatis et plus fins, avec des valeurs de Ms et Mrs plus faibles, un rapport Mrs/Ms plus faible et des valeurs de Hc et Hcr plus faibles et un rapport Hcr/Hc plus fort.

Dans le **tableau 3**, les paramètres d'hystérésis de la magnétite mono- et poly-domaine sont mises en regard des valeurs pour l'hématite. On note que cette dernière présente des valeurs de Ms de deux ordres de grandeur plus faibles, des valeurs de Mrs un à deux ordres de grandeur plus faibles mais des valeurs de champs coercitifs de un à deux ordres de grandeur supérieurs à ceux de la magnétite. Si des valeurs radicalement différentes permettent de distinguer facilement l'hématite pure de la magnétite pure, la contribution, même conséquente de l'hématite dans des mélanges de magnétite reste souvent difficile à

caractériser et à quantifier. C'est alors surtout l'aimantation acquise au-dessus du champ de saturation de la magnétite (0,2 T) qui fournit des indications sur la présence et la teneur relative en hématite.

4. Domaines magnétiques et taille des grains de magnétite

En absence de contraintes extérieures, l'énergie interne d'un solide cristallin doit être minimale. Les grains ferromagnétiques tendent donc à diviser leur volume en domaines dits *domaines de Weiss*. L'aimantation propre à chaque domaine est maximale, mais l'aimantation résultante du grain est réduite car les aimantations individuelles tendent à être antiparallèles deux à deux. Pour une nature minéralogique donnée, les propriétés magnétiques d'un grain varient selon le degré de « nucléation » en domaines ; celui-ci est déterminé par le volume, donc par le diamètre d'un grain sub-sphérique. Les principales classes sont présentées ici pour la magnétite.

4.1. Superparamagnétiques spm

En dessous d'un diamètre de 0,03 μm , les grains de magnétite présentent une agitation thermique du même ordre de grandeur que leur énergie magnétique, ce qui leur permet d'acquérir une aimantation induite forte (forte susceptibilité), mais ne leur permet pas de conserver une aimantation rémanente significative. La classe des superparamagnétiques comprend notamment les magnétosomes bactériens, bien que ceux-ci soient souvent regroupés en « clusters » dont le comportement est alors différent (cf multi-domaines).

4.2. Monodomaines SD (*single-domain*)

Au-delà d'un diamètre de 0,03 μm , un grain de magnétite est capable d'acquérir une aimantation homogène et de la conserver (aimantation rémanente). Le volume de matière étant faible, la susceptibilité magnétique est faible ; l'aimantation induite n'est imposée qu'au delà d'une certaine valeur de champ mais elle atteint immédiatement sa valeur de saturation et elle est très stable. L'aimantation rémanente est maximale et conservée jusqu'à ce que le champ inverse atteigne la valeur absolue du champ de saturation.

4.3. Pseudo-monodomaines pSD (*pseudo-single domain*)

Lorsque le volume dépasse une certaine valeur critique (entre 0,05 et 0,08 μm pour la magnétite), un deuxième domaine se forme, séparé du domaine initial par un mur dit *mur de Bloch* ; ce domaine est aimanté en sens inverse, ce qui tend à réduire l'énergie interne du grain bien que l'aimantation du domaine initial soit toujours dominante. Les aimantations à saturation, induite et rémanente, ainsi que le rapport M_r/M_s sont plus faibles que dans le cas SD tandis que le rapport H_{cr}/H_c est plus élevé.

4.4. Polydomaines MD (*multi-domain*)

Si le volume de matière est encore plus important, l'énergie interne du grain en absence de champ magnétique est minimisée par formation de plusieurs domaines dont les aimantations respectives sont progressivement amenées à s'opposer deux à deux, aboutissant au bout d'un certain temps appelé temps de relaxation (τ) à l'annulation de l'aimantation totale du grain. Selon le volume, τ varie (inversement au volume) de quelques secondes à plusieurs milliards d'années.

Si un champ est appliqué, les domaines dont l'aimantation est colinéaire à celui du champ s'agrandissent par déplacement des murs de Bloch. Si le champ croît encore, le déplacement, voire la disparition des murs provoque la formation d'un domaine unique dont l'aimantation est colinéaire au champ.

Le volume de matière ferromagnétique étant fort, la susceptibilité magnétique est forte; l'aimantation induite est forte, mais instable, voire réversible. L'aimantation rémanente est donc faible et le rapport M_r/M_s est faible. Dans certains cas, au-delà d'une certaine valeur de champ appliqué, l'état monodomaine peut être bloqué, et dans ce cas, l'aimantation rémanente peut être forte ; elle reste cependant sujette à variation si un champ, même faible lui est opposé. Le champ coercitif est faible et le rapport H_{cr}/H_c plus élevé que dans le cas des SD et des pSD.

Dans les sédiments, les trois classes citées ci-dessus sont présentes, même si l'une d'entre elles peut dominer. Les rapports d'aimantation et de champ coercitifs sont donc très variables en fonction des proportions de chacune des classes. La plupart du temps, les mélanges présenteront les caractéristiques de la classe pSD (King et al., 1982 et références citées).

5. Paramètres d'hystérésis et taille de grains

Day et al. (1977) ont établi expérimentalement un diagramme de distribution des valeurs du rapport Mrs/Ms en fonction des valeurs du rapport Hcr/Hc de la magnétite, proposant ainsi un moyen de déterminer des gammes de granulométrie magnétique. La **figure 4** présente les résultats obtenus pour plusieurs phases minérales, dont certaines se comportent comme de la magnétite pure (Peters and Dekkers, 2003). Plusieurs problèmes sont posés par l'interprétation de tels diagrammes. Tout d'abord les limites granulométriques utilisées dans les expériences initiales sont trop souvent traduites en terme d'état de nucléation en domaines, séparant ainsi les classes SD, pSD, MD, au lieu de se limiter aux classes granulométriques étudiées dans ces expériences.

	spm-SD (μm)	SD-pSD (μm)	pSD-MD (μm)
Magnétite	0,03 ^a	0,05-0,08 ^a	10-20 ^b
Titano-magnétite		0,06 ^a	
Hématite	0,03 ^a	15 ^a	
Pyrrhotite		1,6 ^a	

Tableau 4 : Diamètres établis expérimentalement et théoriquement pour les limites inférieures et supérieures des classes mono- (SD) et pseudo-monodomaines (pSD) pour la magnétite, la titano-magnétite, l'hématite et la pyrrhotite (population de particules équidimensionnelles). D'après a : Dunlop et Özdemir (1997) et b : King *et al.* (1982).

Experimental and theoretical sizes of magnetite, titano-magnetite, hematite and pyrrhotite (equidimensional) grains for the lower limits of single- (SD) and pseudo-single domains (pSD). From a: Dunlop and Özdemir (1997) and b: King et al. (1982).

De plus, la traduction de ces paramètres en terme de taille de grains doit se limiter à des mélanges de grains de magnétite, voire de magnétite et titano-magnétites. En effet, selon la **figure 4**, les contributions de certains autres minéraux modifient considérablement ces rapports. Ces minéraux, tels que goéthite, pyrrhotite et greigite sont caractérisés par de forts champs de saturation ($\gg 0,2$ T). Une autre limitation de l'interprétation de ce type de diagramme concerne les mélanges de tailles de grains : une mixture de SD et de MD fournira une distribution des rapports Mr/Ms et Hcr/Hc, identique à celle d'une population strictement limitée à des pSD (King et al, 1982 et références citées). D'où de nombreux

biais d'interprétations. Il est donc difficile de déterminer les caractéristiques minéralogiques et/ou granulométriques d'un assemblage minéral tel qu'un sédiment à partir des seuls paramètres d'hystérésis.

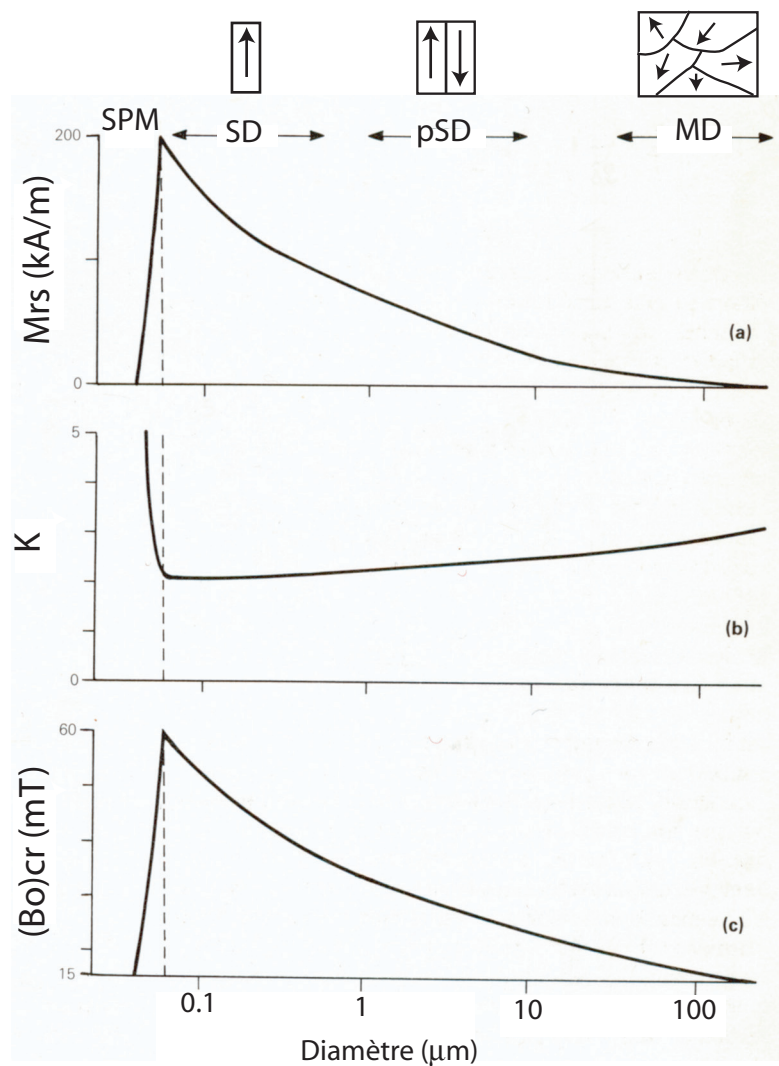


Figure 3 : Variations d'aimantation rémanente à saturation M_{rs} (a), de susceptibilité magnétique K (b) et de champ coercitif de rémanence H_{cr} (noté B_{ocr} , c) de la magnétite en fonction du diamètre des grains (noter la correspondance avec l'état de nucléation en domaines). Pour des tailles supérieures à $0,05 \mu\text{m}$, M_{rs} et H_{cr} diminuent fortement et régulièrement alors que la susceptibilité augmente légèrement. Modifié de Thompson et Oldfield (1986).

Variations of saturation remanent magnetization M_{rs} (a), magnetic susceptibility K (b) and remanence coercive field H_{cr} (labeled B_{ocr} , c) for magnetite in accordance with the grain sizes (notice the correspondence with the state of domain nucleation). For the sizes greater than $0.05 \mu\text{m}$, M_{rs} and H_{cr} largely and regularly decrease while susceptibility increases with grain size. Modified from Thompson and Oldfield (1986).

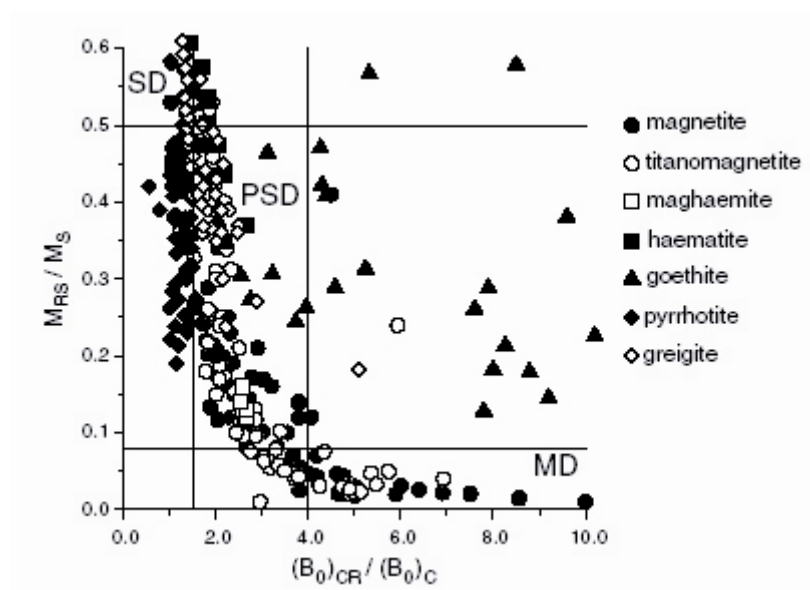


Figure 4 : Paramètres d'hystérésis de grains de nature minéralogique et de tailles variées, représentés dans le diagramme de Day. Ce diagramme permet initialement de discriminer les fractions granulométriques de la magnétite et de la titanomagnétite (monodomaines –SD, pseudo-monodomaines –pSD, polydomaines – MD). La contribution d'autres minéraux peut biaiser l'interprétation de ce diagramme (noter la position de la greigite et de l'hématite proche de la limite SD/PSD) ou caractériser des fractions minéralogiques (telles que la pyrrhotite et la goéthite, hors des domaines prédéfinis par Day et al, 1977). D'après Peters and Dekkers (2003).

Hysteresis parameters for grains of various mineralogy and sizes, represented in the Day plot. This plot initially allows determining the magnetite and titanomagnetite grain sizes (single, pseudo-single and multidomains). The contribution of other minerals can bias the grain size interpretation (notice the location of greigite and hematite close to the SD/PSD limit) or characterize mineralogical fractions (such as pyrrhotite and goethite, out of the domains defined by Day et al, 1977). From Peters and Dekkers (2003).

6. Paramètres magnétiques : interprétations et limites

Ce paragraphe décrit les paramètres magnétiques utilisés au cours de cette étude et en détaille les interprétations en terme de minéralogie et/ou granulométrie des grains magnétiques ainsi que leurs limites, inhérentes au matériel utilisé.

6.1. Susceptibilité magnétique volumique en champ faible k

La susceptibilité magnétique en champ faible représente la facilité avec laquelle un échantillon acquiert une aimantation dans un champ faible. Dans le protocole de mesure utilisé ici, il s'agit d'un champ alternatif de faible intensité et de basse fréquence (100 μ T et 0,5 kHz dans le cas du pont Bartington ; 400 μ T et 920 kHz dans le cas du Kappabridge KLY2).

La susceptibilité des minéraux ferri-et ferromagnétiques est 100 à 1000 fois supérieure à celle des minéraux antiferro- et paramagnétiques (cf **tableau 2**), et la Ti-magnétite étant le minéral le plus répandu à la surface de la Terre, les variations de susceptibilité dans les systèmes sédimentaires sont donc principalement influencées par les variations de concentration en Ti-magnétite. La taille des grains magnétiques influence également la valeur de la susceptibilité (**figure 2**), ainsi en présence de Ti-magnétite, la susceptibilité dépend principalement de la concentration en **Ti-magnétite de grosse taille** (i.e. polydomaines).

En revanche, lorsque la concentration en minéraux ferrimagnétiques est faible, la susceptibilité peut être fortement influencée par la susceptibilité des minéraux antiferro- et paramagnétiques présents.

Les sédiments de marges continentales consistent en une matrice argilo-silteuse issue de l'érosion continentale et donc constituée de silicates, de minéraux argileux, d'oxydes (dont Ti-magnétite) et éventuellement de carbonates détritiques. Cette matrice est également plus ou moins enrichie en matériel biogénique, carbonates et matière organique, issu de la biomasse océanique ou terrestre. La susceptibilité doit donc être considérée ici comme la somme des différentes contributions positives ferrimagnétique (forte), paramagnétique (faible) et négative diamagnétique (faible). Même si elle est dominée par le signal ferrimagnétique, elle ne le représente pas exclusivement. Elle est par contre très fortement influencée par la fraction lithogénique terrigène. Dans le cas où une fraction donnée (telle que carbonates ou silice biogénique) intervient comme diluant, une correction de la susceptibilité par la concentration relative (%) de cette fraction permet de s'affranchir de l'effet de dilution et d'exprimer la variation de susceptibilité par rapport à la seule fraction lithogénique, donc de quantifier relativement les variations de proportions en matériel ferrimagnétique versus le matériel paramagnétique.

6.2. Aimantation rémanente naturelle ARN (*Natural remanent magnetization NRM*)

Selon leur nature, magmatique ou sédimentaire, les roches présentent plusieurs types d'aimantations rémanentes naturelles d'intensités très différentes, selon la concentration en minéraux magnétiques, l'intensité du champ ambiant et le processus d'acquisition.

6.2.1. L'aimantation thermo-rémanente ATR (*Thermoremanent magnetization, TRM*)

L'ATR est acquise lorsqu'un minéral ferromagnétique se refroidit en-dessous de sa température de Curie dans un champ appliqué. C'est le cas des roches magmatiques et de toute roche réchauffée (argile cuite par exemple). L'aimantation est stable et, pour un minéral donné, son intensité est proportionnelle à l'intensité d'un champ appliqué de faible intensité (de l'ordre du champ terrestre). L'ATR est *a priori* l'enregistreur paléomagnétique le plus fiable, cependant le taux d'extrusion des coulées volcaniques étant discontinu, l'enregistrement du champ par les roches sédimentaires fournit un spectre complémentaire indispensable.

6.2.2. L'aimantation rémanente chimique ou cristalline ARC (*Chemical Remanent Magnetization, CRM*)

L'ARC est acquise lors de la (re-)cristallisation à basse température d'un minéral dans un champ appliqué.

6.2.3. L'aimantation rémanente détritique ARD (*Depositional Remanent Magnetization, DRM*)

L'ARD est acquise lorsque les minéraux détritiques préalablement aimantés (par acquisition d'ATR ou d'ARC), s'orientent dans le champ ambiant au moment de leur décantation et de leur dépôt. L'alignement d'une particule aimantée selon les lignes du champ magnétique est soumis à l'action des couples de forces magnétique et hydrodynamique pendant sa chute, et au couple de force gravitationnelle lors de son dépôt. Cette particule s'alignera d'autant plus facilement dans le champ que son moment magnétique m est fort, sa taille réduite et que la viscosité du fluide et l'agitation du milieu sont faibles. Le blocage de cette aimantation se produit avec un certain retard par rapport au dépôt, procurant au sédiment une *aimantation rémanente post-détritique, ARPD* (*post-*

depositional remanent magnetization, PDRM). Le blocage s'effectue après accumulation d'une certaine masse de sédiment sus-jacent et réduction par compaction de la porosité du mélange et de sa teneur en eau en deçà d'une valeur critique de l'ordre de 70% (Henshaw et Merrill, 1979 ; Tucker, 1980). Il est d'autant plus retardé que la granulométrie des grains magnétiques est faible par rapport à celle de la matrice sédimentaire. La profondeur de blocage (ou de demi-blocage : profondeur à laquelle la moitié de l'aimantation est bloquée, Hyodo, 1984) dépend en outre de la composition du sédiment (teneur en argiles, en carbonates, en matière organique, salinité...), de la distribution granulométrique et de la forme des grains magnétiques (sphériques ou allongés). Elle varie selon les cas de quelques cm à quelques dizaines de cm, ménageant, selon les caractéristiques du sédiment et la vitesse de sédimentation, des délais de blocage allant de quelques années à quelques millénaires.

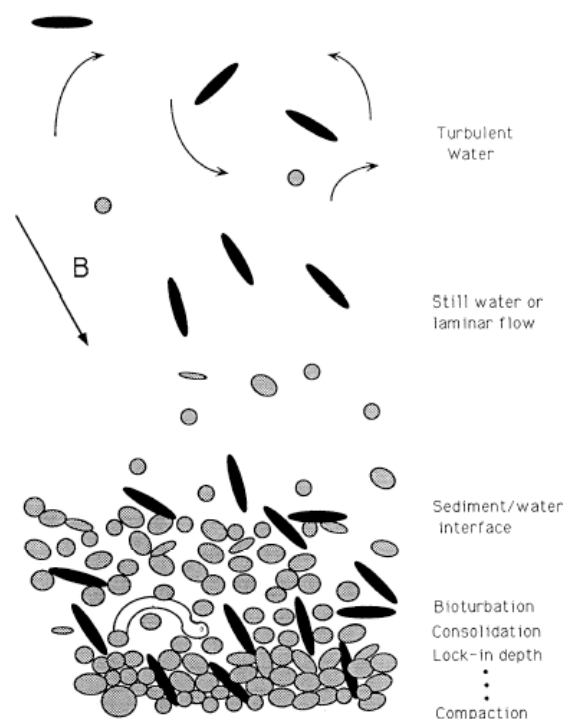


Figure 5 : Schémas du processus d'acquisition de l'ARN dans les sédiments, d'après Tauxe (1993). Les grains magnétiques sont représentés par des particules noires allongées.

Schematic representation of the NRM acquisition process in the sediments, from Tauxe (1993). The magnetic grains are represented as black long particles.

6.2.4. L'aimantation rémanente visqueuse ARV (*viscous remanent magnetization, VRM*)

L'ARV est acquise par traînage dans un champ magnétique, même faible. Elle se superpose, voire à long terme se substitue, à toute aimantation préalablement acquise. Son intensité dépend du champ appliqué et du logarithme du temps de traînage. Les ARV sont donc des aimantations secondaires parasites, d'origine géologique, acquises par traînage de la roche en position naturelle dans le champ terrestre ou d'origine artificielle, acquise lors du stockage en laboratoire. Comme elle décroît en fonction du logarithme du temps, elle peut être significativement réduite en quelques semaines de stockage en champ nul (espace amagnétique). Cependant, l'ARV géologique est généralement éliminée seulement par des traitements énergiques, faisant intervenir la chauffe à 100 ou 150°C, ou les champs alternatifs (AF) de 50, 100 voire 200 mT, pour les ARV les plus dures.

En définitive, l'aimantation rémanente naturelle (ARN) des sédiments est une combinaison d'ARD, d'ARPD et éventuellement d'ARV. L'intensité de la somme ARD+ARPD est fonction : a) du moment magnétique des grains, donc de leur nature minéralogique et de l'âge de l'aimantation primaire ; b) de leur masse, donc, pour une densité donnée, de leur volume; c) de la concentration en minéraux ferromagnétiques capables de s'aligner dans le champ ; d) de la porosité et de la viscosité mécanique du milieu et surtout, au final, d) de l'intensité du champ alignant. Les grains les plus appropriés sont les **Ti-magnétites de petite taille (SD et pSD)** qui possèdent des moments magnétiques forts et stables (**tableau 2** et **figure 2**) et qui s'orientent aisément dans un champ magnétique faible du fait de leur petite taille. La mesure de l'ARN, nettoyée de l'ARV, fournit donc une information sur la direction du champ ambiant au moment du dépôt et sur un paramètre combinant : 1) concentration en grains magnétiques « alignables » et 2) intensité du champ alignant.

6.3. Aimantation rémanente anhystérique ARA (*anhysteretic remanent magnetization ARM*)

Cette aimantation artificielle est créée par application simultanée d'un champ alternatif décroissant (voir section 7.2) et d'un champ continu faible. Dans notre cas, le champ alternatif (AF) de 100 mT désaimante exclusivement les grains dont les champs de blocage sont inférieurs à 100 mT et le champ continu (dF) de 0,1 mT les ré-aimante. Les grains de (Ti-)magnétite SD, pSD et MD sont concernés par ces valeurs de champ, mais

d'autres grains ferrimagnétiques de faible champ de déblocage peuvent éventuellement être concernés. L'intensité d'ARA constitue un index de la concentration en Ti-magnétite, fortement influencé par les petites particules de Ti-magnétite (SD et pSD), impliquées dans l'acquisition d'ARD et d'ARPD (Levi and Banerjee, 1976).

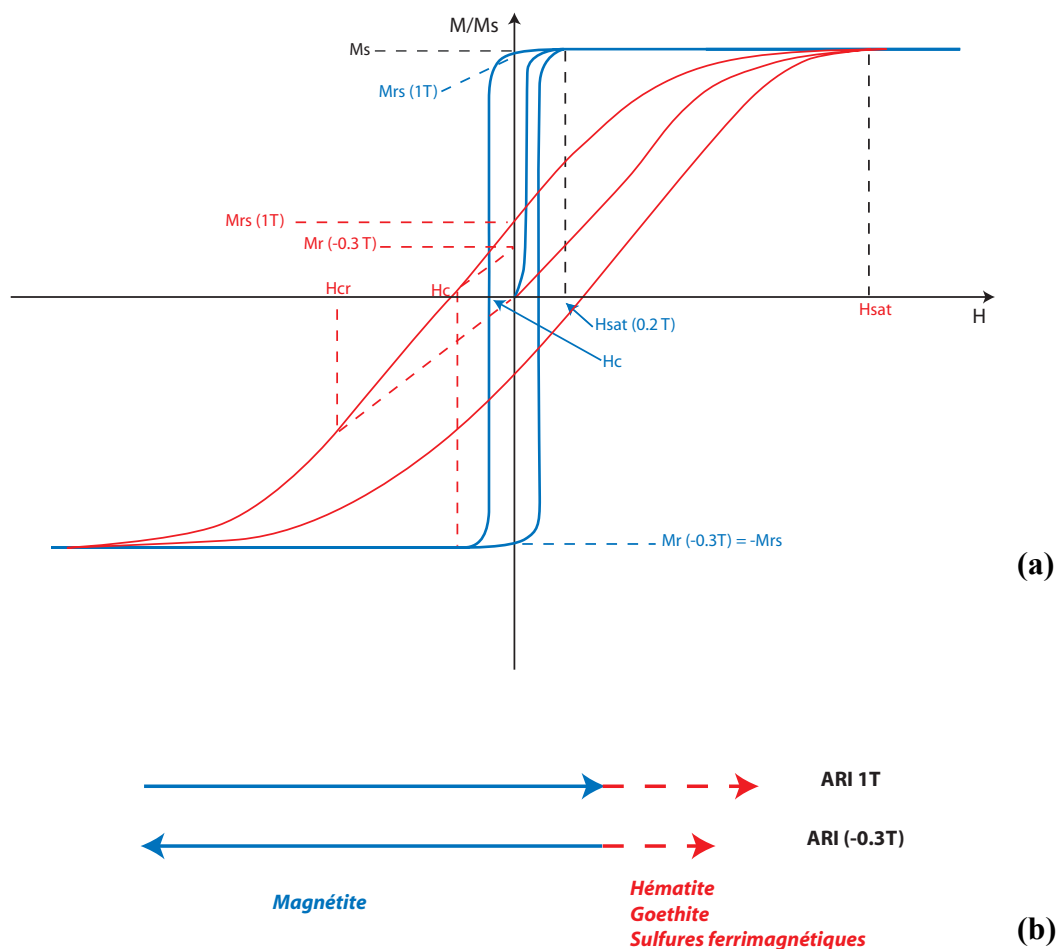


Figure 6 : Schémas d'acquisition des ARI à 1T et à -0,3T. (a) cycle d'hystérésis, (b) vecteurs aimantation. En bleu : magnétite et en rouge (tiretés) : minéraux de forte coercivité (hématite, goéthite ou sulfures ferrimagnétiques).

Schematic representation of the IRM acquisition at 1T and -0.3T. (a) Hysteresis cycle, (b) magnetization vectors. Blue: magnetite and red (dashed lines): high coercivity minerals (hematite, goethite or ferrimagnetic sulfides).

6.4. Aimantation rémanente isotherme ARI (*Isothermal remanent magnetization IRM*)

Ce type d'aimantation est créé par application très brève (~ 1 s) d'un champ à température ambiante. Dans certaines gammes de champ, l'intensité de l'aimantation est proportionnelle au champ appliqué. Les deux ARI utilisées dans cette étude ont été imposées par application d'un champ direct de 1T (ARI_{1T}) et d'un champ de sens contraire de 0,3T ($ARI_{0,3T}$) en utilisant des anneaux de Halbach (Rochette et al, 2001). Ces deux ARI s'adressent à différentes fractions minéralogiques et granulométriques.

L' ARI_{1T} est une approximation par défaut de l'aimantation rémanente isotherme à saturation (Mrs ou ARIs) ; l'ARI acquise entre 0,3 et 1 T est principalement influencée par la contribution des **minéraux anti-ferromagnétiques imparfaits (Goethite, Hématite)**. La contribution de ces minéraux à l' ARI_{1T} est néanmoins partielle car ils ne saturent que dans des champs très élevés (jusqu'à 12 T).

L' $ARI_{0,3T}$ est obtenue après acquisition de l' ARI_{1T} par application d'un champ de 0,3T de sens contraire à celui du champ de 1T. Ce champ ré-aimante les grains de Ti-magnétite, dont le champ coercitif est inférieur à 0,3 T. C'est donc un bon indicateur de **concentration en Ti-magnétite**.

7. Désaimantation et Traitements des paramètres magnétiques

7.1. Désaimantation en champs alternatifs

Un champ magnétique alternatif est appliqué à partir d'une valeur crête choisie. Sa polarité est inversée et son amplitude progressivement réduite d'un cycle au suivant, jusqu'à annulation. Les domaines magnétiques dont l'aimantation est parallèle au champ appliqué et dont le champ de déblocage est inférieur à la valeur crête du champ sont ré-aimantés alternativement dans des sens opposés. Après application de ce champ alternatif selon les 3 directions orthogonales les aimantations portées par les domaines magnétiques dont le champ de déblocage est inférieur à la valeur crête choisie sont statistiquement annulées. L'aimantation résiduelle de l'échantillon est ensuite mesurée. Ce traitement étant appliqué par paliers d'amplitude croissante (de 5 en 5mT ou 10 en 10 mT), l'aimantation est progressivement débarrassée des composantes portées par des domaines de champs de déblocage de plus en plus élevés, jusqu'à ce que toute aimantation disparaisse.

Les paliers de champs alternatifs utilisés sont 5, 10, 15, 20, (25), 30, 40, 50, 60 et éventuellement 80 mT.

Le **champ destructeur médian** est la valeur de champ alternatif pour laquelle l'intensité de l'aimantation est réduite à la moitié de sa valeur initiale. Il caractérise la résistance de l'aimantation au traitement par champs alternatifs. Plus sa valeur est élevée plus l'aimantation est dite « dure ».

7.1.1. Désaimantation de l'ARN

La désaimantation de l'ARN en champs alternatifs permet d'éliminer l'ARV dès les premiers paliers (5 ou 10 mT AF), car celle-ci est essentiellement portée par des grains polydomaines à faibles champs de déblocage. L'augmentation de l'amplitude du champ alternatif appliqué permet d'éliminer des ARV de plus en plus dures ; elle aboutit à terme à la diminution progressive de l'ARN caractéristique (ARD + ARPD). La suite du traitement permet de sélectionner les paliers auxquels la direction d'aimantation est la plus stable.

7.1.2. Désaimantation des aimantations artificielles

La désaimantation des aimantations anhystérétique et isotherme permet d'évaluer les contributions des différentes fractions granulométriques : les grains **de petite taille** dont les champs de déblocage sont plus élevés résistent mieux à la désaimantation en champs alternatifs que les gros grains (**figure 7**). Les quotients des intensités d'ARA (ou d'ARI) à des paliers de champ AF choisis ($ARA_{30\text{mT}}/ARA_0$ par exemple) constituent donc des indicateurs de taille de grains, dans le cas où la nature minéralogique des porteurs est constante.

Cependant ces quotients pourront avoir une autre signification si la nature minéralogique varie. Par exemple, Peters et Thompson (1998) ont montré que **les ARA et ARI portées par la greigite** présentent une forte résistance à la désaimantation par champs alternatifs (**figure 9** et section 8.2.2).

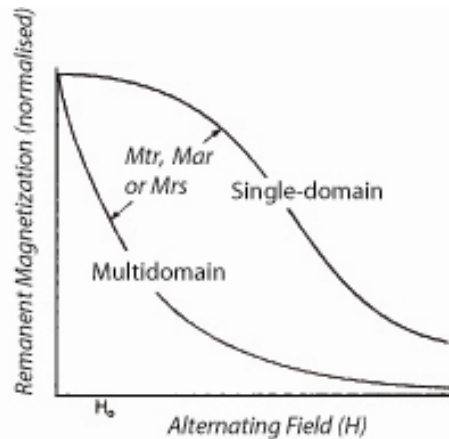


Figure 7 : Courbes de désaimantations en champs alternatifs d'aimantations rémanentes pour des minéraux polydomaines (*multidomain*) et monodomaines (*single-domain*). Noter la perte d'aimantation plus rapide et plus ample pour les minéraux polydomaines. Modifié de Dunlop et Özdemir (1997).

Alternating field (AF) demagnetization curves of remanent magnetizations for multidomain and single-domain grains. Notice the more rapid and ample loss of magnetization for the multidomain grains. Modified from Dunlop and Özdemir (1997)

7.2. Traitements thermiques

7.2.1. Désaimantations thermiques

La perte d'aimantation rémanente lors de l'augmentation de température est liée à la perte progressive de l'ordre ferromagnétique des minéraux ou des domaines dont la température de blocage est inférieure à la température imposée (voir section 2.3).

Afin de s'affranchir de la transformation des minéraux ferrifères en oxydes et/ou en hydroxydes de fer lors de la chauffe dans une atmosphère oxydante, ou du moins d'en limiter l'effet, on chauffe les échantillons sous atmosphère d'Argon.

La résistance des grains magnétiques à la désaimantation thermique dépend de leur état de nucléation (donc de leur taille) et de leur ordre magnétique (donc de leur nature minéralogique).

La température de déblocage des grains polydomaines étant basse ($T^{\circ} < 200^{\circ}\text{C}$), les ARV sont éliminées rapidement. Les points d'inflexions de la courbe de désaimantation correspondent à des températures spécifiques permettant de distinguer certaines phases minérales telles que les sulfures ferrimagnétiques ou la magnétite.

Les paliers de température utilisés ici sont de 100 en 100°C entre 100 et 500°C avec un palier intermédiaire à 350°C et de 30 en 30°C entre 500 et 680 °C.

Désaimantation de l'ARN

La mesure de l'aimantation rémanente naturelle pour des paliers de température successifs permet :

- 1) d'évaluer la stabilité de l'ARN, et de déterminer les directions de l'ARN les plus stables.
- 2) de caractériser le minéral porteur de l'ARN par la détermination des températures de déblocage.

Désaimantation de l'ARIs

La désaimantation thermique de l'ARIs permet de caractériser les minéraux porteurs d'ARI, donc tous les minéraux ferromagnétiques (sl) présents.

7.2.2. Mesure de susceptibilité à température variable.

Outre la détection des températures d'ordre par perte de susceptibilité magnétique lors de la chauffe, certains minéraux peuvent être identifiés par des variations abruptes de la susceptibilité magnétique à basse température : l'hématite présente une transition (dite de Morin) à -20°C ; la pyrrhotite présente une transition à -10°C ; la magnétite présente une transition (dite de Verwey) à -161°C .

8. Les paramètres magnétiques normalisés

8.1. Reconstitution des variations d'intensité relative du champ magnétique terrestre

L'intensité de l'ARD (et de l'ARPD) acquise par les sédiments dépend de l'intensité du champ ambiant, mais également de la nature et de la quantité des minéraux alignés (section 6). Il est à noter que les processus de réalignement des grains magnétiques jusqu'au blocage de l'ARPD, affectent la proportionnalité de l'intensité de l'ARN vis-à-vis de l'intensité du champ ; L'effet varie selon les délais de blocage des grains et selon l'amplitude des variations de directions du CMT. Afin de reconstruire les variations d'intensité du paléochamp, il est nécessaire de normaliser l'intensité d'ARN par un

paramètre représentatif de la population de grains magnétiques qui la porte. Les paramètres les plus couramment utilisés comme normalisateurs sont la susceptibilité magnétique K , l'ARI à 0,3T et l'ARA.

8.1.1. Sélection du normalisateur le plus adéquat

Susceptibilité magnétique K

La forte influence des grains polydomaines de Ti-magnétite sur la susceptibilité magnétique peut introduire des erreurs dans la reconstitution de la paléointensité relative par le paramètre ARN/K : ces grains de forte susceptibilité possèdent un faible moment magnétique (cf section 4.4), qui les rend inaptes à s'aligner dans le champ, contrairement aux grains mono- et pseudo-monodomaines (4.2 et 4.3). La variation du quotient ARN/K étant donc influencée par les variations de taille de grains, son utilisation doit être restreinte à des sédiments dont la distribution granulométrique est unimodale et constante.

Aimantation rémanente isotherme ARI

La valeur de l'intensité de l'ARI acquise dans un champ donné dépend non seulement de la nature des minéraux, mais aussi des capacités de nucléation de domaines des grains magnétiques. Sous influence d'un champ fort, les grains polydomaines acquièrent, par déplacement des murs de Bloch, une forte ARI. De tels grains n'ayant pas participé à l'acquisition de l'ARD et de l'ARPD, le rapport ARN/ARI est donc largement influencé par les gros grains magnétiques. Les champs de déblocage de l'ARI sont généralement plus faibles que ceux de l'ARN.

Aimantation rémanente anhystérétique ARA

L'ARA est considérée comme le normalisateur le plus approprié car elle est principalement portée, comme l'ARN par la fraction mono- ou pseudo-monodomaine de Ti-magnétite. Les spectres de champs alternatifs de déblocage de l'ARA et de l'ARN sont généralement très similaires lorsqu'il s'agit de (Ti-)magnétite (cf section 6.3 et Levi and Banerjee, 1976).

Aimantation rémanente post-détritique artificielle

Selon les travaux de Tucker (1980) et Thouveny (1987), l'aimantation post-détritique acquise lors de la re-sédimentation en champ faible contrôlé constitue le plus

proche analogue de l'ARPD naturelle. En effet, il apparaît que les spectres de champ de déblocage de l'ARDP artificielle sont proches de ceux de l'ARN et de l'ARA (Levi and Banerjee, 1976 et Thouveny, 1987).

L'acquisition d'ARPD artificielle est très longue à réaliser, contrairement à celle de l'ARA et de l'ARI ; elle n'est pour cette raison quasiment jamais pratiquée.

En résumé, les variations du rapport ARN/ARA constituent généralement le proxy le plus réaliste des variations de paléointensité relative du CMT (Johnson et al., 1975).

8.1.2. Limites de validité de la normalisation et discussion

La dépendance de l'ARA à la taille et à la concentration des grains de magnétite a été mise en évidence par King et al. (1982, 1983) et a conduit ces auteurs à définir des critères limitant l'utilisation du quotient ARN/ARA comme indicateur de paléointensité relative :

- 1) cette normalisation n'est valide que si le porteur principal appartient à la famille des titano-magnétites.
- 2) Les intensités d'ARN et d'ARA évoluent de façon opposée pour des tailles de grain inférieures à $1\mu\text{m}$ et supérieures à $10\mu\text{m}$ (Amerigians, 1977 ; **figure 8**). King et al. (1983) stipulent donc que la taille des grains de magnétite doit être comprise entre 1 et $15\mu\text{m}$ (gamme des pseudo-monodomains). Cette étude confirme également la forte sensibilité du quotient ARN/ARIs aux variations de la taille des grains de magnétite (**figure 8b**).
- 3) D'après les résultats de Sugiura (1979), King et al. (1983) montrent que la concentration maximale en grains magnétiques ne doit pas excéder de 20 à 30 fois la concentration minimale (**figure 9**).

Au cours d'une revue critique de ces critères de validité, Tauxe (1993) a ajouté que la comparaison des méthodes de normalisation entre elles et avec des enregistrements de paléointensité régionale ou globale sont des moyens de s'assurer de la fiabilité des méthodes de normalisation. Enfin, la similarité d'une des méthodes de normalisation de l'ARN avec des paramètres magnétiques ou biogéochimiques climato-dépendants doit poser la question du type d'information fournie par les quotients d'ARN/ARA, ARN/ARIs ou ARN/K et être utilisés avec prudence.

Les laves du plancher océanique constituent un fidèle enregistreur de l'intensité du champ magnétique au cours du temps, ce qui a permis à Gee et al. (2000) de produire un profil de paléointensité à haute résolution couvrant les derniers 780 ka (la période normale Brunhes). La comparaison de cet enregistrement avec des profils de paléointensité relative de séquences sédimentaires procure donc un moyen supplémentaire de tester la fiabilité des méthodes de normalisation.

Enfin, le taux de production des cosmonucléides ^{14}C , ^{10}Be et ^{36}Cl dans l'atmosphère étant principalement contrôlé par l'intensité du champ magnétique terrestre (selon une relation inverse, Elsasser et al., 1956), la mesure de la concentration de ces nucléides radioactifs dans les séquences sédimentaires fournit également un moyen indépendant de reconstituer la paléointensité. Cet outil a été largement utilisé pour s'assurer de la qualité des reconstitutions paléomagnétiques dans les sédiments (Franck et al., 1997 ; Carcaillet et al., 2004, Leduc et al., 2006).

8.2. Indicateurs de minéralogie

La combinaison des différents paramètres magnétiques, faisant intervenir le calcul (quotients, sommes vectorielles normalisées...) ou la représentation graphique, procure généralement un moyen efficace d'identification des fractions magnétiques qui dominent l'assemblage sédimentaire. Bien que ce rôle soit souvent tenu par la Ti-magnétite, certains minéraux peuvent modifier les propriétés magnétiques des sédiments et contribuer significativement à l'acquisition d'aimantations rémanentes artificielles. Deux grandes classes retiendront principalement notre attention : les oxydes et oxy-hydroxydes antiferromagnétiques et les sulfures ferrimagnétiques.

8.2.1. Identification des oxy-hydroxydes antiferromagnétiques

Les deux principaux minéraux antiferromagnétiques sont **l'hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) et la goethite (FeOOH)**. L'hématite est notamment (mais pas exclusivement) produite par oxydation des minéraux ferrifères (silicates et oxydes) des roches ignées ; une telle altération est favorisée par des climats chauds et secs. La goethite résulte de l'oxydation et de l'hydratation (ferralitisation) de ces mêmes roches, donc sous climats chauds et humides (Thompson and Olfield, 1986 ; France and Oldfield, 2000). Dans un cas comme dans l'autre, les conditions d'érosion et de mobilisation les plus fréquentes sont assurées par la déflation éolienne de surfaces dénudées (régions devenues désertiques).

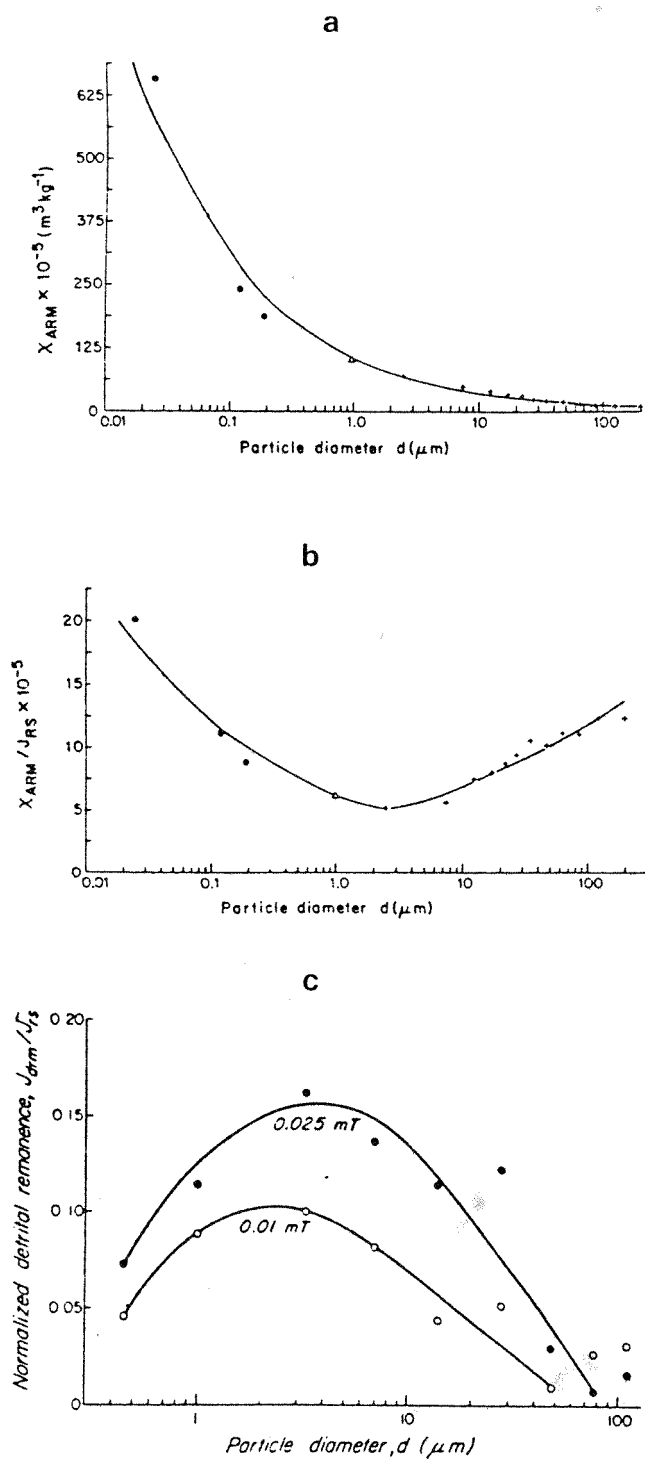


Figure 8 : Variations d'ARA (a), ARA/ARIs (b) et ARN/ARIs (c) en fonction de la taille des grains. Noter la zone 1-10 μm dans laquelle ARA/ARIs et ARN/ARIs varient peu et où le quotient ARN/ARA peut être utilisé comme indicateur de paléointensité relative. D'après King et al. (1983), dans Thouveny (1991).

ARM (a), ARM/SIRM (b) and NRM/SIRM (c) variations, according to the grain sizes. NRM/SIRM and ARM/SIRM weakly vary between 1 and 10 μm , range in which the ratio NRM/ARM can be used as a proxy of the relative paleointensity. From King et al. (1983), in Thouveny (1991).

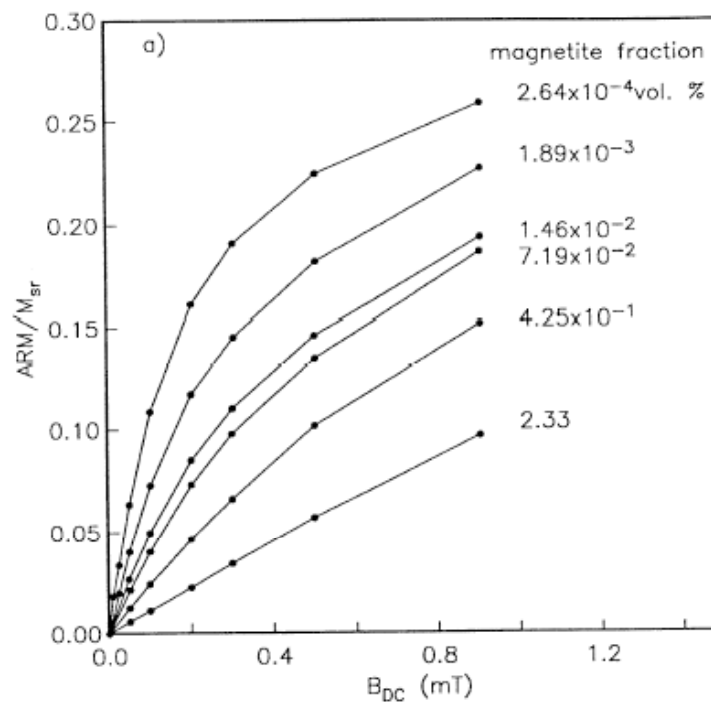


Figure 9 : Variations d'ARA/ARIs en fonction du champ appliqué et de la concentration en magnétite. D'après King et al. (1983), dans Tauxe (1993).

ARM/SIRM variations in accordance with the applied field and the magnetite concentration. From King et al. (1983), in Tauxe (1993).

Ces minéraux sont la plupart du temps transportés à l'océan par les vents et constituent donc des marqueurs d'**apports éoliens**. Ils ont été utilisés comme tels dans de nombreuses études de sédiments océaniques (Bloemendal et al., 1988 ; de Menocal et al., 1991 ; Maher and Hounslow, 1999).

Les contributions respectives des minéraux de faible et forte coercivités s'évaluent au moyen de deux paramètres :

1) Le S ratio est obtenu en divisant l'ARI acquise dans le champ de saturation de la Ti-magnétite (0,3 T) par l'ARIs. Dans ce travail, on a utilisé l'ARI à 1 T comme proxy de l'ARIs.

$$\mathbf{S\ ratio} = -\mathbf{ARI}_{0,3T} / \mathbf{ARI}_{1T}$$

Le signe négatif est justifié par la différence de signe des deux vecteurs (voir **figure 6**).

Le S ratio est proche de 1 lorsque l'assemblage des minéraux magnétiques est dominé par la magnétite. Sa valeur diminue lorsque hématite ou goethite contribuent à l'ARI_{1T} (elle peut théoriquement atteindre -1 si l'ARI_{0,3T} est négligeable par rapport à l'ARI_{1T}, donc si la Ti-magnétite est absente). Les sulfures ferrimagnétiques, dont les champs de saturation sont encore mal connus, peuvent biaiser l'interprétation du S ratio.

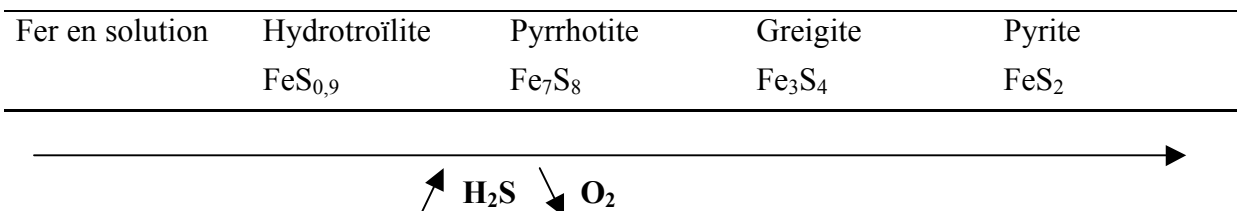
2) l'ARI dure (Hard IRM) est une mesure de l'aimantation isotherme portée par les seuls minéraux de forte coercivité (H_{cr}>0,3T). C'est la demi-somme des vecteurs ARIs et ARI-0,3T :

$$\text{HIRM} = (\text{ARI}_{1T} + \text{ARI}_{0,3T}) / 2$$

En absence de fortes concentrations en sulfures ferrimagnétiques, la HIRM est un indicateur fidèle de présence d'**hématite ou de goethite** et a été largement utilisée dans les études paléoenvironnementales.

8.2.2. Identification des sulfures ferrimagnétiques

Les sulfures de fer sont des minéraux majoritairement authigènes, typiques de milieux déficitaires en oxygène. Leur synthèse est réalisée lors de la conjonction de fortes concentrations en matière organique (transformée en H₂S par les bactéries anaérobies) et de conditions réductrices favorisant la dissolution des minéraux ferrifères (silicates, et surtout oxydes). La disponibilité de Fe²⁺ et H₂S dans les fluides interstitiels peut mener à la cristallisation de sulfures de fer dont le terme le plus réduit est la pyrite FeS₂, paramagnétique, mais dont les termes intermédiaires **greigite Fe₃S₄** et **pyrrhotite Fe₇S₈** sont ferrimagnétiques.



La séquence de formation des sulfures de fer dans les sédiments a été décrite par Berner (1970) et montre que la détection de ces minéraux dans les sédiments peut être traduite en

termes de quantité relative d'oxygène et de H₂S (i.e. de matière organique) disponibles dans le milieu. Lorsque les apports en Fer et en matière organique ne sont pas limitants, seules les concentrations en O₂ dissous vont moduler le type de sulfure formé. L'identification de l'espèce minérale formée peut alors apporter des informations sur les conditions d'oxygénation du milieu.

La susceptibilité magnétique des sulfures ferrimagnétiques est faible (100 fois inférieure à celle de la magnétite), tandis que leur aimantation à saturation est du même ordre que celle de la magnétite. Le rapport **ARIs/k** (*SIRM/k*), significativement plus fort que celui de la magnétite, est un des moyens les plus couramment utilisés pour détecter leur présence (Roberts, 1995; Roberts et al., 1995; Peters and Thompson, 1998)

Ils se distinguent aussi par une forte résistance à la désaimantation AF de leur ARA (Peters and Thompson, 1998 ; **figure 10**).

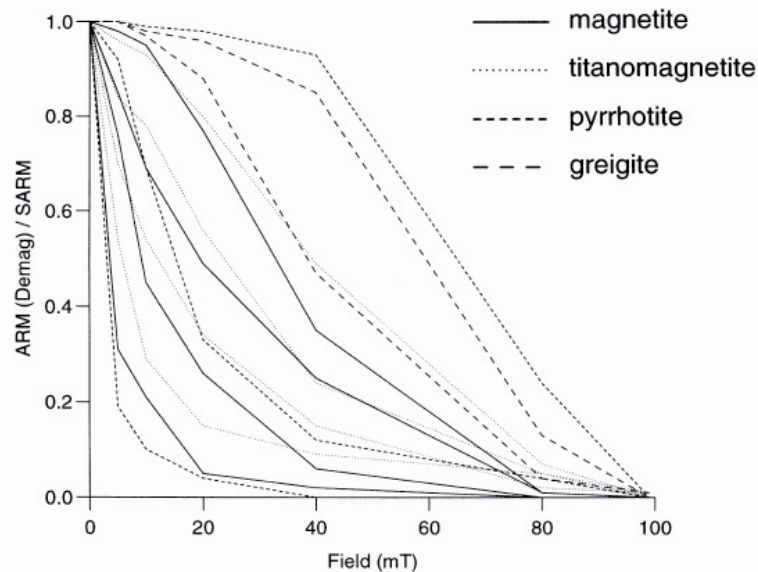


Figure 10 : valeurs d'aimantations rémanentes anhystériques résiduelles en fonction du champ alternatif appliqué pour quatre minéraux différents. Les échantillons de sulfures ferrimagnétiques (pyrrhotite et greigite) se montrent plus résistants à la désaimantation que certains échantillons de magnétite. Noter la forte variabilité des comportements pour les différents minéraux présentés. D'après Peters et Thompson, 1998.

Values of residual ARM as a function of the AF applied for different minerals. Ferrimagnetic sulfide samples (pyrrhotite and greigite) are more resistant to demagnetization than some magnetite samples. Notice the large variability of behaviors for the minerals presented. From Peter and Thompson (1998).

8.3. Indicateurs de granulométrie

Les paramètres magnétiques décrits ci-dessus concernent différentes fractions granulométriques ; les quotients ou les représentations graphiques peuvent, si la nature minéralogique est constante, indiquer des variations relatives de taille des grains.

Nous avons vu précédemment que les variations du quotient **ARAdésaimantée/ARA** (ARA_{30mT}/ARA par exemple) sont liées à la co-existence de granulométries variées, dont le champ de déblocage varie avec la taille (section 7.2.1). Ainsi, ce quotient est fort pour des grains de petite taille et inversement. Nous avons également vu que l'interprétation de ce rapport peut être biaisée par des minéraux de type sulfures ferrimagnétiques (voir section 8.2.2. et **figure 10**).

L'ARA est fortement influencée par la fraction fine de Ti-magnétite (SD et pSD), tandis que K et ARIs sont plus sensibles à la fraction grossière de Ti-magnétite (MD). La comparaison de **ARA et K** a été utilisée par King et al (1982) comme un indicateur de granulométrie est représentée sous forme d'un graphique permettant de déterminer la taille et éventuellement la concentration des grains de magnétite (**figure 11**). Ces déterminations ne sont possibles que lorsque la magnétite est le seul minéral magnétique en présence. L'évaluation de la concentration en magnétite peut être en outre compliquée par le fait que l'acquisition de l'ARA n'est pas linéaire au champ crête de désaimantation AF en deçà d'une concentration de 1% de magnétite (voir **figure 9**), ce qui est le cas d'une partie importante des sédiments (Tauxe, 1993). En terme de granulométrie magnétique, le rapport **ARA/K** est fort lorsque la taille des grains est plutôt petite (si la minéralogie est uniforme et la concentration supérieure à 1%). Le rapport **ARA/ARIs** devrait également constituer un indicateur de tailles de grains magnétiques mais King et al (1983) ont montré que ce quotient présente des tendances opposées lorsque les tailles de grains sont inférieures à $1\mu m$ (le quotient diminue avec la taille) ou supérieures à $10\mu m$ (le quotient augmente avec la taille). L'utilisation de ce quotient en terme d'indicateur de taille de grains doit donc être restreinte à des sédiments dont la granulométrie varie peu. De la même manière que pour le quotient **ARAdésaimantée/ARA**, l'existence de sulfures ferrimagnétiques peut biaiser les quotients **ARA/K** et **ARA/ARIs**.

Finalement, le quotient **ARIs/K** peut aussi indiquer des variations de granulométrie magnétique, K étant plus sensible à la concentration en grains polydomaines que l'ARIs, en absence de sulfures ferrimagnétiques (Peters and Thompson, 1998). Lorsque le

principal minéral magnétique est la Ti-magnétite, le quotient ARIs/K augmente lorsque la taille des grains diminue.

Rappelons que les paramètres d'hystérésis peuvent également être utilisés comme indicateurs de granulométrie (cf section 5 et **figure 4**).

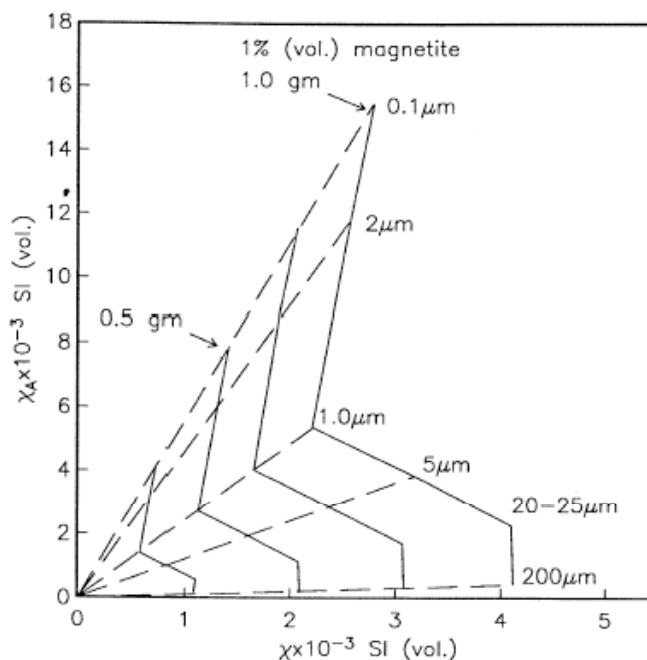


Figure 11 : diagramme de King et al. (1982) mettant en évidence les relations entre la susceptibilité volumique (χ) et la susceptibilité anhystérétique (χ_a , intensité de l'ARA/intensité du champ continu) pour diverses tailles de grains. Les variations de granulométrie de la magnétite sont exprimées par une variation de la pente des droites ($\chi_a = f(\chi)$) et la position par rapport à l'origine donne une indication de la concentration.

King et al. (1982) plot showing the relationships between the volume susceptibility (χ) and the anhysteretic susceptibility (χ_a , ARM intensity/Steady field intensity) for various grain sizes. Variations of the magnetite grain size are expressed as a function of the slope ($\chi_a = f(\chi)$) and the distance from the origin provides an estimation of the concentration.

9. Synthèse

L'interprétation des paramètres présentés ci dessus en terme de concentration, minéralogie et granulométrie de la fraction magnétique des sédiments, ainsi que les limitations connues ont été récapitulées sous forme d'un tableau pour faciliter leur lecture

(**tableau 5**). Un exemple de détermination graphique de la minéralogie magnétique est présenté en figure 12, d'après Peters and Thompson (1998).

Parameter	Interpretation	Possible Bias
Magnetic susceptibility Klf (absolute)	Ferrimagnets and paramagnets	Increase with coarse Ti-magnetite
ARM (absolute)	Low coercivity ferrimagnets mainly Ti-magnetite	Increase with Greigite and/or Pyrrhotite Biased by coarse Ti- magnetite
SIRM (absolute)	Ferrimagnets, mainly Ti-magnetite	
IRM-0,3T (absolute)	Ti-magnetite	
HIRM (absolute)	High coercivity minerals (anti-ferromagnets: Haematite+goethite)	Greigite or pyrrhotite
S ratio (relative)	Ti-magnetite concentrations /all ferromagnetic minerals	
SIRM/K (high values) (relative)	Ferrimagnetic sulphides (Greigite+pyrrhotite)	
ARM _{30mT} /ARM IRM _{30mT} /IRM	1	Increase with greigite or pyrrhotite
ARM/K	2	
SIRM/K	3	
ARM/SIRM	4	Decrease with greigite or pyrrhotite

Tableau 5 : Lignes d'interprétation des paramètres magnétiques

Interpretation guidelines for the magnetic parameters.

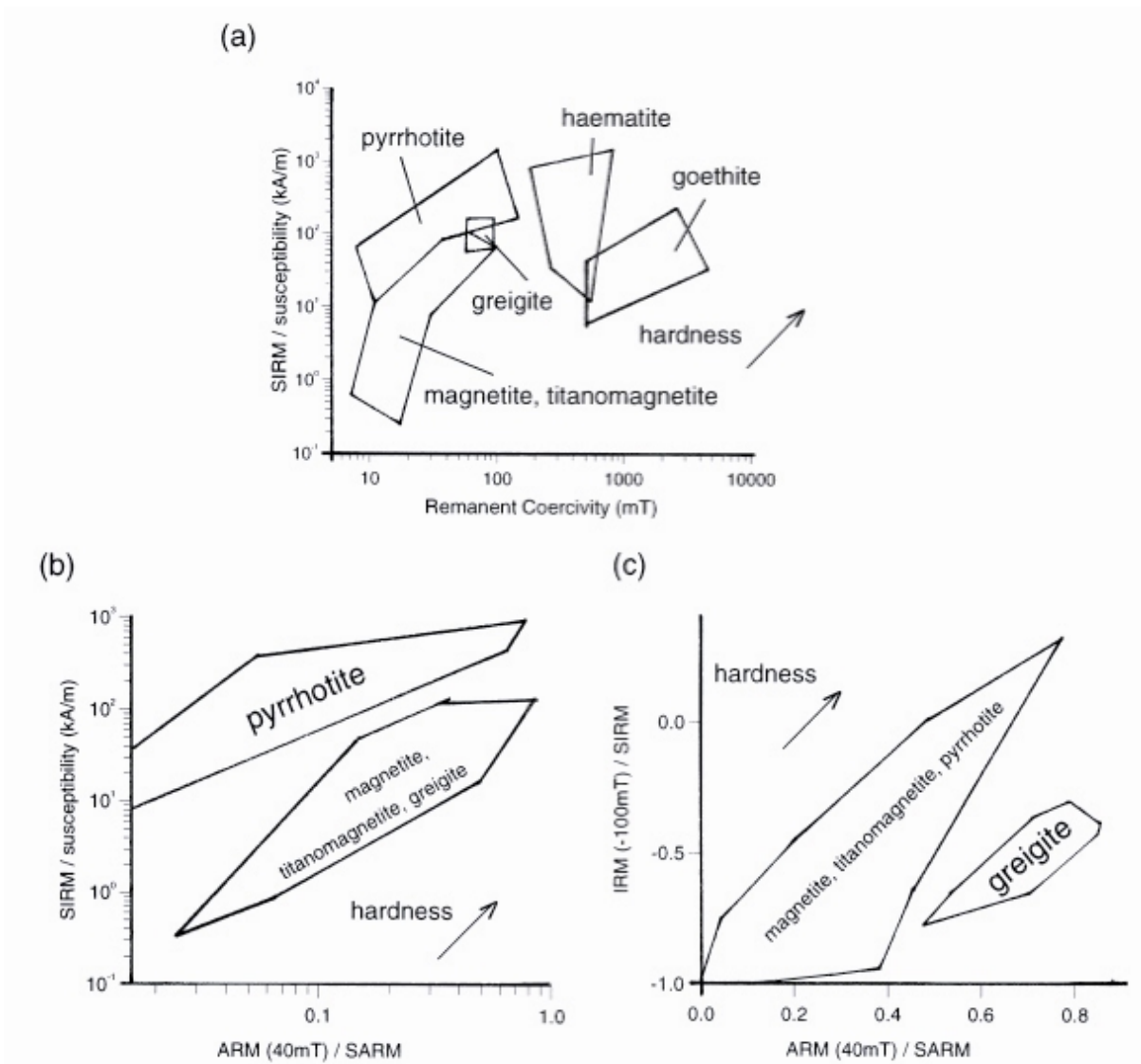


Figure 12 : Exemples de déterminations minéralogiques réalisées en comparant des paramètres normalisés. D'après Peters and Thompson (1998).

Examples of mineralogical determinations using bi-plots of the normalized parameters. From Peters and Thompson (1998)

10. Echantillonnage et appareillage

10.1. Stratégie d'échantillonnage

Trois types de sous-échantillons ont été prélevés dans les demi sections de carottes.

Les U-channels sont des tubes à section carrée (1 cm x 1 cm), de 150 cm de long, qui permettent de mesurer les paramètres magnétiques à haute résolution (2 cm) et de manière continue. Ils ont été utilisés pour mesurer la susceptibilité magnétique et les aimantations.

Des cubes en plastique de volume 8 cm³ (2 cm x 2cm x 2 cm) ont été prélevés tous les 80 cm environ, afin de précéder à des mesures discrètes (anisotropie de susceptibilité, désaimantations thermiques, acquisitions d'ARI...).

Enfin, des pétales de sédiment (~200 mg) ont été prélevés, séchés (et éventuellement compactés sous presse) pour fournir les cycles d'hystérésis et les courbes de désaimantation d'ARI.

10.2. Appareillage

Les aimantations volumiques sont mesurées avec un magnétomètre cryogénique 2-G (model 760R) à capteurs supraconducteurs (supraconducting quantum interference device, SQUID) dont la sensibilité est de 10⁻¹¹ A.m². Les zones d'influence sont de 4,3 cm sur l'axe X, de 4,41 cm sur l'axe Y et de 6,94 cm sur l'axe Z. Le magnétomètre permet également de désaimanter les échantillons dans les trois directions de l'espace et d'induire des aimantations rémanentes anhystérétiques en produisant des champs alternatifs avec l'unité de désaimantation « en ligne ».

La susceptibilité magnétique en champ faible est mesurée dans les carottes en utilisant un susceptomètre de marque Bartington, dont la sensibilité est de 0,2.10⁻⁵ SI, équipé d'une sonde de diamètre 4 cm (MS2B) dans laquelle on fait passer les u-channels. La zone d'influence de la sonde est égale à 2,5 cm, le volume mesuré est donc de 10 cm³, rapporté à un volume nominal d'1 cm³. La sensibilité est de 1.10⁻⁶ SI.

Les mesures d'aimantation et de k_{lf} sont effectuées tous les deux centimètres.

Les cycles d'hystérésis et courbes de rémanence sont mesurés sur un magnétomètre vibrant à gradient de champ (type VSM Micromag, P.C.M., modèle 3900). Cet appareil permet d'appliquer un champ croissant jusqu'à 1T, puis décroissant (jusqu'à -1T) et de mesurer l'aimantation induite.

Chapitre II. Mesure des isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone

Les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates biogéniques ont été réalisées sur la carotte sédimentaire du Golfe de Tehuantepec (MD02-2520), qui est présentée dans la partie III. Dans cette partie de méthodologie, sont présentés les principes de mesures et d'utilisation de ces rapports isotopiques, tandis que les résultats et interprétations, ainsi que la stratégie d'échantillonnage et les espèces de foraminifères sélectionnées seront exposés dans la partie III. Le livre de J. Hoefs « Stable isotope geochemistry » (1997) constitue l'ouvrage de référence de ce chapitre, auquel le lecteur pourra se référer.

1. Les carbonates biogéniques : les foraminifères

Les foraminifères (zooplancton) sont des protozoaires qui se développent à différentes profondeurs dans la colonne d'eau ; les espèces vivant en surface et subsurface sont dites planctoniques et celles vivant sur le fond (à l'interface eau-sédiment ou dans le sédiment) sont dites benthiques. Pour cette étude, nous analysons les rapports isotopiques des foraminifères à tests carbonatés (calcitique ou aragonitique), synthétisés en utilisant les ions carbonates (CO_3^{2-}) et calcium (Ca^{2+}) dissous dans l'eau environnante. Ce processus a lieu pendant toute leur vie (c'est-à-dire pendant quelques semaines, Bé et al., 1981) et conduit à la formation des loges au cours de l'ontogénèse (calcite primaire) recouvertes d'une couche de calcite secondaire acquise pendant la gamétogénèse (Bé, 1980).

2. Rapports isotopiques de l'Oxygène et du Carbone

2.1. Définitions utiles

Les isotopes représentent plusieurs formes d'un même élément chimique qui diffèrent par le nombre de leurs neutrons, c'est-à-dire par leur masse atomique. Un isotope est stable lorsque la structure de son noyau n'évolue pas au cours du temps. Les isotopes

étudiés (oxygène et carbone) font partie des isotopes dits « légers », du fait de leur masse faible. Les différences de masse relative entre isotopes pour les éléments légers sont à l'origine de comportements physico-chimiques significativement différents (et donc des fractionnements isotopiques).

Les isotopes stables du carbone sont le ^{12}C et le ^{13}C dont les abondances respectives sont 98,89 % et 1,108 %. Les isotopes stables de l'oxygène utilisés ici sont le ^{16}O et le ^{18}O dont les abondances respectives sont 99,763 % et 0,1995 %.

2.2. Fractionnement et rapports isotopiques, effet vital

La masse des éléments chimiques influe sur leurs propriétés physico-chimiques (température de fusion, vitesse de réaction, constantes d'équilibre...), et favorise ainsi certains isotopes lors de réactions chimiques telle que la formation de calcite à partir des ions carbonates et calcium dissous dans l'eau. Ce phénomène est appelé **fractionnement isotopique** et pour une réaction donnée on définit un facteur de fractionnement α , correspondant au quotient entre les rapports isotopiques (isotope lourd sur isotope léger) dans chaque composé chimique.

Dans le cas de la formation de calcite, on considère les équilibres isotopiques entre :

- H_2O et CaCO_3 (pour l'oxygène), **thermodépendant**
- ΣCO_2 et CaCO_3 (pour le carbone), qui n'est que faiblement affecté par les variations de température (Mook et al., 1974).

Les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone mesurées dans la calcite biogénique ne sont pas toujours identiques à celles de la calcite inorganique formée dans les mêmes conditions (de température et de composition isotopique des eaux). Cette différence appelée « **effet vital** », dont la cause est biologique (fractionnement cinétique), est spécifique à chaque espèce et considérée constante dans le temps (Wefer et Berger, 1991).

En résumé, la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des tests de foraminifères est donc dépendante : i) de la composition isotopique de l'eau et des carbonates dissous, ii) de la température de l'eau et iii) de l'espèce étudiée. La composition isotopique des carbonates est exprimée par rapport à un standard international, sous forme d'un δ :

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{ECHANTILLON}} / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{STANDARD}} - 1 \right] \times 1000 \text{ (‰)}$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{ECHANTILLON}} / \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{STANDARD}} - 1 \right] \times 1000 \text{ (‰)}$$

Le standard international utilisé pour les carbonates est le Vienna-Pee Dee Belemnite (V-PDB).

3. Préparation des échantillons et Appareillage de mesure

3.1. Tamisage et piquage

Des échantillons de sédiment ont été prélevés dans la carotte, tous les cinq centimètres, sous forme de tranches de un centimètre de large. Le sédiment, dilué dans l'eau, est passé dans deux tamis de mailles 150 et 63 μm ; les refus de ces deux tamis sont séchés dans une étuve à 50°C puis conservés séparément dans des capsules. La sélection des espèces de foraminifères est réalisée sous la loupe binoculaire. Les foraminifères sont prélevés dans la fraction supérieure à 150 μm afin de mesurer les rapports isotopiques sur des spécimens adultes, les individus juvéniles (de taille souvent légèrement supérieure à 63 μm pour les espèces sélectionnées) n'ayant généralement pas achevé le processus de calcification, peuvent biaiser les résultats. L'espèce des individus juvéniles est en outre plus difficile à déterminer que celle des individus adultes.

3.2. Appareillage

La composition isotopique des carbonates est mesurée par spectrométrie de masse (Isotopic Ratio Mass spectrometry, IR-MS). L'appareil utilisé au CEREGE est un Thermo-Finnigan (Delta Advantage) couplé à une ligne de préparation automatisée des échantillons (Karbo-Kiel III) permettant d'analyser un poids de carbonates allant de 50 à 90 μg , ce qui représente selon les espèces de deux à une dizaine d'individus.

Les échantillons sont placés sur un carrousel pouvant contenir 46 échantillons et sont intercalés entre des standards, ici le NBS19, pour évaluer la reproductibilité et la précision analytique (+/- 0,04 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et +/- 0,03 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$). Les carbonates sont dissous par injection d'acide ortho-phosphorique afin d'obtenir du CO_2 , dont la composition isotopique sera analysée. Pour chaque échantillon, la composition isotopique

du CO₂ de l'échantillon est comparée à celle d'un CO₂ de référence de composition connue (introduit par alternance dans la source par un système de double entrée), afin d'obtenir la valeur des δ . Le gaz à analyser est ionisé (dans la source) et accéléré dans un champ électrique. Les ions passent ensuite dans le secteur magnétique où leur trajectoire est déviée : l'angle de déviation dépend de la masse de l'ion (et de la valeur du champ magnétique appliqué). L'emplacement des collecteurs (cages de Faraday) est déterminé par la trajectoire des ions de masse souhaitée (ici les masses 44, 45 et 46, correspondant à des molécules de CO₂ comprenant les différents isotopes de l'O et du C). Chaque ion reçu dans les collecteurs produit un courant ionique qui est amplifié et transmis au système d'acquisition numérique.

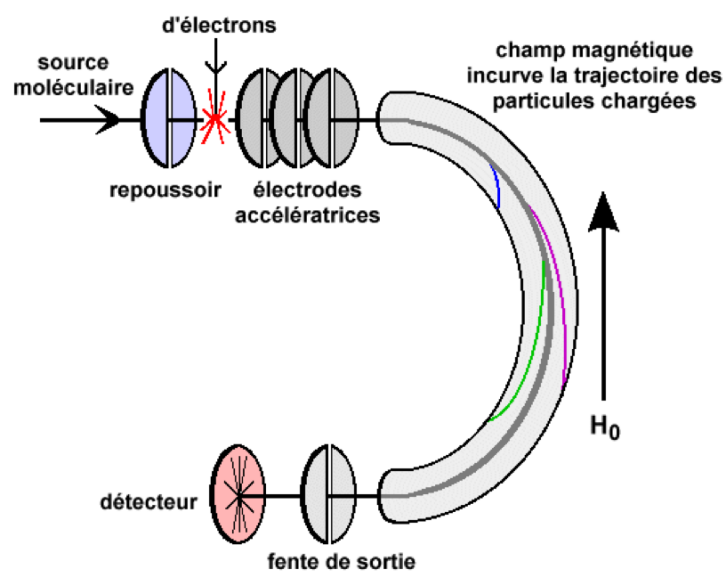


Figure 13 : Schémas (simplifié) d'un spectromètre de masse. H_0 : Champ magnétique dans le vide.

Schematic representation of a mass spectrometer. H_0 : Magnetic field in vacuum.

4. Informations fournies par l'analyse des isotopes stables

4.1. Isotopes stables de l'Oxygène

La composition isotopique de l'oxygène des carbonates biogéniques ($\delta^{18}\text{Oc}$) dépend de la température et de la composition isotopique de l'eau ($\delta^{18}\text{Ow}$) dans laquelle les foraminifères ont vécu ainsi que de l'effet vital de l'espèce étudiée.

4.1.1. Effet de la température sur le $\delta^{18}\text{Oc}$

La relation entre $\delta^{18}\text{Oc}$ et température de l'eau peut être appréhendée grâce à une équation établie expérimentalement et appelée **équation des paléotempératures** (Epstein et al., 1953) :

$$T(^{\circ}\text{C}) = a + b (\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow}) + c (\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow})^2$$

Où a, b et c sont des facteurs qui dépendent des conditions de cristallisation de la calcite (la lumière par exemple) (Bemis et al., 1998). Le $\delta^{18}\text{Oc}$ est calculé par rapport au standard international Vienna-Pee Dee Belemnite (V-PDB) et le $\delta^{18}\text{Ow}$ est calculé par rapport au standard international Standard Mean Ocean Water (SMOW) ; Ces deux standard présentent une différence de valeur de l'ordre de 0,27‰.

4.1.2. Qu'est ce qui fait varier le $\delta^{18}\text{Ow}$?

L'oxygène est fractionné lors du processus d'évaporation : l' ^{16}O est utilisé préférentiellement, ce qui tend à enrichir l'eau de mer en ^{18}O (Epstein and Mayeda, 1953). Le $\delta^{18}\text{Ow}$ est lié à des processus de dilution ou de concentration des atomes d' ^{18}O dans l'eau, et par extension, à la salinité de l'eau de mer.

La majeure variation du $\delta^{18}\text{Ow}$ de l'océan global à l'échelle glaciaire/interglaciaire est liée au stockage d'eau solide sur les continents, sous forme de calottes polaires. Cette glace, provenant d'eau de mer évaporée puis précipitée, est enrichie en ^{16}O , et l'eau de mer a donc un $\delta^{18}\text{Ow}$ plus élevé, estimé à environ +1‰ au dernier maximum glaciaire (Labeyrie et al., 1987 ; Walbroeck et al., 2002), au moment où le niveau marin était à -120 m.

En surface et subsurface le $\delta^{18}\text{O}_w$ est lié au cycle hydrologique : un apport d'eau douce par les précipitations atmosphériques (dans le bassin de Panama, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{précip.}}$ varie de -4,8‰ à - 14‰ selon les sources, Benway and Mix, 2004) ou par les fleuves entraîne une diminution du $\delta^{18}\text{O}_w$, tandis qu'une évaporation accrue engendre une augmentation du $\delta^{18}\text{O}_w$. En profondeur, le $\delta^{18}\text{O}_w$ est modulé par les mélanges entre des masses d'eau de différentes salinités (Broecker, 1974).

4.2. Isotopes stables du Carbone

La composition isotopique du carbone des carbonates biogéniques ($\delta^{13}\text{C}_c$) dépend de la composition isotopique du carbone inorganique dissous (CID ou ΣCO_2) dans l'eau de mer ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$), de la température et de l'espèce de foraminifère.

Dans la gamme de température qui nous concerne, le fractionnement isotopique lié aux variations de températures est très faible, n'influençant pas le $\delta^{13}\text{C}_c$ (Mook et al., 1974 ; Charles et al., 1993).

4.2.1. Qu'est ce qui fait varier le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$?

Dans l'océan, les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ sont majoritairement induites par l'activité biologique. En surface, la photosynthèse tend à augmenter le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ par consommation préférentielle du ^{12}C . Plus en profondeur, la minéralisation de la matière organique par les bactéries conduit à la diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ par relargage de l'isotope léger dans l'eau de mer. La différence de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ entre la surface et le fond est classiquement de l'ordre de 1‰ (Kroopnick et al., 1985). Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ (notamment des masses d'eau intermédiaires ou profondes) est également modulé par le mélange des masses d'eau et permet de tracer leur distribution dans l'océan (Duplessy, 1972).

À l'échelle glaciaire/interglaciaire, la composition isotopique du CID peut varier sous l'effet d'une perturbation globale du cycle du carbone, telles que les modifications du stock de carbone dans les différents réservoirs (comme l'atmosphère ou la biomasse continentale). On estime que ces perturbations ont entraîné une variation de l'ordre de - 0,3‰ du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ de l'océan global au cours des transitions glaciaire/interglaciaires (Schakleton et al., 1983).

4.2.2. Informations fournies par le $\delta^{13}\text{C}_c$ des foraminifères

Le $\delta^{13}\text{C}_c$ des foraminifères planctoniques enregistre principalement les variations de l'intensité de la productivité primaire dans les eaux de surface et subsurface.

Le $\delta^{13}\text{C}_c$ des foraminifères épibenthiques (vivant à l'interface eau-sédiment) enregistre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux de fond, qui répond à l'intensité de la reminéralisation bactérienne et à la ventilation des masses d'eau. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ est d'autant plus faible que la productivité primaire en surface est importante ou que la circulation océanique est lente (Duplessy et al., 1984, 1986). Le $\delta^{13}\text{C}_c$ des foraminifères endobenthiques (qui vivent dans les premiers centimètres du sédiment) enregistre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux interstitielles. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux interstitielles est influencé par le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux de fond puis diminue en profondeur, sous l'effet de l'activité bactérienne. Le $\delta^{13}\text{C}_c$ des foraminifères endobenthiques enregistre donc des valeurs inférieures par rapport au $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans l'eau de mer, c'est ce qu'on appelle « l'effet de microhabitat » (**figure 2**, d'après McCorkle et al., 1997).

Enfin, des variations affectant à la fois les foraminifères planctoniques et benthiques peuvent correspondre à une perturbation globale du cycle du carbone, telle que des modification de budget en carbone des différents réservoirs.

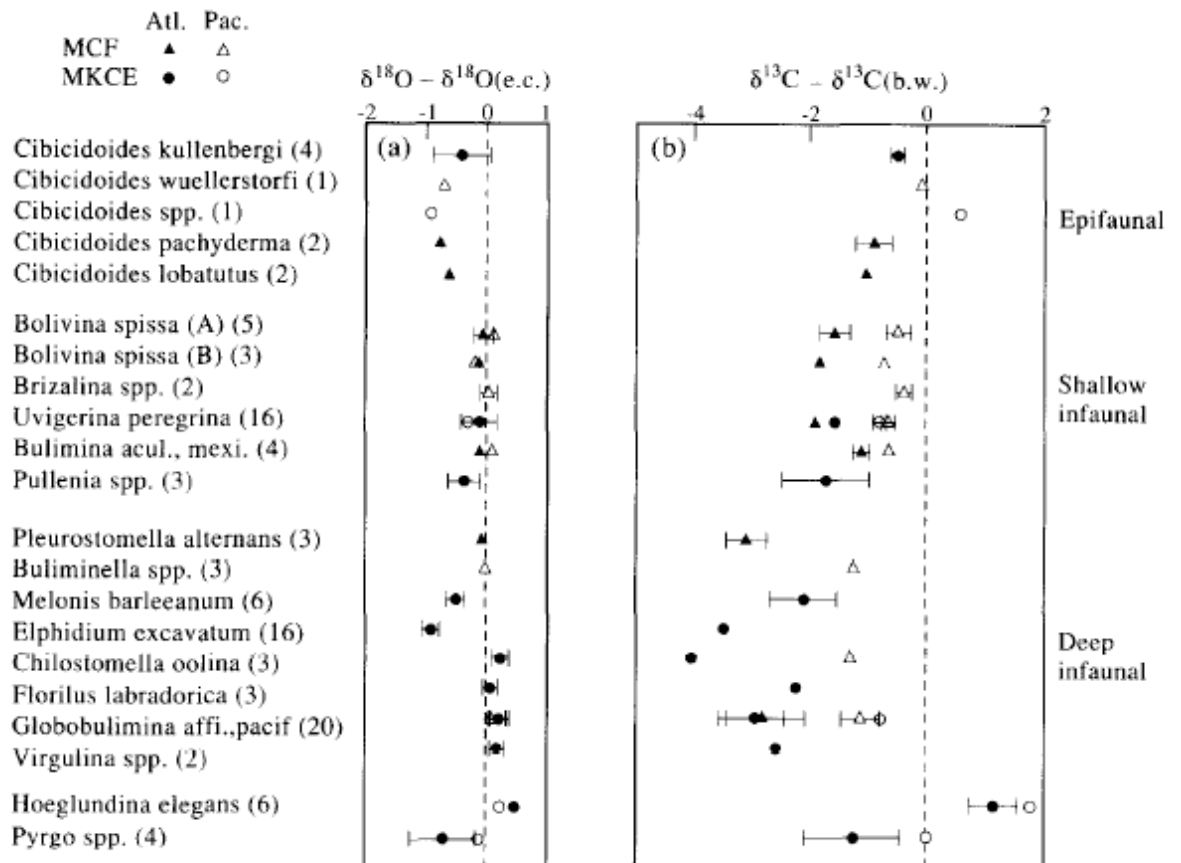


Figure 14 : Mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sur des espèces vivant à différentes profondeurs dans le sédiment : épibenthiques (en surface), endobenthiques superficiels (jusqu'à 10 cm) et endobenthiques profonds. Le $\delta^{18}\text{O}$ dépend uniquement de l'effet vital, tandis que le $\delta^{13}\text{C}$ dépend à la fois de l'effet vital et de la composition isotopique du carbone inorganique dissous dans les eaux interstitielles (effet de « microhabitat »). D'après McCorkle et al. (2000).

Measures of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ on several species of benthic foraminifera, living at different depths in the sediment: epifaunal (water-sediment interface), shallow infaunal (until 10 cm) and deep infaunal. The $\delta^{18}\text{O}$ only depends on the vital effect (and temperature), while the $\delta^{13}\text{C}$ depends of both vital effect and isotopic composition of dissolved inorganic carbon (DIC) in the interstitial waters (« microhabitat » effect). From McCorkle et al.(2000).

PREMIERE PARTIE
CONDITIONS D'OXYGENATION ET APPORTS TERRIGENES DANS LE BASSIN
DE SANTA BARBARA AU COURS DES DERNIERS 35 MILLE ANS :
CONTRIBUTION DU MAGNETISME DES SEDIMENTS

Chapitre I. Introduction

1. Le Bassin de Santa Barbara : un cas d'école

Situé au Sud de la côte californienne, le bassin semi-fermé de Santa Barbara (BSB) a été largement étudié au cours des deux dernières décennies. Les résultats obtenus ont permis d'apporter de nombreux éclairages sur la rythmicité des changements paléocéanologiques et paléoclimatiques au cours de la dernière période glaciaire dans le Pacifique Est. Les caractéristiques physiques, océanologiques et climatiques de ce bassin en font en effet un terrain d'investigation favorable aux études paléoclimatiques à haute résolution. Le BSB bénéficie d'une intense productivité primaire et d'importants apports de matériel terrigène, qui se déposent à un rythme saisonnier dans un contexte hydrodynamique calme. Les études réalisées sur des séquences sédimentaires montrent que les vitesses de sédimentation dans le bassin dépassent un mètre par mille ans (Soutar and Crill, 1977, Bull and Kemp, 1995, Biondi et al., 1997). Cette valeur est proche du taux d'accumulation de certains sédiments lacustres et autorise des comparaisons à haute résolution temporelle. D'autre part, le BSB est localisé dans la zone de minimum d'oxygène (ZMO) du Pacifique Est (§Introduction générale) : les concentrations en oxygène dans les eaux du fond du bassin sont trop faibles pour que puisse se développer une faune benthique, susceptible de modifier le dépôt des lamines par bioturbation. Le faible taux d'oxygénation des eaux de fond du BSB est induit par la dégradation de la matière organique produite en grande quantité en surface, et par l'apport d'eaux intermédiaires appauvries en oxygène par le Nord du bassin (eaux intermédiaires Nord Pacifique EINP, *North Pacific intermediate waters NPIW*) (Behl and Kennett, 1996). Les lamines saisonnières sont ainsi conservées (Biondi et al., 1997 et références citées par les auteurs).

Les carottes du site ODP 893 (Holes A and B), foré en 1992, ont révélé une alternance d'intervalles varvés et bioturbés sur les 200 mètres de sédiments collectés. La description des traces de bioturbation, le comptage des lamines et la détermination des assemblages faunistiques réalisés par Behl (1995) et Behl and Kennett (1996) ont montré que ce bassin a été très sensible aux variations des conditions d'oxygénation lors de la dernière période glaciaire. Ces résultats, présentés sous forme d'un « indice de bioturbation » (Behl and

Kennett, 1996), indiquent que les intervalles bioturbés représentent des conditions de bonne oxygénation de la colonne d'eau, tandis que les intervalles laminés représentent des conditions de très faibles concentrations d'O₂ dans la colonne d'eau. L'étude des isotopes stables de l'oxygène et du carbone de foraminifères et les datations ¹⁴C ont permis de corréler les périodes de bonne oxygénation aux périodes froides de l'Atlantique Nord et les périodes d'anoxie aux périodes chaudes de l'Atlantique Nord au cours de la dernière période glaciaire. La mise en évidence de ces liens, notamment lors d'événements rapides comme les Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich constitue un résultat majeur (Hendy and Kennett, 1999, 2000 ; Kennett et al., 2000 ; Hendy et al., 2002).

2. Intérêt de cette étude

Ces études menées dans le BSB furent également la source de nombreuses interrogations. La détermination des conditions d'oxygénation est basée sur l'utilisation conjointe des figures sédimentaires (laminations) et des assemblages faunistiques (Behl and Kennett, 1996 ; Cannariato et al., 1999a). Cependant, des limitations inhérentes à ces deux indicateurs peuvent biaiser cette interprétation. Les assemblages faunistiques ont été traduits en termes de quantités approximatives d'oxygène dissous dans l'eau sur la base de la zonation bathymétrique actuelle des foraminifères benthiques. Malgré le fait que le développement de différents taxons ne dépende pas que des variations de conditions d'oxygénation mais aussi de la quantité de nutriments disponibles et de la température, cette interprétation est justifiée par le fait que les pourcentages de carbonates et de carbone organique n'ont pas varié significativement au cours des derniers 60 mille ans (Cannariato et al., 1999b). Or dans le BSB, ces deux paramètres ne traduisent pas la productivité primaire car la sédimentation biogénique actuelle est dominée par la silice des diatomées (Lange et al., 1997). L'acquisition de données indépendantes des conditions d'oxygénation dans le bassin apparaît donc essentielle pour contraindre et préciser « l'indice de bioturbation » de Behl et Kennett (1996). Cela pourrait permettre de séparer les effets respectifs des conditions d'oxygénation, des apports terrigènes et de la saisonnalité des apports sur la préservation des lamines, afin de progresser dans la compréhension des dynamiques paléo-hydrologiques du BSB et de reconstituer l'évolution spatio-temporelle de l'intensité de la ZMO.

Si les changements paléocéanographiques dans le BSB au cours de la dernière période glaciaire ont été analysés de manière continue et à haute résolution temporelle (Hendy et

al., 2002), ce n'est pas le cas de la reconstitution des variations paléoclimatiques sur le continent. L'analyse des climats actuels montre que les conditions atmosphériques régnant dans le Pacifique Nord et sur le continent américain (Conil et Hall, soumis) influencent largement les circulations océaniques sur la marge Californienne, ainsi que les conditions climatiques locales. L'étude d'assemblages polliniques (Heusser, 1995, 1998) et de certains marqueurs d'apports terrigènes à basse résolution temporelle (silicates, Stein, 1995 et argiles, Robert, 2004) ont montré que le climat de la Californie du Sud a varié au cours de la dernière période glaciaire, en liaison avec des modifications hydrologiques (Herbert et al, 2001). Les reconstitutions des niveaux de remplissage des grands lacs de l'Ouest des USA ont révélé que le climat de ces régions était soumis à des variations climatiques régionales (Benson et al., 1990, 2002) contraintes par le climat global (Zic et al, 2002). Enfin, le BSB situé à la latitude de 35°N, était séparé de seulement 10° de latitude de la limite la plus méridionale de la calotte Laurentide, lors du maximum glaciaire à 20-21 ka BP (à ~48°N à l'Ouest et ~37°N à l'Est d'après Dyke et al., 2002) ainsi que des débâcles d'iceberg les plus méridionales dans le Pacifique Nord (débris transportés par les icebergs identifiés dans des sédiments héli-pélagiques à 44°N, Griggs and Kulm, 1969). L'analyse de la composante terrigène de carottes sédimentaires à haute résolution temporelle (séculaire à millénaire) pourrait permettre de compléter ces données et de lier les variations paléoclimatiques sur la marge Sud Californienne à des modifications paléohydrologiques régionales et à des variations paléoclimatiques globales, et ce de manière continue.

Pour cette étude, nous avons sélectionné deux carottes, prélevées dans le BSB lors de la mission IMAGESVIII-MONA (juin 2002) : la carotte MD02-2503 est située au fond du bassin (proche du site ODP 893A), dans des eaux actuellement anoxiques (596 m) et la carotte MD02-2504 est située proche du seuil SE du bassin (**figures 1d et 1e**), dans des eaux actuellement bien oxygénées (440 m). L'analyse des caractéristiques sédimentologiques et des paramètres magnétiques de ces deux séquences, couplés à des données géochimiques peut permettre d'évaluer l'intensité des phases d'anoxie et de reconstituer l'étendue spatiale de ces phases en étudiant la distribution des sulfures de fer et des oxydes de fer à deux profondeurs d'eau différentes. Les paramètres magnétiques de la carotte MD02-2504, dans laquelle les oxydes de fer issus de l'érosion des surfaces continentales ont été préservés, fournissent un enregistrement continu des apports terrigènes à une résolution pluri-décennale, qui pourra être comparé à d'autres marqueurs et lié aux modifications des conditions d'oxygénation dans le BSB.

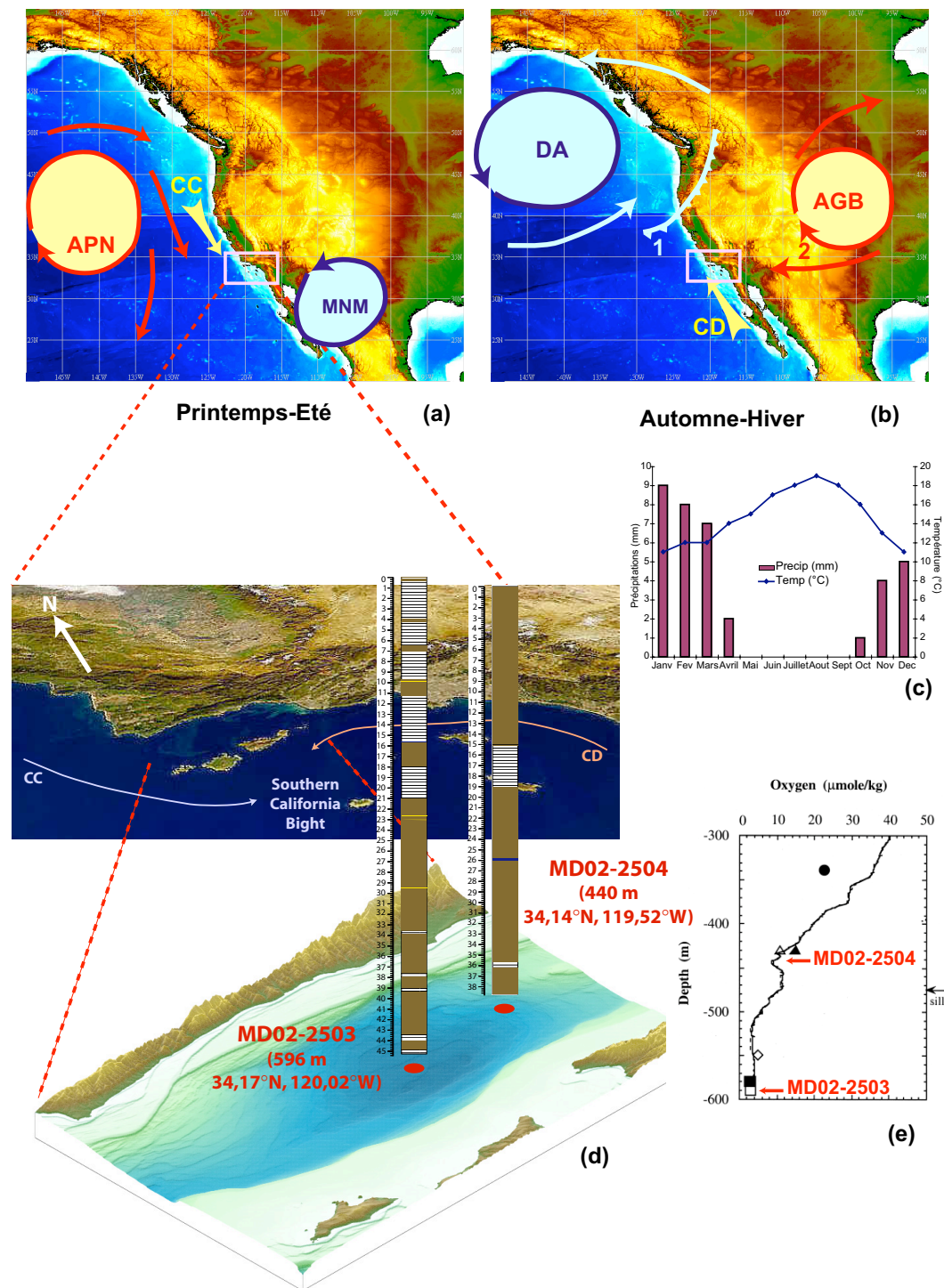


Figure 1 : Variations saisonnières du climat et de l'océanologie du Bassin de Santa Barbara. (a) Situation au printemps et en été, APN : anticyclone du Pacifique Nord, MNM : mousson Nord Mexicaine, CC : courant de Californie. (b) Situation en automne et en hiver, DA : dépression Aléoutienne, AGB : anticyclone du Great Basin, CD : courant de Davidson. Voir texte pour détails des modes 1 et 2. (c) Moyennes mensuelles (sur 40 ans) des précipitations et des températures atmosphériques (<http://www.weatherbase.com/>). (d) Localisation de la BSB et des carottes sédimentaires MD02-2503 et MD02-2504. Données bathymétriques de Monterey Bay Aquarium Research Institute (<http://www.mbari.org/data/>) mises en forme par S. Brewer. (e) Profil d'oxygène dissous dans la colonne d'eau et localisation de la profondeur des carottes (modifié de Zheng et al., 2000).

See legend in english on next page.

Chapitre II. Contexte actuel et Description des carottes

1. Contexte océanographique et climatique actuel

Le Bassin de Santa Barbara, fermé par un chapelet d'îles, forme un canal de direction E-W ouvert à l'Ouest sur l'océan et à l'Est sur la marge Sud de la Californie. Il se localise dans le « Golfe Sud Californien », (*Southern California Bight*, **figure 1d**) où la rencontre et le mélange de deux grands courants de surface côtiers favorisent la productivité primaire. Le *courant de Californie (CC)* en provenance du Pacifique Nord longe la côte Est américaine et s'intègre à la gyre Nord équatoriale ; le *courant de Davidson (CD)* en provenance de la région sub-tropicale longe la côte jusqu'au BSB (Lynn et Simpson, 1987).

Deux principaux modes de circulation atmosphérique conditionnent les courants et le climat de la région. Au printemps et en été, la cellule anticyclonique du Pacifique Nord (APN), très active, est en position septentrionale. Elle engendre des vents de N-NW forts et constants (**1a**) qui induisent le transport de masses d'eau froides oxygénées vers le BSB (par le biais du CC), produisant un climat froid et aride sur la côte Californienne. Ces vents engendrent également de forts upwellings côtiers, générant ainsi une forte productivité primaire en surface (Thomas et al., 2001).

En automne et en hiver, l'APN s'affaiblit et migre vers le Sud, remplacée par la dépression Aléoutienne (DA) (**1b**). Les deux modes hivernaux identifiés sur la côte de la Californie du Sud produisent des conditions climatiques différentes (Conil and Hall, soumis). Généralement, la forte activité de la DA et la remontée des eaux chaudes du CD dans le Golfe Sud Californien entretiennent des instabilités (orages, tempêtes) avec des pluies intenses (mode 1, **figure 1b et 1c**).

Figure 1 (previous page): Seasonal variations of climatic and oceanological regimes of Santa Barbara Basin. (a) Spring and summer conditions, APN : North Pacific high pressure cell, MNM : North Mexican Monsoon, CC : California current. (b) Autumn and winter conditions, DA : Aleutian low pressure cell, AGB : Great Basin high pressure cell, CD : Davidson current. See text for further details about modes 1 and 2. (c) Monthly means (on 40 years) of precipitations and atmospheric temperatures. (d) Location of cores MD02-2503 and MD02-2504. Bathymetric data from the Monterey Bay Aquarium Research Institute, plotted by S. Brewer. (e) Dissolved oxygen profile in the water column and depth of the cores (modified from Zheng et al., 2000).

Parfois cependant, la cellule anticyclonique du Great Basin (AGB) engendre de forts vents d'E-SE, appelés « vents de Santa Ana » qui apportent un air sec (mode 2, **figure 1b** et Westerling et al., 2004). Le climat de Californie du Sud est de type méditerranéen, aride la plus grande partie de l'année avec des précipitations épisodiques totalisant 40 mm/an (**1c**). La colonne d'eau du BSB contient actuellement de très faibles taux d'oxygène dissous, définissant des environnements dysoxiques à anoxiques en deçà du seuil ($[O_2] < 0,1 \text{ ml/l}$ Cannariato et al., 1999) (**figure 1e**). Le renouvellement des eaux du BSB par des eaux froides, salées et bien oxygénées a lieu au début du printemps (Sholkovitz et Gieskes, 1977 ; Reimers et al., 1990) ; ces conditions perdurent environ deux mois.

Enfin, les régimes climatiques et océanologiques du BSB sont soumis à la variabilité climatique pluriannuelle El Niño-Oscillation Australe (*El Niño-Southern Oscillation ENSO*). Les épisodes El Niño se manifestent par un réchauffement des eaux de surface (de 1 à 1,5°C, DaSilva Atlas of surface marine data^{*}) et une intensification du CD, provoquant de fortes précipitations en Californie. Ces conditions sont proches de celles d'un hiver (en mode 1) exacerbé. À l'échelle pluri-décennale (15-30 ans), le BSB est soumis à l'oscillation Nord-Pacifique (*North Pacific Oscillation NPO*) dont les phases chaudes produisent des conditions de type El Niño (Mantua et al., 1997, Mantua and Hare, 2002).

2. Localisation géographique et description des carottes

La carotte MD02-2503 (MD03), prélevée au fond du BSB à 596 m de profondeur et la carotte MD02-2504 (MD04), prélevée vers le seuil Est à 425 m de profondeur contiennent des séquences alternées d'argiles silteuses à foraminifères et de boues siliceuses dont les couleurs vont du gris foncé au vert olive foncé (**figure 1d**). Des lamines millimétriques formant des couplets ou des triplets (Bull and Kemp, 1995), sont présentes dans les deux carottes, mais les sédiments récents sont laminés seulement dans la MD03. Dans la MD03, les lamines dominent dans les quinze mètres supérieurs, entre 18 et 21 m et apparaissent dans certains niveaux plus restreints (34, 38, 39, 43,3-44 et 45 m). Dans la MD04, les lamines dominent entre 15 et 19 m et apparaissent vers 36 m. Entre ces intervalles laminés, les sédiments présentent des signes de bioturbation plus ou moins intense.

* <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/>

Chapitre III. Chronostratigraphie

La chronologie de la MD03 (**figure 2**) a été obtenue en corrélant la courbe de susceptibilité magnétique (K) à celle de la carotte ODP 893A localisée au même site (Rack et al., 1995), dont le modèle d'âge a été établi par Ingram et al. (1995) et Hendy et al. (2002) sur la base d'âges ^{14}C et de points de corrélation du profil de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec le profil de $\delta^{18}\text{O}$ des glaces du Groenland (GISP2). Les profils de K sont très similaires et autorisent une corrélation de forte résolution temporelle (**figure 3**). Cette corrélation a été réalisée avec le logiciel Analyseries (Paillard et al., 1996) qui fournit le coefficient de corrélation à chaque étape de la procédure. Les légères différences entre les deux courbes, notamment dans les valeurs absolues de K , sont imputables à l'utilisation de susceptibilimètres différents, donc de résolutions, de sensibilités et de calibrations différentes. Une sonde de contact (Bartington MS2C) a été utilisée pour la carotte ODP et un anneau (Bartington MS2B) a été utilisé pour la MD03. La chronologie de la MD02-2504 (**figure 2**) a été établie i) en utilisant trois points datés obtenus par corrélation du profil de $\delta^{18}\text{O}$ du foraminifère *G. bulloides* mesuré sur cette carotte avec le profil de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte GISP2 (Hill et al., *sous presse*) et ii) en corrélant les variations similaires dans les profils de K de la MD04 et de la MD03, notamment entre 25 et 40 m.

Pour chaque carotte, le modèle d'âge (**figure 3**) a été réalisé par interpolation linéaire entre les points datés. La séquence sédimentaire de la MD03 couvre les derniers 33 ka et celle de la MD04 couvre les derniers 31 ka. Les vitesses de sédimentation moyennes des deux carottes sont du même ordre (136 cm/ka pour la MD03 et 125 cm/ka pour la MD04). De 0 à 9 ka, les taux de sédimentation sont identiques, mais de 9 à 35 ka BP les taux de sédimentation de la MD03 sont supérieurs à ceux de la MD04 suggérant une sédimentation légèrement plus rapide dans le fond du SBB que sur le seuil du bassin.

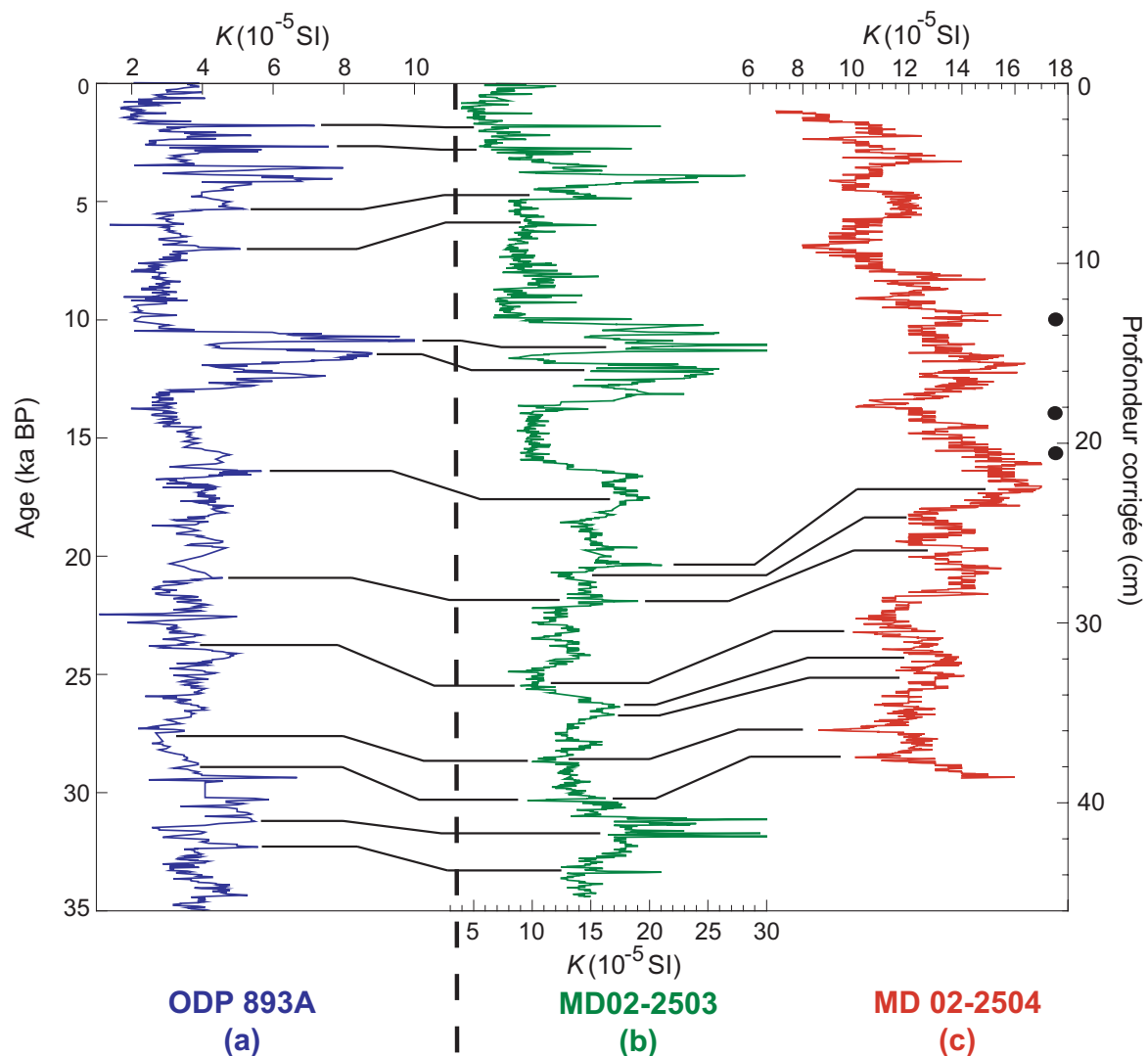


Figure 2 : Corrélation des profils de susceptibilité magnétique : (a) ODP 893A sur l'échelle d'âge (0-35 ka BP) (Rack et al, 1995), (b) MD02-2503 et (c) MD02-2504 sur leur échelle de profondeur respective. Les ronds noirs à droite de la figure indiquent les points datés fournis par la corrélation du profil de $\delta^{18}\text{O}$ du foraminifère benthique *G. bulloides* avec le profil de $\delta^{18}\text{O}$ de GISP2 (Hill et al., sous presse).

*Correlation of magnetic susceptibility profiles: (a) ODP 893A versus age (0-35 ka BP) (Rack et al, 1995), (b) MD02-2503 and (c) MD02-2504 on their respective depth scale. Black dots at the right of the figure represent the tie points obtained by correlating the $\delta^{18}\text{O}$ of planktonic foraminifera *G. bulloides* to the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ profile (Hill et al., in press)*

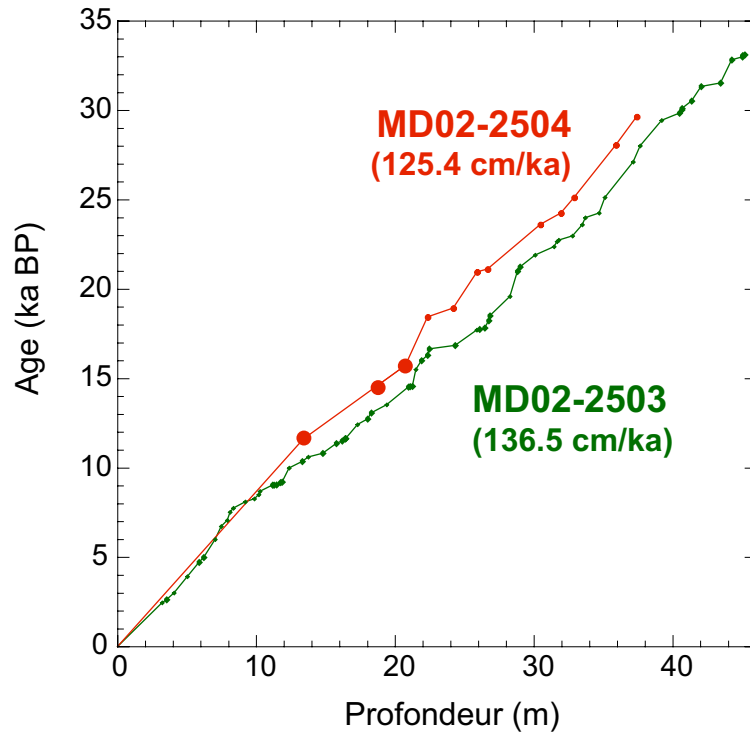


Figure 3 : Relation âge-profondeur dans les carottes MD02-2503 (en vert) et MD02-2504 (en rouge). Les vitesses de sédimentation moyennes sont indiquées.

Age-Depth relationships in cores MD02-2503 (green) and MD02-2504 (red). Mean sedimentation rates are indicated.

Chapitre IV. Résultats

Les résultats sont présentés sur l'échelle d'âge afin de faciliter les comparaisons entre les deux carottes et le site ODP.

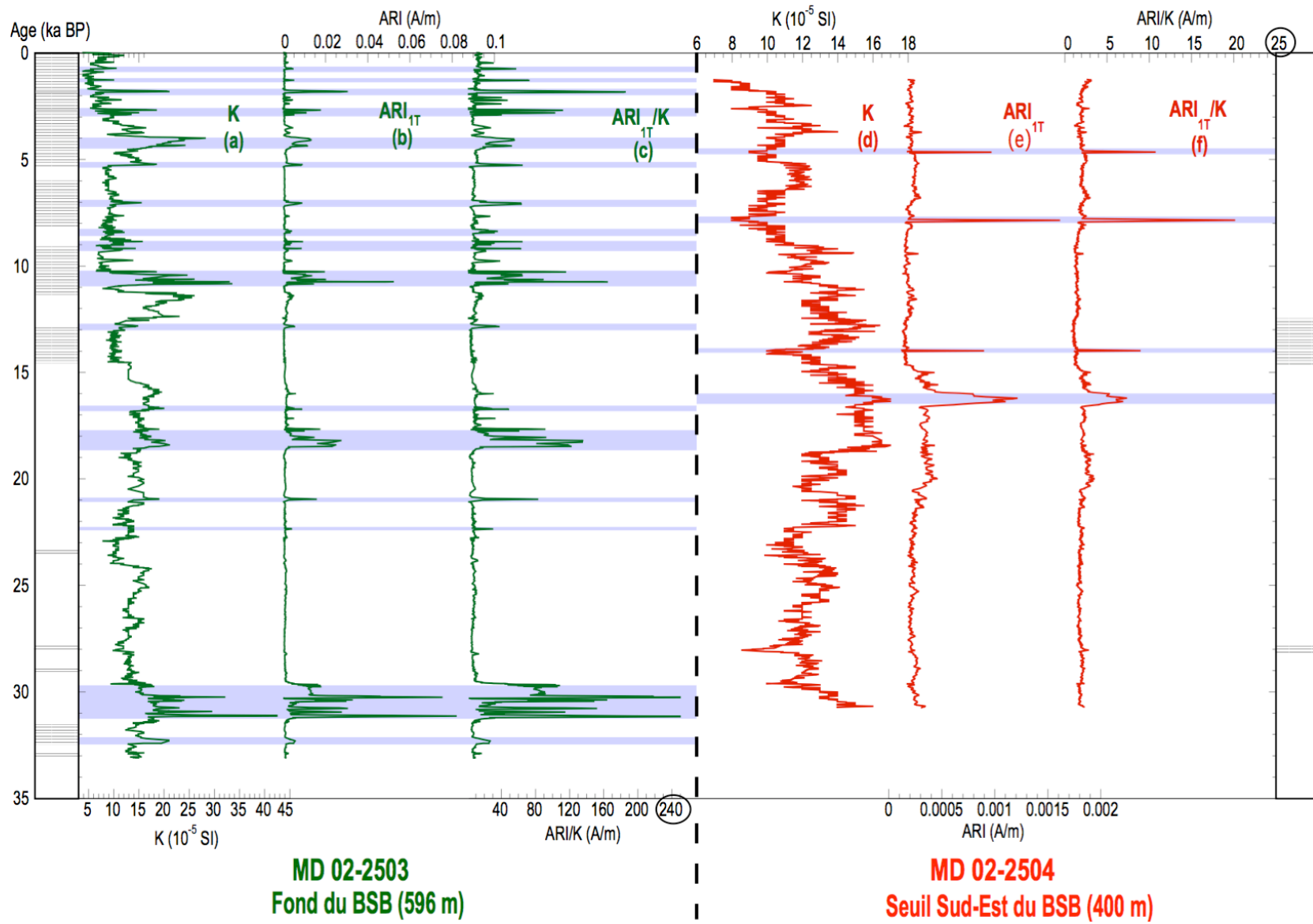
1. Propriétés Magnétiques

1.1 Identification préliminaire des sulfures ferrimagnétiques

La caractéristique principale qui ressort immédiatement des mesures de susceptibilité magnétiques et d' ARI_{1T} dans ces carottes est l'existence probable de sulfures ferrimagnétiques (greigite, Fe_3S_4 et pyrrhotite, Fe_7S_8), pouvant biaiser l'interprétation des paramètres magnétiques (§ Méthodologie). Il est en premier lieu intéressant de présenter ces indices avant de discuter des autres paramètres.

Figure 4 (page suivante) : Détection des sulfures ferrimagnétiques dans les séquences : MD02-2503 en vert et MD02-2504 en rouge. Profils temporels (0-35 ka BP) de susceptibilité magnétique K (a et d), d'aimantation rémanente isotherme à 1T ARI_{1T} (b et e) et du paramètre normalisé ARI_{1T}/K (c et f). Les niveaux laminés sont indiqués à gauche et à droite des profils. Noter les fortes valeurs (240 A/m) du rapport ARI_{1T}/K dans la MD03, marqueur de concentrations en sulfures ferrimagnétiques, soulignées en bleu.

Ferrimagnetic sulfides identification in cores MD02-2503 (green) and MD02-2504 (red). Time variations (0-35 ka BP) of magnetic susceptibility K (a and d), isothermal remanent magnetization at 1T IRM_{1T} (b and e) and of the normalized parameter IRM_{1T}/K (c and f). Laminated facies are indicated at the left and at the right of the figure. High values (240 A/m) of ARI_{1T}/K in core MD03, indicating high concentrations of ferrimagnetic sulfides, are underlined.



1.1.1. Carotte MD02-2503

La susceptibilité magnétique en champ faible (K) s'échelonne de 4 à $45 \cdot 10^{-5}$ SI (**figure 4a**) ; plus forte entre 33 et 10 ka BP ($18 \cdot 10^{-5}$ SI) qu'entre 10 ka BP et le présent ($7 \cdot 10^{-5}$ SI), des pics ($K > 25 \cdot 10^{-5}$ SI) apparaissent dans les intervalles 30-31, 10-11 et 4-4,5 ka BP. L'aimantation rémanente isotherme à 1 Tesla (ARI_{1T} , **4b**) varie autour de 10^{-3} A/m, les plus fortes valeurs ($> 10^{-2}$ A/m) constituant des séries de pics abrupts et étroits. Le rapport ARI_{1T}/K (**4c**) varie de 5 à 250 A/m, avec des valeurs maximales portées par les intervalles de forte K et ARI_{1T} . Entre 33 et 10 ka BP, ces intervalles sont épais (31,1-29,8 et 18,7-17,8 ka BP) ou très localisés (32,1 ; 22,2 ; 21 ; 16,8 et 12,9 ka BP). Entre 10 ka BP et le présent, dans la partie la plus laminée, la fréquence de ces pics augmente mais leur amplitude diminue. Ces pics d' ARI_{1T}/K indiquent la présence de sulfures ferrimagnétiques, conformément aux observations de Roberts (1995) et Peters and Thompson (1998).

1.1.2. Carotte MD02-2504

Les valeurs de la susceptibilité magnétique (**figure 4d**) s'échelonnent de 6 à $17 \cdot 10^{-5}$ SI. De 30 à 20 ka BP, K oscille autour de $12 \cdot 10^{-5}$ SI puis augmente vers 19 ka BP, atteignant un palier de $15 \cdot 10^{-5}$ SI entre 18 et 16,5 ka BP. Elle diminue ensuite en plusieurs étapes jusqu'à 8 ka BP ($8 \cdot 10^{-5}$ SI) puis oscille autour de $10 \cdot 10^{-5}$ SI jusqu'à l'actuel. Les valeurs d' ARI_{1T} (**4e**) sont de l'ordre de 10^{-4} A/m, sauf dans quatre intervalles très localisés où elles atteignent 10^{-3} A/m (16 à 16,5 ka BP ; 14, 7,9 et 4,8 ka BP). Les valeurs du quotient ARI_{1T}/K (**4f**) sont comprises entre 2 et 22 A/m et ses variations temporelles sont très similaires à celles de l' ARI_{1T} .

Les pics d' ARI_{1T}/K sont imputables à la présence de sulfures ferrimagnétiques. Cependant, les faibles valeurs atteintes (notamment en comparant avec la MD03) indiquent que leur concentration est faible. Ces enrichissements en sulfures ferrimagnétiques se situent hors des intervalles laminés, excepté à 14 ka BP.

1.1.3. Mesures complémentaires : désaimantations thermiques d'ARIs et paramètres d'hystérésis

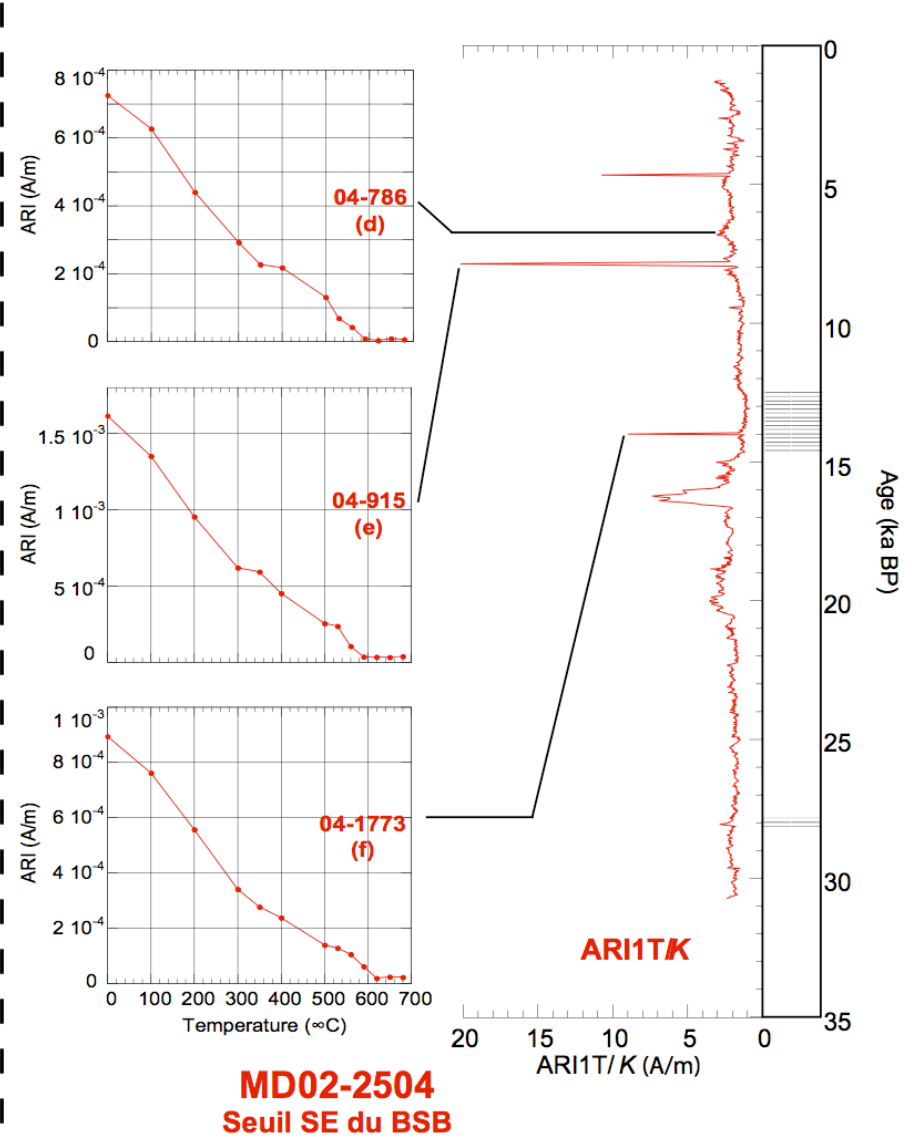
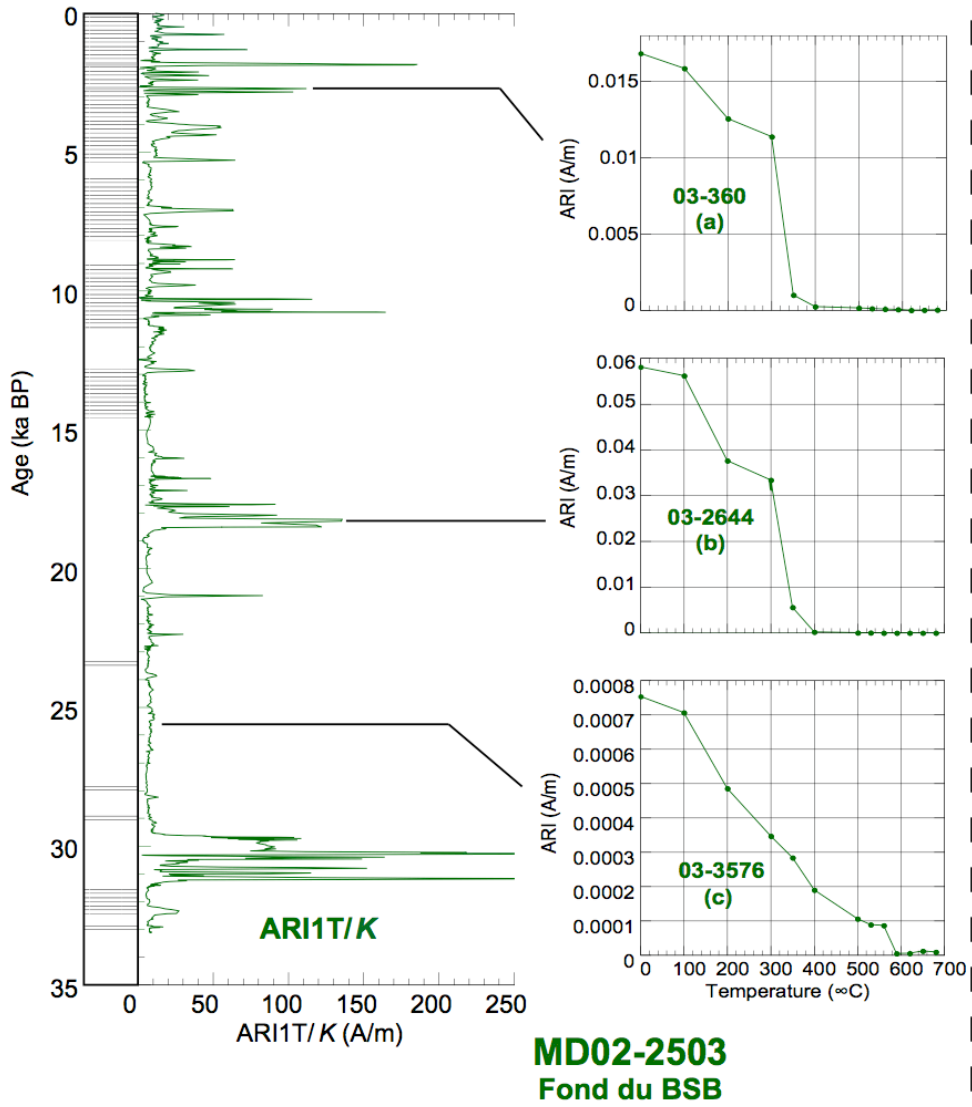
La désaimantation thermique de l' ARI_{9T} d'échantillons discrets de la MD03 a confirmé la présence de sulfures ferrimagnétiques par une perte très importante d'ARI entre 300 et

350°C (**figure 5a et b**). La perte d'aimantation à ces températures caractérise la greigite (320°C) et la pyrrhotite (330°C) qui sont totalement désaimantés à 400°C. Hors des niveaux riches en sulfures, les échantillons perdent leur ARI entre 560 et 590 °C, indiquant la dominance de titano-magnétite ($T_c = 580^\circ\text{C}$, **5c**). Les échantillons de la carotte MD04 (**5d, e et f**) présentent tous une perte d'ARI_{3T} entre 100 et 500°C ; ils sont totalement désaimantés entre 590 et 620°C, ce qui suggère la dominance de magnétite.

L'absence de signature de sulfures ferrimagnétiques dans les désaimantations thermiques des échantillons à forte ARI_{1T/K} (**5e et f**) peut être expliquée de deux manières : i) les échantillons ont été conservés en conditions oxydantes et les sulfures ferrimagnétiques se sont transformés ou ii) leur concentration n'est pas suffisante pour que leur présence soit détectée par cette méthode.

Les cycles d'hystérésis et courbes de désaimantation de l'ARI (**figure 6 et tableau 1**) montrent que les échantillons riches en sulfures de la MD03 (**6a et b**) sont caractérisés par de forts champs coercitifs (H_c et H_{cr}), de très fortes valeurs d'aimantations à saturation (M_s) et un champ de saturation (H_{sat}) supérieur à 0,2 T. L'échantillon 03-360 présente en outre des quotients M_{rs}/M_r ($\sim 0,5$) et H_{cr}/H_c ($\sim 1,5$) similaires à ceux identifiés par Roberts et al (1995) dans des échantillons riches en greigite. Hors des niveaux riches en sulfures ferrimagnétiques (**6c**), les valeurs de M_s , M_{rs} , H_c et H_{sat} sont caractéristiques de la (Ti)magnétite et les quotients M_{rs}/M_s et H_{cr}/H_c sont distribués dans les limites de la classe des pseudo-monodomaines.

Les échantillons de la MD04 (**6d e et f**) présentent de faibles valeurs de M_s et les cycles d'hystérésis sont très bruités. Les paramètres d'hystérésis sont caractéristiques de (Ti)magnétite, malgré certaines valeurs élevées de H_{sat} et de H_c . Ces échantillons se situent dans la classe des pseudo-monodomaines.



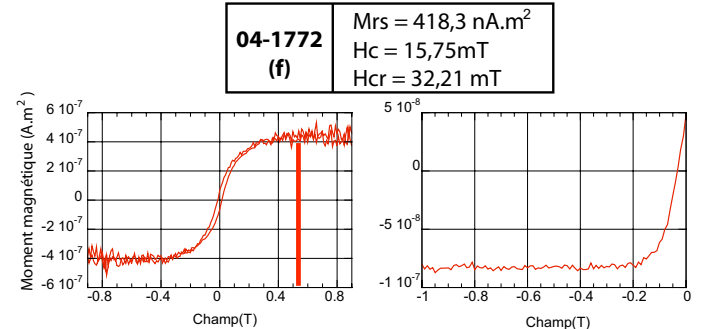
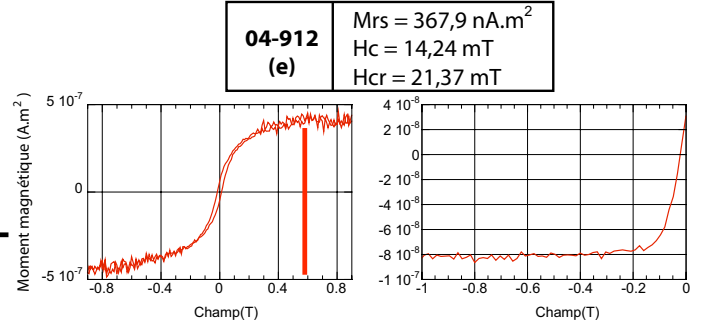
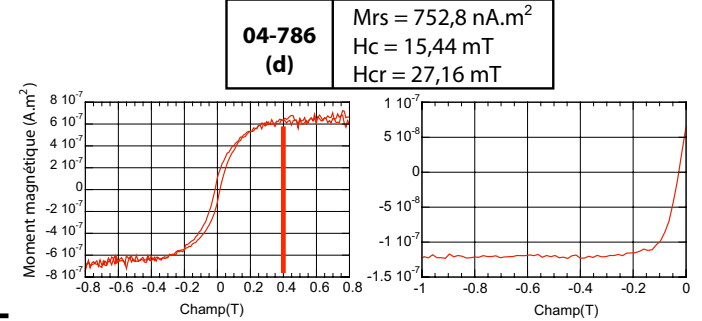
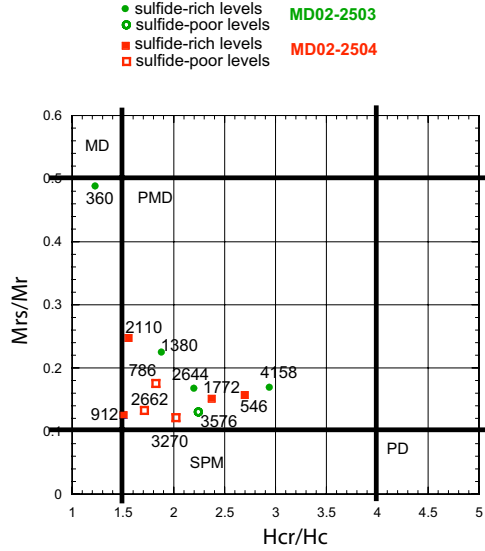
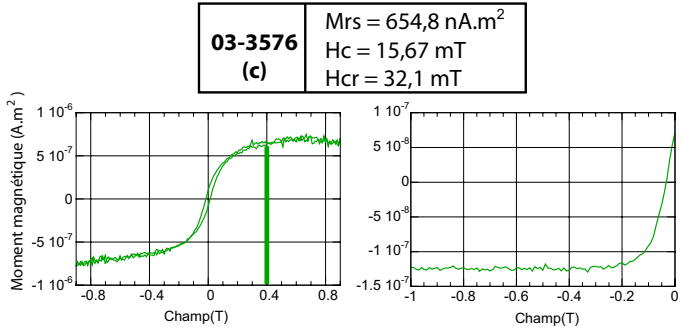
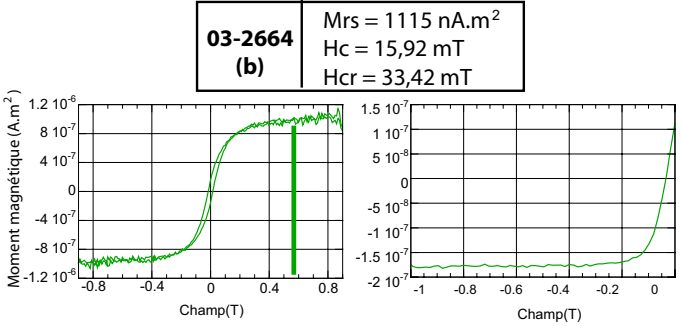
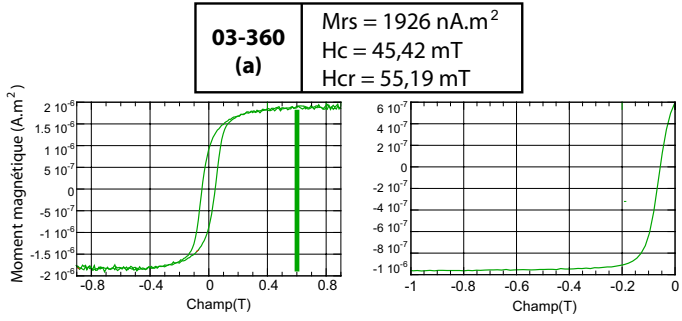
	Age (kyr)	Mrs (nAm ²)	Mr (nAm ²)	Hcr (mT)	Hc (mT)	Mrs/Ms	Hcr/Hc
MD02-2503							
03-360	2.7	1926	947.7	55.19	45.42	0.45	1.22
03-1380	10.66	3662	825.4	39.87	21.26	0.23	1.88
03-2644	17.7	1115	172.4	33.42	15.92	0.17	2.19
03-3576	36.98	654.8	101.6	32.1	15.67	0.13	2.24
03-4158	29.73	869.5	153.7	53.15	18.95	0.17	2.94
MD02-2504							
04-546	4.68	469.5	85.26	42.96	17.7	0.16	2.7
04-786	6.77	752.8	105.1	27.16	15.44	0.18	1.8
04-912	7.86	367.9	58.57	21.37	14.24	0.13	1.51
04-1772	14.01	418.3	62.08	32.21	15.75	0.15	2.37
04-2110	16.24	824.4	254.6	47	32.28	0.25	1.55
04-2662	21.17	556.3	90.61	22.06	15.79	0.13	1.71
04-3270	24.9	691	100.8	26.5	14.72	0.12	2.02

Tableau 1 : Valeurs des paramètres d'hystérésis pour les carottes MD02-2503 et MD02-2504. Les niveaux supposés contenir des sulfures ferrimagnétiques sont indiqués en gras.

Hysteresis parameters of sediments in cores MD02-2503 and MD02-2504. Levels supposed to contain ferrimagnetic sulfides are indicated by bold font.

Figure 5 (page précédente) : Désaimantations thermiques d'ARI d'échantillons discrets, comparés aux profils d'ARI/K (en vert, à gauche MD02-2503 et en rouge, à droite MD02-2504). La perte d'ARI_{9T} à 300-350°C dans les échantillons (a et b) caractérise la présence de sulfures ferrimagnétiques. La désaimantation à 590-620°C de l'ARI_{9T} de l'échantillon (c) et de l'ARI_{3T} des échantillons (d, e et f) révèle la dominance de (Ti)magnétite.

Thermal demagnetizations of the IRM of discrete samples, compared to IRM/K profiles (MD02-2503, green on the left and MD02-2504, red on the right, presented on an inversed scale). IRM_{9T} loss at 300-350°C in the samples (a and b) characterizes the presence of ferrimagnetic sulfides. ARI_{9T} demagnetization of sample (c) and ARI_{3T} demagnetization at 590-620°C reveal the dominance of (Ti)magnetite.



1.2. Tentatives de détection des signaux magnétiques primaires

1.2.1. Carotte MD02-2503

Les variations temporelles de K , ARI_{IT} et ARI_{IT}/K sont comparées aux variations des autres paramètres magnétiques (**figure 7**). Ces profils sont présentés sur des échelles logarithmiques afin de s'affranchir des pics portés par les sulfures ferrimagnétiques.

Trois points sont à noter :

- La signature des sulfures ferrimagnétiques affecte tous les paramètres, par excès ou par défaut.
- Les indicateurs de concentration en minéraux magnétiques sont similaires : valeurs élevées entre 33 et 10 ka BP (surtout K et HIRM) et faibles dans les intervalles laminés (10-0 ka BP).
- Les indices de granulométrie de la magnétite $ARA(30mT)/ARA$ (**7g**) et ARA/K (**7h**) sont en opposition de phase : $ARA(30mT)/ARA$ forts et ARA/K faibles entre 33 et 10 ka BP, $ARA(30mT)/ARA$ faibles et ARA/K forts à l'Holocène.

La structure primaire du signal de K (**7a**) reste apparente malgré la présence de sulfures : elle augmente entre 30 et 16 ka BP jusqu'à des valeurs élevées entre 13 et 11 ka BP. Les valeurs d'aimantation rémanente isotherme (ARI_{IT} et $ARI_{0.3T}$, **7b**) sont de l'ordre de 10^{-3} A/m et leurs profils sont superposés (sauf autour de 30, 18 et 11 ka BP). Les valeurs d'ARA (**7d**) sont de l'ordre de $3 \cdot 10^{-4}$ A/m et le profil réagit aux sulfures ferrimagnétiques. La HIRM (**7e**) est de l'ordre de 10^{-4} A/m et valeurs atteignent $7 \cdot 10^{-3}$ A/m dans les niveaux de sulfures ferrimagnétiques. Les valeurs de S ratio (**7f**) sont en moyenne de 0,8 à 1, avec de valeurs minimales (0,1) dans les niveaux riches en sulfures ferrimagnétiques.

Figure 6 (page précédente) : Cycles d'hystérésis et courbes de désaimantations d'ARI d'échantillons discrets de la MD02-2503 (a, b et c) et de la MD02-2504 (d, e et f). Pour chaque échantillon sont indiquées les valeurs d'aimantation rémanente à saturation (Mrs), de champ coercitif (Hc) et de champs coercitif de rémanence (Hcr). Les paramètres d'hystérésis de ces échantillons ont été placés dans le diagramme de Day et al (1977), au centre de la figure.

Hysteresis cycles and demagnetization curves of IRM_{IT} of discrete samples from cores MD02-2503 (a, b, c) and MD02-2504 (d, e, f). Values of saturation remanent magnetization (Mrs), coercive field (Hc) and remanence coercive field (Hcr) are indicated for each sample. Hysteresis parameters were then placed into the Day et al (1977) plot, located at the center of the figure.

Les valeurs d'ARA(30mT)/ARA (**7g**) varient autour de 0,5 avec des pics à 0,75, conformes aux valeurs obtenues pour de la pyrrhotite (Peters and Thompson, 2003). Le rapport ARA/K (**7h**) varie autour de 0,7 A/m, avec des valeurs atteignant 2 A/m dans les niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques. Le profil d'ARA/ARI (**7i**) varie autour de 0,03 durant les derniers 33 ka BP ; des valeurs de 0,003 sont enregistrées dans les niveaux riches en sulfures.

En conclusion, bien que l'enregistrement magnétique de la MD02-2503 soit largement affecté par l'existence de nombreux niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques, les variations de faible amplitude et de plus longue période suggèrent des fluctuations de concentrations, nature et taille des grains magnétiques liées aux dynamiques d'apport de matériel terrigène.

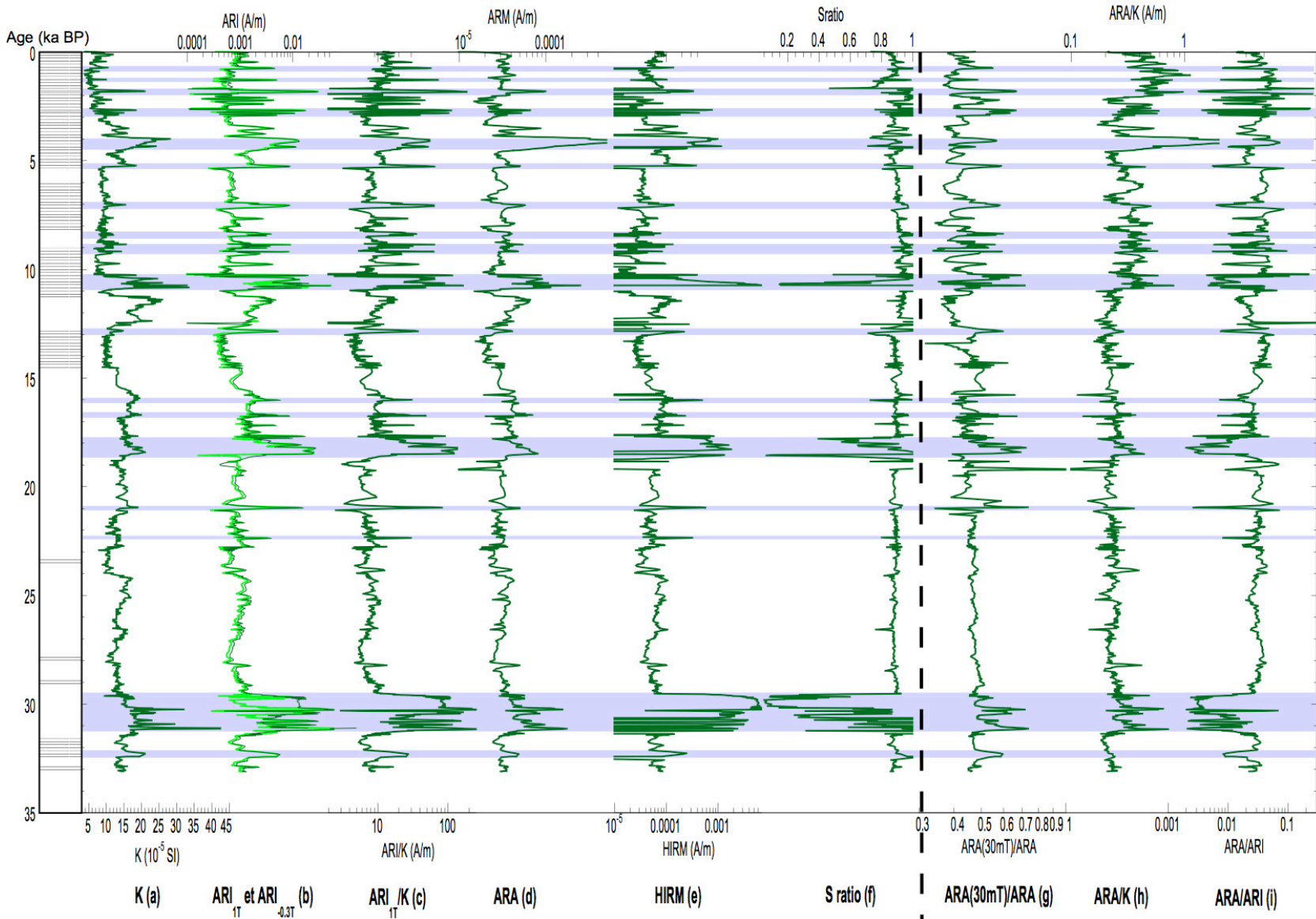
1.2.2. Carotte MD02-2504

Les niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques, peu nombreux et limités en épaisseur, ont été éliminés de la **figure 8**, afin de mieux révéler les variations du signal primaire.

La susceptibilité magnétique K (**8a**) est peu affectée par la présence des sulfures ferrimagnétiques. Les aimantations rémanentes isothermes (ARI_{1T} et $ARI_{-0,3T}$, **8b**) sont de l'ordre de 10^{-4} A/m. Les deux courbes présentent la même variabilité mais ne sont pas superposées, sauf entre 16 et 11 ka BP. Les valeurs d'ARI de l'ordre de $2,8 \cdot 10^{-4}$ A/m entre 31 et 22 ka BP augmentent jusqu'à $4 \cdot 10^{-4}$ A/m entre 20 et 15 ka, où elles sont affectées de variations rapides. L'ARI diminue ensuite et se stabilise autour de $2,5 \cdot 10^{-4}$ A/m. L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA, **8c**) varie autour de $8 \cdot 10^{-6}$ A/m ; le profil est globalement similaire à celui d'ARI, avec quelques singularités.

Figure 7 (page suivante) : Enregistrement magnétique de la carotte MD02-2503. Indicateurs de concentration en minéraux magnétiques : (a) Susceptibilité magnétique, (b) aimantations rémanentes isothermes (ARI) à 1T et -0,3T, (c) ARI_{1T}/K , (d) aimantation rémanente anhystérétique (ARA), (e) HIRM et (f) S ratio. Indicateurs de granulométrie magnétique relative : (g) ARA(30mT)/ARA, (h) ARA/K et (i) ARA/ARI. Les intervalles enrichis en sulfures sont sous lignés en bleu.

Magnetic record of core MD02-2503. Indices of magnetic minerals concentration: (a) Magnetic susceptibility, (b) Isothermal remanent magnetizations at 1T and -0.3T, (c) ratio IRM_{1T}/K , (d) Anhyseretic remanent magnetization (ARM), (e) HIRM and (f) S ratio. Indices of magnetic grain sizes: (g) $ARM(30mT)/ARM$, (h) ARM/K and (i) ARM/IRM . Levels enriched in ferrimagnetic sulfides are underlined.

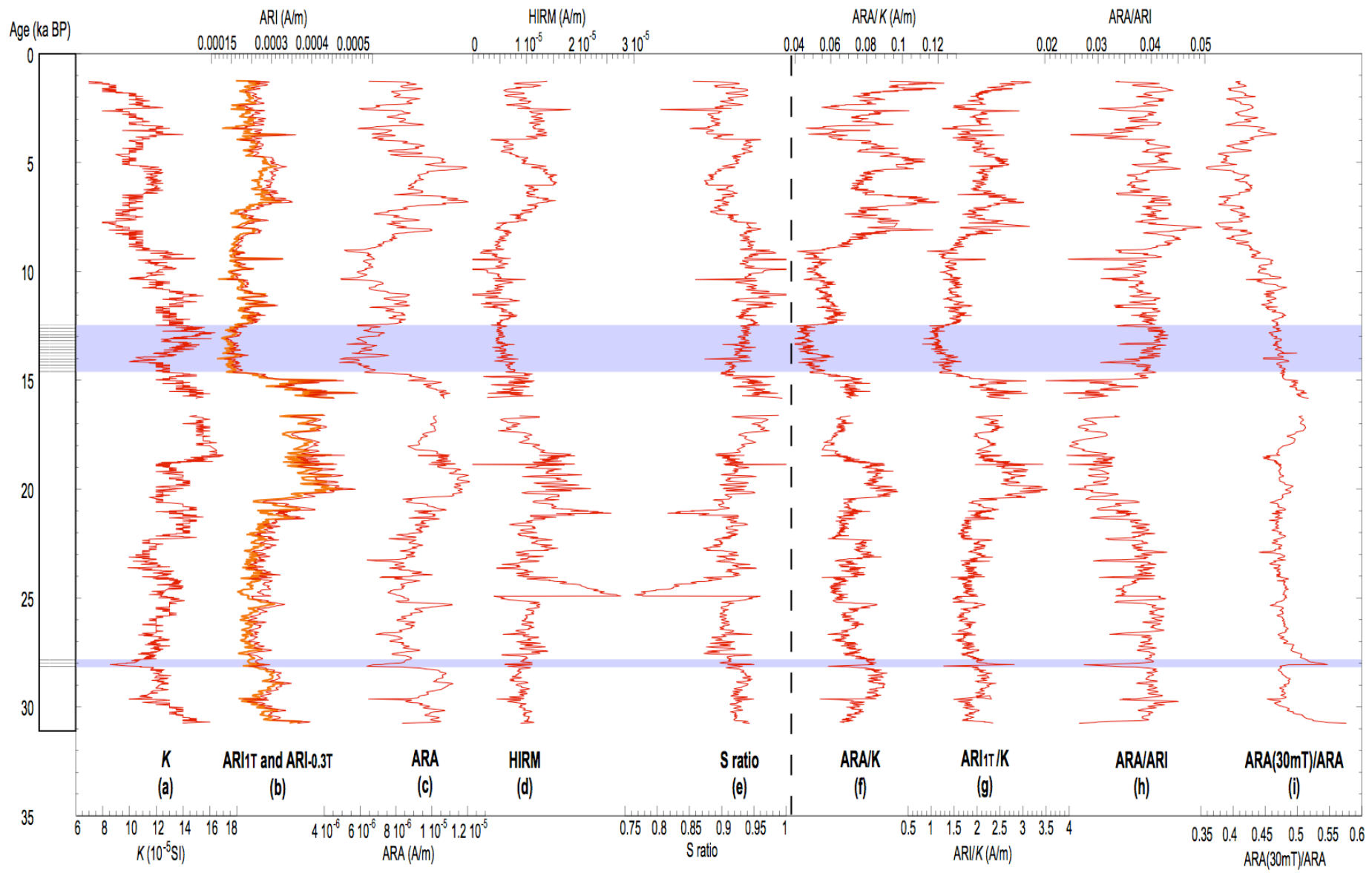


Les valeurs d'ARA varient autour de 8.10^{-6} A/m entre 31 et 23,5 ka BP, puis augmentent jusqu'à $1,1.10^{-5}$ A/m entre 21 et 19 ka BP, diminuent ensuite et varient autour de 9.10^{-6} A/m jusqu'à 15 ka BP. Après une chute abrupte, elles oscillent autour de 7.10^{-6} A/m jusqu'à 9 ka BP, puis réaugmentent et varient autour de 1.10^{-5} A/m avec de fortes amplitudes. Les valeurs de HIRM (**8d**) sont de l'ordre de 10^{-5} A/m ; elle présente de nombreuses singularités : de 31 à 22 ka BP, elle varie autour de 1.10^{-5} A/m avec un pic à $2,5.10^{-5}$ A/m à 24,5 ka BP. Un autre pic identique a lieu autour de 21 ka BP ; la HIRM varie ensuite fortement autour de $2,5.10^{-5}$ A/m jusqu'à 18 ka BP et après une diminution progressive, elle varie autour de 7.10^{-6} A/m jusqu'à 7 ka BP. Une oscillation de forte amplitude et de grande longueur d'onde est enregistrée entre 7 et 1 ka BP. Le signal du S ratio (**8e**) (dont les valeurs sont de l'ordre de 0,9) est en opposition de phase à celui de la HIRM.

Les signaux des indices de granulométrie magnétique ARA/K (**8f**) et ARI_{1T}/K (**8g**) sont similaires mais opposés à celui d'ARA/ARI (**8h**). Le profil d'ARA(30mT)/ARA (**8i**) est sensiblement différent. Les valeurs d'ARA/K (**8f**) varient autour de 0,07 A/m et celles d' ARI_{1T}/K (**8g**) autour de 2 A/m. De valeurs stables entre 31 et 21 ka BP, les rapports augmentent jusqu'à 0,09 A/m (ARA/K) et 3 A/m (ARI_{1T}/K) entre 21 et 19 ka BP. Les rapports diminuent ensuite en deux étapes jusqu'à 15 ka BP puis oscillent autour de 0,05 A/m (ARA/K) et 1,7 A/m (ARI_{1T}/K) jusqu'à 9 ka BP où ils augmentent et varient fortement autour de 0,09 A/m (ARA/K) et 2 A/m (ARI_{1T}/K) avec des maxima centrés à 8, 7, 5 et 1,5 ka. Les valeurs d'ARA/ARI (**8h**) oscillent autour de 0,04 sauf entre 20 et 15 ka BP où elles sont d'environ 0,03. Le rapport ARA(30mT)/ARA (**8i**) varie autour de 0,5 entre 31 et 16 ka BP, puis diminue graduellement jusqu'à 8 ka BP, où il atteint des valeurs de 0,4, qui perdurent jusqu'à 1 ka BP.

Figure 8 (page suivante) : Enregistrement magnétique de la carotte MD02-2504. Indices de concentration en grains magnétiques : (a) Susceptibilité magnétique, (b) aimantations rémanentes isothermes à 1T et à -0,3T, (c) aimantation rémanente anhystérétique, (d) HIRM et (e) Sratio. Indices de granulométrie magnétique relative : (f) ARA/K, (g) ARI_{1T}/K , (h) ARA/ARI et (i) ARA(30mT)/ARA. Les intervalles laminés sont indiqués dans le log lithologique à gauche et sont soulignés en bleu.

Magnetic record of core MD02-2504. Indices of magnetic minerals concentration: (a) Magnetic susceptibility, (b) isothermal remanent magnetization at 1T and -0.3 T, (c) anhysteretic remanent magnetization, (d) HIRM and (e) S ratio. Indices of magnetic grain size: (f) ARM/K, (g) IRM/K, (h) ARM/IRM and (i) ARM(30mT)/ARM. Laminated intervals are indicated at the left and underlined.



En conclusion, les paramètres magnétiques de la carotte MD04 présentent des dynamiques propres, probablement dues à des modulations d'assemblages de grains magnétiques de différentes natures minéralogiques et gammes granulométriques, suggérant une bonne conservation du signal d'apport terrigène.

1.3. Synthèse des variations temporelles des paramètres magnétiques

L'influence des sulfures ferrimagnétiques est remarquable dans la MD03 et affecte tous les paramètres magnétiques. La forte concentration de ces minéraux est responsable des fortes valeurs de K , ARI, ARI_{IT}/K , ARA, HIRM, $ARA(30mT)/ARA$ et ARA/K et des faibles valeurs de S ratio et ARA/ARI . L'enregistrement magnétique de la MD04 est beaucoup moins affecté par la présence des sulfures ferrimagnétiques, ce qui permet de reconstituer les dynamiques d'apport des minéraux terrigènes. Cependant, les indices de la taille relative des grains magnétiques ne varient pas en phase : ARA/K et ARI/K présentent un signal opposé à celui d' ARA/ARI et différent de celui d' $ARA(30mT)/ARA$. La période **33-28 ka BP** est marquée par de fortes concentrations en sulfures ferrimagnétiques dans la MD03 (entre 31,5-30 ka BP), et une diminution des paramètres magnétiques dans les deux carottes. De **28 ka BP** (où les sédiments sont laminés dans les deux carottes) à **18,5 ka BP**, K augmente dans les deux carottes. Durant cette période, deux pics de HIRM, associés à des valeurs importantes de K , sont enregistrés à 25 et 21 ka BP (dans la MD04), qui précèdent deux périodes de faible K à 23-24 et 19-20 ka BP. Entre **20 et 18,5 ka BP**, l'ARA, l'ARI et la HIRM sont fortes et précèdent l'augmentation de K à 18,5 ka BP. De fortes concentrations de sulfures ferrimagnétiques sont notées entre **18,5 et 16 ka BP** dans la MD03, et à 16,5-16 ka BP seulement dans la MD04. Pendant cette période, K , ARI et ARA sont fortes tandis que la HIRM diminue. Entre **15 et 13 ka BP**, les sédiments sont laminés dans les deux carottes et sont caractérisés par de faibles concentrations en minéraux magnétiques. Entre **12,5-11 ka BP**, K est très forte dans la MD03, et une augmentation (moins ample) de K , IRM et ARA est observée dans la MD04. À partir de **11 ka BP**, la fréquence des pics de sulfures ferrimagnétiques augmente dans les sédiments laminés de la MD03 et les valeurs de K y sont globalement inférieures. Dans la MD04, entre **11-8 ka BP**, K diminue et ARI, ARA, et HIRM sont faibles. De **8 à 1 ka BP**, K reste faible tandis que ARI, ARA et HIRM sont plus fortes (particulièrement

l'ARA, à 8, 6,9 et 5,2-5 ka BP). Les paramètres magnétiques présentent pendant cette période des variations à court terme déphasées, particulièrement visibles dans les enregistrements de K et ARA et des indices de granulométrie magnétique.

2. Granulométrie du sédiment total

Les indices de taille relative des grains magnétiques de la carotte MD04 fournissant des informations contradictoires, nous avons procédé à des mesures de granulométrie du sédiment total. Les indices granulométriques de taille moyenne des grains, mode et médiane, prennent en compte l'ensemble de la gamme, tandis que les indices magnétiques concernent surtout les fractions argileuses ($<4\mu\text{m}$) et silteuses ($4-63\mu\text{m}$).

Les paramètres magnétiques normalisés ($\text{ARA}(30\text{mT})/\text{ARA}$, ARA/K et ARA/ARI) augmentent théoriquement lorsque la taille des grains diminue et devraient donc montrer une anticorrélation avec la médiane (et le mode) et une corrélation avec les quotients argiles/silts et argiles($<2\mu\text{m}$)/argiles($2-4\mu\text{m}$). La comparaison graphique des paramètres magnétiques normalisés avec la médiane et les quotients argiles/silts et argiles($<2\mu\text{m}$)/argiles($2-4\mu\text{m}$) (**figure 9a**) montre que :

- aucun paramètre ne présente de relation linéaire ni avec le mode, ni avec le quotient argiles/silts ;
- seul le rapport $\text{ARA}(30\text{mT})/\text{ARA}$ est significativement et positivement corrélé ($R^2=0,43$ et $R=0,66$) au quotient argiles($<2\mu\text{m}$)/argiles($2-4\mu\text{m}$).

Cette corrélation est clairement apparente sur les profils des paramètres magnétiques et des indices granulométriques (**figure 9b**). Cela indique que i) $\text{ARA}(30\text{mT})/\text{ARA}$ est l'indice de taille des grains magnétiques le plus significatif et ii) les grains magnétiques concernés par l'ARA appartiennent majoritairement à la gamme granulométrique des argiles.

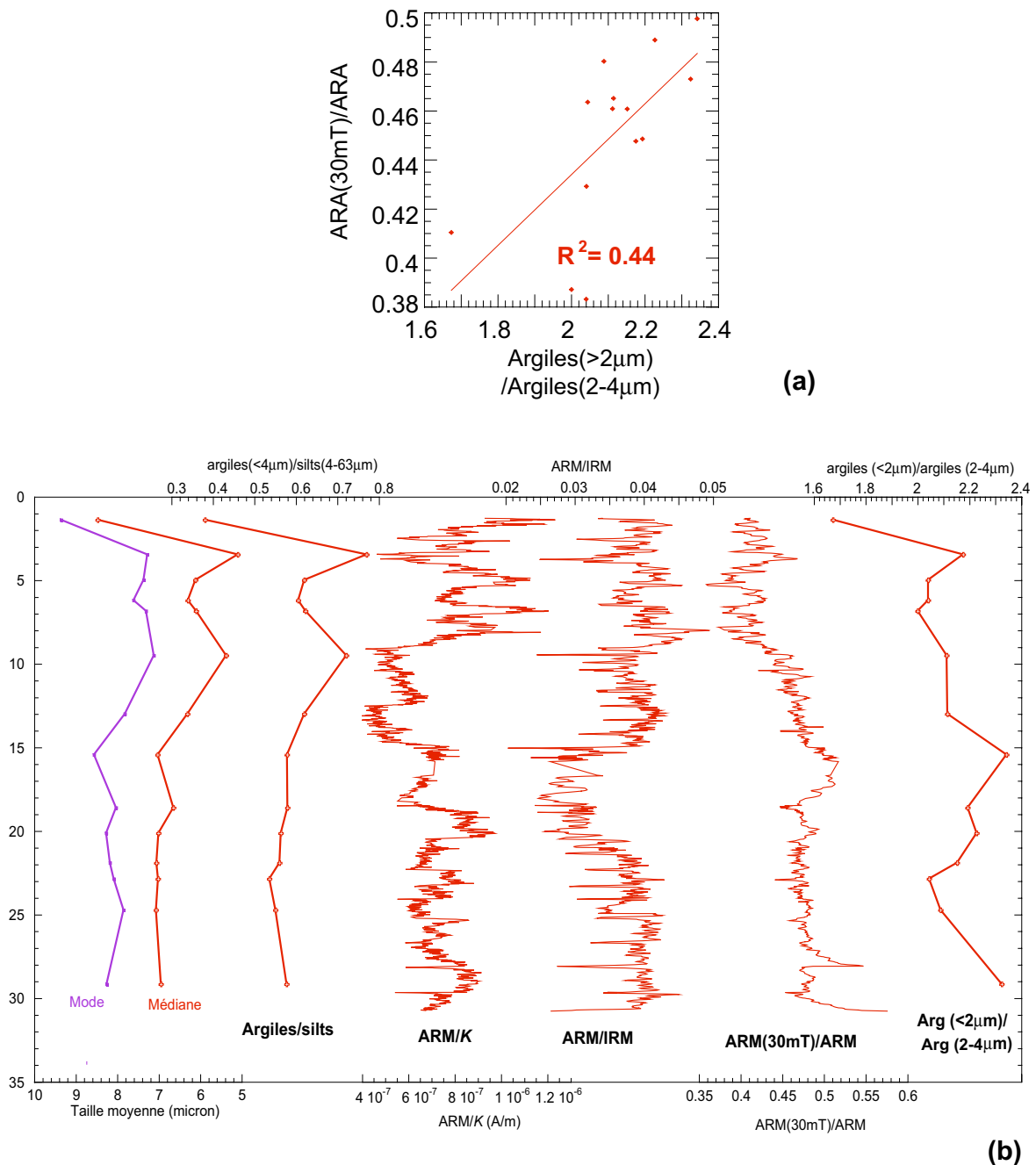


Figure 9 : Indices de granulométrie du sédiment total comparés aux indices de granulométrie magnétique relative. (a) Diagrammes binaires du quotient argiles(<2µm)/argiles(2-4µm) et ARA(30mT)/ARA. (b) Profils de la médiane, du mode, du quotient argiles/silts, des paramètres normalisés ARA/K, ARA/ARI et ARA(30mT)/ARA et du quotient argiles(<2µm)/argiles(2-4µm) sur l'échelle d'âge de la carotte MD02-2504.

Grains size distribution of the bulk sediment compared to indices of magnetic grain size. (a) Scatter plots of the ratio clays(<2µm)/clays(2-4µm) against ARM(30mT)/ARM, (b) time variations of the mean grain size indices (mode and median), of the ratios clays/silts and clays(<2µm)/clays(2-4µm) and of the normalized parameters ARM/K, ARM/IRM and ARM(30mT)/ARM.

3. Résultats des Mesures Géochimiques

3.1. Carbonates et carbone organique du site ODP 893A et teneurs relatives en calcium dans les carottes MD

Le forage du site ODP 893A a permis l'acquisition d'un jeu de données considérable, incluant des mesures sédimentologiques, géophysiques et géochimiques couvrant la dernière période glaciaire. Gardner et Dartnell (1995) ont mesuré les pourcentages massiques de carbone organique total (TOC) et de carbonate de calcium (CaCO_3) dans le sédiment total tous les dix centimètres. Placées sur le modèle d'âge produit par Ingram et al. (1995) et Hendy et Kennett (2002), ces mesures sont comparées aux enregistrements de teneur relative en Ca total, obtenus par mesures de fluorescence X sur différents intervalles des carottes MD03 et MD04, tous les deux centimètres (**figure 10**). Cela peut permettre de déterminer : i) si le calcium de la MD03 est contenu dans du CaCO_3 ou dans d'autres minéraux et ii) si les teneurs relatives en Ca répondent à un forçage à l'échelle du bassin ou résultent de processus secondaires, en comparant les données de la MD03 et de la MD04. Il est à noter que ni les pourcentages de TOC, ni ceux de carbonates fournissent une bonne approximation de la productivité primaire, les sédiments du BSB étant caractérisés par une forte concentration de silice biogénique (entre 6 et 34 % de la masse du sédiment total ; Johnson and Grimm, 2001).

Les pourcentages de TOC sont compris entre 0,5 et 4 % (**figure 10a**). De 35 à 13 ka BP, ils varient avec une forte fréquence et une faible amplitude autour de 1,6 %, puis augmentent jusqu'à l'actuel. Cette augmentation est marquée par des baisses abruptes et amples à 10,8, 9,2-8,9, 7,5-4,9, 3,5 ka BP et de nombreuses baisses abruptes et de courte période après 2,8 ka BP. Les pourcentages de CaCO_3 s'échelonnent de 2 à 15 % (**10b**). De valeurs centrées autour de 5% jusqu'à 32 ka BP, les pourcentages augmentent et se stabilisent à ~ 7% entre 29,5 et 16,8 ka BP. La période 16,8-11,2 ka BP est marquée par une diminution des pourcentages de CaCO_3 . Entre 11 ka BP et l'actuel, les valeurs varient autour de 10% sauf vers 10 ka BP où elles atteignent ~ 15 %.

Les teneurs relatives en Ca sont de 5000 à 35000 coups par seconde (cps) pour la MD03 (**10c**) et de 0 à 25000 cps pour la MD04 (**10d**). Les mesures de fluorescence X ont été effectuées sur 3 parties dans les deux carottes : pour la carotte MD03, la partie 03-A couvre la période 31,5-30 ka BP, la partie 03-B couvre la période 17,2-11 ka BP et la partie 03-C couvre la période 5-3.4 ka BP. Pour la carotte MD04, la partie 04-A couvre la

période 21,3-20,3 ka BP, la partie 04-B couvre la période 16-10,3 ka BP et la partie 04-C couvre la période 7,8-6,2 ka BP. Seules les parties 03-B et 04-B se recouvrent.

Entre 31,5 et 30,5 ka BP et 17,2 et 15 ka BP (top de la partie 03-B), les valeurs de Ca de la MD03 sont d'environ 13000 cps. L'intervalle laminé 14,5-12,8 ka BP est marqué par des variations de très forte amplitude (atteignant des valeurs de 35000 cps) et de fortes fréquences. Les intensités varient autour de 10000 cps entre 13 et 11,2 ka BP puis augmentent abruptement pour atteindre 17000 cps à 11 ka BP. La même valeur est observée à 5 ka BP (top de la partie 03-C), puis les teneurs relatives en Ca diminuent jusqu'à 4,2 ka BP et augmentent jusqu'à 3,4 ka BP. Dans la partie 04-A (MD04), les teneurs relatives de Ca varient avec de fortes amplitudes autour de 17000 cps. De 16 à 11 ka BP, les valeurs varient autour d'une moyenne de 13000 cps, sauf entre 15 et 14,5 ka BP où elles atteignent 4000 cps et dans l'intervalle laminé 14,5-13 ka BP où elles atteignent sporadiquement 25000 cps. Entre 11 et 10,5 ka BP, les valeurs augmentent abruptement pour atteindre environ 16000 cps. Le top de la partie 04-C (8 ka BP) présente des valeurs similaires puis une diminution jusqu'à 6,2 ka BP, interrompue par un pic à 22000 cps à ~ 6,8 ka BP.

Synthèse

La comparaison des pourcentages de CaCO₃ du site ODP avec ceux du Ca total des carottes MD est délicate car les résolutions des signaux sont différentes, ce qui doit expliquer l'absence de corrélation entre %CaCO₃ et teneur relative de Ca de la MD03. Un certain nombre d'observations se dégagent de ces comparaisons :

- i) de **33 à 11,2-11 ka BP** les valeurs de CaCO₃ et Ca sont faibles dans les carottes ODP893A et MD03 mais fortes dans la MD04 entre 21-20 ka BP, ce qui suggère soit que les carbonates biogéniques des carottes du fond du BSB ont été dissous durant cette période, soit que du Ca authigénique ou lithogénique a été apporté dans la MD04,
- ii) entre **14,8 et ~13 ka BP** (intervalle laminé), les valeurs de Ca sont plus fortes dans les deux carottes MD que les valeurs de CaCO₃ dans la carotte ODP ; le signal est très bruité dans toutes les carottes,
- iii) **à partir de 11-10,5 ka BP**, les valeurs de CaCO₃ et Ca sont fortes.

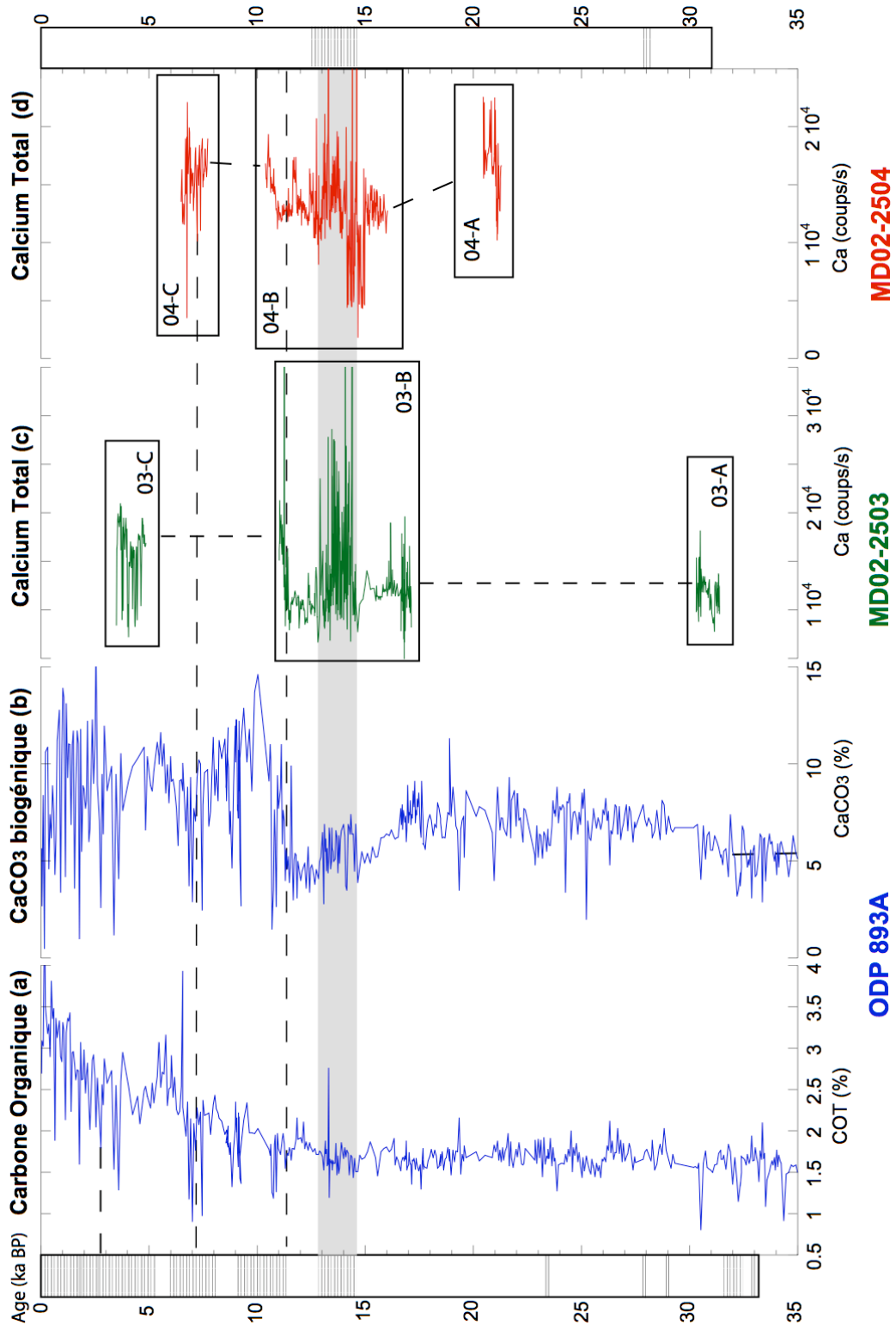


Figure 10 : Profils de pourcentages de carbone organique (a) et de carbonates biogéniques (b) dans la carotte ODP 893A (Gardner et Dartnell, 1995) et quantités relatives de Ca total dans les carottes MD02-2503 (c) et MD02-2504 (d). Les parties mesurées sont encadrées et numérotées (voir texte) et l'intervalle laminé commun aux deux carottes MD est sous-ligné en gris.

Time variations of percentages of total organic carbon (a) and biogenic carbonates (b) in core ODP 893A (Gardner and Dartnell, 1995) and of relative concentrations of calcium in bulk sediments of cores MD02-2503 (c) and MD02-2504 (d). The intervals measured by XRF are framed and labeled (see text). The common laminated interval is underlined.

Ces indications suggèrent que la majorité du Ca provient d'une source biogénique, même si des accumulations de Ca authigénique ou lithogénique peuvent être suspectées entre 21-20 et 14,8-12,5 ka BP. Une augmentation commune à toutes les carottes est toutefois identifiée à ~11 ka BP.

3.2. Mesures élémentaires dans la Carotte MD02-2503

Quatre éléments ont été sélectionnés pour tracer les apports en minéraux terrigènes, provenant de l'érosion des surfaces continentales et transférés jusqu'au bassin par les réseaux fluviaux et les vents (Stein, 1995 et les références citées dans ce papier) : le titane (Ti), le potassium (K), le silicium (Si) et l'aluminium (Al). Le titane est principalement contenu dans des oxydes de fer et titane, K et Al sont des constituants des argiles et des alumino-silicates. Le silicium total peut intégrer de la silice biogénique mais les corrélations positives entre Ti et Si ($R^2=0,7$, **figures 11a**), ainsi qu'entre Ti et K ($R^2=0,84$, **11b**) et Ti et Al ($R^2=0,62$, **11c**) suggèrent que soit les silicates terrigènes portent la majeure partie du Si total, soit les apports de Si biogénique sont synchrones avec les apports terrigènes. Cependant, la dominance des apports terrigènes (qui représentent entre 64 et 86% des flux particuliers, Lange et al, 1997) sur les apports biogéniques observée actuellement dans le SBS favorise l'hypothèse de Si total majoritairement terrigène. Pour déterminer si le fer est plutôt associé à des minéraux terrigènes (silicates ferromagnésiens, oxydes de fer) ou authigéniques (sulfures de fer notamment), nous explorerons les liens entre Fe, Ti et S. Le fer et le titane sont corrélés positivement, mais peu significativement ($R^2=0,55$, **11e**) ; Fe et Ca présentent une corrélation négative ($R^2=0,65$, **11d**) et Fe et S présentent une corrélation négative peu significative ($R^2=0,43$, **11f**). Les relations entre Fe et Ti et S varient notablement au cours du temps : Fe présente de fortes corrélations avec Ti (positive, $R^2=0,8$) et S (négative, $R^2=0,87$) entre 15 et 13 ka BP, tandis que dans les autres parties étudiées, les relations sont moins significatives (**11e, f**).

Les concentrations relatives de Ti s'échelonnent de 1700 à 3500 cps et celles de K et Si s'échelonnent de 2000 à 8000 cps. Les valeurs d'Al sont plus faibles : de 600 à 1300 cps. Le fer est l'élément le plus concentré dans la séquence (20 000 à 40 000 cps), ce qui confirme l'importance des apports terrigènes au bassin. Les teneurs relatives en S se distribuent entre 500 et 12000 cps (valeurs atteintes lors de très forts pics) et varient autour d'une moyenne de 1000 cps.

Les profils temporels des teneurs relatives en Ti (**figure 12b**), Fe (**12c**) et S (**12d**) présentent des variations à très courte longueur d'onde et très forte amplitude, particulièrement entre 15 et 13 ka BP.

De 33 ka BP à l'actuel, les quantités relatives de Ti et Fe diminuent : elles varient autour de 2900 et 33000 cps resp. entre 31,5 et 30 ka BP (03-A), autour de 2600 et de 30000 cps resp. entre 17 et 11 ka BP (03-B) puis autour de 2250 et 27000 cps resp. entre 5 et 3,5 ka BP (03-C). Les intervalles laminés 15-13 et 11,5-11 ka BP sont caractérisés par des variations de fortes amplitudes et forte fréquence, Ti et Fe atteignant des valeurs particulièrement faibles (1000 et 15000 cps resp.). Dans la partie 03-C, la quantité relative de Fe augmente (jusqu'à 36000 cps à 4 ka BP), tandis que celle de Ti varie avec de fortes amplitudes et une forte fréquence.

Le profil des teneurs relatives en S ne présente pas de variations à long terme, mais des augmentations abruptes localisées. Le niveau de base des teneurs en S est d'environ 800 cps et de fortes valeurs sont enregistrées à 30,5, entre 17 et 16,7 et à 16,2 ka BP (~ 3000 cps), dans les intervalles laminés 15-13 et 11,2-11 ka BP (~ 8000 cps). Rappelons que Fe, S et Ti et S sont fortement corrélés dans l'intervalle 15-13 ka BP (R^2 de 0,8 à 0,87).

La quantité de S total (**figure 12e**) représente de 0,2 à 1,4 % de la masse de sédiment total dans la carotte ODP 893A (Brüchert et al., 1995). Ces données retracent les variations à long terme de la concentration en S : elle augmente de 32 à 13,5 ka BP (où les maxima sont enregistrés), puis chutent à 12,5 ka BP; elle augmentent à 10,5 ka BP et diminuent graduellement jusqu'à l'actuel. Le pourcentage massique de pyrite dans le sédiment total varient de 0,2 à 0,6 % et semblent suivre les variations à long terme du S total, bien que seulement trois mesures aient été réalisées sur cet intervalle temporel.

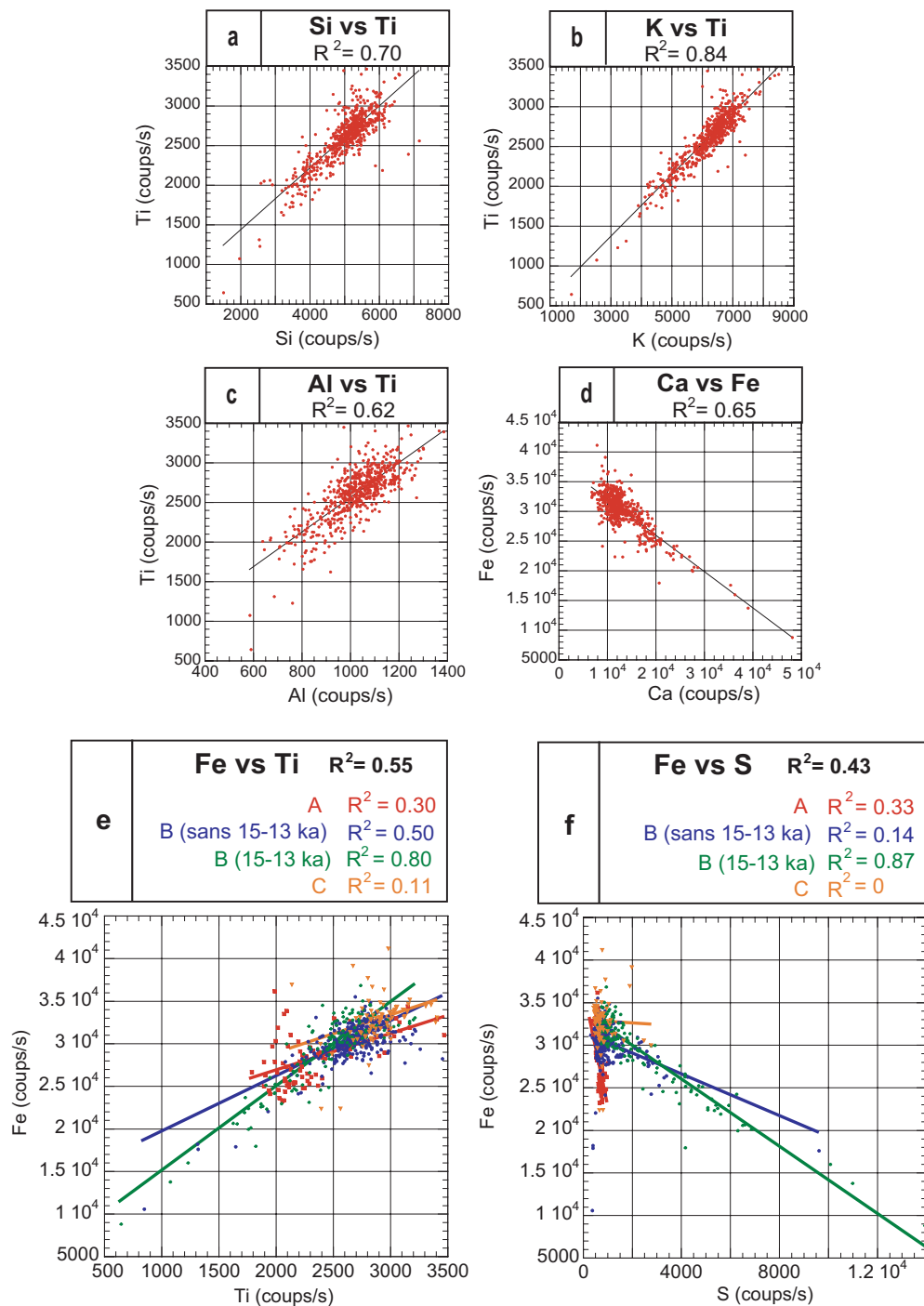


Figure 11 : Concentrations relatives d'éléments chimiques de la carotte MD02-2503. Relations entre éléments terrigènes : (a) entre silicium (Si) et titane (Ti), (b) entre potassium (K) et titane, (c) entre aluminium (Al) et titane. Relations entre les éléments biogéniques, terrigènes ou authigéniques : (d) entre calcium (Ca) et fer (Fe), (e) entre titane et fer et (f) entre soufre (S) et fer. Les coefficients de corrélation (R^2) sont indiqués soit pour l'ensemble des données (en noir) soit pour chaque partie mesurée (en couleurs).

Chemical element concentration in core MD02-2503. Relationships between terrigenous elements: (a) silicon (Si) versus titanium (Ti), (b) potassium (K) versus Ti, (c) aluminum (Al) versus Ti. Relationships between biogenic, terrigenous and authigenic elements: (d) calcium (Ca) versus iron (Fe), (e) Ti versus Fe and (f) sulfur (S) versus Fe. Correlation coefficients are indicated for the whole dataset (black) and for each part measured (colors).

Synthèse : comparaison avec les paramètres magnétiques

Les diminutions à long terme de Fe et Ti depuis 33 ka BP suivent la diminution à long terme de la susceptibilité magnétique (**figure 12a**) (hormis dans les niveaux de sulfures ferrimagnétiques). Cela atteste de l'origine commune du Ti et du Fe, sous forme d'oxydes. De fortes teneurs en Fe sont enregistrées dans les niveaux de sulfures ferrimagnétiques (greigite, Fe_3S_4 et pyrrhotite, Fe_7S_8) à 30,5-31,1, 16,8 et 4-4,4 ka BP, identifiés par de fortes valeurs de l' $\text{ARI}_{\text{IT}/\text{K}}$ (**12f**). Dans ces niveaux, le signal du Fe est généralement découplé de ceux du Ti et du S. Dans les intervalles laminés entre 15-13 et 11,2-11 ka BP, où les paramètres magnétiques sont faibles, les valeurs de S et Ca sont fortes tandis que celles de Fe et Ti sont faibles et ces éléments sont fortement corrélés. Les relations existant entre Fe, Ti et S dans l'intervalle 15-13 ka BP peuvent être interprétées soit comme une diminution des apports terrigènes, coïncidant avec des accumulations de composés riches en S, soit comme une recristallisation du Fe sous forme de pyrite (FeS_2), ce qui expliquerait les fortes valeurs de S. L'anticorrélation entre Fe et Ca peut être imputée à une alternance des apports biogéniques et terrigènes ou à la formation de minéraux secondaires impliquant la dissolution des minéraux originels et la migration des éléments dans la colonne sédimentaire. Les variations de Fe, Ti, Ca et CaCO_3 montrent que les sédiments déposés avant 11 ka BP sont riches en Fe et Ti et pauvres en carbonates biogéniques, et que ceux déposés après 11 ka BP enregistrent la situation inverse. Les valeurs moyennes de S (hors pics de fortes valeurs) ne montrent pas de variation à long terme.

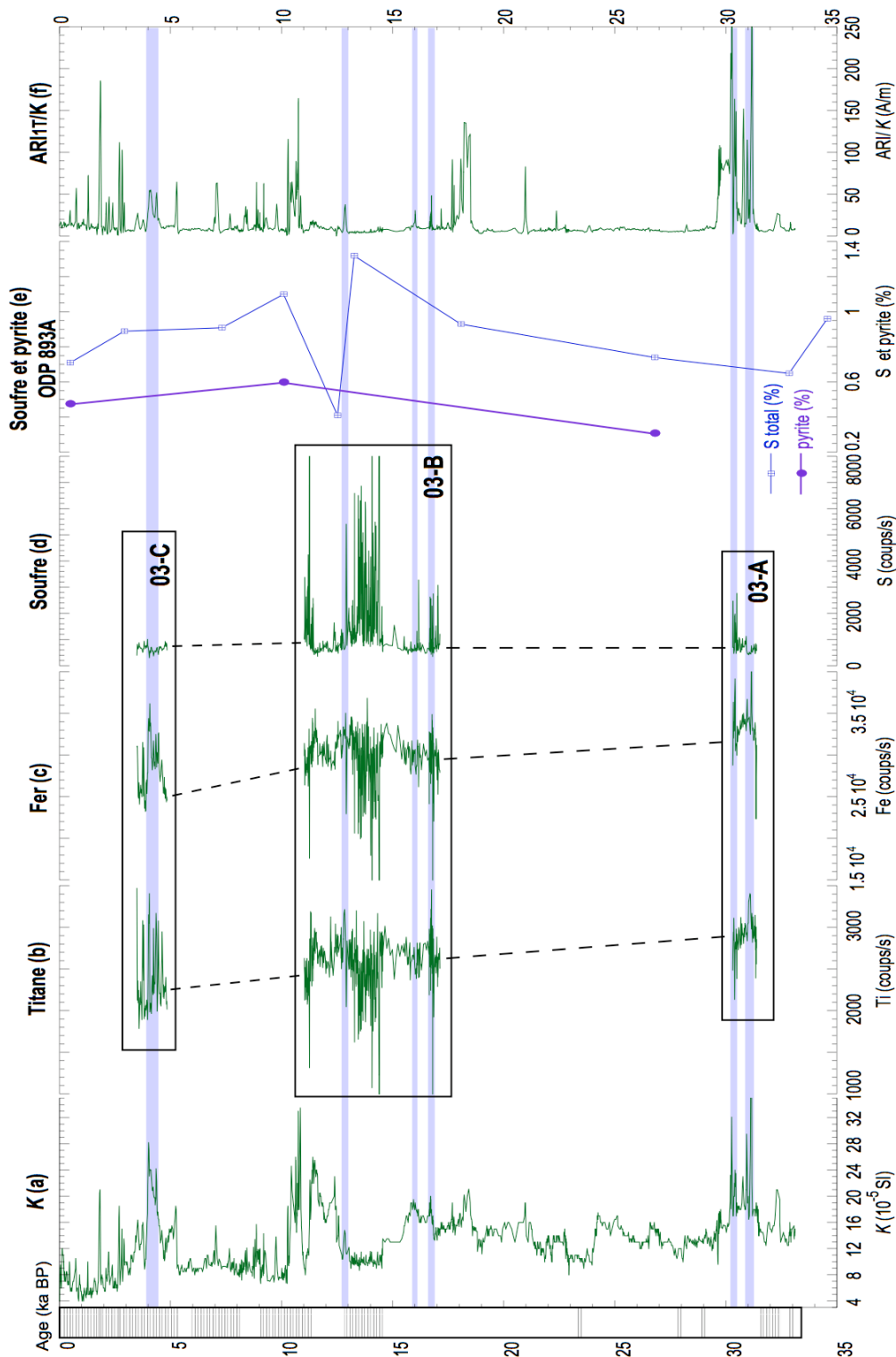


Figure 12 : Teneurs relatives en titane (b), fer (c) et soufre (d) mesurés sur trois parties de la carotte MD02-2503 comparés à la susceptibilité magnétique (a) et à l'ARI_{1T}/K (f) ainsi qu'aux mesures de pourcentages de soufre total et de pyrite (e) dans les sédiments de la carotte ODP 893A (Brüchert et al., 1995). Les niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques ont été sous lignés en bleu.

Relative contents of titanium (b), iron (c) and sulfur (d) measured in three parts of core MD02-2503, compared to profiles of magnetic susceptibility (a), SIRM/K (f) and to percentages of total sulfur and pyrite (e) in sediments of core ODP 893A (Brüchert et al., 1995). Levels enriched in ferrimagnetic sulfides are underlined.

3.3. Mesures élémentaires dans la Carotte MD02-2504

Comme dans la MD03, les éléments d'origine lithogénique analysés sont l'aluminium (Al), le potassium (K), le silicium (Si) et le titane (Ti). Les valeurs de Ti s'échelonnent de 500 à 3500 cps et celles d'Al de 300 à 1400 cps ; ces éléments présentent une corrélation positive mais peu significative ($R^2 = 0,53$, **figure 13a**). Les valeurs de Si sont comprises entre 2000 et 6500 cps et celles de K entre 1000 et 8000 cps.

Les comparaisons graphiques du Ti avec Si et K (**13b** et **13c**) montrent que deux populations se détachent : une population comprend les données de la période 14-15 ka BP et une population comprend le reste des données. Le Ti est positivement et significativement corrélé au Si pour les données hors période 14-15 ka BP ($R^2=0,79$) et moins significativement pour les données de la période 14-15 ka BP ($R^2=0,54$), pendant laquelle les teneurs relatives en Si sont légèrement inférieures. Cela peut être induit par un changement de source du matériel silicaté lithogénique et/ou une modification des flux de Si biogénique. Ti est positivement et significativement corrélé au K ($R^2=0,8$ et $0,81$) mais la pente des droites de régression diffère, ce qui peut constituer le signe d'une modification des apports terrigènes ; les teneurs en K sont plus faibles dans l'intervalle 14-15 ka BP. Les valeurs de fer sont comprises entre 5000 et 35000 cps (mais surtout entre 23000 et 34000 cps) et la corrélation du Fe et du Ti est positive et forte pour l'ensemble des données ($R^2=0,77$, **13d**), ce qui signifie que les dynamiques du Fe et du Ti sont similaires. Les teneurs en S sont majoritairement comprises entre 600 et 2000 cps, avec quelques valeurs entre 2000 et 7000 cps (**13e**). Fe et S ne sont pas corrélés ($R^2=0,0033$) sur l'ensemble des données, sauf entre 14 et 15 ka BP ($R^2=0,4$). Fe et Ca ne sont pas corrélés ($R^2=0,03$, **13f**) et les données de l'intervalle 14-15 ka BP sont légèrement inférieures au reste des données.

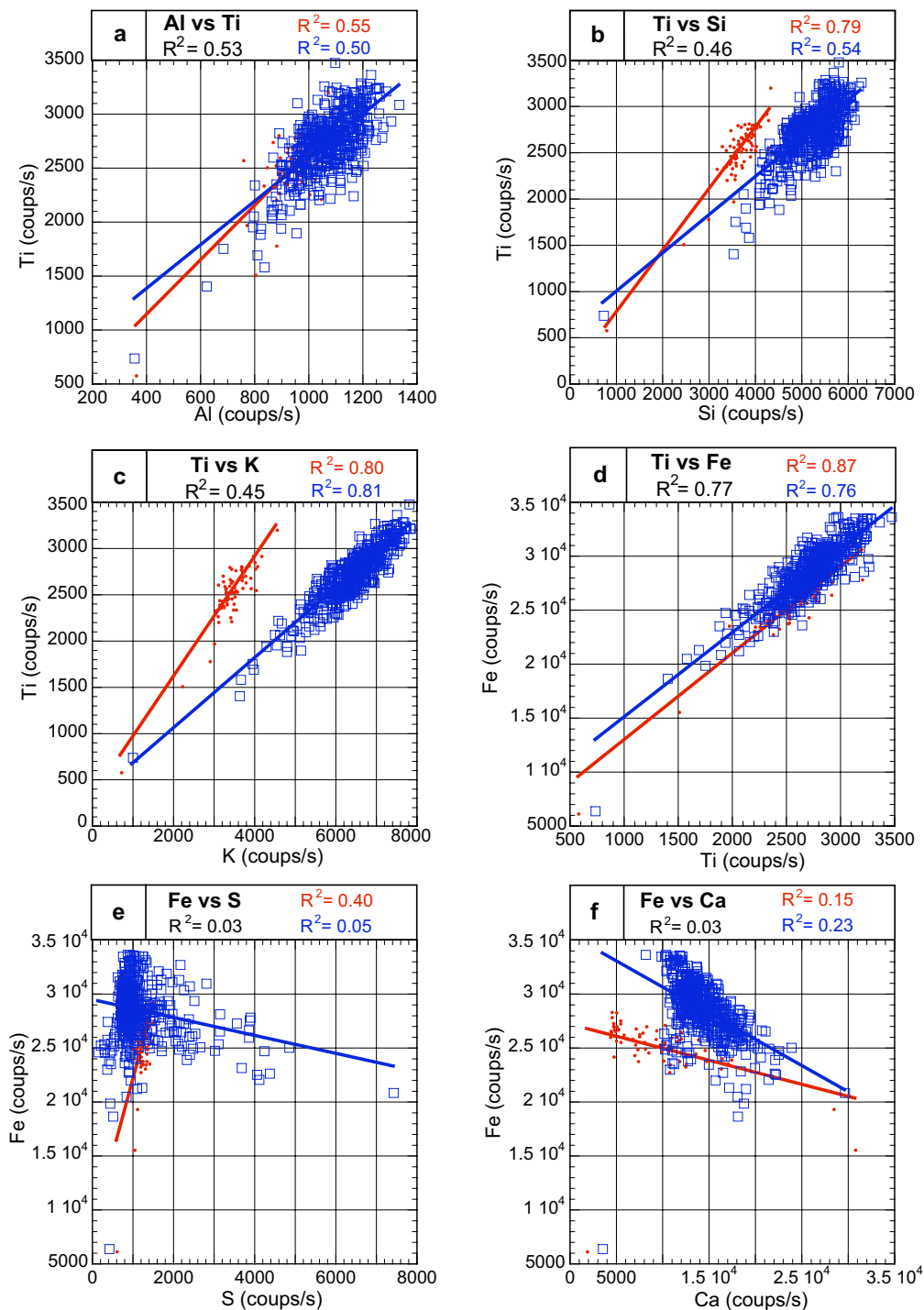


Figure 13 : Relations linéaires entre les teneurs élémentaires relatives dans la carotte MD02-2504. Relations entre éléments terrigènes : (a) entre aluminium (Al) et titane (Ti), (b) entre silicium (Si) et titane et (c) entre potassium (K) et titane. Relations entre les éléments biogéniques, terrigènes ou authigéniques : (d) entre titane et fer (Fe), (e) entre soufre (S) et fer et (f) entre calcium (Ca) et fer. Les coefficients de corrélation (R^2) sont indiqués pour l'ensemble des données (en noir) pour les données de la période 14-15 ka BP (ronds rouges) et pour le reste des données (carrés bleus).

Linear relationships between the relative elemental contents in core MD02-2504. Relationships between terrigenous elements: (a) aluminum (Al) versus titanium (Ti), (b) silicon (Si) versus Ti, (c) potassium (K) versus Ti. Relationships between biogenic, terrigenous or authigenic elements: (d) Ti versus iron (Fe), (e) sulfur (S) versus Fe and (f) calcium (Ca) versus Fe. Correlation coefficients are indicated for the whole dataset (black), for the time interval 14-15 ka BP (red dots) and for the rest of the data (blue squares)

Les profils des teneurs relatives en fer et titane (**figure 14b** et **14c**) confirment la similitude de leurs dynamiques à long et court terme tandis que celui du soufre (**14d**) indique une dynamique propre à cet élément. De 21,3 à 20,3 ka BP (04-A), les teneurs relatives en Fe et Ti varient autour de 26000 et 2500 cps resp. et celles de S montrent des variations de forte amplitude et forte fréquence, atteignant 4000 cps. Entre 16 et 10 ka BP (03-B), les quantités de Fe et Ti oscillent autour de 28000 et 2800 cps resp. ; elles diminuent de 16 à 14,5 ka BP, puis augmentent jusqu'à 13 ka BP et rediminuent jusqu'à 10 ka BP. Entre 16 et 14 ka BP, les teneurs relatives en S augmentent graduellement pour atteindre 4000 à 5000 cps dans l'intervalle 14,2-12,8 ka BP. Après 12,8 ka BP, la quantité de S diminue et se stabilise autour de 1000 cps. A 7,5 ka BP (04-C), les valeurs de Fe et Ti sont d'environ 18000 et 1300 cps resp. puis augmentent pour atteindre 30000 et 2900 cps respectivement à 6 ka BP. Dans l'intervalle 8-6 ka BP, les valeurs de S varient faiblement autour de 1000 cps, excepté à 7,9-7,8 ka BP où un pic à 3000 cps est enregistré.

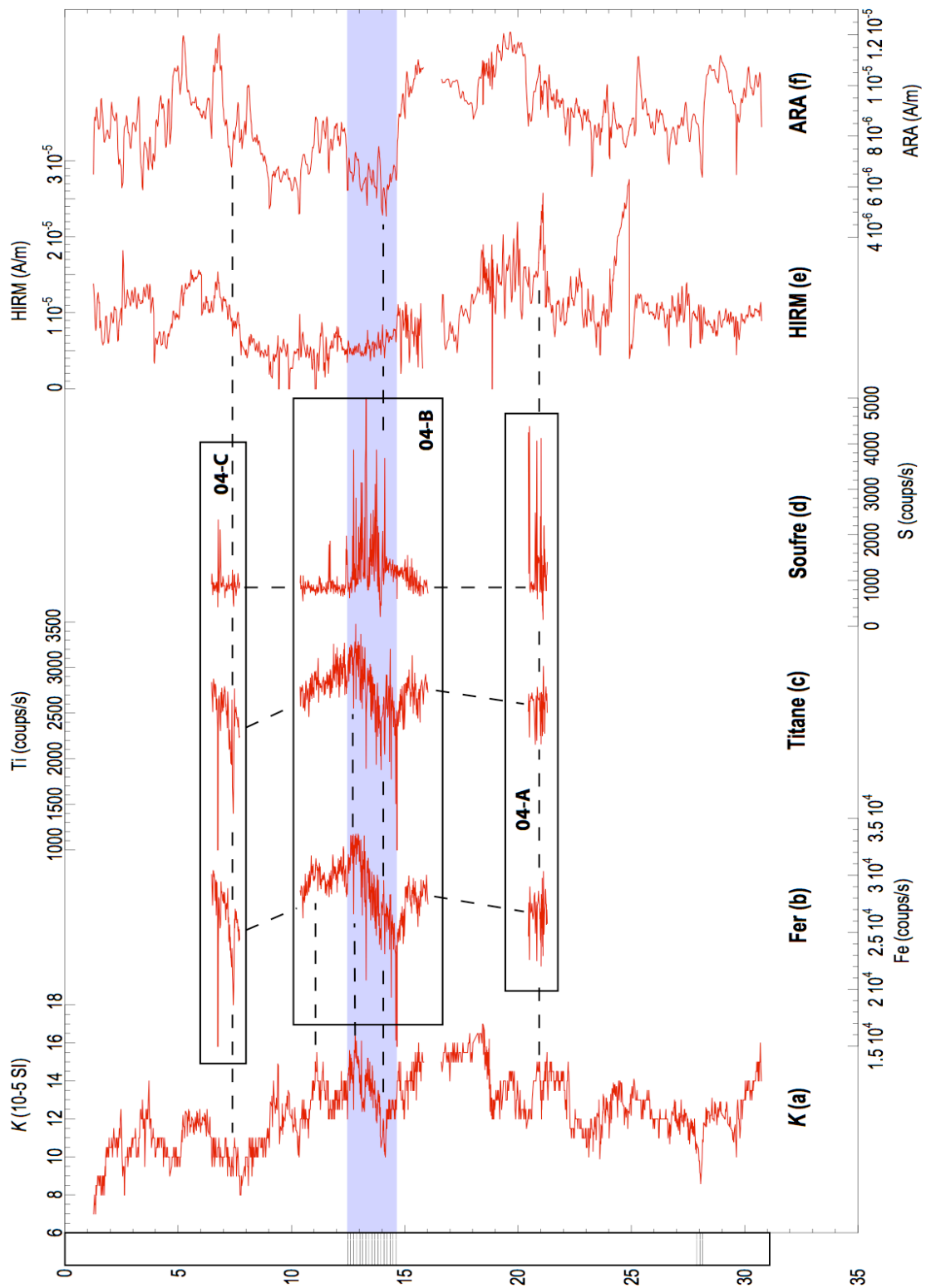


Figure 14 : Teneurs relatives en fer (b), en titane (c) et en soufre (d) mesurés sur trois parties de la carotte MD02-2504, comparés à la susceptibilité magnétique (a), à la HIRM (e) et à l'ARA (f). L'intervalle laminé entre 13 et 15 ka BP a été sous ligné en bleu.

Relative contents of iron (b), titanium (c) and sulfur (d) measured on three parts of core MD02-2504, compared to profiles of magnetic susceptibility (a), HIRM (e) and ARM (f). The laminated interval between 13 and 15 ka BP is underlined.

Synthèse : comparaison avec les paramètres magnétiques

L'analyse des relations entre les éléments révèle que :

i) le Ti est représentatif des apports terrigènes car il présente des corrélations positives et significatives avec les autres éléments (hors intervalle 14-15 ka BP),

ii) le Fe est majoritairement associé à la dynamique des apports terrigènes (corrélation positive avec Ti),

iii) une dynamique particulière caractérise l'intervalle 14-15 ka BP : diminution des teneurs en Si, K et Fe par rapport au Ti et découplage de la dynamique du Si vis à vis des autres éléments terrigènes. Ce découplage peut être dû à une modification des flux de Si biogénique et/ou des régimes d'apports terrigènes (fraction argileuse versus minéraux lourds), suggérée par les modifications des relations entre Ti et K. Les teneurs et relations entre Al et Ti ne présentent pas de modifications dans l'intervalle 14-15 ka BP. Dans cette carotte, Fe et Ca ne présentent pas de relations significatives.

La similitude des profils temporels de Fe et Ti avec celui de *K* (**figure 14a**) entre 16 et 10 ka BP et avec celui d'ARA (**14f**) entre 8 et 6 ka BP indique que le signal de ces paramètres magnétiques est majoritairement porté par des oxydes de fer terrigènes. En outre, les variations de teneur en S n'ont aucune correspondance dans les variations des paramètres magnétiques, de Fe ou de Ti, ce qui indique que les accumulations de S dans les lamines de l'intervalle 13-15 ka BP n'ont pas affecté le signal originel. Les fortes valeurs de HIRM (**14e**) à 21 ka BP ne sont en revanche pas relayées par des augmentations de teneurs en Fe et Ti.

Chapitre V. Interprétations et discussion

1. Apports terrigènes et paléoclimats

La susceptibilité magnétique (K), les aimantations artificielles (ARA, ARI, HIRM) et les paramètres normalisés s'adressent à des fractions magnétiques de natures minéralogiques et de granulométrie différentes qui permettent d'accéder à leurs modes d'apports ou à leurs sources, et donc aux forçages climatiques impliqués. Pour cette étude, nous avons sélectionné : K (**figure 15a et d**), qui trace la concentration de la fraction la plus grossière de (Ti)magnétite, l'ARA (**15e**), qui trace la quantité de (Ti)magnétite (généralement la fraction fine) et la HIRM (**15f**), qui est un indicateur de la quantité d'hématite et/ou de goethite. L'ARA(30mT)/ARA (**15g**), représentatif des variations de la taille des argiles, est utilisé comme traceur de la granulométrie relative des grains magnétiques (cf IV-2). La fraction la plus grossière de (Ti)magnétite est généralement apportée au bassin par les fleuves, tandis que les fractions plus fines de (Ti)magnétite, l'hématite et la goethite sont plutôt transportées par les vents (cf. Méthodologie). Le volume de minéraux terrigènes apportés au bassin dépend principalement de la surface de continent susceptible d'être érodée, généralement réduite par le développement d'un couvert végétal ou de sols. Cette surface est d'autant plus importante que le niveau marin est bas, découvrant le plateau continental, et que le climat est aride. Enfin, la capacité des transports fluvial ou éolien intervient, dans une moindre mesure lorsque la végétation ou le développement de sols protège les roches continentales, dans la quantité et la taille du matériel détritique apporté.

La traduction des dynamiques d'apport terrigène en termes de mécanismes climatiques ou environnementaux peut être précisée par la comparaison avec des marqueurs paléoclimatiques locaux (quantités de quartz, composition des argiles et pollens -**15b, c et h**, taux de remplissage des lacs américains). En outre, les caractéristiques océanologiques du BSB variant au rythme des changements climatiques dans l'Hémisphère Nord (Behl and Kennett, 1996 et Hendy and Kennett, 2002), il est utile de comparer les enregistrements magnétiques au profil de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP2 (**17i**- traceur des changements de température au-dessus du Groenland (Stuiver and Grootes, 2000), afin de placer les reconstitutions dans un cadre plus global.

La confrontation des enregistrements magnétiques des deux carottes révèle que volume et taille des grains magnétiques varient conjointement à l'échelle glaciaire-interglaciaire.

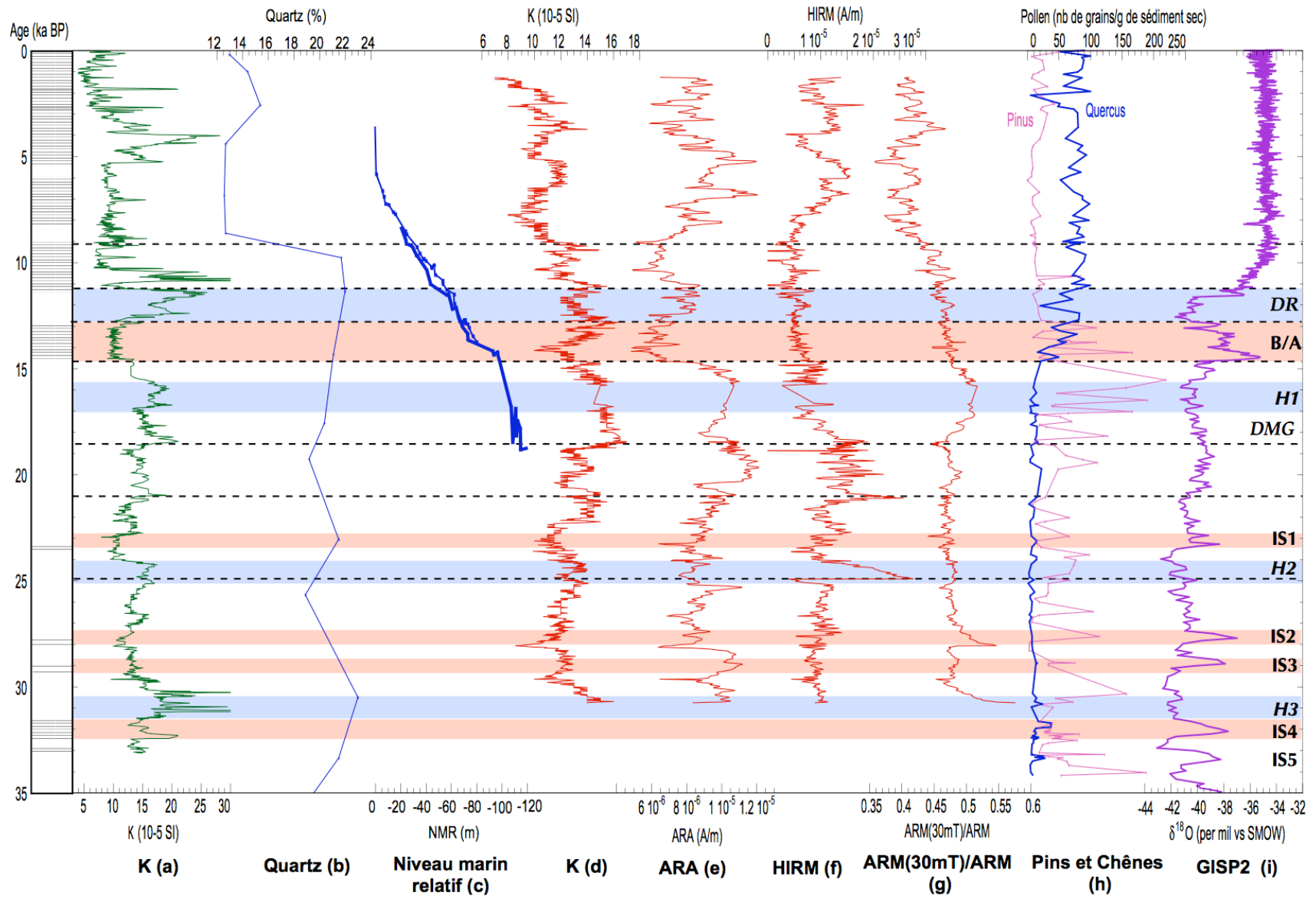
- Les sédiments de la période glaciaire (33-16 ka BP) présentent de fortes concentrations en minéraux magnétiques, dont la taille est relativement faible,
- la déglaciation (16-11 ka BP) est marquée par une diminution de la concentration (avec toutefois de forts apports entre 13 et 11 ka BP) et une augmentation de la taille des minéraux magnétiques,
- les sédiments holocènes (11-0 ka BP) présentent des concentrations faibles de minéraux magnétiques plus grossiers.

Période Glaciaire (33-16 ka BP)

La fin du stade isotopique (MIS) 3 et le dernier maximum glaciaire (DMG) sont caractérisés par une augmentation de la quantité des minéraux magnétiques apportés au BSB (**15a, d et e**) et une diminution de leur taille (**15g**). Cette augmentation d'apports terrigènes peut résulter des deux processus suivants :

- La calotte Nord Américaine atteint son extension maximale au DMG (20-24 ka BP, Dyke et al., 2002), ce qui entraîne des conditions climatiques favorables à une érosion plus intense. La dénudation des surfaces continentales et la mise à disposition d'un volume important de matériel détritique, sous l'effet de conditions arides (réduisant le couvert végétal) ou l'augmentation de la capacité de transport (fluviate et/ou éolien) ont participé à l'apport d'un volume plus important de minéraux magnétiques.
- La baisse de niveau marin (-120 m au DMG, **15c**) a entraîné l'exondation du plateau continental, surface importante couvertes de formations sédimentaires susceptibles d'être reprises par l'érosion.

La forte concentration en quartz (Stein, 1995, **15b**) et en pollen de pin (Heusser, 1995, **15h**), ainsi que la composition des argiles (rapport smectite/illite élevé, Tourneur 2003) dans les sédiments glaciaires du BSB indiquent des conditions plus froides et légèrement plus humides. Les grands lacs de l'Ouest des USA (déserts du Great Basin) présentaient de hauts niveaux entre 28 et 15 ka BP, ou se sont graduellement remplis (Benson et al., 1990), ce qui est attribué à des précipitations accrues et à une évaporation moindre (Hosteler et Benson, 1990).



Cette période a également enregistré deux phases d'apports éoliens intenses centrées à 24 et 21 ka BP, caractérisés par de forte concentration en hématite ou goethite (**15g**) (couplés à des apports en magnétite grossière) et suivies de baisses des apports fluviatiles (diminution de la quantité de magnétite grossière). Ces phases éoliennes caractérisent des conditions arides, synchrones avec des périodes froides de l'Atlantique Nord (**17i**), l'événement de Heinrich H2 (24 ka BP) et un refroidissement lors du DMG (21 ka BP). De telles phases arides ont été identifiées lors des stadiers du MIS 3 dans les lacs du Great Basin, et seraient liées aux sous-stades glaciaires les plus marqués lors des maximum d'extension de la calotte Laurentide (Zic et al., 2002 et Benson et al., 2003). Les apports éoliens restent conséquents entre 20 et 18,5 ka BP (fortes concentrations en magnétite plus fine, hématite ou goethite), traduisant des conditions d'aridité au début du DMG. Les apports de minéraux fluviatiles (magnétites) augmentent abruptement à 18,5 ka BP (tandis que la quantité de particules éoliennes diminue) et restent élevées jusqu'à 16 ka BP. La concentration maximale de pollen de pin est atteinte durant cet intervalle temporel, suggérant des conditions humides.

Déglaciation (16-11 ka BP)

La remontée du niveau marin et le retrait de la calotte N-Américaine (**15c**) entre 16 et 11 ka BP s'accompagnent d'une diminution de concentration des grains magnétiques et d'une augmentation de leur taille. Les paramètres magnétiques et les teneurs relatives en fer et titane indiquent des apports terrigènes faibles entre 15 et 13 ka BP (Bölling-Allerod, période chaude dans l'Atlantique Nord). La quantité de magnétite augmente notablement de 13 à 11 ka BP pendant le Dryas récent, marqué dans l'Atlantique Nord par une baisse des températures atmosphériques et océaniques.

Figure 15 (page précédente) : Mise en relation des enregistrements magnétiques des deux carottes avec des marqueurs paléoclimatiques locaux et globaux. (a) Susceptibilité de la MD03, (b) Pourcentage massique de quartz dans la carotte ODP893A (Stein et al, 1995), (c) Niveau marin relatif (Bard et al., 1998), (d) susceptibilité, (e) ARA, (f) HIRM, (g) ARA(30mT)/ARA de la carotte MD04, (h) Nombre de pollens de pins et chênes dans la carotte ODP 893A et (i) $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte GISP2 (Stuiver and Grootes, 2000).

Relationships between magnetic records of the two cores and local or global paleoclimatic features. (a) Magnetic susceptibility of core MD03, (b) mass percentages of quartz in core ODP 893A (Stein et al., 1995), (c) relative sea level (Bard et al., 1998), (d) susceptibility, (e) ARM, (f) HIRM and (g) ARM(30mT)/ARM of core MD04, (h) content of Pinus and Quercus pollen in core ODP 893A and (i) $\delta^{18}\text{O}$ of the ice core GISP2 (Stuiver and Grootes, 2000).

Holocène (11-0 ka BP)

À partir de 11 ka BP, les apports terrigènes sont plus faibles et les grains sont plus grossiers. Cependant, de fortes concentrations de magnétite fine et d'hématite ou goethite entre 8 et 1 ka BP indiquent l'installation de conditions arides avec des apports éoliens intenses, notamment à 8, 7 et 5 ka BP. La dominance de pollen de chêne, les faibles quantités de quartz, et le faible rapport smectite/illite (S/I) des sédiments holocènes (Tourneur, 2003) ainsi que les faibles niveaux de remplissage des lacs du Great Basin (Benson et al., 2002 ; Bacon et al., 2006) confirment l'aridité. Des phases humides sont signalées entre ces phases arides à 9, 6, 4 et 2,5 ka BP, également reconnues par de plus hauts niveaux de remplissage des lacs du Great Basin (Benson et al., 1990 et Bacon et al., 2006) et par de forts rapports S/I (Tourneur, 2003).

2. Formation de minéraux secondaires et conditions d'oxygénation

En conditions réductrices et anoxiques, la combinaison du H₂S (produit par l'activité bactérienne anaérobie) et du Fe²⁺ (issu de la dissolution des oxydes de fer) peut mener à la formation de sulfures de fer, dont le stade le plus réduit et stable est la pyrite (Berner, 1970). Le soufre peut également s'accumuler sous forme de soufre élémentaire ou s'associer à de la matière organique pour former des composés organo-soufrés authigènes (Suits et al., 2000 et **figure 16**). Les mesures des différents composés soufrés dans une séquence sédimentaire du BSB couvrant les derniers 4 ka, ont montré qu'au-delà de quelques centimètres, la majeure partie du S total est accumulée sous forme de pyrite, les composés organo-soufrés et le soufre élémentaire étant progressivement transformés en pyrite (Schimmelmann and Kastner, 1992). Reimers et al. (1996) ont montré que dans les sédiments actuels, la synthèse de pyrite s'effectue dans les premiers 4 cm de sédiments et que ce minéral devient le composé soufré dominant entre 2 et 4 cm. Ce processus s'applique aussi aux sédiments de la carotte ODP 893A dans lesquels la pyrite concentre la majorité du soufre. En outre, ce minéral s'accumule préférentiellement dans les lamines, tandis que les composés organo-soufrés sont relativement plus importants (mais toujours minoritaires) dans les sédiments bioturbés (Brüchert et al., 1995).

Les mesures élémentaires de la carotte MD03 ont révélé de fortes concentrations en S total dans les intervalles laminés pauvres en minéraux magnétiques à **11-11,2 et 13-15 ka BP**. Les caractéristiques de la diagenèse des composés soufrés dans les sédiments du BSB,

présentées ci-dessus, montrent que le soufre est principalement accumulé sous forme de **pyrite** dans ces intervalles. Notre étude magnétique a également révélé l'existence de nombreux niveaux enrichis en **sulfures ferrimagnétiques**, dans des sédiments laminés et non laminés (figure 7) caractérisés par de fortes quantités de fer et de faibles quantités de soufre.

La formation de sulfures de fer est déterminée par les disponibilités en fer dissous (rarement limitant) et en H_2S , qui dépendent du taux d'oxygénation et des apports en MO (Suits et al., 2000 et **figure 16**). La présence de pyrrhotite (Fe_7S_8), de greigite (Fe_3S_4) ou de pyrite (FeS_2) caractérise des quantités croissantes de H_2S Berner et al. (1970).

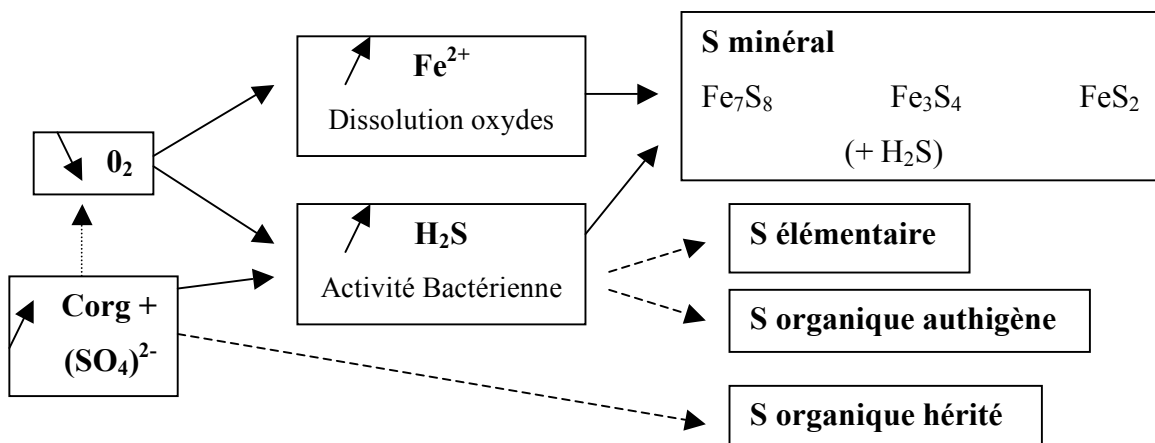


Figure 16 : Diagramme schématique de formation des différents types de composés sulfurés dans les sédiments. L'appellation « S organique » signifie ici « composés organo-soufrés ».

Schematic diagram of formation of the different species of sulfur compounds in the sediments: sulfides, elemental S, authigenic organic S, relict organic S. Organic S means here organic-bounded sulfur.

Ces observations amènent à se poser la question suivante : dans la MD03, la présence de pyrite entre 13 et 15 ka BP et de sulfures ferrimagnétiques pendant l'Holocène résultent-elles de variations des apports en matière organique ou des conditions d'oxygénation ?

La reconstitution des flux de matériel biogénique dans le BSB depuis le dernier maximum glaciaire a été établie à partir des enregistrements de carbone organique et de carbonates biogéniques de la carotte ODP 893A (figure 10 et Gardner and Dartnell, 1995). Ces deux composantes sont peu concentrées dans les sédiments jusqu'à 11 ka BP, puis la quantité de

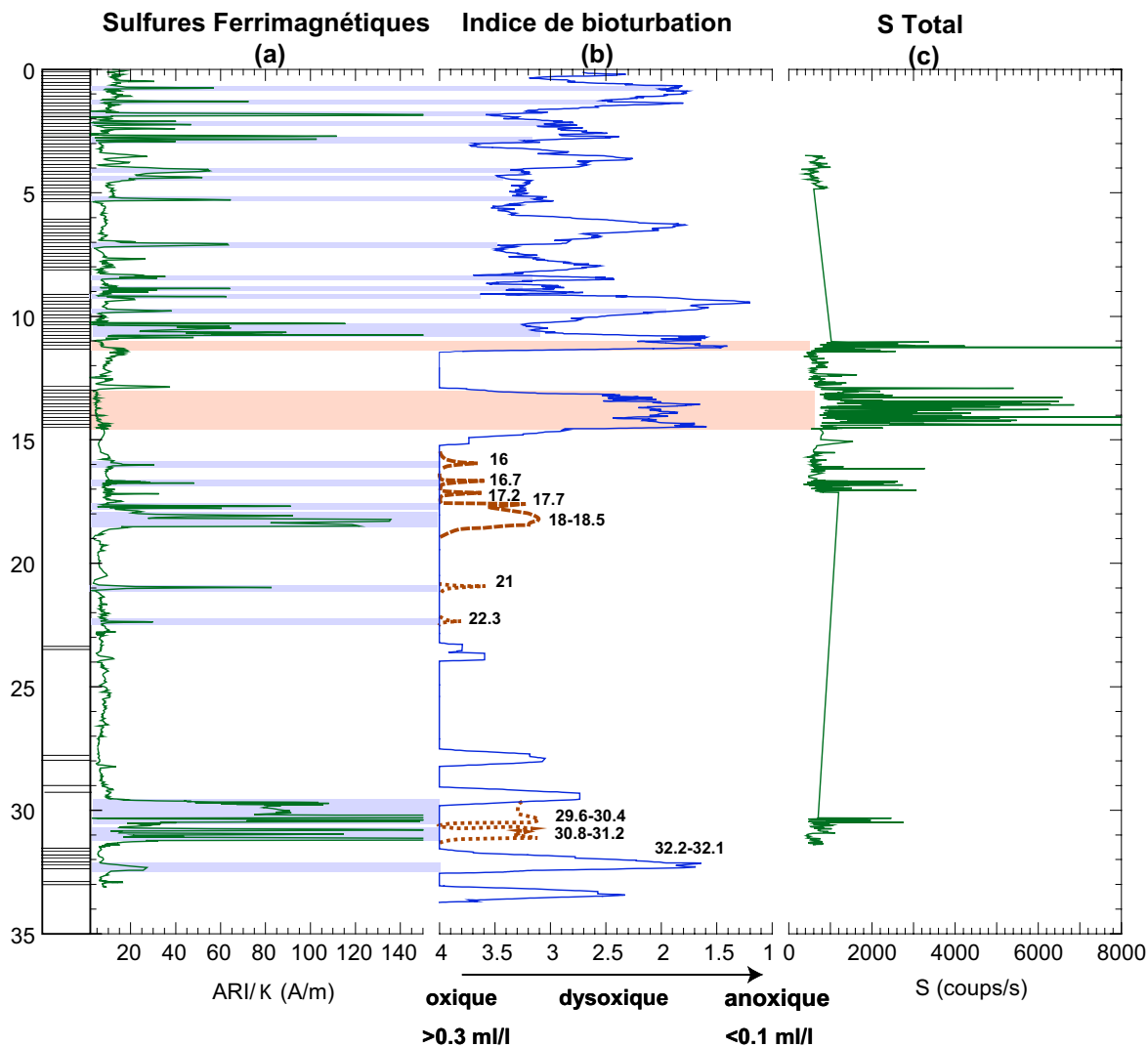


Figure 17 : Comparaison de l'indice de sulfures ferrimagnétiques ARI/K (a), de l'indice de bioturbation de Behl et Kennett (1996) (b) et de la quantité relative de soufre total (c). Les intervalles contenant des accumulations de pyrite sont sous-lignés en rose, ceux contenant des sulfures ferrimagnétiques sont sous lignés en bleu. Les compléments proposées de l'indice de bioturbation basés sur les sulfures ferrimagnétiques sont matérialisées par des pics pointillés marron dont l'âge est précisé.

Comparison of the index of ferrimagnetic sulfides IRM/K (a) with the bioturbation index (Behl and Kennett, 1996) and the relative content of total sulfur (c). The intervals containing pyrite accumulations are underlined in pink, those containing ferrimagnetic sulfides are underlined in blue. Complements of the bioturbation index, based on ferrimagnetic sulfides identification, are indicated as brown broken lines whose ages are precised.

CaCO₃ augmente abruptement et reste forte durant l'Holocène tandis que celle de Corg augmente graduellement. L'abondance et la composition des coccolithes (nanoplancton carbonaté) dans les sédiments de la MD03 ont été interprétées comme des indicateurs de productivité primaire (Cuvén, 2003) et montrent un signal similaire à celui du profil de

Corg, interprété comme marqueur des flux de matière organique (Ivanochko and Pedersen, 2004). Il apparaît donc que ces données sont convergentes et seront utilisées comme indice d'apports de matière organique pour l'intervalle temporel considéré, bien que l'intégration des variations de quantité de silice biogénique soit nécessaire à une reconstitution synoptique des variations de productivité primaire.

L'étude de Behl and Kennett (1996) puis celle d'Ivanochko and Pedersen (2004), basée sur des mesures de métaux sensibles aux conditions redox, ont montré que les eaux du BSB étaient plus pauvres en O₂ durant l'intervalle 13-15 ka BP que pendant la majeure partie de l'Holocène. Ceci est conforté par l'observation de lamines dans la MD04 (sur le seuil du bassin) à la même période, indiquant une remontée de la redox-cline (limite entre les eaux oxiques et dysoxiques) à une profondeur inférieure d'au moins 425 m.

Le BSB a donc vraisemblablement connu des conditions d'anoxie particulièrement sévères (sans augmentation des apports organiques) entre 13 et 15 ka BP et des conditions suboxiques à anoxiques (accompagnées de quantités plus importantes en matière organique) durant l'Holocène. Ceci suggère que la formation de sulfures de fer plus ou moins réduits dépend principalement du taux d'O₂ dissous : les conditions anoxiques de l'intervalle 13-15 ka BP ont conduit à la formation de pyrite tandis que les conditions suboxiques de l'Holocène ont conduit à la formation de sulfures ferrimagnétiques. En revanche, les quantités de matière organique apportées ne présentent pas de liens cohérents avec la formation des différents types de sulfures de fer.

Sur la base de cette hypothèse, l'indice de sulfures ferrimagnétiques ARI_{IT/K} (**figure 17a**) a été comparé à l'indice de bioturbation de Belh and Kennett (1996) (**17b**) et à la quantité relative de soufre total (**16c**) dans la séquence MD03. Il apparaît que :

i) les niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques de la période Holocène correspondent aux phases d'amélioration de l'oxygénation, c'est à dire au faciès 3 ([O₂] ~0,2 ml/l) ;

ii) les niveaux enrichis en soufre total (et donc en pyrite) correspondent à des phases anoxiques, c'est à dire au faciès 2 ([O₂] ~0,15 ml/l) ;

iii) des niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques ont également été détectés entre 32,2 et 29,6 et entre 22,3 et 16 ka BP, dans des sédiments bioturbés, à faciès oxiques (faciès 4 où [O₂] > 0,3 ml/l d'après Belh et Kennett, 1996). Nous proposons que ces niveaux se soient plutôt formés dans des conditions environnementales proches de celles

du faciès 3 (comme dans les niveaux holocènes). Un complément de l'indice de bioturbation de Behl and Kennett (1996) peut être ainsi proposé en **figure 17**.

La présence de pyrite peut aussi être suspectée dans les niveaux laminés dysoxiques à anoxiques (faciès 3 et 2) entre 32,1 et 27,7 ka BP, entre 23,2 et 24 ka BP et entre 10,2 et 6 ka BP, sans sulfures ferrimagnétiques et où le soufre n'a pas pu être mesuré.

Synthèse

L'utilisation conjointe des propriétés magnétiques et des concentrations relatives d'éléments majeurs et traces dans les sédiments de la carotte MD03 procure un enregistrement indépendant et précis des conditions d'oxygénation au cours des derniers 35 mille ans. Cette reconstitution est en accord avec les travaux de Behl et Kennett (1996) au cours des derniers 15 ka : la période du Bölling-Allerod (15-13 ka BP) est caractérisée par une forte anoxie (qui s'étend jusqu'à une profondeur d'environ 400 m) et est suivie par une phase de bonne oxygénation pendant le Dryas récent (12,5-11 ka BP). L'Holocène (de 11 ka BP à l'actuel) est marqué par une alternance de phases anoxiques et dysoxiques. En revanche, nous avons détecté entre 33 et 29 ka BP et entre 23 et 16 ka BP de nombreux niveaux dysoxiques, dans des sédiments non-laminés (bioturbés) et initialement classés comme oxiques. Le développement de conditions dysoxiques dans des sédiments non laminés implique un des processus suivants:

- i) les conditions de nutrition et de températures étaient favorables au développement d'une faune benthique ayant bioturbé ces sédiments, bien que les taux d'oxygènes soient aussi faibles que durant l'Holocène,
- ii) la saisonnalité était très réduite et les dépôts ne se faisaient plus selon une dynamique saisonnière marquée, ne formant plus de lamines,
- iii) les apports en matière organique étaient réduits et ne permettaient pas la formation des lamines (qui est liée aux variations de conditions rédox induite par la minéralisation de la matière organique, voir van Geen et al., 2003).

Enfin, l'intervalle anoxique à 28 ka BP semble particulièrement sévère puisqu'il s'étend à des couches d'eau plus superficielles (comme indiqué par la présence de lamines à 28 ka BP dans la MD04).

3. Conditions d'oxygénation et paléoclimats

3.1. Variations temporelles des conditions d'oxygénation : liens avec le climat de l'Hémisphère Nord

Behl et Kennett (1996) ont montré que les intervalles anoxiques et dysoxiques des eaux du BSB correspondent aux périodes chaudes de l'Atlantique Nord, interglaciaires et interstadias. Les résultats obtenus lors de notre étude sont en adéquation avec cette reconstitution et révèlent également des intervalles dysoxiques qui correspondent à des périodes froides de l'Atlantique nord (**figure 18a et b**) : la phase dysoxique entre 31,5 et 30 ka BP correspond à l'événement de Heinrich H3, et les phases entre 21 et 16 ka BP correspondent à des phases froides du DMG, et notamment au H1. L'origine de ces appauvrissements des masses d'eau en oxygène dissous pendant des phases froides de l'Atlantique Nord reste à élucider. Cependant il a été proposé que des perturbations de formation des eaux intermédiaires Nord Pacifique aient pu se produire lors des débâcles d'iceberg dans le Pacifique Nord (Kotilainen and Shackleton, 1995), synchrones avec les événements de Heinrich dans l'Atlantique. Ces modifications des conditions de salinité des eaux de surface dans le Golfe d'Alaska auraient pu entraîner une diminution de la ventilation de la marge NO Américaine, et créer des conditions dysoxiques dans le BSB (Hendy and Kennett, 2003). Des augmentations de la productivité primaire ont également pu réduire la quantité de O₂ dissous dans les eaux mais nous ne disposons pas d'indice de productivité primaire suffisamment précis pour ces intervalles temporels.

3.2. Variations des conditions d'oxygénation et rythmes d'apports terrigènes

Notre étude permet finalement de comparer les variations temporelles des conditions d'oxygénation et des apports terrigènes (**figure 18**). Pendant la période glaciaire (33-10 ka BP), les phases d'anoxies sont associées à des diminutions d'apports terrigènes (voir pendant le B/A et les IS1 à 4), tandis que pendant l'Holocène (10-0 ka BP) elles sont associées à des augmentations des apports en magnétite grossière (voir à 2,5 ; 4 ; 6 et 9 ka BP, **18c**). Les phases dysoxiques (et parfois anoxiques) correspondent ou suivent des phases arides, marquées par des apports éoliens importants : à 24, 21, 18 ka BP et pendant l'Holocène (8, 7, 5 ka BP).

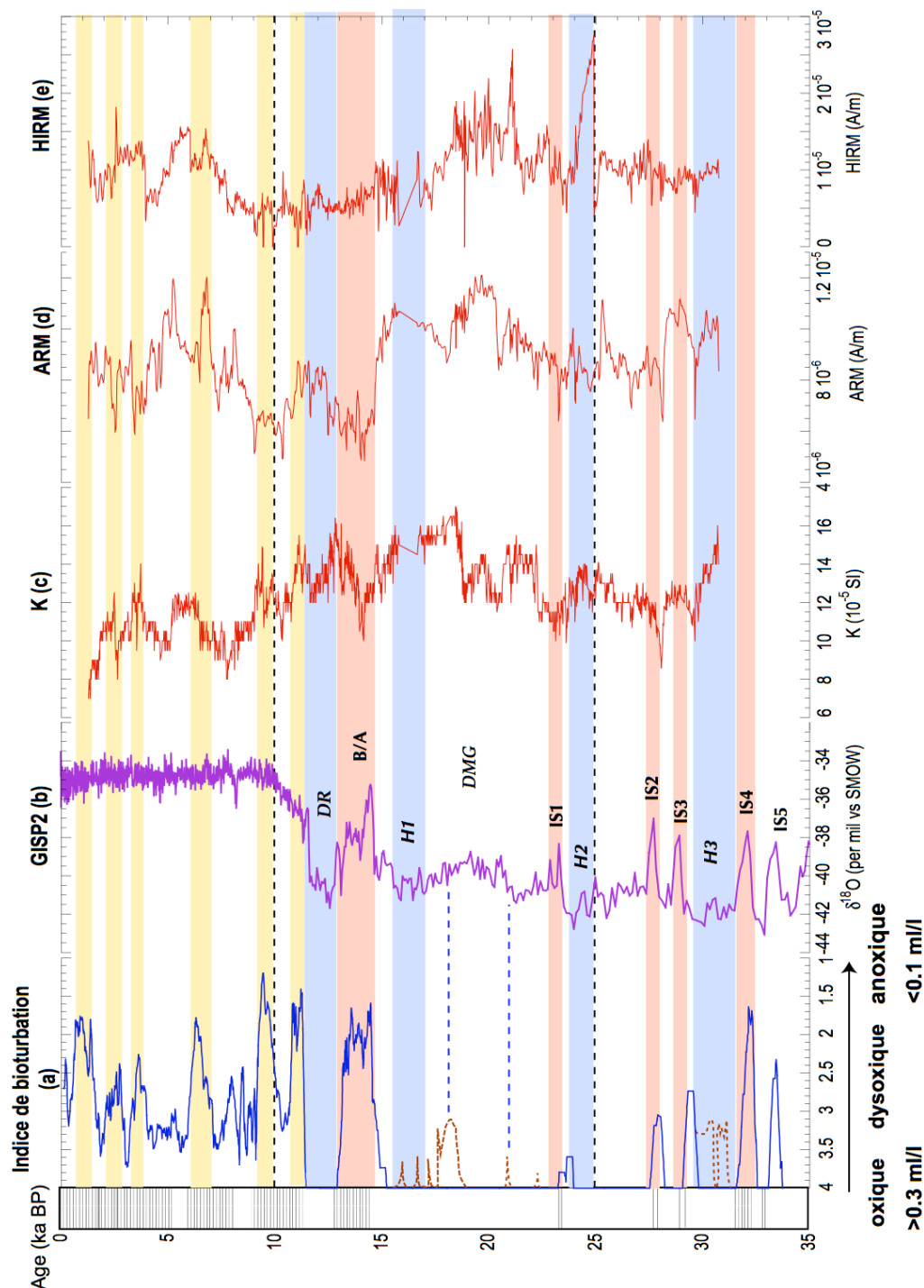


Figure 18 : Mise en relation de l'indice de bioturbation de Behl and Kennett (1995) complété sur la base des sulfures ferrimagnétiques de la MD03 (a) avec le profil de $\delta^{18}\text{O}$ de GISP2 (b), la susceptibilité magnétique (c), l'ARA (d) et la HIRM (e) de la carotte MD04. L'indice de bioturbation est traduit en quantité approximative d' O_2 dissous. Les conditions anoxiques de l'Holocène sont sous lignées en jaune, les périodes chaudes de l'Atlantique Nord sont sous lignées en rouge et les périodes froides sont sous lignées en bleu ; ces intervalles temporels sont également nommés.

Relationships between the bioturbation index of Behl and Kennett (1995) completed on the basis of the ferrimagnetic sulfides in core MD03 (a), the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ profile (b), the magnetic susceptibility (c), ARM (d) and HIRM (e) profiles of core MD04. The bioturbation index is expressed in terms of approximate O_2 contents. Anoxic periods during the Holocene are underlined in yellow, warm phases of North Atlantic are underlined in red and cold phases are underlined in blue ; those time intervals are also labeled.

Chapitre VI. Conclusions

Cette étude de deux séquences sédimentaires couvrant les derniers 35 ka dans le BSB aborde des processus paléoclimatiques (apports terrigènes) et des processus paléocéanologiques (conditions d'oxygénation des masses d'eau).

Les sédiments de la carotte MD02-2504, située sur le seuil Sud-Est du Bassin de Santa Barbara ont enregistré les changements des apports en matériel terrigène au cours des derniers 31 ka. Les paramètres magnétiques, traceurs des variations de concentrations de différents oxy-hydroxydes de fer (magnétite, hématite, goethite) et leurs variations granulométriques, permettent de reconstituer les modes d'apports et d'en interpréter la signification paléoclimatique. Dans le BSB, l'augmentation du volume de la calotte Nord Américaine et la diminution du niveau marin entre la fin du Stade isotopique marin (MIS) 3 et le Dernier maximum glaciaire (31-18,5 ka BP) semblent se manifester par une augmentation des apports fluviaux, qui culminent à 18.5 ka BP, et des niveaux d'apports éoliens assez importants entre 20 et 18.5 ka BP. Ceci traduit une augmentation du volume de roches et sédiments érodés due à une augmentation des surfaces érodées (exondation du plateau continental) et à un renforcement de l'aridité (récession du couvert végétal et des sols). Le retrait de la calotte Nord Américaine et la remontée du niveau marin entraînent une diminution des apports terrigènes à la marge, excepté au moment du Dryas récent où les apports en magnétite sont plus forts. Le début de l'Holocène est marqué par de faibles apports terrigènes, excepté à 9.2 ka BP où l'on enregistre une décharge fluviale. Puis les conditions deviennent globalement arides, entre 8 et 5 ka BP, sur la marge et dans l'Ouest des USA, avec des alternances de conditions arides (apports éoliens de magnétite fine) et plus humides (apports de magnétite grossière).

Dans la carotte MD02-2503, située dans le fond du Bassin de Santa Barbara, la combinaison des paramètres magnétiques et des mesures élémentaires permet d'identifier différentes espèces de sulfures de fer, ce qui aboutit à la distinction de différents degrés d'anoxie. Ces minéraux issus de l'authigénèse des oxydes de fer en conditions réductrices et anaérobies sont en effet influencés par les différentes conditions d'oxygénation : la pyrite (FeS_2), paramagnétique, se forme en conditions anoxiques et les sulfures ferrimagnétiques (Greigite, Fe_3S_4 et Pyrrhotite Fe_7S_8) se forment en conditions moins

anoxiques, dites ici « dysoxiques ». La succession de ces phases est en adéquation avec l'indice de bioturbation de Behl et Kennett (1996) pour les derniers 15 ka BP ; elle apporte cependant de nouvelles informations pour la période glaciaire, permettant de compléter l'indice de bioturbation pour ces intervalles temporels. Des phases dysoxiques sont enregistrées dans des sédiments non laminés, déposés au moment des refroidissements abrupts de l'Atlantique Nord (Evénements de Heinrich 3 et 2 et stadias du dernier maximum glaciaire).

La comparaison de l'indice des conditions d'oxygénation et des rythmes d'apports terrigènes montre que des phases dysoxiques et anoxiques sont liés à des périodes d'apport éolien intense et d'apport fluviatile faible.

Les implications de ce travail peuvent se résumer en trois points :

- le mécanisme responsable des régimes d'anoxie dans le Bassin de Santa Barbara pendant les périodes glaciaires est la modification de la ventilation océanique et de la productivité primaire sous l'influence des régimes de vents qui conditionnent l'upwelling.
- L'enregistrement de conditions dysoxiques par des sédiments bioturbés implique que les foraminifères n'ont pas souffert du manque d'oxygène et suggère que des paramètres tels que la température et les conditions nutritives influent sur le développement de la faune benthique. Quelles sont les influences respectives de ces paramètres ?
- Enfin, l'absence de laminations en conditions dysoxiques peut-elle résulter d'un arrêt de la saisonnalité des apports dans le Bassin de Santa Barbara ?

Il apparaît à la lumière de ces questions que certains aspects de la dynamique sédimentaire dans le Bassin de Santa Barbara restent à préciser : pour reconstituer la sédimentation biogénique, les variations temporelles de la quantité de silice biogénique sont indispensables. En outre, seule une étude ancienne mentionne l'identification de débris ice-raftés dans les sédiments de la marge Est Pacifique (Griggs et Kulm, 1969): il paraît donc crucial de quantifier les débâcles d'icebergs dans le Pacifique Nord pour évaluer leur impact sur les conditions paléocéanographiques.

Conclusions

This study of two sedimentary sequences covering the last 35 ka in Santa Barbara Basin (SBB) deals with paleoclimatic (terrigenous inputs) and paleoceanographic (oxygenation conditions of water masses) processes.

The sedimentary sequence of the shallowest core (MD02-2504), located on the South-Eastern sill of Santa Barbara Basin have recorded the variations of the terrigenous inputs through the last 31 ka. The primary oxy-hydroxides (magnetite, hematite, goethite) are well preserved, and the variations of their nature, concentration and grain sizes deciphered by the magnetic properties, provide a high-resolution reconstruction of the erosion processes on-land under control of changing climatic regimes. Thus, the growth of the North American ice cap and lowering of the sea level between the end of the Marine Isotope Stage 3 and the Last Glacial Maximum (31-18.5 ka BP) are marked by enhanced fluvial inputs, maximum at 18.5 ka BP, and strong eolian inputs between 20 and 18.5 ka BP. This enhanced volume of eroded rocks and sediments results from wider continental surfaces (emerged continental shelf) and arid conditions (recession of vegetal cover). The decay of the N-American ice cap and rise of the sea level led to a decrease of the terrigenous inputs, except during the Younger Dryas (12.5-11 ka BP), characterized by higher magnetite inputs. The early Holocene is marked by low terrigenous inputs, excepting a fluvial discharge at 9.2 ka BP. Then, climatic conditions become more arid between 8 and 5 ka BP on the margin and in the Western USA, with alternations of arid (aeolian input of fine magnetite) and wet conditions (coarse magnetite inputs).

The sediments of the core located in the deepest part of Santa Barbara Basin (MD02-2503) are affected by a strong reductive diagenesis, resulting in the transformation of most of the iron oxides into iron sulfides. Different species of iron sulfides have been identified using the combination of magnetic properties and elemental contents. The various degrees of reduction of the sulfides are, in our case, linked with various oxygenation levels: the paramagnetic and more reduced pyrite (FeS_2) forms in anoxic conditions whilst the ferrimagnetic sulfides (greigite, Fe_3S_4 and pyrrhotite, Fe_7S_8), less reduced, form in conditions less anoxic, called "dysoxic". The succession of these phases is similar to the bioturbation (oxygenation) index of Behl and Kennett (1996) for the last 15 ka BP but reveals phases of dysoxic conditions in non laminated (bioturbated)

sediments deposited at the time of abrupt cooling of North Atlantic (Heinrich events 3 and 2 and stadials of the Last Glacial Maximum), previously described as fully oxic periods.

The comparison of the oxygenation conditions and the terrigenous inputs indices show that the anoxic and dysoxic phases are linked with intense aeolian inputs and low fluvial inputs.

The implications of this work can be summarized in three points:

- the mechanism responsible for the regimes of anoxia during the glacial periods in Santa Barbara Basin consists in the modification of the oceanic ventilation and of the primary productivity, influenced by wind regimes that control the upwelling strength.*
- The evidence of dysoxic conditions in bioturbated sediments implies that the foraminifera have not been affected by the lack of oxygen and suggests that some parameters such as temperature and nutrients may have influenced the development of benthic fauna. So, what are the respective influences of these parameters?*
- Finally, may the absence of laminations during dysoxic conditions result from a collapse of the seasonality of the inputs in Santa Barbara Basin?*

It appears, at the light of these questions that certain aspects of the sedimentary dynamics in Santa Barbara Basin remain to be clarified: to decipher the impacts of varying primary productivity and oceanic ventilation on oxygenation conditions, a record of the temporal variations of the biogenic silica content is needed, to better understand the dynamics of the biogenic sedimentation. Moreover, the presence of ice-rafted debris in the sediments of the Eastern Pacific margin has only been reported by the study of Griggs and Kulm (1969): it is thus crucial to quantify the iceberg discharges in the North Pacific to evaluate their impact on the paleoceanographic conditions.

DEUXIÈME PARTIE

**APPORTS TERRIGÈNES AU COURS DES DERNIERS 120 MILLE ANS SUR LA MARGE
SUD-OUEST DE LA BASSE CALIFORNIE (MEXIQUE)**

« Terrigenous inputs response to glacial/interglacial variations over South Baja California : a rock magnetic approach »

Résumé de l'article :

La carotte de sédiments marins MD02-2508, prélevée sur la marge Sud-Ouest de la péninsule de Basse Californie (Mexique), a été analysée par les méthodes du magnétisme et de la géochimie des sédiments. Des datations ^{14}C et la corrélation à haute résolution des signaux magnétiques avec des transitions paléoclimatiques bien datées permettent de placer la séquence dans le cadre chronostratigraphique du dernier cycle glaciaire/interglaciaire (derniers 120 ka).

La modulation de l'apport terrigène semble exercer le principal contrôle sur les variations de quantité et de nature minéralogique des oxydes de fer, déterminées par l'interprétation des signaux de susceptibilité magnétique et des aimantations artificielles. L'authigénèse n'a qu'une influence mineure sur la variabilité des signaux magnétiques.

L'apport terrigène suit des fluctuations glaciaires (stadières) et interglaciaires (interstadières), sous contrôle direct de : i) l'intensité de l'érosion déterminée par la variation du couvert végétal et des sols ; ii) de la capacité de transport de particules par les fleuves et les vents ; iii) la modulation des surfaces émergées par les variations de niveau marin. Les influences conjointes des températures aux hautes latitudes, réglées par le développement des calottes polaires et de l'insolation aux basses latitudes, rappelant le contraste saisonnier actuel, ont été démontrées pour l'ensemble de la période glaciaire.

Article soumis à *Earth and Planetary Science Letters*.

Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over South Baja California: a rock magnetic approach.

Cécile L. Blanchet*, Nicolas Thouveny, Laurence Vidal and Guillaume Leduc.

Address: CEREGE-CNRS-Université Paul Cézanne Aix Marseille III, Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

* Corresponding author: Tel. ++33 4.42.97.15.81, Fax. ++33 4.42.97.15.95, e-mail address: blanchet@cerege.fr

Abstract

Rock magnetic and geochemical investigations have been performed along a 37 m long sediment core collected on the Southern Baja California margin (MD-022508). The temporal framework was obtained by ^{14}C dating and high resolution correlation of magnetic signals with well-dated paleoclimatic transitions. This places the sequence in the context of the last glacial-interglacial cycle (last 120 ka). Terrigenous input modulation is shown to exert the main control on the iron oxide quantity and quality, deciphered by susceptibility and artificial remanent magnetisations signals; the influence of the authigenesis on the variability of magnetic signals appears to be of minor importance. The terrigenous input followed glacial (stadials) and interglacial (interstadials) fluctuations under direct control of i) the erosion strength modulated by vegetation and soils extension; ii) the particle transport by rivers and winds; iii) the surface extension of emerged continental shelf modulated by sea level variations. The balanced influence of high latitude temperatures forced by ice sheet development and low latitude insolation forcing is demonstrated over the whole glacial period. This reminds the present seasonal contrast.

Keywords:

Sediment magnetism, iron oxides, erosion, terrigenous input, wind dust, glacial climate, Baja California.

1. Introduction

Sedimentation studies of ocean margin environments have revealed their great potential for detailed reconstructions of rapid paleoclimatic and paleoceanographic variations during Plio-Pleistocene times. The north-western American margin, boundary of huge oceanic and continental domains is marked by seasonally contrasted oceanic and climatic regimes driving an intense upwelling activity. Only few key areas characterized by high sedimentation rates and high seasonal variability of the sediment composition have been intensively investigated: Saanish Inlet (British Columbia), Santa Barbara Basin (Southern California), Gulf of California (Mexico). These studies were mainly focused on the biogenic activity in the water column and on the export of organic matter to the sediment, in order to understand the temporal variability of the oceanological patterns. The variability of the terrigenous sedimentation under paleoclimatic constraints, on such active continental margins is a key of the knowledge of the rhythms of iron ocean fertilization. This study deals with high-resolution investigation of physical and chemical properties of a sediment sequence deposited on the margin of Baja California under influence of highly contrasted environmental changes during the late Pleistocene glacial-interglacial alternation.

2. Current oceanic and climatic context

The Baja California peninsula lies in the subtropical region, at the boundary between the north-east Pacific Ocean and the North American continent. The continental area separating the Gulf of California from the ocean is ~100 km wide. It is characterized by a general upward slope from the west to the east, with a mountain range overhanging the gulf of California from 800 to 2000 m altitude. This general topography is cut by an extensive and intensive river and fluvial network transporting to the continental shelf the detritus fed by the erosion of arid and denudated surfaces (Fig. 1a).

The climate is strongly contrasted between a winter precipitation regime in the North and a summer precipitation regime, the North Mexican Monsoon, in the south (Fig. 1b). Prevailing winds blow from the north-west along the pacific coast [1] (Fig. 1c). Scarce precipitations (~15 cm/year), associated with wind reduction, mainly occur in summer when a cyclonic monsoon cell develops over the continent, linked with the northward migration of the intertropical convergence zone (ITCZ). In winter, N-W winds are strengthened between

the high pressure cell over the ocean and low pressure cell over the continent. Their maximum strength at spring induces an intense upwelling activating the biological surface production [1, 2].

The region lies at the southern limit of a current system composed by three units of strong seasonal variability: the California Current (CC) is a cold southward surface current, while the Davidson Surface Counter-Current and the California Under-Current are warm northward currents [3]. The North Pacific Intermediate Waters (NPIW) bring low temperature, low salinity [4] and low O₂ contents. Between 300 and 800 m, a low concentration of dissolved oxygen ([O₂] < 5 µmol/l, [5]) is related to an oxygen minimum zone (OMZ) relatively constant in strength and bathymetric extension, known as the Eastern Pacific OMZ.

3. Core description

Core MD02-2508 was collected on the continental slope off south Baja California peninsula [lat. 23°27.91N, long. 111°35.74W, water depth 606 m (Fig. 1)] by the French R.V. Marion-Dufresne during the coring campaign MD126-MONA (IMAGES VIII, summer 2002). The 3800 cm-long sediment column was collected with the Calypso giant piston corer. It is formed of hemipelagic silty-clayey muds composed of mixed biogenic and minerogenic fractions. Several depth intervals are characterized, at millimetric to centimetric scales, by alternating light biogenic compounds (diatoms and foraminifera tests) and dark organic and terrigenous compounds, defining laminae couplets. The non-laminated intervals consist of homogenous green-grey silty clays exhibiting bioturbation patterns (burrows).

4. Analytical Methods

After a three months storage at 4°C, core MD02-2508 was subsampled using U-channels (1.5 m long, 4 cm² section). Discrete specimens were also collected at several depth intervals for complementary rock magnetic and geochemical analyses.

4.1. Magnetic parameters

The low field volume magnetic susceptibility (K expressed in 10⁻⁵ SI) was measured every 2 cm on the U-channels using a Bartington MS2 susceptibility meter and a pass-through MS2B probe.

In order to distinguish different mineralogical and granulometric fractions, two types of

remanent magnetisations were induced in the laboratory on the U-channels: 1) an anhysteretic remanent magnetisation (ARM) was created in alternating field of 100 mT (peak amplitude) superimposed to a 0.1 mT steady field; 2) Isothermal remanent magnetisations (IRM) were imparted by passing the U-channels into permanent toric magnets (Halbach cylinders, [6], producing fields of 0.3 T and 1T. The IRM_{1T} is considered as an approximation of the saturation IRM (SIRM). The backfield IRM was imparted at -0.3T field, in order to saturate the magnetite.

ARMs and IRMs were measured every 2 cm using a superconducting cryogenic magnetometer (2G, model 760R), and were stepwise demagnetised by alternating fields using increasing AF peak values (20, 30 and 40 mT).

The responses curve of the SQUIDS integrate widths of ~4 cm for the X and Y axis and ~6 cm for the Z axis, which introduces a slight smoothing of the signals. Magnetic moments are translated as volume magnetisations, expressed in $A.m^{-1}$.

High field hysteresis loops and demagnetisation of the saturation isothermal remanent magnetisation (peak field 1T) were performed on selected samples with a gradient force Micromagnetometer (P.C.M., model 3900).

4.2. Relative elemental content: XRF measurements

The relative content of some major and trace elements were measured every 2 cm, over a 1-cm² area, on bulk sediments using a X-Ray Fluorescence scanner (AavatechTM, RCOM Bremen) on selected U-channels. Under the influence of incident X-rays, each atom species produces a specific energy and wavelength spectrum. The concentration determines the intensity of the wavelength peak [7]. The settings were adjusted at 10 kV in order to detect the elements ranging from Aluminium (Al) to iron (Fe), including Titanium (Ti), Calcium (Ca), Silicon (Si), Sulphur (S) and Potassium (K). Each individual power spectrum is transformed by a computer-assisted deconvolution process into relative contents expressed in counts per second. Two depth intervals were analysed: 276-726 cm (sections III, IV and V) and 1176-1326 cm (section IX).

4.3. Absolute elemental contents: ICP-OES measurements

The absolute concentrations of Fe, Ti and Ca were analysed in sixteen bulk sediments samples by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer (ICP-OES) at CEREGE. Prior to ICP-OES measurements, the samples were totally dissolved using HF,

HNO₃ and HCl. Blank levels of the total digestion were below detection limit. Estimated analytical uncertainty based on the measurement of geostandard MAG1 is better than 5 %.

4.4. Percentages of organic carbon and carbonates

Total and organic carbon contents have been measured on a CNS elemental analyser FISOONS 1500 at CEREGE. To measure the organic carbon concentration, the carbonates have been dissolved by adding a 0.1M solution of HCl to the dry sediment. Each organic carbon value is the average of two measurements that are within 5% around the average mean. The standard used for total carbon and organic carbon is an Acetanilide powder (C₈H₉NO, containing 71,09% Carbon). The uncertainty due to analytical precision is, for the range of carbon content in MD02-2508, roughly 2%. Then the % of CaCO₃ has been calculated using the following the equation:

$$\%CaCO_3 = (\%TC - \%TOC) * 8.33.$$

4.5. Bulk Sediment Granulometry

The granulometric distribution was analysed by laser granulometer (Malvern Mastersizer) on 14 samples selected in contrasted sedimentary facies: sediments were diluted in water and treated for 1 minute by ultrasounds before measurement of 10 000 counted particles.

5. Guidelines for the interpretation of the magnetic parameters

The magnetic susceptibility and the artificially imparted magnetisations (ARM, IRM...) depend on the concentration, mineralogical nature and grain size of the magnetic fraction. Their raw values and ratios have been widely used as tracers of mineral sources and depositional/diagenetic environments (e.g. Maher and Thompson [8] and chapters therein). Here we propose a short review of basic interpretation and of limitations due to contribution of peculiar magnetic phases (summarized in Table 1).

5.1. Proxies of magnetic grains concentration

The bulk magnetic susceptibility (K) is influenced by all mineral fractions, the diamagnetic and paramagnetic contributions being negligible when ferrimagnetic minerals are present. Magnetite (Fe₃O₄) and titano-magnetite (Fe_{3-x}Ti_xO₄) having susceptibilities 10 to 100 times higher than that of other ferrimagnetic minerals, their signatures dominate the

susceptibility of natural mixtures. ARM and IRM are carried by ferrimagnetic minerals: the ARM and the backfield $IRM_{0.3T}$ only concern the low coercivity phases (Ti-magnetite), whereas the IRM fraction acquired between 0.3 and 1T concerns imperfect anti-ferromagnetic minerals such as haematite (αFe_2O_3) and goethite (FeOOH).

5.2. Normalised parameters and their limitations

The contribution of high coercivity minerals can be absolutely or relatively quantified using two parameters.

- the Hard IRM, carried by high coercivity minerals, is calculated as follows:

$$HIRM = (SIRM + IRM_{0.3T}) / 2$$

- S ratio, the ratio of the magnetisation carried by low coercivity minerals (saturated under 0.3 T) to the total saturation magnetisation, is calculated as follows:

$$S \text{ ratio} = - IRM_{0.3T} / SIRM.$$

S ratio values decrease when anti-ferromagnetic contributions increase.

Several normalised parameters, the ratios ARM/IRM, IRM/K, ARM/K and ARM_{AF20mT} / ARM (proxy of the ARM hardness) follow the magnetic grain-size variations, if Ti-magnetite dominates. They increase as grain size decreases. However, few of them must be considered with caution: i) ARM/SIRM presents opposite trends in the [0.01 μm - 2 μm] and [10 μm - 100 μm] size ranges [9]; ii) SIRM/K has been identified as an indicator of ferrimagnetic sulphides (greigite, pyrrhotite) concentration [10]; iii) the ARM_{20mT} / ARM may also be biased by ferrimagnetic sulphides [11].

Complementary information is drawn from hysteresis cycles: saturation fields H_{sat} vary from 0.2 T for Ti-magnetite, up to several Tesla for haematite; coercive fields H_c and H_{cr} constitute key parameters to discriminate ferromagnetic and antiferromagnetic minerals.

6. Results

6.1. Sedimentary magnetism results

In order to evaluate secondary diagenetic effect on the magnetic signals, the presence of authigenic ferrimagnetic sulphides was investigated using strong SIRM/K ratio (> 5 A/m). Few depth intervals are concerned: ~100 cm, ~1082 cm, ~3449 cm ~3640 cm, and from 3798 to 3866 cm) (Fig. 2). The sharp magnetic response of these layers was masked in the next

figures in order to fully express small and medium amplitude variations. All magnetic parameters plotted along the corrected depth scale (Fig. 3) reveal the following first order interpretation:

1) Core MD02-2508 presents weak concentration of magnetic minerals: K ranges from $2 \cdot 10^{-5}$ to $5 \cdot 10^{-5}$ SI units, ARM_{20mT} and HIRM lie in the range 10^{-7} - 10^{-5} A/m, SIRM and $IRM_{0.3T}$ lie in the range 10^{-5} - 10^{-4} A/m.

2) K , ARM, IRM and HIRM variations record the occurrence of the sediment laminations: low (resp. high) values are recorded in the laminated (resp. non-laminated) facies.

3) Magnetic grain size indicators provide contradictory information. The phase opposition of ARM_{20mT}/ARM ratio with ARM/K and $ARM/SIRM$ ratios, particularly visible in the laminated facies, points out the need to test their respective validity as magnetic mineral grain size index.

Based on the rock-magnetic results, the sequence can be divided in three parts (Fig. 3):

- Part I (0-500 cm) is continuously laminated and presents weak magnetic concentration. K remains rather low whereas ARM, IRM and HIRM exhibit large amplitude variations on different wavelengths. At 100 and 400 cm depth, ARM and IRM peaks point out ferrimagnetic enrichments. ARM_{20mT}/ARM , ARM/K and $ARM/SIRM$ ratios present large amplitude variations.

- The transition between parts I and II is marked at 500 cm by the abrupt interruption of the laminated series. It is expressed by different signatures of the concentration parameters: an abrupt increase of K (500-600 cm) is accompanied by progressive increases of ARM, IRM and HIRM (500-700 cm), marked by large amplitude and high frequency variations, leading to peak values at 700 cm. Magnetic ratios also present large amplitude variations in this transition, with a distinct feature at 700 cm consisting in low ARM_{20mT}/ARM values and strong ARM/K and $ARM/SIRM$ values.

- In Part II (700-2000 cm) laminated and non-laminated facies alternate. Relatively high K , ARM and IRM values indicate a strong magnetic concentration. The laminated series are characterized by abrupt decreases of the magnetic concentration revealing rapid returns to the sedimentary conditions described in part I. A particular feature of part II consists in oscillations of ~ 600 cm wavelength in ARM, IRM and HIRM signals. Again, ARM_{20mT}/ARM ratio is opposed to ARM/K and $ARM/SIRM$ ratio.

- The transition between parts II and III (2000-2400 cm) documents a long term change from high to low magnetic concentration, marked in laminated facies by two abrupt decreases

at 2120 cm and 2260 cm, alternating with sharp increases at 2170 cm and 2300 cm in non-laminated facies.

- Part III is almost entirely laminated and characterized by low magnetic concentrations except in a non-laminated interval between 2600 cm to 2750 cm. K presents larger amplitude variations noticeably between 3200 cm and 3900 cm. The phase opposition between ARM_{20mT}/ARM and ARM/K $ARM/SIRM$ signals is particularly expressed.

The contradictory behaviour of magnetic grain-size indicators along the sequence was checked by a pilot grain-size determination on the bulk sediment. Since the remanent magnetisations carriers belong to the clays (<4 μm) and silts (4-63 μm) fractions, the most relevant grain-size index was chosen as the clay/silt ratio; indeed mean grain size indices (mode and median) are too influenced by the sandy fraction (>63 μm). Clay/silt ratio variations (Fig. 4) reveal contrasted responses of laminated versus non-laminated facies, with maximum values in the part I/part II transition, and minimum values in parts I and III. The ARM_{20mT}/ARM ratio follows the same trend (Fig. 4) and presents a positive correlation with the clay/silt ratio ($R= 0,57$). ARM/K and $ARM/SIRM$ follow the opposite trend and present negative or poorly significant correlation with the clay/silt ratio. Contributions of non-magnetic fractions to the bulk sediment grain-size may account for the weak correlation coefficient values. The ARM_{20mT}/ARM ratio is thus considered as the most reliable proxy of the grain-size of the magnetic fraction. Its profile provides a continuous and high-resolution analogue of the granulometric variations of the terrigenous fraction along the whole sequence.

Hysteresis cycles evidence the balance between low and high coercivity minerals in contrasted facies. Low coercivity and low saturation field confirm that Ti-magnetite is dominant in parts I and III (Fig. 5a,b,g,h). Higher coercivity and saturation field suggest significant contributions of haematite and/or goethite in part II (Fig. 5c,d,e,f).

In summary, three types of variability are evidenced by the magnetic records:

- the long term variability of concentration, mineralogy and grain-size of the magnetic fraction is defined by major subdivisions linked with the density and continuity of laminations;
- the medium wavelength (~600 cm) oscillations affect the Ti-magnetite and haematite or goethite concentrations, without direct relation with the occurrence of laminations;

- the short wavelength variability mainly identified in part II consists in abrupt decreases of the magnetic concentration of both the Ti-magnetite and the haematite, or goethite, linked with minor laminated units.

6.2. Geochemical results

The total organic carbon (TOC) and the carbonate contents, as well as elemental concentrations of K, Ti, Si, Fe and S have been plotted besides magnetic susceptibility and HIRM (Fig. 6).

6.2.1. Organic carbon and carbonates percentages

Organic carbon content varies from 4 to 15 % and CaCO₃ percentages vary from 8 to 40%. The two profiles present opposite trends. Part I records maximum TOC content (> 10%) and minimum carbonate contents (< 30 %). Several large amplitude and abrupt variations of these biogenic indices are disconnected from magnetic parameter variations. Transition I/II records a TOC decrease and a CaCO₃ increase, related to the susceptibility increase. In part II, from 600 to 900 cm, high CaCO₃ contents (> 35%) accompany low TOC contents (< 6%); from 900 to 1600 cm, the TOC and CaCO₃ contents, in phase opposition, present large and abrupt variations superimposed on long trends. TOC maxima and CaCO₃ minima are recorded in the laminated. Carbon/Nitrogen ratio suggests that the organic carbon mainly originates from marine algae (data not shown).

Organic carbon and carbonate concentrations were used to correct the susceptibility, and HIRM profiles, and remove variations due to dilution by the biogenic fraction.

$$K_{\text{corr}} = 100 * K / [100 - (\% \text{CaCO}_3 + \% \text{TOC})]$$

All variations are preserved, and the contrast between laminated and non-laminated facies is enhanced. This proves that the structure of the magnetic records is not produced by dilution of terrigenous sediments by the biogenic compounds. By contrast, the magnetic mineral concentration varies between the contrasted facies versus other terrigenous compounds.

6.2.2. Major and trace elements concentrations

Major and trace elements have been measured on two parts of the core: 250-750 cm and 1100-1300 cm (Fig. 6). The first interval is located at the transition between part I and part II (transition I/II) and the second interval is located in part II. Titanium (Ti), potassium (K) and silicon (Si) are mostly contained in silicates and oxides inherited from erosion of continental rocks. The close similarity of Si and K profiles and the opposition with the TOC content, suggests that Si is mainly carried by the silicate fraction, although a contribution from the biogenic silica cannot be discarded. The abundances of these elements, measured using the XRF methods are similar: Ti ranges from 400 to 1800 counts/s, K and Si range from 500 to 3500 counts/s. Absolute Ti contents measured using an ICP-OES on selected bulk samples range from 0.15 to 0.28%. Iron (Fe) is about ten times more concentrated: relative values range from 4000 to 16000 counts/s and absolute concentration range from 1.8 to 2.5%. Fe primarily originates from lithogenic sources, such as Fe-Mg silicates, iron oxides and clay minerals. It is secondarily associated with sulphur (S) and phosphorus (P) in authigenic sulphides and phosphates. The S relative content ranges from 500 to 2500 counts/s. The S cycle is mainly influenced by biological activity (organic sulphur and sulphates), that produces, under anoxic conditions, iron sulphides (linked with diagenetic dissolution of iron oxides) or linkages of S and organic compounds [12].

The relative contents of Ti, K, Si and Fe are low, except between 250 and 330 cm. The S content decreases from more than 1500 to less than 1000 counts/s from 300 to 500 cm with a slight increase between 420 and 500 cm. Transition I/II is marked by an increase of Ti (beginning at ~420 cm), K, Si and Fe (beginning at ~350 cm). These elements reach a plateau of high values between ~600 cm and 750 cm. During transition I/II, Ti values are highly variable, whilst S values are the lowest of the whole sequence. In part II, the concentration of these elements is higher than in part I, notably in the intervals 1200-1210 cm and 1280-1300 cm. Except these peaks, they present different variations: Ti, Si and Fe are low, K decreases between 1200 and 1280 cm and S increases between 1220 and 1300 cm.

6.3. Synthesis of the results

In part I, laminated sediments present weak magnetic concentrations, fine grain-size, low Ti, K, Si and Fe contents, low carbonate contents, high TOC contents and high S content. The

transition I/II presents increasing magnetic concentration, increasing elemental (Ti, K, Si and Fe) and CaCO₃ contents, and decreasing TOC and S contents. Part II present a higher magnetic concentration of finer grain-size, a higher content of haematite or goethite, higher elemental (Ti, K, Si and Fe) and carbonate contents associated with lower TOC and S contents. High S contents must be emphasized between 1100 and 1300 cm. Part II is characterized by abrupt decreases of the magnetic concentration in the minor laminated units associated with TOC increases and CaCO₃ decrease. Two peaks of high Ti, K, Si, Fe and S contents correspond to or slightly precede the laminated intervals.

7. Interpretation of the magnetic signal: terrigenous inputs and secondary transformations

A question arises from the former description: what is the process modulating the magnetic concentration? Two hypotheses can be envisaged: i) the magnetic mineral input (Ti-magnetite, haematite, goethite) or ii) the diagenesis through primary magnetic minerals dissolution and authigenesis of paramagnetic iron bearing minerals. Both processes and their respective contributions under varying physico-chemical environments are investigated.

7.1. Varying terrigenous inputs

The modulation of the magnetic concentration by terrigenous input variations is supported by several arguments. First, we consider that the HIRM signal reflects the terrigenous input since it is carried by minerals weakly sensitive to dissolution (haematite and goethite) [13]. Second, the medium wavelength oscillations of HIRM and ARM_{20mT} cannot related neither to the biogenic content nor to the presence of laminations. Third, the ARM_{20mT} and HIRM follow a common regime, thus a common modulation, despite the fact that small Ti-magnetite grains are supposed to be sensitive to reductive dissolution [14, 15]. Finally, the Fe, Ti, K and Si contents increase together with magnetic parameters at the transition I/II and remain high in part II, indicating their affinity with Fe and Ti oxi-hydroxides.

7.2. Dissolution of the iron and titanium oxi-hydroxides

Dissolution of iron oxides and authigenesis of iron sulphides are activated by high organic matter and low dissolved oxygen concentrations: mineralization of organic matter under anoxic or sub-oxic conditions leads to transformation of sulphates into dissolved H₂S; Fe²⁺ released by iron oxides interacts with H₂S and forms iron sulphides. H₂S concentration and

oxygen depletion control the degree of Fe reduction in the sulphides: ferrimagnetic greigite (Fe_3S_4) and pyrrhotite (Fe_7S_8) constitute an intermediate stage of reduction (Fe III still present); paramagnetic pyrite (FeS_2) is the ultimate degree of reduction (Fe II only).

Such conditions of high TOC and low O_2 concentrations occur in laminated facies. The preservation of laminae is enabled by the lack of bioturbation when dissolved O_2 depletion precludes the development of benthic fauna [5]. Except in few layers where ferrimagnetic sulphides were detected by IRM/K, the formation of pyrite in the laminated facies is suggested by weak magnetic parameters. In these facies, the $\text{ARM}_{20\text{mT}}/\text{ARM}$ decrease documents a grain-size coarsening, supporting the hypothesis of a selective dissolution of small magnetite grains with preservation of the coarser fraction as it has observed in other studies [14, 15].

Few Fe and Ti enrichments are related to weak magnetic concentrations. Two explanations can be proposed:

- Higher inputs of oxi-hydroxides (documented by Fe and Ti increases) were dissolved *in situ* and transformed into pyrite. This implies an alteration of the primary magnetic signal and a diagenetic, rather than terrigenous, magnetic signature. In this case, the coeval enhancements of S and Fe document higher concentrations of pyrite, whereas the Ti enhancement results from its lack of mobility.
- All elements, included Ti, have been solubilized, have migrated and precipitated as non-magnetic minerals (migration of Ti, despite its low sensitivity to redox conditions, has already been signalled in a radically different environment: tropical lateritic soils [16]). This hypothesis is supported by the position of the Fe and Ti enriched layers at the lower boundary of laminated facies (i.e. reductive environments), as if they were accumulated at the depth of paleo-redox fronts. Since the migrating redox front acts as a filter, such early diagenesis effect should result in a noticeable smoothing the magnetic signatures.

Dissolution of primary iron oxides is suspected in three interval: at 250-330 cm, at 1200-1220 cm and at 1280-1300 cm. Elsewhere, the magnetic signatures are rather weakly affected by authigenic smoothing and can be interpreted as proxies of terrigenous inputs.

7.3. Summary of mineralogical and granulometric variations

The transitions observed between parts I, II and III, and the associated variations in magnetic mineral concentrations are most likely induced by fluctuations of the terrigenous

input. The medium wavelength variability, mostly visible in the HIRM signal is not related to TOC nor laminations and also reflects a terrigenous signal. By contrast, rapid magnetic depletion and grain-size increase in part II may be due to dissolution. The behaviour of the solubilized elements either leads to *in situ* authigenic crystallization, or to elemental migration and to pyrite precipitation. In the second case, its main action as a smoothing filter preserves the primary terrigenous significance of magnetic signatures.

8. Age Model

The age model of core MD02-2508 was constructed using 16 Accelerator Mass Spectrometer ^{14}C determinations (Table 2): 14 obtained on benthic foraminifera (*Uvigerina peregrina*) and 2 on planktonic foraminifera (*Globigerinoides ruber*). Following van Geen et al. [5, 17], ages obtained on benthic foraminifera were first converted into “equivalent planktonic ages” by taking into account the water mass reservoir age at 700 m depth. Benthic foraminifera currently live in water masses whose age is estimated at 1500 yrs at GEOSECS station 201 (34°N) [18]. The age of surface waters in Baya de Magdalena (23°N, 111°W) was estimated at 601± 53 yr by Berger et al. [19] and confirmed by Ostlund et al. [18]. Since the global surface ocean reservoir age is estimated at 400 yr, the 200 yr difference is probably due to upwelling of older waters in this region. All ages were corrected by this surface reservoir age. Ages younger than 25 ka were then adjusted on calibration curve established by Hughen et al. [20] using the software Calib 5.0 [21]. Older ages were corrected using the equation from Bard et al. [22]. The calibrated ages obtained from both benthic and planktonic foraminifera from the same layers differ by ~400 to ~800 yrs (for examples, samples 435-438 cm and 670-673 cm, table 2); an arithmetic mean was nevertheless computed as the 2 σ errors overlap, Ages with overlapping error bars obtained from nearby samples (i.e. at 450-452 cm and at 1101-1126 cm) were also averaged.

Depth to age transformation was performed by linear interpolation between control points (Fig. 7). The calibrated ^{14}C ages are distributed between 470 and 38300 yrs and estimated sedimentation rates are comprised between ~19 and 35 cm/ka, except in the first 3 m where they reach ~60 cm/ka, perhaps due to a coring-induced elongation [23]. A noticeable increase of sedimentation rate between 550 and 670 cm corresponds to the 14-18 ka BP interval.

Paleomagnetic measurements performed all along core MD02-2508 (unpublished data) complete the chronological dataset. Large amplitude deviations of the inclination and

declination ($\sim 60^\circ$ and $\sim 180^\circ$ respectively), between 3800 and 3860 cm provide evidence of the occurrence of a paleomagnetic excursion. The down core extrapolation based on mean sedimentation rates computed through the ^{14}C dated section provides an age of ~ 114 ka BP for this feature; this excursion can therefore be assigned to the Blake event identified by several authors at the Stage 5e/5d transition, and dated by thermoluminescence in the Chinese loess at ~ 117 ka BP [24]. This excursion thus strengthens the chronology at the base of our record.

9. Discussion and Conclusion

The magnetic fraction variations once translated in the time domain, can be described from 0 to 120 ka BP. The largest amplitude variations present a clear relationship with the major paleoclimatic transitions of the upper Pleistocene. Therefore we refer and compare our results to the highest resolution paleoclimatic record of the last glacial period, i.e. the Greenland ice (GRIP) $\delta^{18}\text{O}$ record of atmospheric temperature variations [25, 26] (Fig. 8a).

On the longest term, the magnetic concentration indices [magnetic susceptibility, $\text{ARM}_{20\text{mT}}$ and HIRM (Fig. 8b,c,d)] show that the terrigenous input reflects the marine isotope stages (MIS) alternation: weak input during interglacials (MIS 1 and 5) and strong input during glacial times (MIS 2, 3 and 4). This suggests the extension of the ice sheet over North America imposed an arid and cold climate, precluding vegetation development and soil formation, and favouring the erosion of continental rock surfaces. The low sea level epochs (-120 m) implied the extension of the continental margin and the enhancement of the sedimentation at core location.

A short term variability ($10^3 - 10^4$ years) is evidenced in transitions MIS 1 to 2 and MIS 4 to 5, as well as during MIS 3 and 4. During these time intervals the magnetic mineral concentration documents, by analogy with the long term variability, an alternation between glacial-like and interglacial-like sedimentation modes. These magnetic signals (K, $\text{ARM}_{20\text{mT}}$ and HIRM) correlate with well-defined stadial/interstadial alternation of MIS 3, 4 and 5 in the GRIP $\delta^{18}\text{O}$ record. Despite obvious similarities, chronological and structural differences appear (Fig. 8): time lags increase from 2 ka (at ca. 40 ka BP) to 5 ka (at 80 ka BP, MIS 5/4 transition). Such discrepancies mainly concerning the part of our record dated by interpolation can thus be assigned to dating uncertainties. Structural differences appear between termination I (transition MIS 2/1) in core MD02-2508 and the deglaciation in the GRIP

record: i) the Younger Dryas is weakly expressed; ii) the Older Dryas and the LGM are grouped in a single strong magnetic susceptibility feature.

During MIS 3 and 4, the weak magnetic signatures document phases of reduction of the terrigenous input in the laminated facies, linked with rapid shifts to interstadial conditions. The mechanisms involved in the rapid Ti-magnetite input variations are analogue with those envisaged for the glacial/interglacial variability, summarized as follows:

- i) modulation of the erosion by availability of continental surfaces under control of vegetation and soils extensions;
- ii) transport efficiency, related to river competence;
- iii) sea level variations during stadials and interstadials of MIS 3 and 4, in the range -90 m to -60 m [27, 28]

The respective contribution of these processes on terrigenous input variations cannot be yet specified.

A medium term variability clearly appears in the HIRM record (Fig. 8e). It may reflect the modulation of the haematite and/or goethite input by wind activity, strengthened by the aridity on the continent (as shown in the Indian ocean and Atlantic ocean sediments by Bloemendal et al. [29, 30]). A spectral analysis of the HIRM record reveals that it is paced by a significant 22 ka period (Fig. 9a). In order to remove the 2 to 5 ka time lags evidenced in the 40 to 80 ka BP interval, this part of the record was synchronised with the GRIP record using a correlation of magnetic susceptibility features with Greenland interstadials (Fig. 8a,b). The spectral analysis of the tuned HIRM signal reveals the dominance of the equinoxial precession period (23.8 ka) (Fig. 9b). A tight correlation between the tuned HIRM record and the 23°N summer insolation curve of Laskar [31] (Fig. 10e,f) suggests that the wind blown haematite/goethite input was strengthened (resp. weakened) during insolation minima (resp. maxima). This indicates that aridity over the nearby continental surface and/or the wind strength followed the rhythm of the tropical insolation driven by equinoxial precession.

The sedimentary dynamics on the southern Baja California margin during the last glaciation (broad sense) thus appears to have followed two complementary regimes: i) the erosion and the fluvial terrigenous transport present rapid fluctuations related to temperature variations at high latitudes, probably through the influence of the North American ice cap; ii) the eolian transport was slowly paced by tropical insolation, with maximum aridity and strong eolian deflation during weak insolation periods, and monsoon-like warmer and wetter

conditions during high insolation periods. This mimics the present climatic contrast between winter conditions (weak temperatures and strong winds) and summer conditions (high temperature and rain maintained by the North Mexican monsoon cell and northward migration of the ITCZ).

Acknowledgments

We thank Yvon Balut (IPEV) and team of the MONA cruise (particularly Luc Beaufort). Kazuyo Tachikawa for ICP measurements and helpful comments, Michael Grelaud for spectral analysis and Claude Degiovanni for the use and help on laser granulometer at Centre d'Océanologie de Marseille are warmly thanked.

References

- [1] O. Zaitsev, R. Cervantes-Duarte, O. Montante and A. Gallegos-Garcia, Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California peninsula, *Journal of Oceanography* 59(3), 489-502, 2003.
- [2] A.C. Thomas, M.-E. Carr and P.T. Strub, Chlorophyll variability in Eastern boundary currents, *Geophysical Research Letters* 28(18), 3421-3424, 2001.
- [3] R.J. Lynn and J.J. Simpson, The California Current System: the seasonal variability of its physical properties, *Journal of Geophysical Research* 92(C12), 12,947-12,966, 1987.
- [4] L.D. Talley, North Pacific Intermediate Water Transports in the Mixed Water Regions, *Journal of Physical Oceanography* 27, 1795-1803, 1997.
- [5] A. van Geen, Y. Zheng, J.M. Bernhard, K.G. Cannariato, J.D. Carriquiry, W.E. Dean, B.W. Eakins, J.D. Ortiz and J. Pike, On the preservation of laminated sediments along the Western margin of North America, *Paleoceanography* 18(4), 1098, 2003.
- [6] P. Rochette, F. Vadeboin and L. Clochard, Rock magnetic applications of Halbach cylinders, *Physics of the Earth and Planetary interiors* 126, 109-117, 2001.
- [7] J.H.F. Jansen, S.J. Van der Gaast, B. Koster and A.J. Vaars, CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores, *Marine geology* 151, 143-153, 1998.
- [8] B.A. Maher and R. Thompson, Quaternary climates, environments and magnetism, 390 pp., Press syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, 1999.
- [9] J.W. King, S.K. Banerjee and J. Marvin, A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years, *Journal of Geophysical Research* 88(B7), 5911-5921, 1983.
- [10] A.P. Roberts, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4), *Earth and Planetary Science Letters* 134, 227-236, 1995.
- [11] C. Peters and R. Thompson, Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides, *Journal of Magnetism and Magnetic Material* 183, 365-374, 1998.
- [12] N.S. Suits and M.A. Arthur, Sulfur diagenesis and partitioning in Holocene Peru shelf and upper slope sediments, *Chemical geology* 163, 219-234, 2000.
- [13] J.A. Funk, T. von Dobeneck and A. Reitz, Integrated rock magnetic and geochemical quantification of redoxomorphic iron mineral diagenesis in Late Quaternary sediments from the Equatorial Atlantic, in: *The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budget and current systems*, G. Wefer, S. Mulitza and V. Ratmeyer, eds., Springer- Verlag, Berlin-Heidelberg, 2004.
- [14] J.C. Larrasoana, A.P. Roberts, J.S. Stoner, C. Richter and R. Wehausen, A new proxy for bottom-water ventilation in the Eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 221-242, 2003.
- [15] L. Vigliotti, L. Capotondi and M. Torii, Magnetic properties of sediments deposited in suboxic-anoxic environments: relationship with biological and geochemical proxies, in: *Paleomagnetism and diagenesis in sediments*, D.H. Tarling and P. Turner, eds., Special publications 151, pp. 71-83, Geological society, London, 1999.
- [16] S. Cornu, Y. Lucas, E. Lebon, J.-P. Ambrosi, F. Luizão, J. Rouiller, M. Bonnay and C. Neal, Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia, *Geoderma* 91, 281-295, 1999.

- [17] A. van Geen, R.G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, J.V. Gardner and M. Kashgarian, Ventilation changes in the Northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography* 11(5), 519-528, 1996.
- [18] H.G. Ostlund, H. Craid, W.S. Broecker and D. Spencer, *GEOSECS Atlantic, Pacific, and Indian ocean expeditions 7*, National Scientific Foundation, Washington, D.C., 1987.
- [19] R. Berger, R.E. Taylor and W.F. Libby, Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican West coast, *Science* 153, 864-866, 1966.
- [20] C.A. Hughen, S. Lehman, J. Southon, J. Overpeck, O. Marchal, C. Herring and J. Turnbull, ^{14}C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years, *Science* 303, 202-207, 2004.
- [21] M. Stuiver, P.J. Reimer and R. Reimer, Calib 5.0, <http://calib.qub.ac.uk/calib/manual/>, 2005.
- [22] E. Bard, F. Rostek and G. Ménot-Combes, Radiocarbon calibration beyond 20,000 ^{14}C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin, *Quaternary Research* 61, 204-214, 2004.
- [23] N. Thouveny, E. Moreno, D. Delanghe, L. Candon, Y. Lancelot and N.J. Shackleton, Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin, *Earth and Planetary Science Letters* 180, 61-75, 2000.
- [24] X.-M. Fang, J.-L. Li, R. Van der Voo, C. Mac Niocaill, X.-R. Dai, R.A. Kemp, E. Derbyshire, J.-X. Cao, J.-M. Wang and G. Wang, A record of the Blake Event during the last interglacial paleosol in the Western Loess Plateau of China, *Earth and Planetary Science Letters* 146, 73-82, 1997.
- [25] P.M. Grootes, M. Stuiver, J.W.C. White, S. Johnsen and J. Jouzel, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature* 366, 552-554, 1993.
- [26] S.J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, J.P. Steffensen, H.B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A.E. Sveinbjörnsdóttir and J. White, Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *Journal of Quaternary Science* 16(4), 299-307, 2001.
- [27] J. Chappell, Sea level changes forced ice breackouts in the last Glacial cycle: new results from coral terraces, *Quaternary Science Review* 21, 1229-1240, 2002.
- [28] M. Sidall, E.J. Rohling, A. Almogi-Labin, C. Hemleben, D. Meischner, I. Schmelzer and D.A. Smeed, Sea-Level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature* 423, 853-858, 2003.
- [29] J. Bloemendal, J. King, A. Hunt, P. deMenocal and A. Hayashida, Origin of the sedimentary magnetic record at Ocean Drilling Program sites on the Owen ridge, Western Arabian Sea, *Journal of Geophysical Research* 98(B3), 4199-4219, 1993.
- [30] J. Bloemendal and P. deMenocal, Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements, *Nature* 342, 897-900, 1989.
- [31] J. Laskar, The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the chaotic zones, *Icarus* 88, 266-291, 1990.

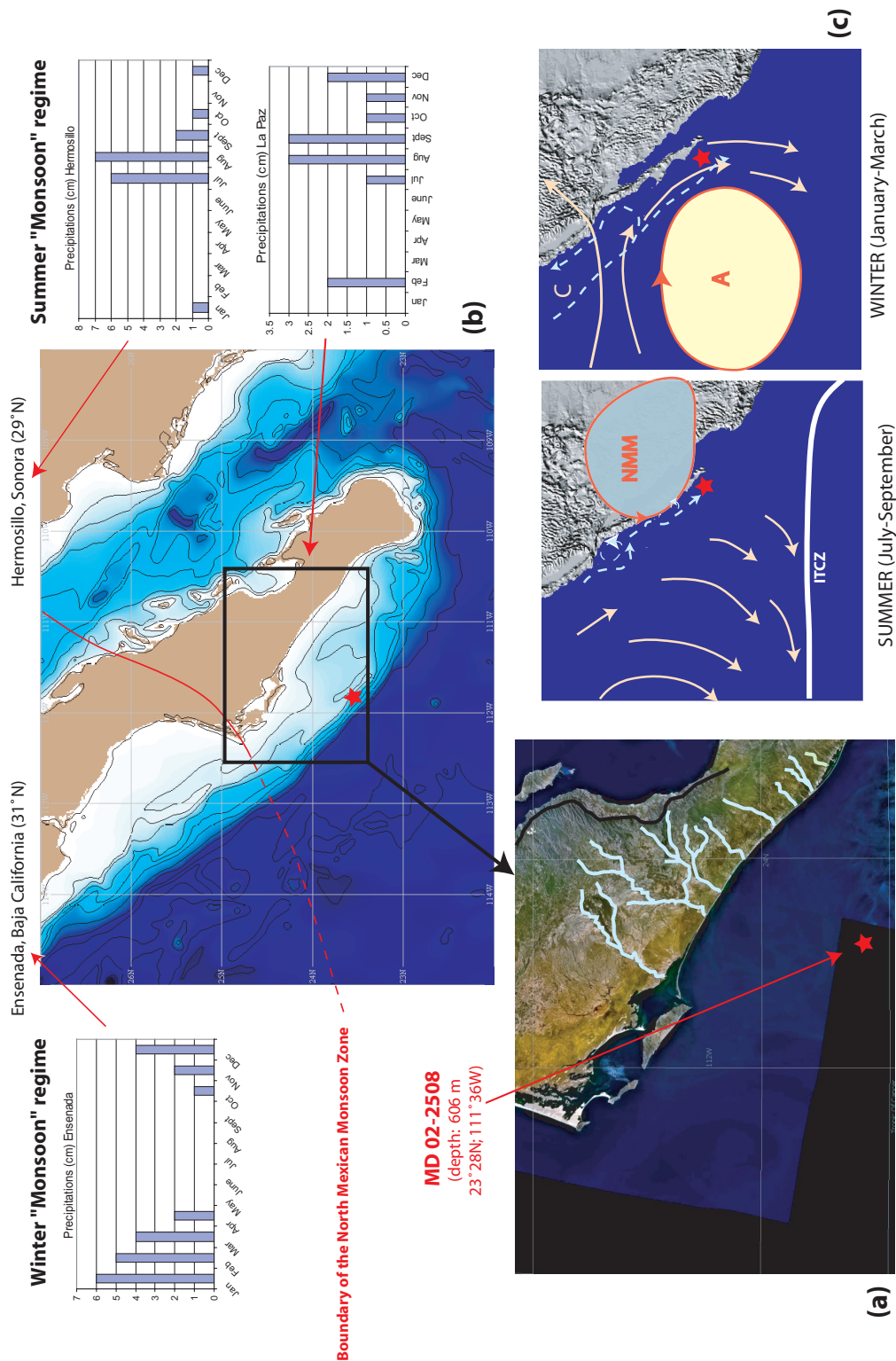


Figure 1: Location of core MD02-2508 (23.28°N, 111.36°W, red star) and climate of the Southern Baja California margin (Mexico). (a) Physiography of the Baja California peninsula: blue lines represent the riverine and fluvial network, black line sets the limit of the drainage basin, (b) bathymetric map of Baja California margin, with precipitation data for the two climatic regimes: winter "monsoon" regime in the North (Ensenada), summer "monsoon" regime in the South (Hermosillo and La Paz). Data from Weatherbase (<http://www.weatherbase.com/>). (c) Principal atmospheric and oceanic features for boreal summer and boreal winter: NMM : North Mexican (summer) Monsoon, ITCZ : Intertropical Convergence Zone, A: high pressure cell. See text for further details.

Parameter	Interpretation	Possible Bias
Magnetic susceptibility K _{lf} (absolute)	Ferrimagnets and paramagnets	Increase with coarse (Ti)magnetite
ARM (absolute)	Low coercivity ferrimagnets mainly (Ti)magnetite	Increase with Greigite and/or Pyrrhotite Biased by coarse Ti(magnetite)
SIRM (absolute)	Ferrimagnets, mainly (Ti)magnetite	
IRM-0,3T (absolute)	(Ti)magnetite	
HIRM (absolute)	High coercivity minerals (anti-ferromagnets: Hematite+goethite)	Greigite or pyrrhotite
S ratio (relative)	(Ti)magnetite concentrations /all ferromagnetic minerals	
SIRM/K (high values) (relative)	Ferrimagnetic sulphides (Greigite+pyrrhotite)	
ARM _{30mT} /ARM IRM _{30mT} /IRM	Increase when grain size decreases	Increase with greigite or pyrrhotite
ARM/K		
SIRM/K		
ARM/SIRM		Decrease with greigite or pyrrhotite

Table 1: Interpretation guidelines for the magnetic parameters.

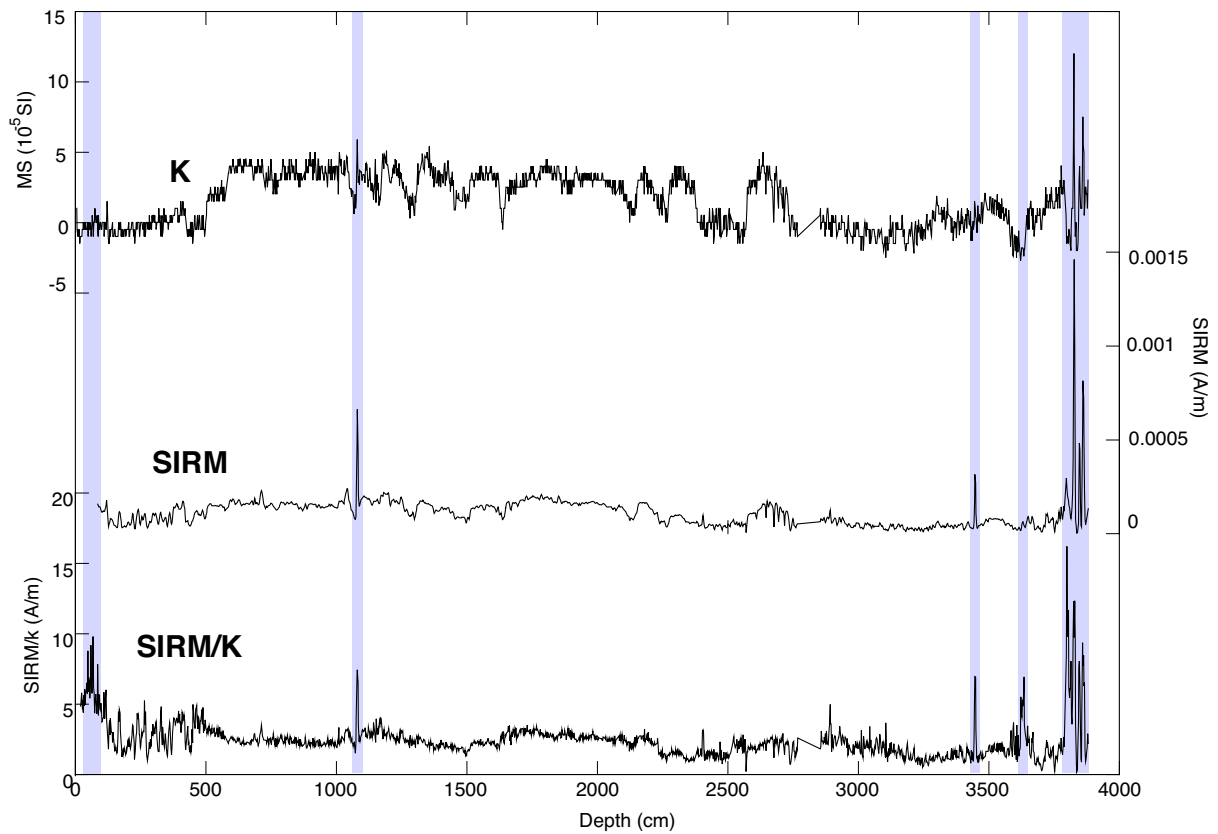


Figure 2: Ferrimagnetic sulphides detection. Comparison between magnetic susceptibility (K), Saturation IRM (SIRM) and the ratio SIRM/K on the depth scale (cm). Values of SIRM/K higher than 5 A/m are underlined. In these levels, enrichments of ferrimagnetic sulphides (greigite, pyrrhotite) are suspected.

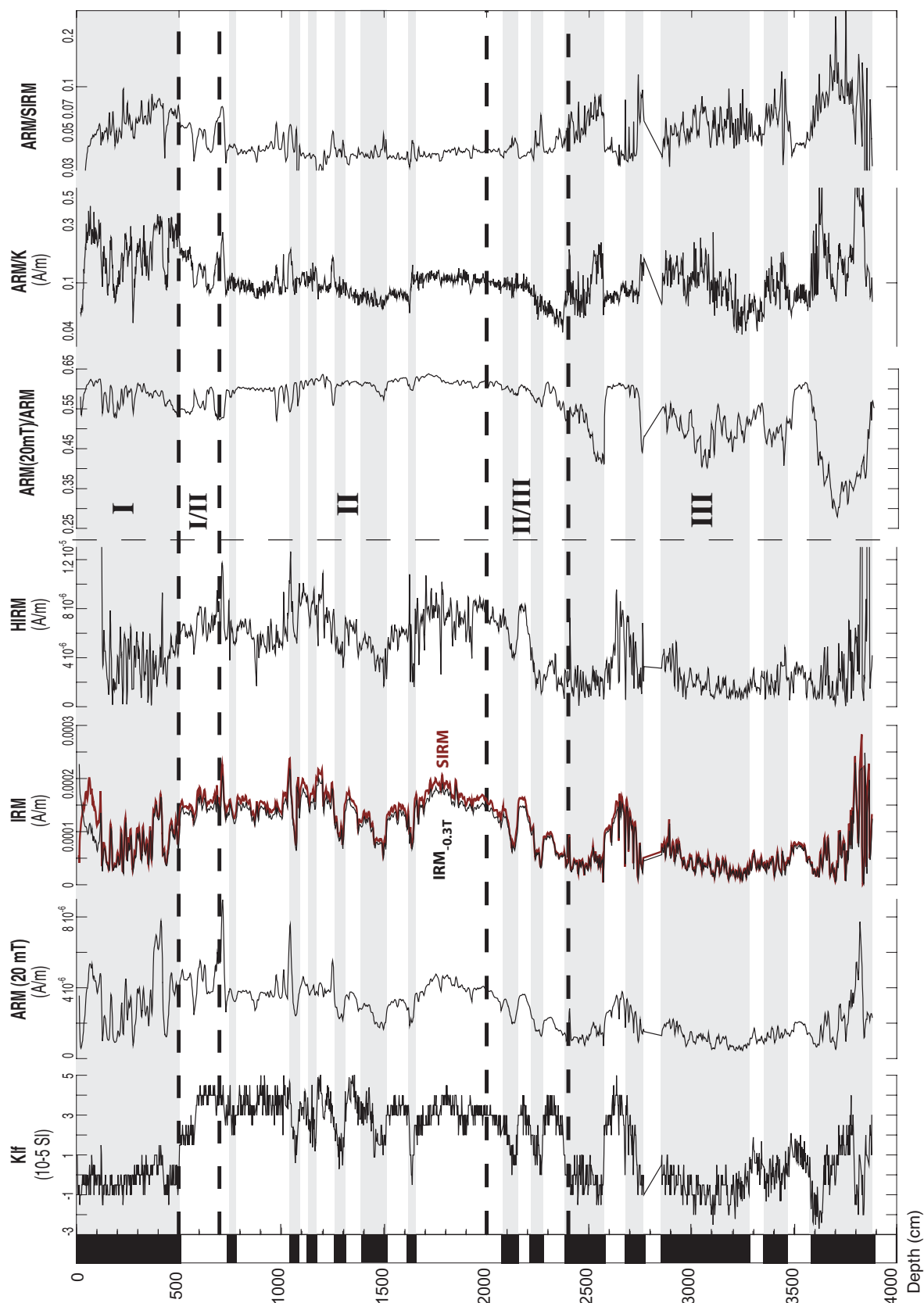


Figure 3: Magnetic record of core MD02-2508 on the depth scale (cm). Magnetic concentration indices: magnetic susceptibility (K), ARM_{20mT} , SIRM and $IRM_{0.3T}$, and Hard IRM (HIRM); magnetic grain-size indices: ARM_{20mT}/ARM , ARM/K and $SIRM/K$. Laminated intervals are represented as black squares (left panel) and underlined as grey bands through the different plots. The magnetic record is divided in three parts (I, II, III) and two transitions (I/II, II/III); boundaries are materialized by dotted lines.

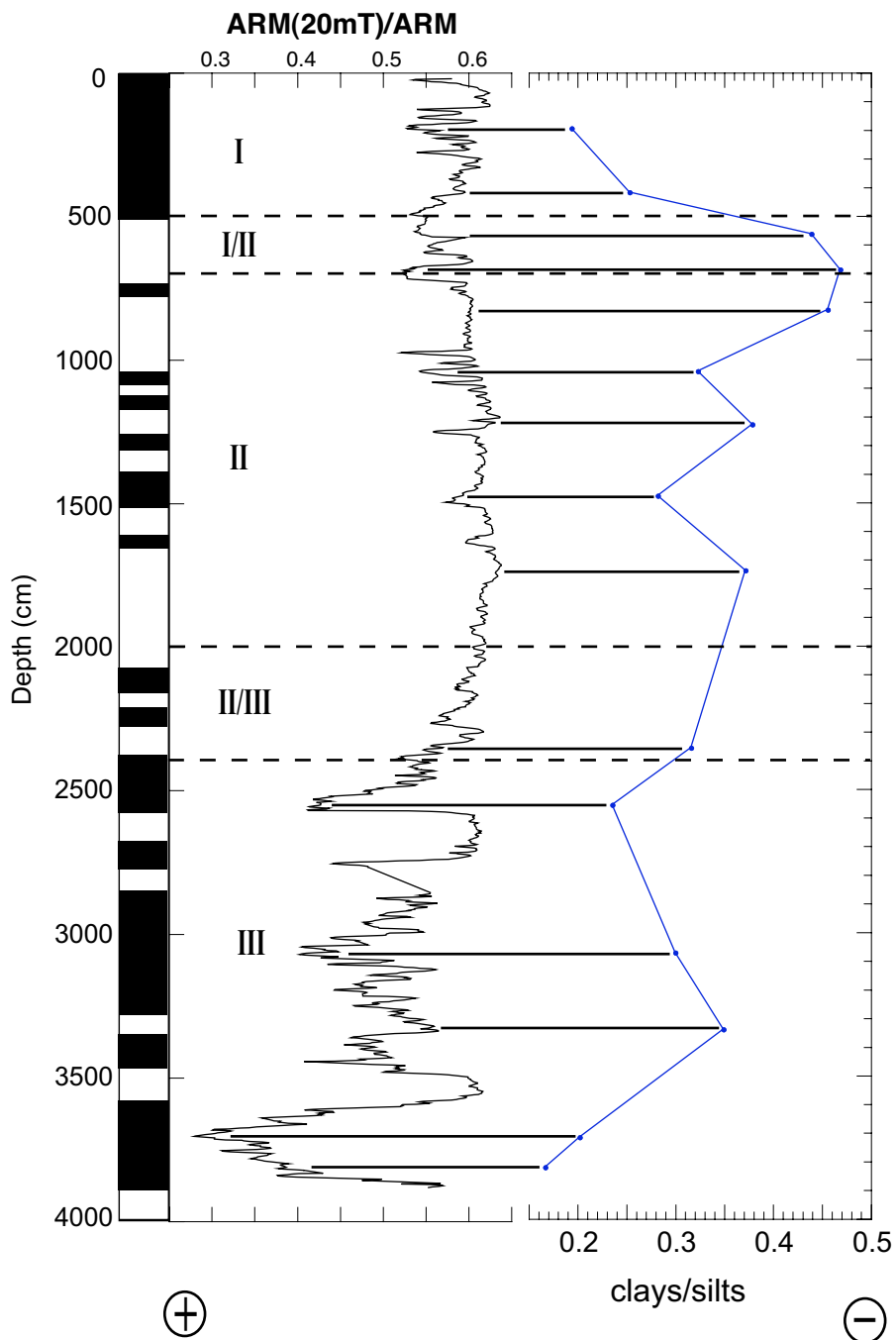


Figure 4: Comparison of the magnetic grain-size indicator ARM_{20mT}/ARM with the clay/silts ratio [clays ($<4\mu m$), silts($4-63\mu m$)] on the depth scale. Principal lithological features are indicated in the left panel, boundaries of the three parts previously defined are materialized by dotted lines and grain size changes are indicated by +/- beneath the plots.

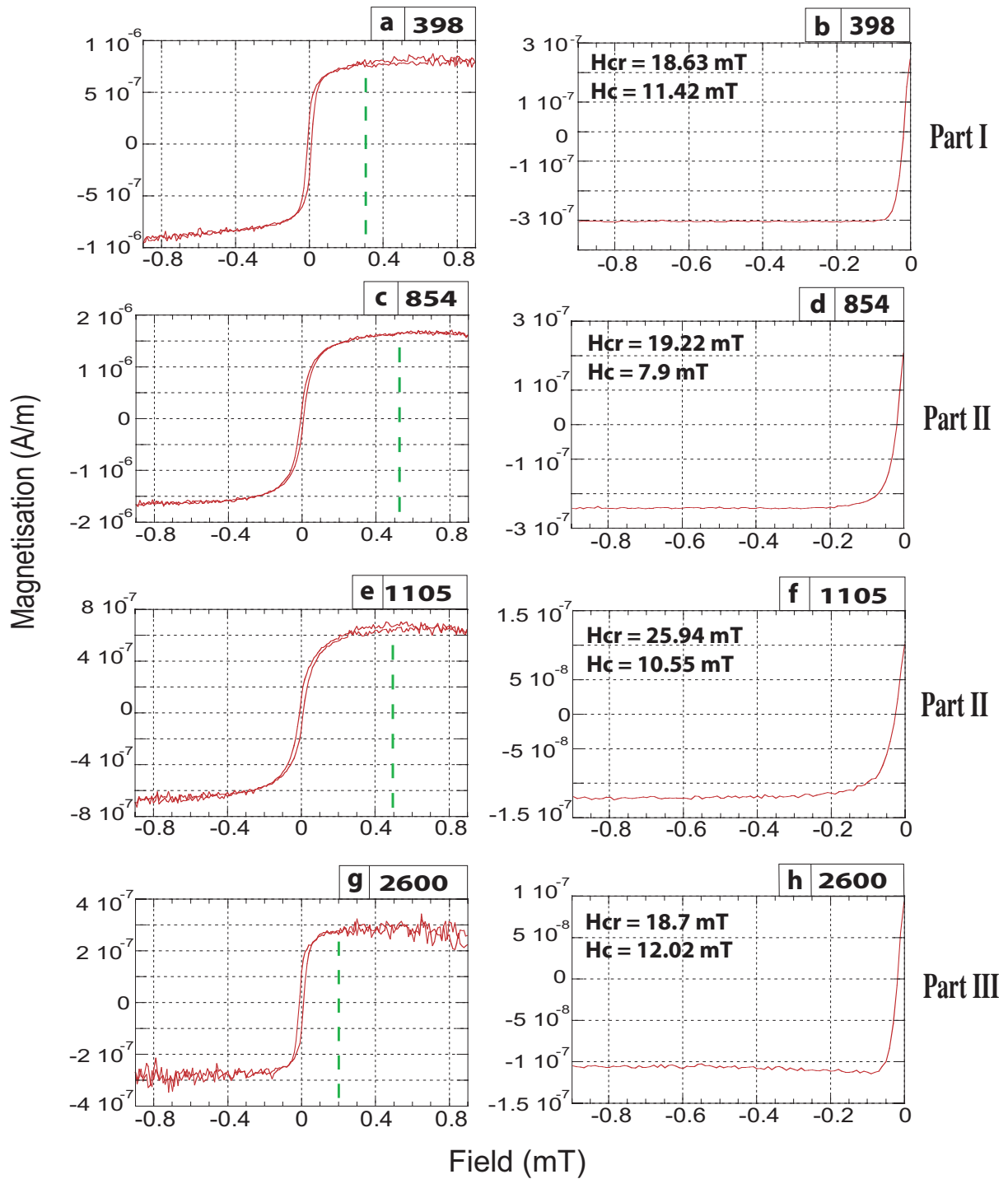


Figure 5: Hysteresis plots (a,c,e,g) and demagnetisation of saturation remanence curves (b,d,f,h) of four samples. Saturation fields are indicated by dotted lines and coercive fields values (H_c and H_{cr}) are provided. Low MS samples (laminated intervals) (Part I: 398, a,b; Part III: 2600, g,h): saturation fields of 0.2-0.3 T and low coercive fields indicate dominance of Ti-magnetite. High MS samples (non-laminated intervals) (Part II: 854, c,d and 1105, e,f): saturation fields of 0.4-0.5 T and high coercive fields indicate significant contribution of high coercivity minerals, such as haematite, goethite or ferrimagnetic sulphides.

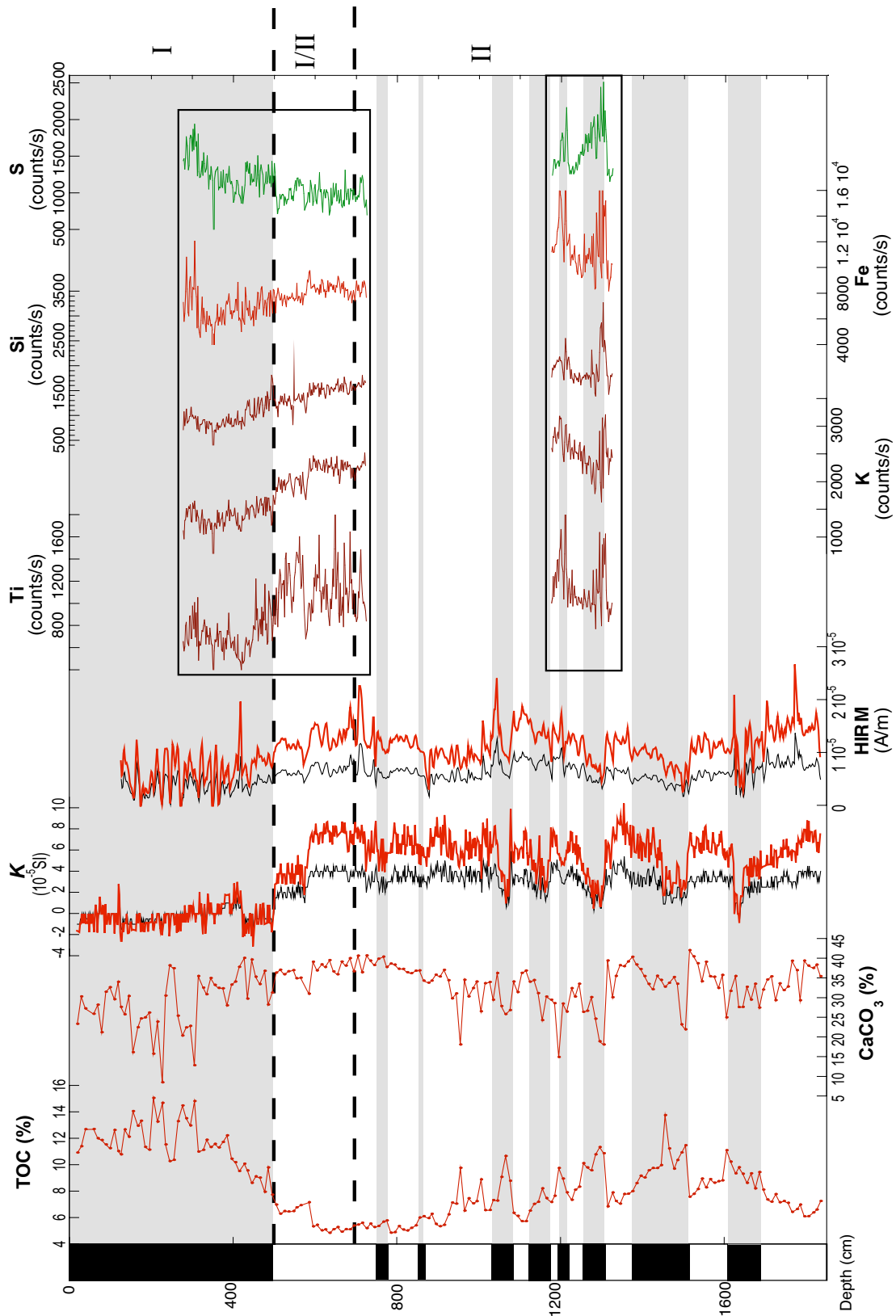


Figure 6: Magnetic and geochemical records along the upper 1800 cm. Biogenic content: total organic carbon (TOC) and calcium carbonates (CaCO_3) percentages. Magnetic concentration indices: magnetic susceptibility (K) and Hard IRM (HIRM), raw (thin black line) and corrected for the CaCO_3 and TOC content (thick red line). Relative elemental content: Titanium (Ti), Potassium (K), Silicon (Si), Iron (Fe) and Sulphur (S). Boundaries of the three parts previously defined (I, I/II and II) are materialized by dotted lines.

Species	Depth (cm)	¹⁴ C Age (yr BP)	Incert. (yr)	Corr. from reserv. age (1501 yr) (yr BP)	Calib. age (yr BP)	2σ (yr)	Final age (yr BP)	2σ (yr)
<i>U. peregrina</i>	20	1970	120	470	473	223	473	173
<i>U. peregrina</i>	100	3250	80	1750	1740	229	1740	229
<i>U. peregrina</i>	317	6080	60	4580	5298	272	5298	272
<i>U. peregrina</i>	331	6400	90	4900	5676	221	5676	221
<i>U. peregrina</i>	437	9230	70	7730	8654	250	8896	274
<i>G. ruber</i>	435-38	8710	100	8109	9138	297		
<i>U. peregrina</i>	450	9940	120	8440	9546	358	9433	286
<i>U. peregrina</i>	452	9800	80	8300	9321	214		
<i>U. peregrina</i>	556	13860	90	12360	14441	430	14441	430
<i>U. peregrina</i>	671	16540	160	15040	18293	460	17910	473
<i>G. ruber</i>	670-73	15190	100	14589	17527	486		
<i>U. peregrina</i>	716	17830	130	16330	19785	44	19785	444
<i>U. peregrina</i>	811	22180	120	20680	24890	489	24890	
<i>U. peregrina</i>	971	30140	270	28640	33192	323	33192	
<i>U. peregrina</i>	1101	35260	690	33760	38721	743	38330	
<i>U. peregrina</i>	1126	34230	450	33028	37939	503		

Table 2: AMS ¹⁴C measurements obtained on biogenic carbonates. Foraminifera species, sample depth interval, ¹⁴C ages and analytical errors; ages were corrected from reservoir age and calibrated as calendar ages. Ages younger than 25 ka BP were calibrated using Calib 5.0 [21]; older ages are calibrated using the equation of Bard et al [22]. In same levels, or when the ages were overlapping within the 2σ errors, ages have been averaged (see text for further explications).

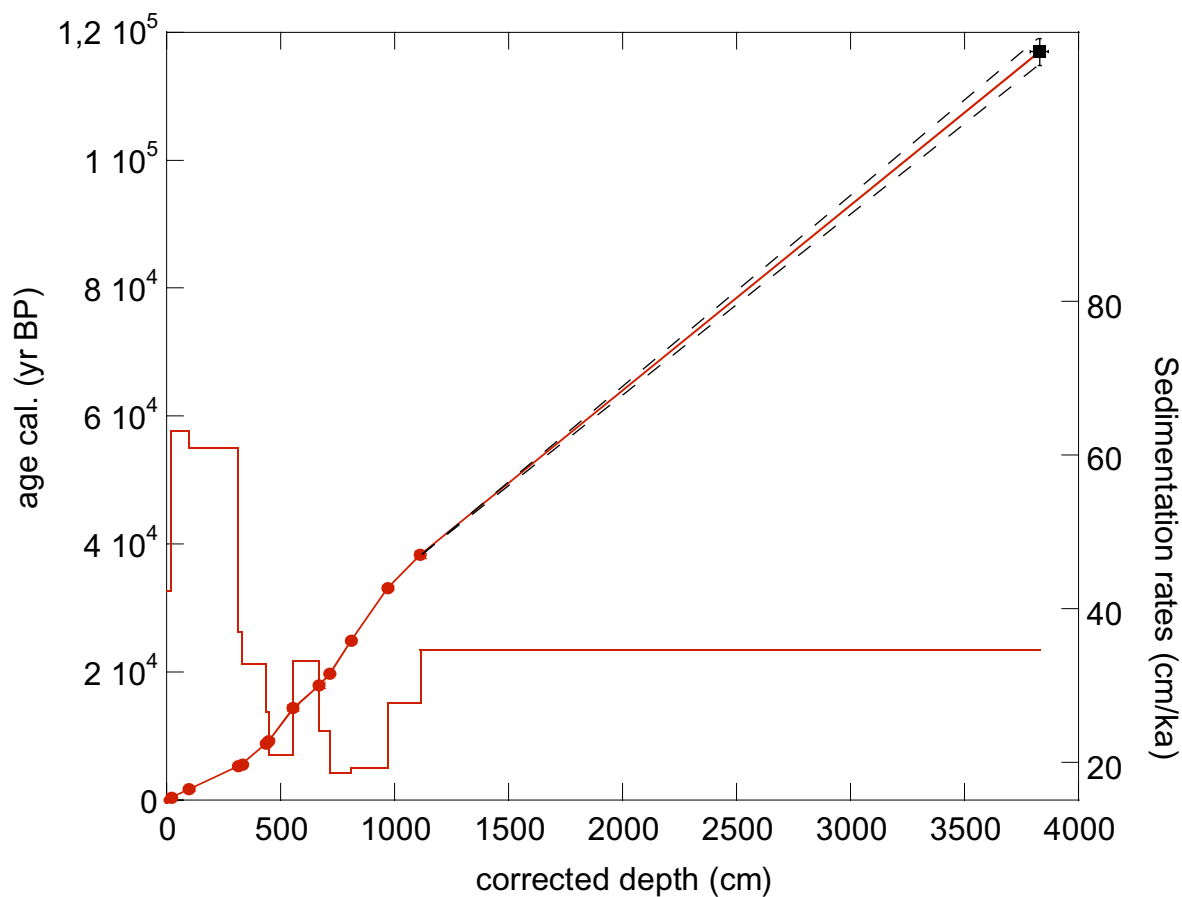


Figure 7: Age/depth relationship along core MD0-2508: linear interpolations was used between the 16 ^{14}C calendar ages (dots include the 2σ error), and between the oldest ^{14}C calendar age and the age of the Blake excursion (115-122 ka BP) identified between 3800 and 3860 cm (black square). Inferred sedimentation rates are given in cm/ka (right axis).

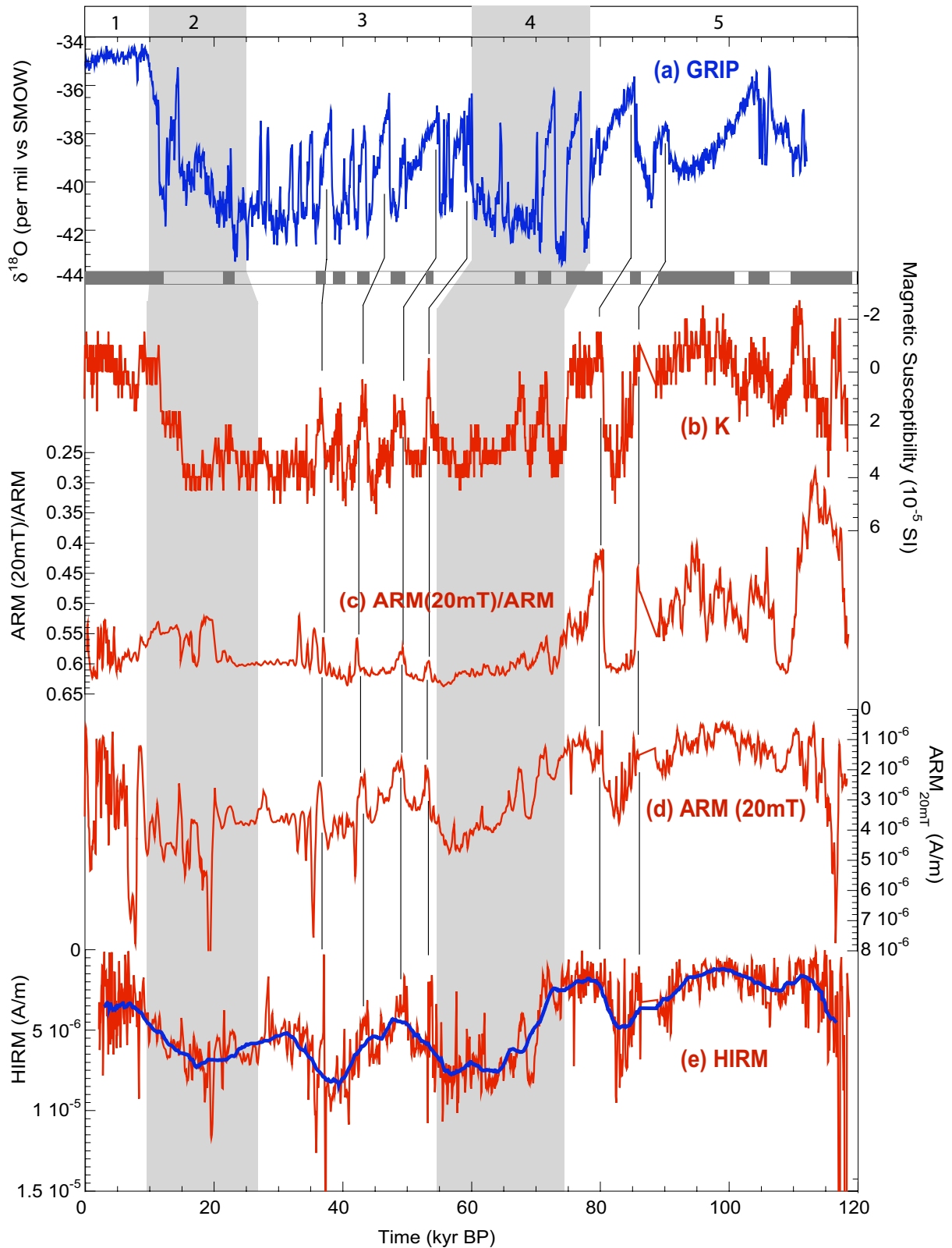


Figure 8: Time variations of the magnetic parameters, compared to GRIP $\delta^{18}\text{O}$ record (a) [25, 26] over the last 120 ka. (b) K , (c), $\text{ARM}_{20\text{mT}}/\text{ARM}$, (d) $\text{ARM}_{20\text{mT}}$ and (e) HIRM. Laminated intervals are represented as black rectangles along the K record. Concentration and grain size variations are placed in a global climate context by referencing the Marine Isotope Stages (MIS) (top panel; glacial MIS = grey). The correlation discussed in the text is shown as thin lines. The HIRM curve (red thin curve) was smoothed using a moving average (blue thick curve).

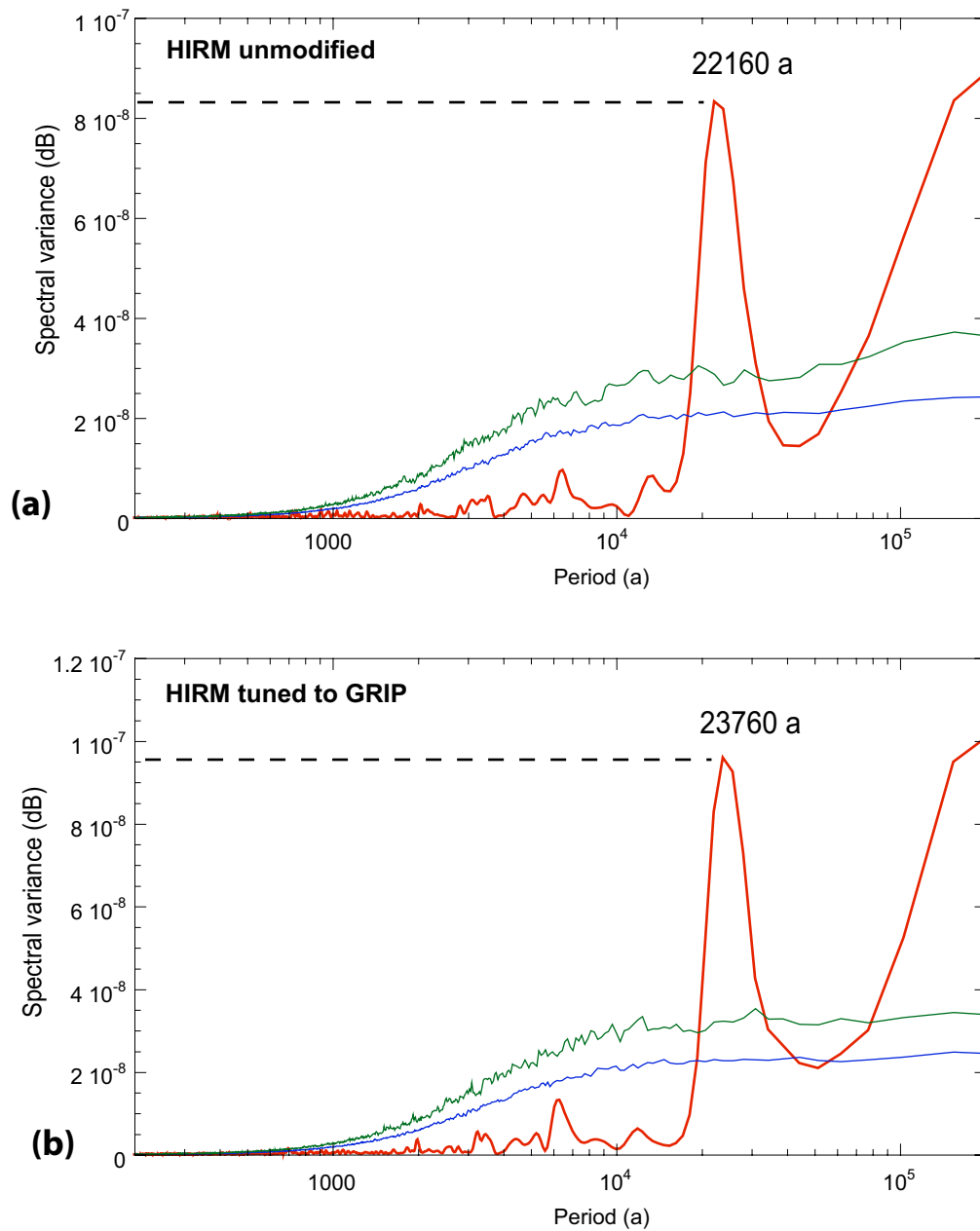


Figure 9: Results of the spectral analysis of the raw HIRM record using the hardware Redfit (Lomb-Scargle Fourier transform). (a) HIRM record placed on the initial age model (see text and Fig. 7), (b) HIRM record placed on the age model tuned to GRIP chronology. In both cases, spectral variance is higher than the 95% (lowest blue line) and the 99% (upper green line) confidence levels. Both evidence a maximum variance at the 22-23 ka precessional period.

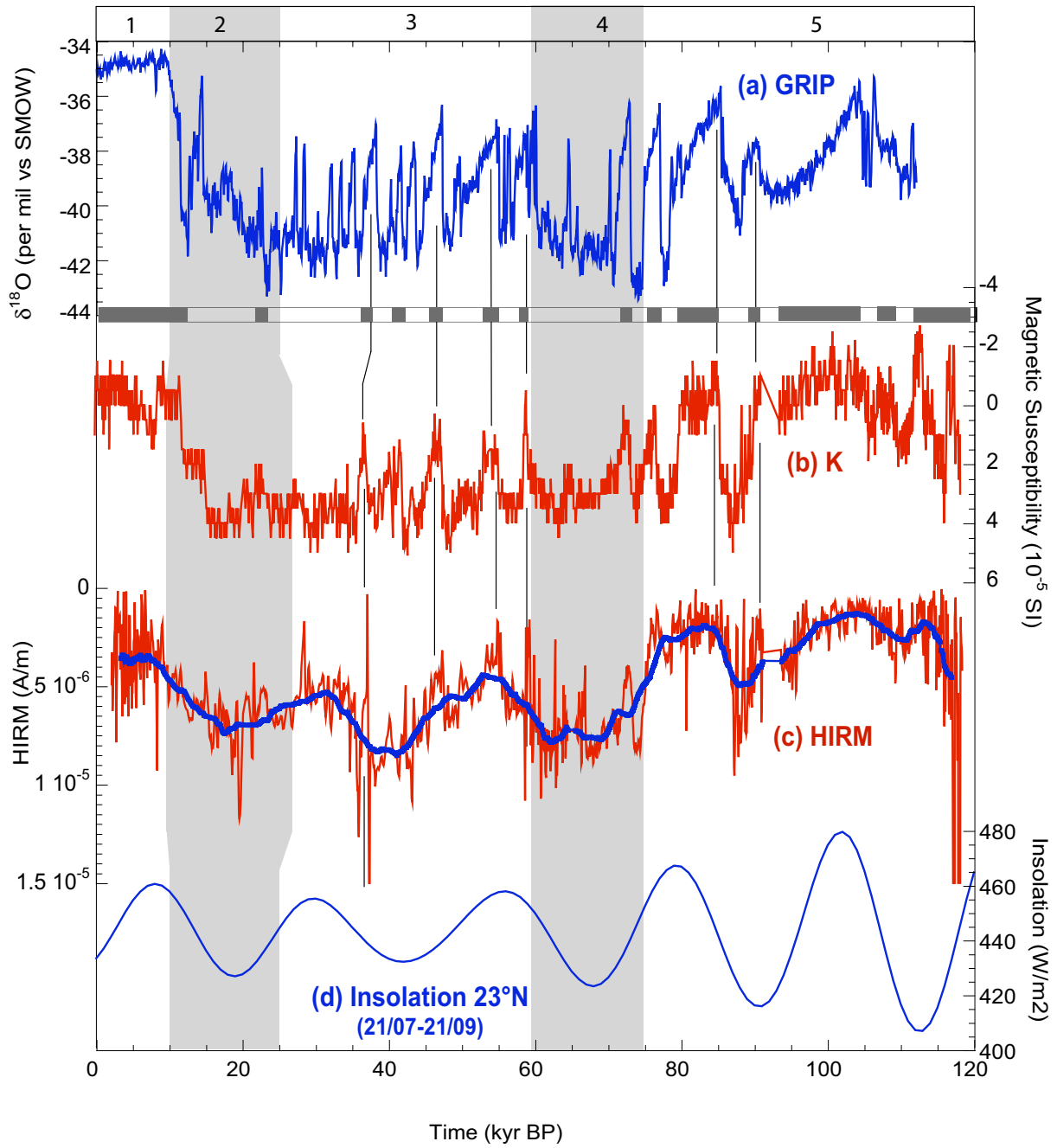


Figure 10: Comparison to the GRIP $\delta^{18}\text{O}$ record (a) of time variation of K (b) and HIRM (c) tuned to GRIP chronology. Summer insolation at 23°N [31] are shown as reference (d). Those two magnetic parameters related to fluvial (K) and aeolian (HIRM) input show that sedimentary dynamics of the Baja California margin was paced by high latitude (GRIP) as well as low latitude (insolation) forcings during the last 120 ka.

TROISIEME PARTIE

**45 MILLE ANS DE VARIATIONS CLIMATOLOGIQUES ET OCEANOLOGIQUES DANS
LE GOLFE DE TEHUANTEPEC (MEXIQUE)**

Chapitre 1. Introduction

Le Golfe de Tehuantepec (GT, **figure 1**) est situé dans le Sud du Mexique ($\sim 15^\circ\text{N}$), au Sud de l'Isthme de Tehuantepec, qui sépare le Golfe du Mexique de l'Océan Pacifique d'une distance d'environ 270 km. Cette langue de terre à faible relief est encadrée par les barrières orographiques de la Sierra Madre Méridionale à l'Ouest et la Sierra de Chiapas à l'Est. L'isthme de Tehuantepec constitue un lieu de passage privilégié des alizés de l'Atlantique vers le Pacifique qui permet d'importants transferts de chaleur et d'humidité entre les deux bassins océaniques (Benway et Mix, 2004). Ces alizés produisent un upwelling saisonnier, qui favorise la productivité primaire dans le golfe de Tehuantepec (Farber-Lorda et al., 2004). Les masses d'eau du GT sont affectées par la conjonction de la forte productivité primaire et d'une faible ventilation des eaux intermédiaires qui induisent un appauvrissement des eaux en oxygène (ZMO du Pacifique Est). Ce système intégré alizés-upwelling-productivité primaire-oxygénation des eaux varie en fonction de la saison et de l'Oscillation Australe (ENSO). La reconstitution de la dynamique sédimentaire dans cette région devrait donc permettre de reconstituer les variations de ce système à l'échelle glaciaire-interglaciaire, notamment pendant les stades glaciaires, quand le taux de CO_2 atmosphérique était nettement inférieur à ceux de l'époque Holocène. On tentera ainsi de décrire et reconstituer les environnements de dépôts de cette zone jusqu'alors très peu étudiée.

Les principales questions qui se posent sont :

- 1) Quelle était l'intensité des alizés durant les stades glaciaires ? Le magnétisme sédimentaire devrait permettre de reconstituer les apports éoliens.
 - a) l'intensité des vents modulant l'intensité de l'upwelling, la reconstitution de son intensité dans le passé devrait permettre de mieux cerner les variations de la productivité primaire. L'analyse de la composition isotopique des foraminifères ayant vécu à différentes profondeurs dans la colonne d'eau devrait fournir des informations sur la stratification des masses d'eau.
 - b) les modifications du transfert de chaleur et d'humidité de l'Atlantique vers le Pacifique par les alizés ont été invoquées comme un moteur de la modulation de la circulation thermohaline lors des changements climatiques du dernier cycle glaciaire/interglaciaire (Broecker et al., 1990) mais peu d'enregistrements sont disponibles.

- 2) Les environnements de dépôts glaciaires correspondent-ils à des conditions de type « El Niño », comme cela a été suggéré par Stott et al. (2002) et Koutavas et al. (2002) ?
- 3) Les eaux du GT ont-elles subi un changement de régime de la ZMO lors du DMG ?
L'étude d'une séquence sédimentaire prélevée dans le GT, étudiée par Thunell et Kepple (2004) a montré que les eaux étaient mieux oxygénées lors du dernier maximum glaciaire (18-23 ka BP). Les caractéristiques lithologiques et/ou sédimentaires devraient permettre de détecter des variations temporelles d'oxygénation des masses d'eau et de tester l'hypothèse.

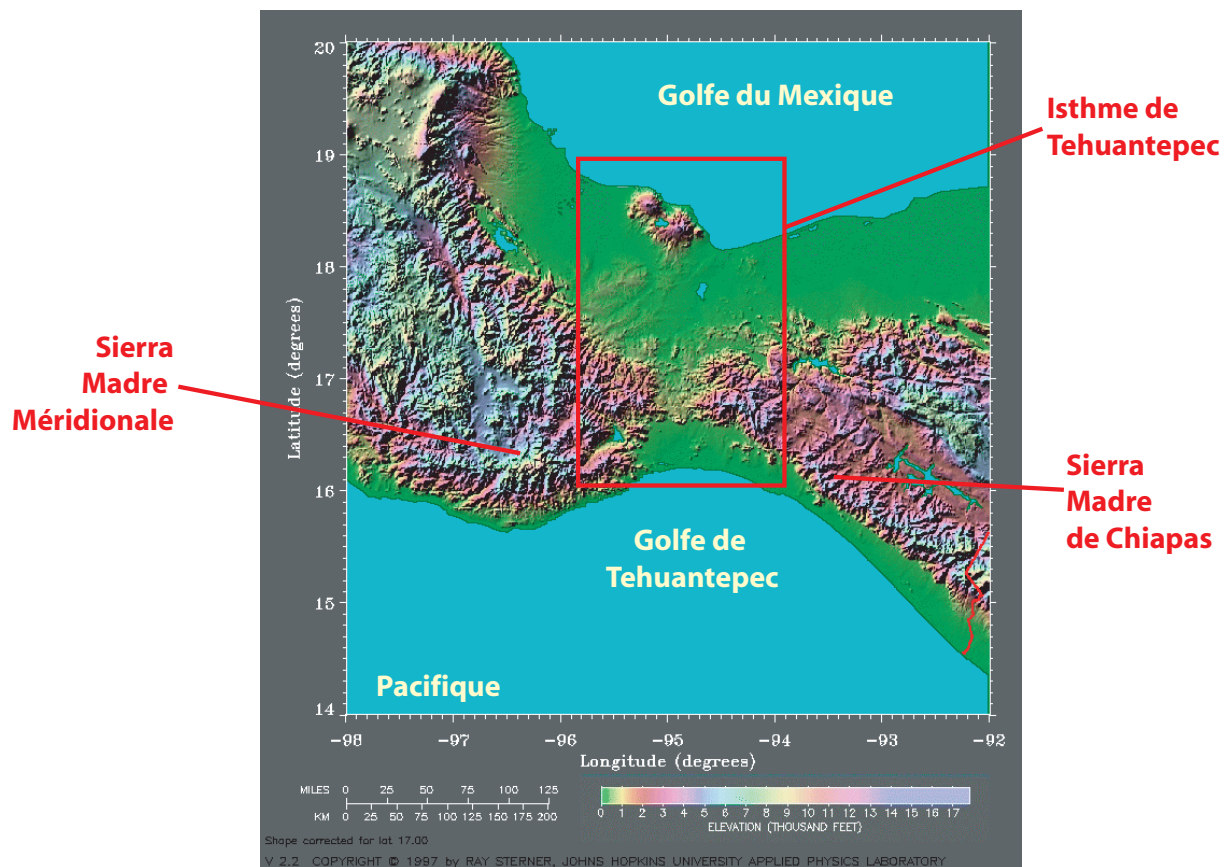


Figure 1 : Localisation géographique du Golfe de Tehuantepec et contexte orographique
Geographical location of the Gulf of Tehuantepec and orographic context.

Chapitre 2. Contexte actuel et description de la séquence sédimentaire

1. Océanologie et climatologie

1.1. Variations climatiques saisonnières

La majorité des informations concernant les dynamiques climatiques ont été tirées de la thèse d'Emmanuel Barbier (2004). Le climat dans le GT (**figure 2**) est principalement contrôlé par la dynamique des cellules anticycloniques subtropicales de l'Atlantique Nord (Anticyclone des Açores-Bermudes) et du Pacifique Nord. En hiver, Ces deux cellules de hautes pressions se positionnent au Sud (**2a**), induisant de forts vents de Nord dans le GT, qui repoussent la zone de convergence intertropicale (ZCIT) vers le Sud et maintiennent des conditions sèches. L'anticyclone des Bermudes entretient des alizés intenses, qui sont canalisés par la brèche orographique de l'Isthme de Tehuantepec et passent côté Pacifique. Ces vents sont appelés « Nortés » ou « Tehuanos » et balayent le GT à plus de 100 km/h par périodes répétées de quelques jours entre novembre et février. Au printemps et en été, les cellules anticycloniques Atlantique et Pacifique se déplacent vers le Nord (**2b**) ce qui entraîne une diminution de l'intensité des alizés dans le Golfe de Tehuantepec. La ZCIT, poussée par la mousson panaméenne, remonte et s'aligne sur le relief de la côte d'Amérique centrale, apportant des pluies sur la zone (30 mm en juin, **2c**). La saison des pluies est cependant atténuée en juillet et août (**2c**) ; cette période sèche est appelée « la canicula », de forts vents peuvent y être enregistrés (Romero-Centeno et al., 2003).

Les températures atmosphériques mensuelles (**2c**) varient de 25°C en hiver à 28°C en été boréal.

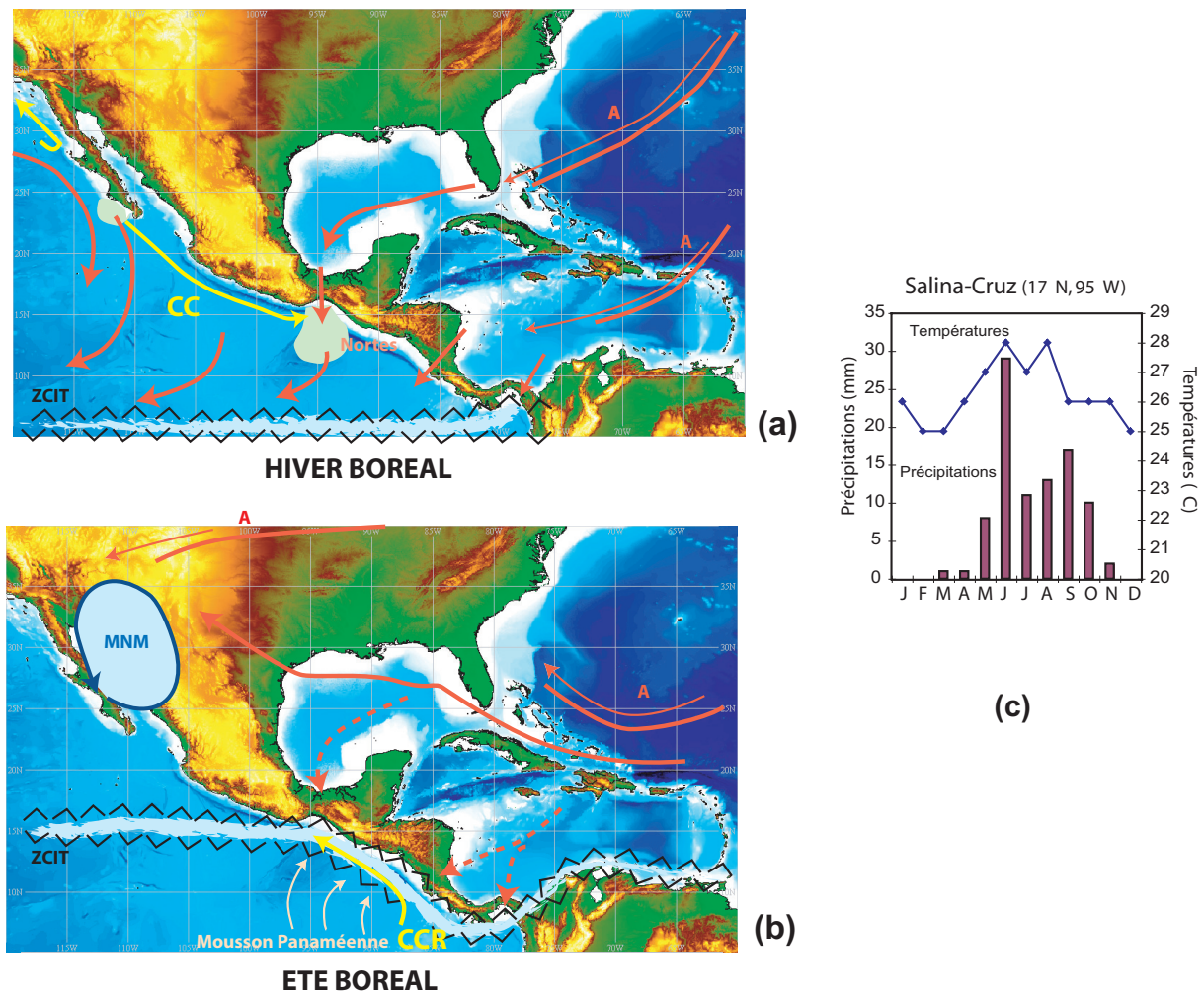


Figure 2 : Dynamiques saisonnières du climat dans le Pacifique Est intertropical. CC : courant de Californie ; ZCIT : zone de convergence intertropicale ; MNM : mousson Nord-Mexicaine ; CCR : courant du Costa Rica. (a) Hiver boréal, noter en vert clair les zones d'upwelling, en rouge les cellules anticycloniques et les vents associés. (b) Été boréal. (c) Régime mensuel de précipitations (histogramme) et de températures (courbe) à Salina-Cruz (17°N, 95°W). Moyennes effectuées sur 40 ans, d'après Weatherbase (<http://www.weatherbase.com/>).

Seasonal dynamics of the climate in the Intertropical Eastern Pacific. CC: California current, ZCIT (ITCZ): intertropical convergence zone, MNM: North Mexican monsoon, CCR : Costa Rica current. (a) Boreal winter, notice in light green the upwelling zones, in red the high pressure cells and associated winds. (b) Boreal summer. (c) Monthly mean precipitations (histogram) and temperatures (curve) in Salina-Cruz (17°N, 95°W). Average on 40 years (from Weatherbase).

1.2. Variations océanologiques saisonnières

La circulation océanique dans le GT présente une forte variabilité saisonnière : en hiver les vents poussent le Courant de Californie au Sud (2a), dont les eaux froides et salées se mélangent avec les eaux de surface, formant d'importantes gyres cycloniques (3g, Molina-Cruz et Martinez-Lopez, 1994 ; Gonzalez-Silvera et al., 2004) ; en été la remontée de la ZCIT

favorise l'entrée des eaux chaudes et peu salées du courant côtier du Costa Rica (CCR) dans le GT (**2b**) (Molina-Cruz et Martinez-Lopez, 1994).

Les profils mensuels de salinité (**3b et e**) et de température (**3c et f**) révèlent une faible variabilité saisonnière des masses d'eau situées au delà de 200 m de profondeur, mais des variations significatives en surface et subsurface. En été les pluies, les apports fluviaux et l'entrée du CCR entraînent une diminution de la salinité en surface (~33,7 psu) et des températures élevées (~29 °C). La thermocline est profonde (100-150 m de profondeur) et la colonne d'eau est bien stratifiée (cf. profils de salinité et température en juillet et août). En hiver, les eaux de surface subissent une augmentation de la salinité (~34 psu, avec un maximum au printemps de 34,7 psu) et une diminution de température (~25-26 °C). La thermocline remonte à une profondeur d'environ 50 m et la structure de la colonne d'eau est moins marquée (cf. profils de salinité et température en décembre). Cette structure hivernale (thermocline peu profonde, mélange des masses d'eau et faibles températures de surface) peut être mise en relation avec l'occurrence d'un upwelling, créé à cette saison par les forts vents « Tehuanos » qui repoussent les eaux de surface vers le large. La remontée d'eaux froides (**3g**) et très riches en nutriments induit une importante productivité primaire en surface (**3h**, comparé à la situation estivale, **3i**).

Les masses d'eau du Golfe de Tehuantepec sont marquées par une zone de minimum d'oxygène (ZMO) permanente entre ~75 et 900 m de profondeur ($[O_2 \text{ dissous}] < 0,5 \text{ ml/l}$, **figure 3a**). Quelques variations saisonnières sont à noter : i) en surface, les taux d' O_2 dissous sont plus faibles (4 ml/l) en été et automne qu'en hiver et printemps (5 ml/l), ii) entre 125 et 600 m de profondeur, les taux d' O_2 dissous sont plus élevés en été et automne (~0,4 ml/l) qu'en hiver et printemps (~0,2 ml/l). En outre, la limite supérieure de la ZMO est plus profonde en hiver (125 m) qu'au printemps (50 m) et se situe vers 75 m en été et automne. Ces variations des conditions d'oxygénation de la colonne d'eau sont principalement induites par la dégradation de la matière organique, bien que l'influence de la ventilation par la circulation intermédiaire ne puisse être exclue (mais dans l'état de nos connaissances, il n'est pas possible de quantifier cet effet).

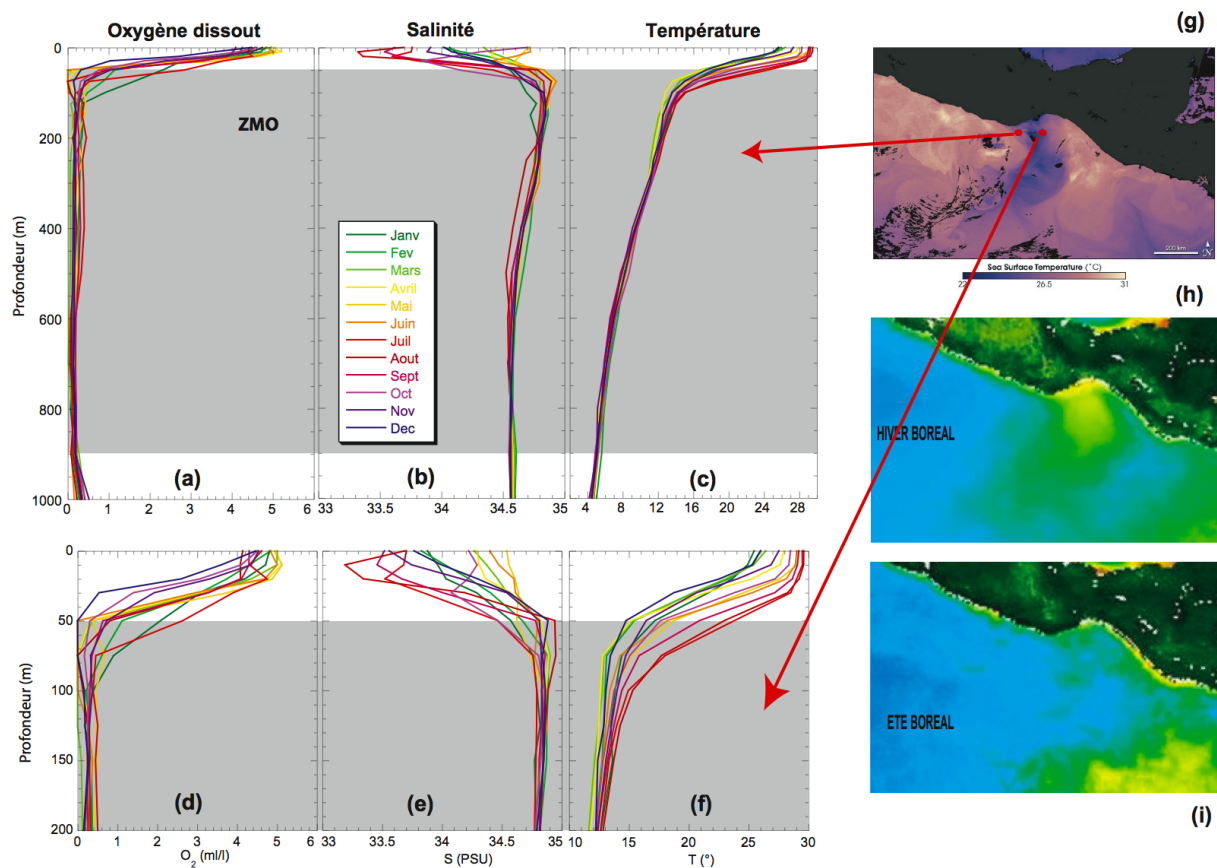


Figure 3 : Caractérisation de la colonne d'eau. Profils mensuels d'oxygène dissout (a et d), de salinité (b et e) et de température (c et f), pour deux localisations : 15,5°N ;95,5°W (a, b et c) et 14,50°N ;95,5°W (d, e et f). D'après World Ocean Atlas 2001 (Levitus, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/>). Photographies satellites du Golfe de Tehuantepec : températures de l'océan de surface (04 janvier 2005 de Earth Observatory, NASA (<http://earthobservatory.nasa.gov>) (g) et concentrations en chlorophylle a en hiver (h) et en été (i) (SeaWiFS, <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>). En hiver, les températures basses et les concentrations en chlorophylle élevées correspondent à la signature de l'upwelling.

Characterization of the water column. Monthly profiles of dissolved oxygen concentration (a and d), salinity (b and e) and temperature (c and f) for two locations: 15.5°N, 95.9°W (a, b, c) and 14.5°N, 95.5°W (d, e, f). From World Ocean Atlas 2001. Satellite pictures of the Gulf of Tehuantepec: sea surface temperatures (January, 4th 2005 from Earth Observatory, NASA) (g) and chlorophyll a concentrations in winter (h) and summer (i) (SeaWiFS). In winter, the low temperatures and the high Chl a concentrations correspond to the upwelling signature.

1.3. Variations climatiques et océanologiques interannuelles

La variabilité interannuelle est dominée par l'oscillation australe (ENSO). D'après la synthèse bibliographique de Barbier (2004), les périodes El Niño (indice ENSO faible à négatif) correspondent à des conditions hivernales exacerbées : migration vers le sud des courants équatoriaux et de la ZCIT, influence plus prégnante du courant de Californie et

diminution des précipitations. L'étude de Romero-Centeno et al. (2003) confirme l'augmentation de fréquence des vents « Tehuanos » pendant les événement El Niño entre 1964 et 1995. Cependant, certaines études (De La Lanza-Espino et Galindo, 1989 in Barbier, 2004 ; Schwing et al., 2002) indiquent un réchauffement des eaux de surface d'environ 1,5 °C au large du Mexique.

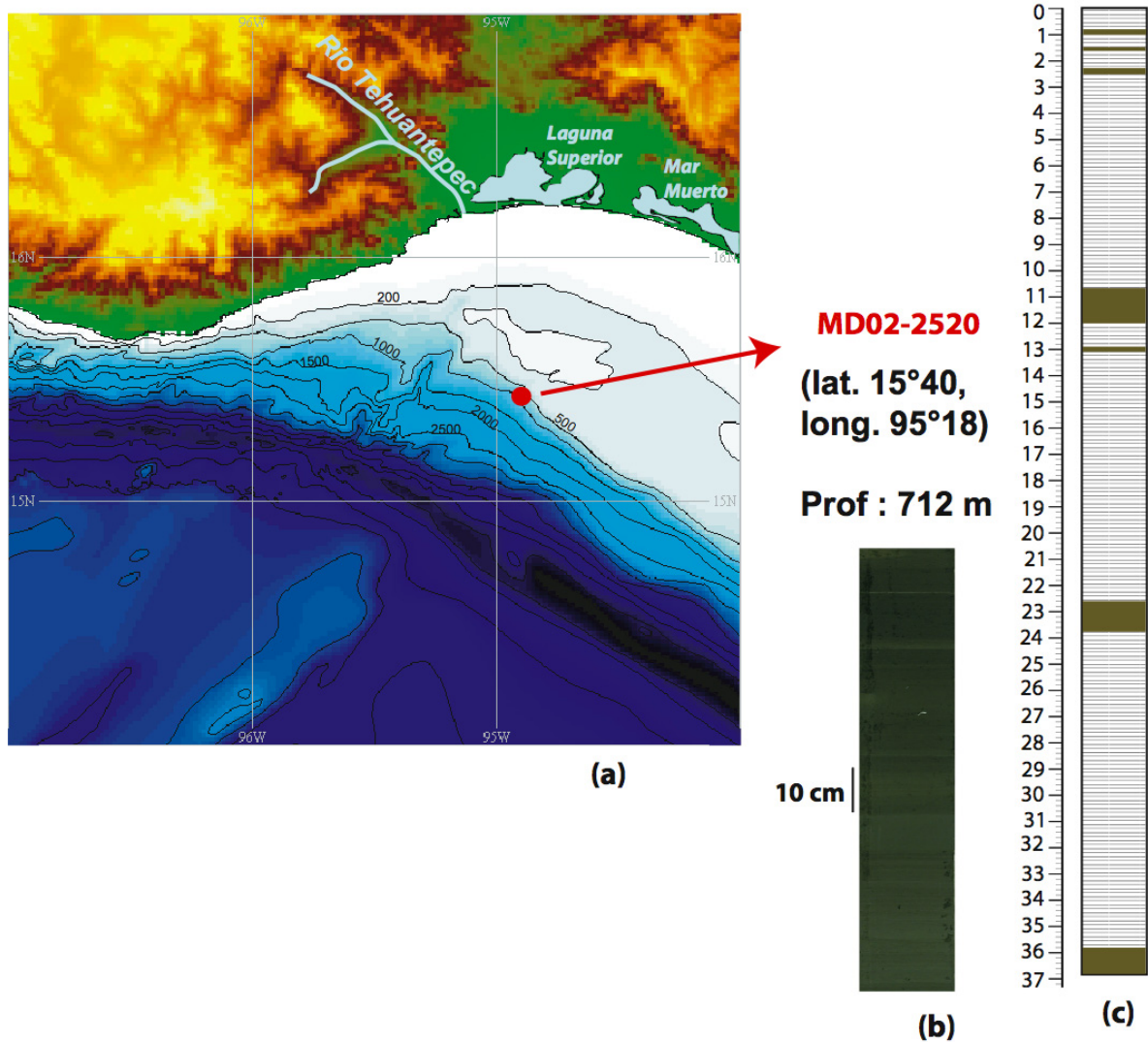


Figure 4 : Localisation (a) et principales caractéristiques lithologiques de la carotte MD02-2520. Photographie d'une partie la section XV (b) et représentation schématique de la séquence (c). Noter la présence quasi-continue de laminations.

Location (a) and principal lithological characteristics of core MD02-2520. Picture of a part of section XV (b) and schematic representation of the sequence (c). Notice the dominance of the laminations on the whole sequence.

2. Localisation de la carotte MD02-2520 et caractéristiques lithologiques

La carotte MD02-2520 (15,40°N, 95,18°W) a été prélevée sur la pente de la marge continentale, à 712 m de profondeur (**figure 4a**). Cet emplacement fait face à l'embouchure du fleuve Tehuantepec, qui s'écoule depuis les hauteurs de la Sierra Madre Méridionale jusqu'à la mer et alimente le domaine marginal en matériel volcano-clastique. D'après les observations climatiques (§2-1.1), la majorité des apports fluviaux s'effectue en été (de juin à août) lorsque les pluies alimentent le bassin versant tandis que le niveau du fleuve diminue drastiquement en période sèche (hiver boréal, Boumaggard et al., 1998).

Les sédiments argilo-silteux de la carotte (longueur : 37,06 mètres) sont de couleur vert olive à gris olive très sombre (**4b** et **4c**) présentent des laminations constituées de couches sombres et claires sur l'ensemble de la séquence. Quelques passées sombres ou claires plus larges (de l'ordre de la dizaine de centimètres) se substituent aux faciès laminés. Certains intervalles ne sont toutefois pas laminés et présentent parfois des traces de légère bioturbation. Quelques passées sablo-silteuses sont observées entre 3 et 12 mètres.

Chapitre 3. Résultats

1. Paramètres magnétiques

1.1. Variations des paramètres magnétiques en profondeur

La description des paramètres magnétiques est réalisée selon l'échelle de profondeur, et comparée aux principales figures lithologiques. Les profils des indices de concentration en minéraux magnétiques (**figure 5**) présentent un signal globalement similaire sur l'ensemble de la séquence : l'intervalle 3700-1800 cm est marqué par des valeurs moyennes relativement élevées et par des enrichissements en minéraux magnétiques à ~2700 cm et ~1870 cm, puis les concentrations diminuent jusqu'à 1100 cm et sont plus faibles jusqu'au sommet de la séquence. L'intervalle 3700-1100 cm est également caractérisé par des variations d'amplitudes plus élevées que sur le reste de la séquence.

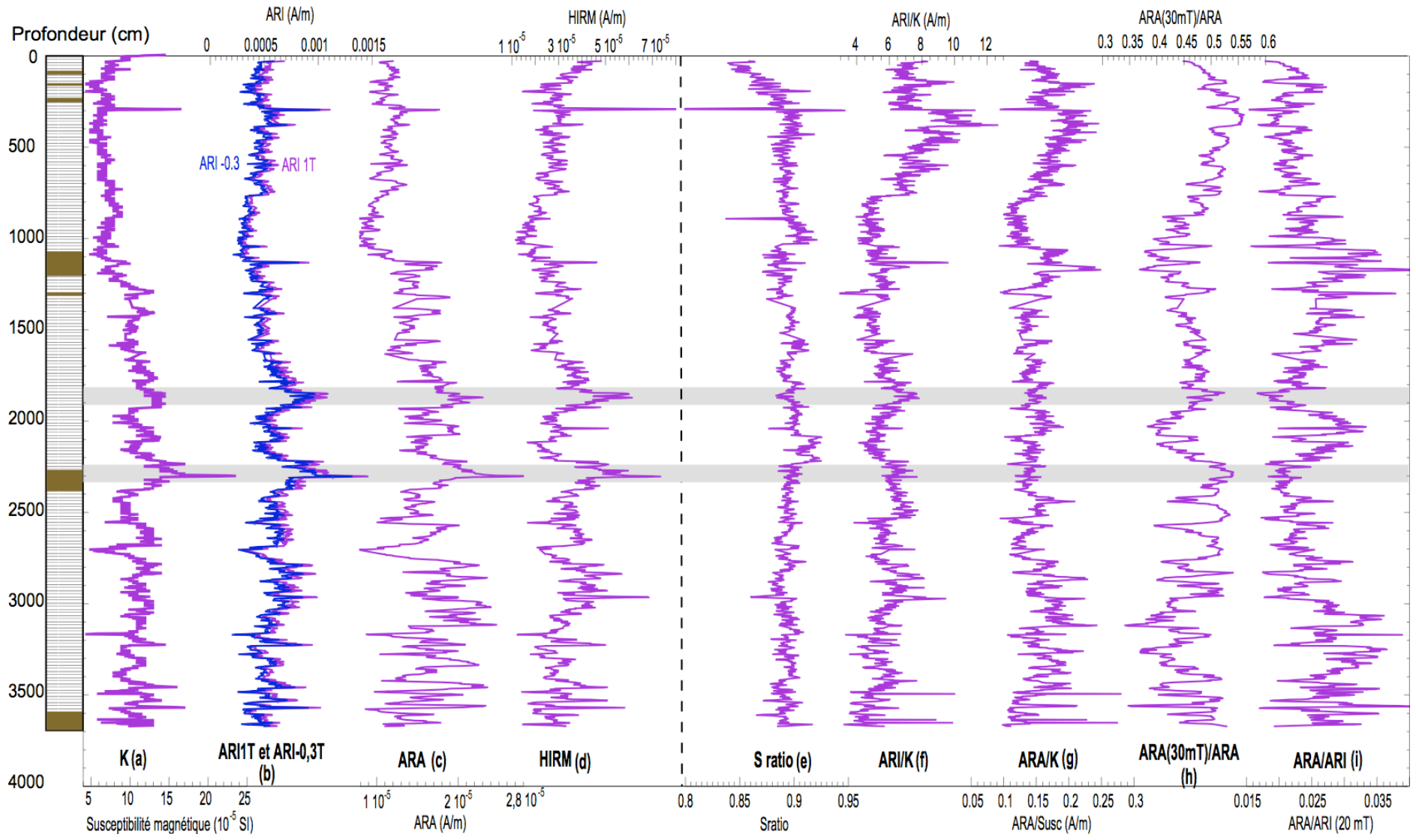
La susceptibilité magnétique (K , **5a**) varie autour d'une valeur moyenne de $10 \cdot 10^{-5}$ SI entre 3700 et 1200 cm puis diminue et se stabilise autour de $7 \cdot 10^{-5}$ SI à partir de 1100 cm. Les courbes des aimantations rémanentes isothermes (ARI_{IT} et $ARI_{0,3T}$, **5b**) présentent des variations similaires, ARI_{IT} étant supérieure $ARI_{0,3T}$. Les ARI sont de l'ordre de $7 \cdot 10^{-4}$ A/m jusqu'à 1800 cm puis diminuent par palier jusqu'à 1100 cm où elles atteignent les plus faibles valeurs de la séquence ($\sim 3 \cdot 10^{-4}$ A/m). Le signal d'aimantation rémanente anhystérétique (ARA, **5c**) est marqué par la présence de variations de fortes amplitudes autour d'une moyenne de $1,8 \cdot 10^{-5}$ A/m entre 3700 et 1700 cm avec des longueurs d'onde faibles (de l'ordre de 20 cm) entre 3700 et 2800 cm. L'ARA varie autour de $1,5 \cdot 10^{-5}$ A/m entre 1700 et 1150 cm puis diminue jusqu'à $9 \cdot 10^{-6}$ A/m à 1000 cm. L'enregistrement de HIRM (**5d**) est globalement similaire à celui des aimantations isothermes et présente des valeurs de l'ordre de 10^{-5} A/m, indiquant des concentrations en hématite et/ou goéthite importantes tout au long de la séquence. Il est à noter que la susceptibilité magnétique reste faible entre 1100 et le sommet de la carotte, mais que ARI, ARA et HIRM se renforcent entre 800 et 300 cm ($\sim 5 \cdot 10^{-4}$ A/m pour les ARI, $\sim 1,5 \cdot 10^{-5}$ A/m pour l'ARA et $\sim 3 \cdot 10^{-5}$ A/m pour la HIRM).

Le S ratio (**5e**) varie faiblement autour d'une moyenne de 0,9. De légères augmentations sont observées à 2200-2100, 1400 et 1030-970 cm et deux intervalles, très localisés, de faibles valeurs sont enregistrés à 930 et 300 cm.

Les indices de granulométrie magnétique ARI_{1T}/K (**5f**), ARA/K (**5g**), $ARA(30mT)/ARA$ (**5h**) et ARA/ARI (**5i**) présentent des signaux singuliers, voire opposés dans le cas de $ARA(30mT)/ARA$ et ARA/ARI . Seuls ARI_{1T}/K et ARA/K montrent des variations similaires : ils varient autour de ~ 6 A/m (ARI_{1T}/K) et 0,15 A/m (ARA/K) entre 3700 et 800 cm, puis augmentent et atteignent 12 A/m (ARI_{1T}/K) et 0,25 A/m (ARA/K) à 300 cm. $ARA(30mT)/ARA$ varie avec de fortes amplitudes autour de 0,45 entre 3700 et 1000 cm (avec des valeurs plus fortes à la base de la séquence, entre 3000 et 2300 cm et entre 1900 et 1300 cm) puis augmente jusqu'à 0,55 à 300 cm. ARA/ARI présente un signal marqué par des variations amples et de faibles longueurs d'onde. Entre 3700 et 1100 cm, ARA/ARI varie autour de 0,025 puis décroît graduellement jusqu'à 0,015 à 300 cm.

Figure 5 (page suivante) : Profils des paramètres magnétiques sur l'échelle de profondeur, comparés au log lithologique. Traceurs de concentration en minéraux magnétiques : (a) susceptibilité magnétique (K), (b) aimantations rémanentes isothermes à 1T (ARI_{1T}) et -0,3T ($ARI_{-0,3T}$), (c) aimantation rémanente anhystérétique (ARA), (d) HIRM et (e) S ratio. Traceurs de granulométrie magnétique relative : (f) ARI/K , (g) ARA/K , (h) $ARA(30mT)/ARA$ et (i) ARA/ARI (désaimantés à 20 mT AF).

Profiles of magnetic parameters on the depth scale, compared to the log. Tracers of magnetic mineral concentration: (a) magnetic susceptibility (K), (b) isothermal remanent magnetizations at 1T and -0.3T, (c) anhysteretic remanent magnetization, (d) HIRM and (e) S ratio. Tracers of magnetic mineral grain sizes: (f) IRM/K , (g) ARM/K , (h) $ARM(30mT)/ARM$ and (i) ARM/IRM (AF demagnetized at 20 mT).



1.2. Mesures magnétiques complémentaires

Les sept échantillons, soumis préalablement à un champ de 9T et chauffés jusqu'à 680°C, présentent des décroissances graduelle de l'ARI (**figure 6**) jusqu'à désaimantation totale à 590°C, indiquant la présence de titano-magnétite. Les cycles d'hystérésis et les courbes de rémanence de l'ARI_{IT} établis sur cinq échantillons (**figure 7**) révèlent des champs de saturation (H_{sat}) de l'ordre de 0,5 à 0,6 T et de forts champs coercitifs (H_c ~15-20 mT et H_{cr} ~40-60 mT). Les valeurs d'aimantation à saturation sont de l'ordre de 1 μA/m. Enfin, les cycles d'hystérésis sont aplatis et présentent un léger amincissement central, dits cycles d'hystérésis à « taille de guêpe » (*wasp-waisted loops*), ce qui indique que l'assemblage minéral est constitué par un mélange de minéraux de faibles et fortes coercivités (Roberts et al., 1995 ; Tauxe et al., 1996), donc de différentes natures minéralogiques ou tailles de grains. Les champs de saturation supérieurs à 0,2 T (H_s de la magnétite) indiquent en outre la présence d'un minéral de haute coercivité tel que hématite ou goéthite. Les rapports Mrs/Ms et H_{cr}/H_c, placés dans le diagramme de Day et al. (1977), font appartenir les échantillons à la classe des pseudo-monodomaines. Cependant, certains échantillons présentent des rapports H_{cr}/H_c proches de la limite supérieure des pSD, rapportée pour des échantillons de goéthite (Peters et Dekkers, 2003).

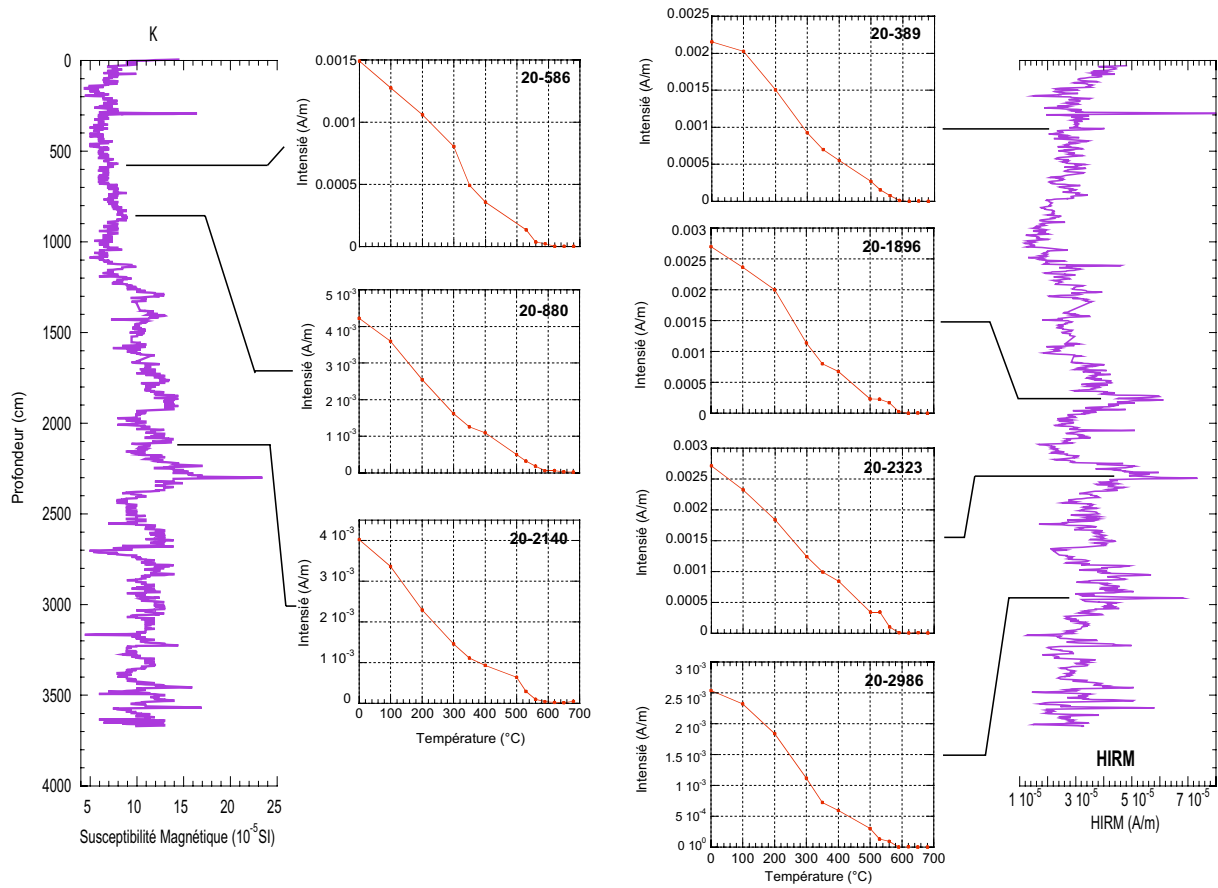


Figure 6 : Désaimantations thermiques d'ARI_{9T} de sept échantillons dont les profondeurs sont repérées sur les profils de susceptibilité magnétique (à droite) et de HIRM (à gauche). Après une décroissance graduelle de l'ARI, les échantillons sont totalement désaimantés à 590°C, température de Curie de la magnétite.

Thermal demagnetization of IRM_{9T} of seven samples which depths are indicated on magnetic susceptibility (on the right) and HIRM (on the left) profiles. After a gradual decrease of IRM, samples are totally demagnetized at 590°C, Curie temperature of magnetite.

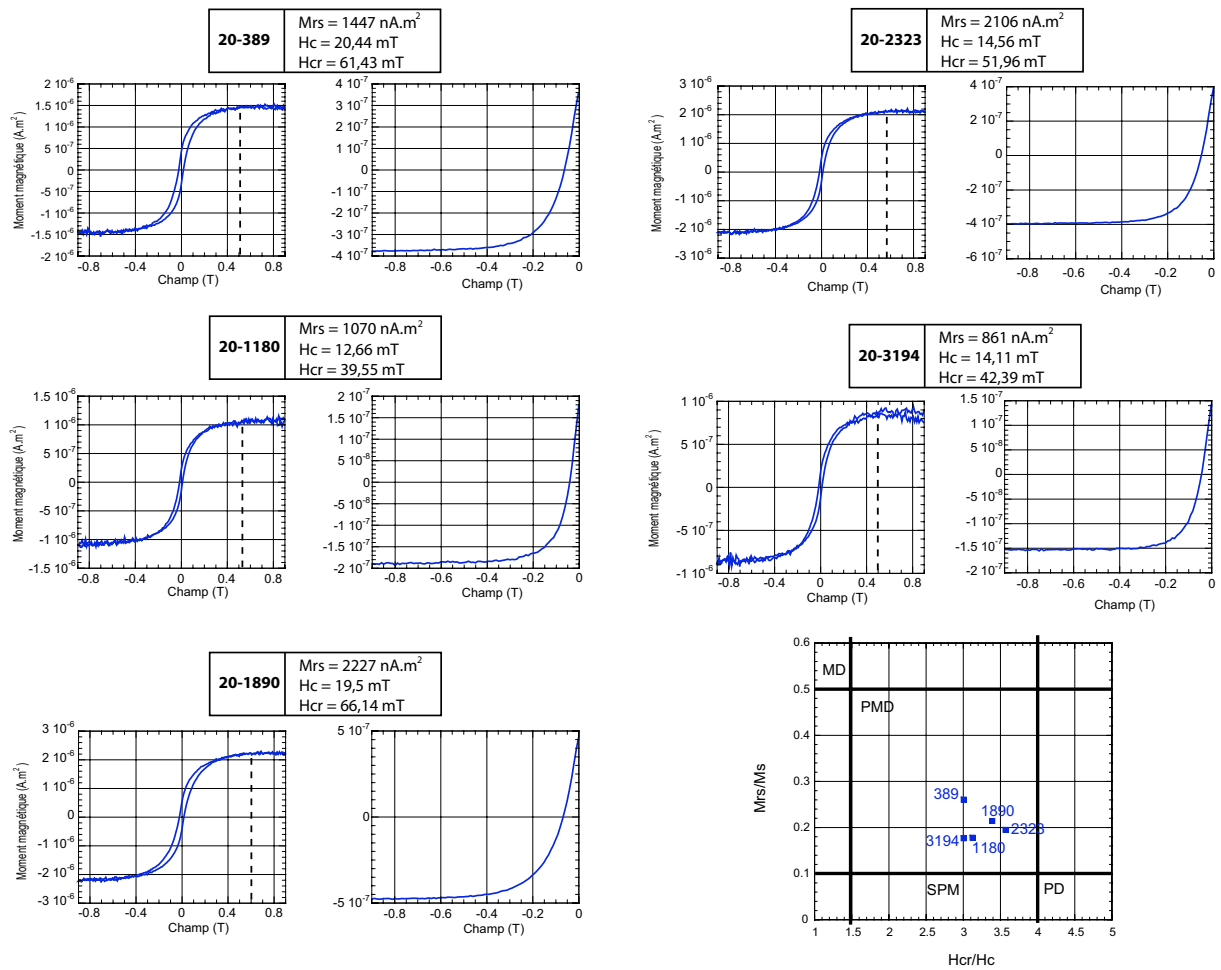


Figure 7 : Cycles d’hystérésis et courbes de rémanence de l’ IRM_{IT} de cinq échantillons. Les valeurs d’aimantation rémanente à saturation (M_{rs}), champ coercitif (H_c) et champ coercitif de rémanence (H_{cr}) ont été indiqués pour chaque échantillon, ainsi que la valeur du champ de saturation (H_s), matérialisée par une ligne pointillée dans les graphiques. Les rapports M_{rs}/M_s et H_{cr}/H_c placent les échantillons dans la gamme des pseudo-monodomains, dans le graphique de Day et al (1977).

Hysteresis cycles and remanence curves of IRM_{IT} of five samples. Saturation remanence magnetization (M_{rs}), coercive field (H_c) and remanence coercive field (H_{cr}) values are indicated for each sample, and saturation field (H_s) is materialized by a dotted line in the plots. Ratios M_{rs}/M_s and H_{cr}/H_c place the samples in the pseudo-single domain (psd) using the Day et al. (1977) plot.

Synthèse

Les indices de concentration en minéraux magnétiques (K , ARI_{1T} , $ARI_{0,3T}$, ARA et $HIRM$, **figure 5**) présentent des variations globalement similaires. Entre 3700 et 1800 cm, la concentration en grains magnétiques varie (avec de fortes amplitudes) autour de valeurs moyennes élevées, puis diminue entre 1800 et 1100 cm. K reste faible jusqu'au sommet de la séquence, mais ARA , ARI et $HIRM$ augmentent entre 800 et 300 cm. Les paramètres normalisés utilisés classiquement comme indices de granulométrie magnétique (ARI_{1T}/K , ARA/K , $ARA(30mT)/ARA$ et ARA/ARI) varient de manière découplée, voire en antiphasse, et fournissent donc des informations contradictoires. Notons enfin que les cycles d'hystérésis à « tailles de guêpes », les champs de saturation et les champs coercitifs élevés (respectivement $>0,5$ T et $>0,15$ T) indiquent la présence de plusieurs phases minérales ou de plusieurs granulométries. La forte $HIRM$ indique des quantités importantes d'hématite ou de goéthite.

2. Granulométrie du sédiment total

Afin de déterminer le (ou les) paramètre normalisé fournissant les informations les plus réalistes en terme de variations relatives de la taille des grains magnétiques, nous avons analysé les caractéristiques granulométriques du sédiment total de douze échantillons pilotes. Le mode (M) ainsi que le rapport de la fraction argileuse (<4 μm) sur la fraction silteuse (4-63 μm) sont utilisés comme traceurs des variations de la taille moyenne des sédiments et sont comparés aux paramètres normalisés. La valeur des indices de granulométrie magnétique augmentant théoriquement lorsque la taille des grains diminue, nous devrions observer une corrélation négative entre les paramètres normalisés et le mode et une corrélation positive entre les paramètres normalisés et le rapport argiles/silts. Les diagrammes binaires (**figure 8a**) montrent ainsi que $ARA(30mT)/ARA$ ainsi que ARI_{1T}/K sont plutôt anticorrélés à M (R^2 de 0,34 et 0,29 respectivement) et plutôt corrélés au rapport argiles/silts (R^2 de 0,15 et 0,22 resp.) ; ARA/K ne présente pas de relations significatives avec M et le rapport argiles/silts ;

ARA/ARI est corrélé à M (R^2 de 0,52) et anticorrélé au rapport argiles/silts ($R^2 = 0,25$). King et al. (1982) ont montré que le rapport ARA/ARI procure des résultats erronés lorsque la taille des grains varie largement, ce qui est suggéré par l'obtention de cycles d'hystérésis à « tailles de guêpe » (cf. §3-1.2). Ainsi, seuls ARA(30mT)/ARA et ARI_{1T}/K sont représentatifs des variations de granulométrie dans le sédiment.

La comparaison des profils d'ARA(30mT)/ARA, d' ARI_{1T}/K , de mode et du rapport argiles/silts (**figure 8b**) montre que :

1) La taille des grains est globalement plus forte entre 4000 et 800 cm et plus faible entre 800 cm et le sommet de la séquence.

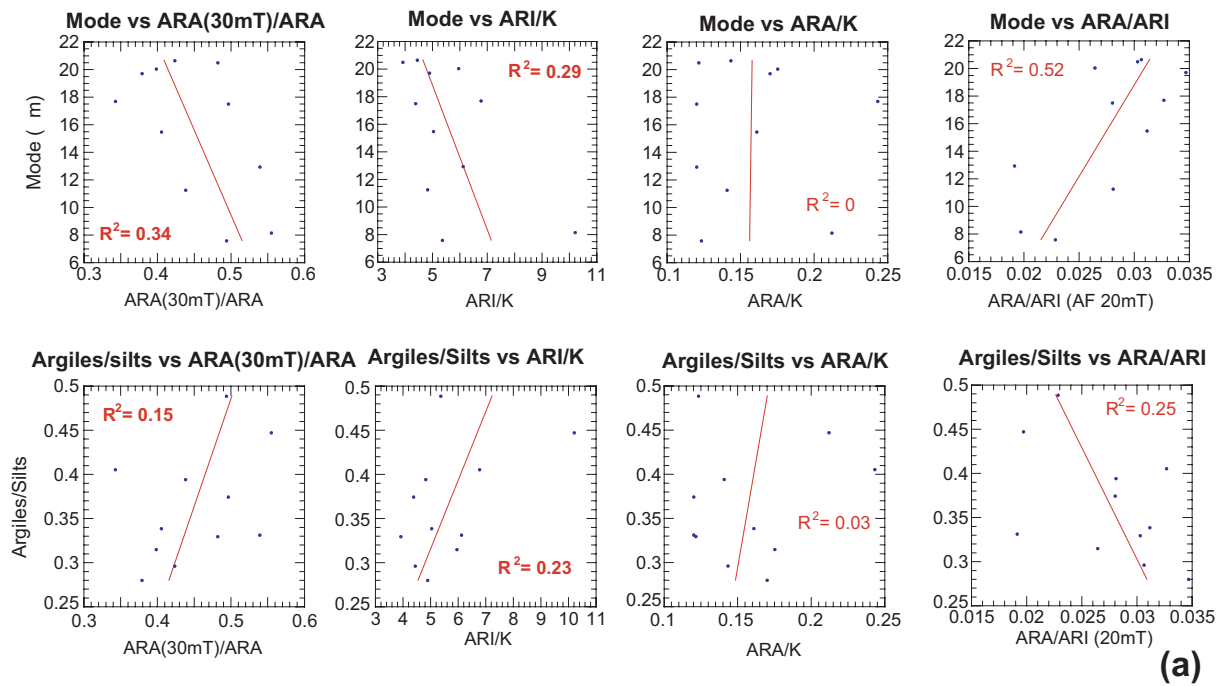
2) Les variations d'ARA(30mT)/ARA suivent plus fidèlement les variations de mode et du rapport argiles/silts que ARI_{1T}/K . Nous utiliserons donc préférentiellement ce paramètre comme indice de taille relative des grains magnétiques (malgré de faibles valeurs de R^2).

3. Mesures élémentaires

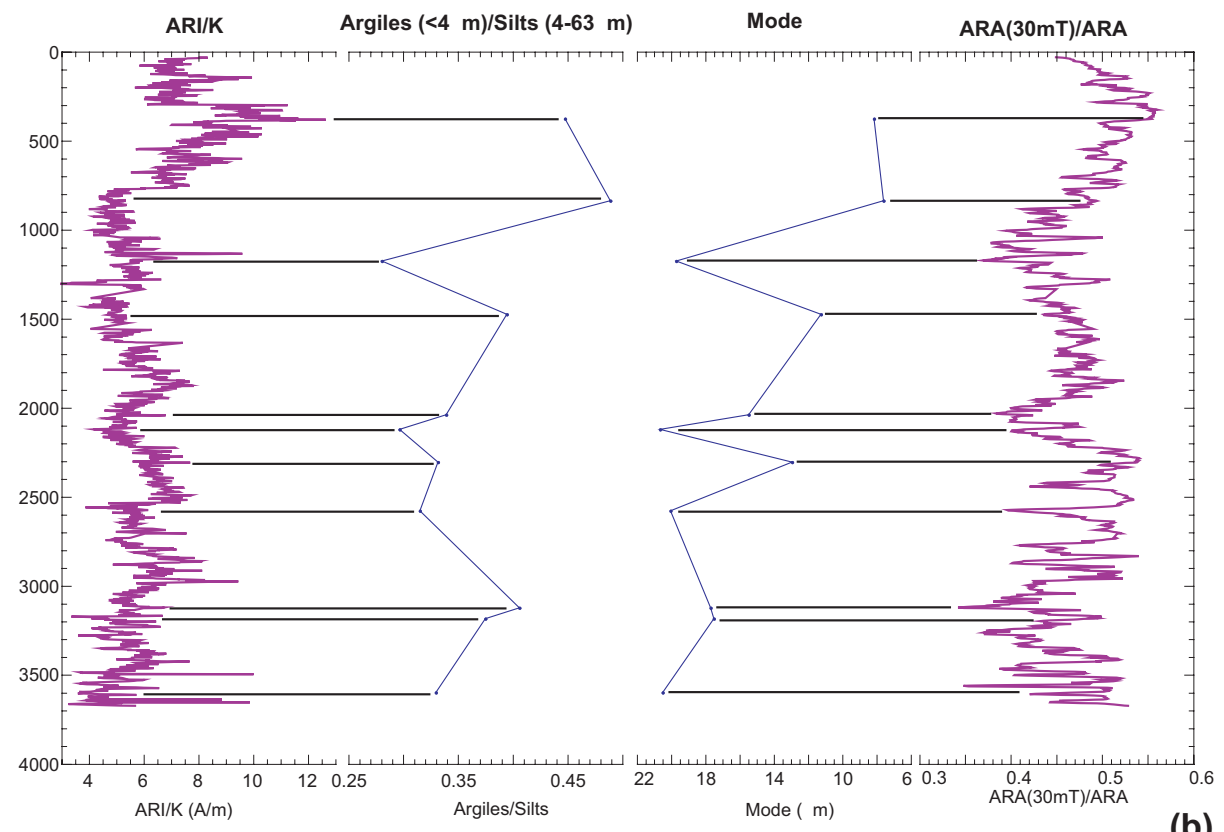
Les mesures des concentrations relatives des éléments (mesurées par XRF) dans le sédiment total ont été réalisées sur quatre intervalles de la carotte A (1600-900 cm), B (1950-1800 cm), C (2350-2200 cm) et D (3150-3100 cm) (**figures 9 et 10**). Les éléments sélectionnés pour tracer les apports terrigènes sont l'aluminium (Al), le silicium Si (on néglige la contribution biogénique), le potassium (K) et le titane (Ti). Le fer (Fe) peut être contenu dans les minéraux lithogéniques ou diagénétiques. Le calcium (Ca) entre dans la composition des produits biogéniques comme dans celle des minéraux litho- et authigéniques. Le soufre (S) permet de tracer les minéraux authigéniques tels que les sulfures de fer et les composés organo-soufrés. Classés dans l'ordre d'intensité croissante : Al (de l'ordre de 1000 coups/s, cps), Ti et S (de l'ordre de 2000 cps), K et Si (de l'ordre de 4000 cps) et Ca et Fe (de l'ordre de 10^4 cps).

Figure 8 (page suivante) : Données de granulométrie du sédiment total comparées aux indices de granulométrie magnétique relative. (a) Diagrammes binaires : comparaison du mode et du rapport argiles (<4 μm)/silts (4-63 μm) avec ARA(30mT)/ARA, ARI/K , ARA/K et ARA/ARI. (b) Profils d' ARI/K , du rapport argiles/silts, du mode et d'ARA(30mT)/ARA sur l'échelle de profondeur.

Grain sizes of the bulk sediment compared to magnetic mineral grain sizes. (a) Scatter plots : comparison of the mode and ratio clays(<4 μm)/silts(4-63 μm) with ARM(30mT)/ARM, IRM/K, ARM/K and ARM/IRM. (b) Profiles of IRM/K, ratio clays/silts, mode and ARM(30mT)/ARM on the depth scale.



(a)



(b)

➔ + fin

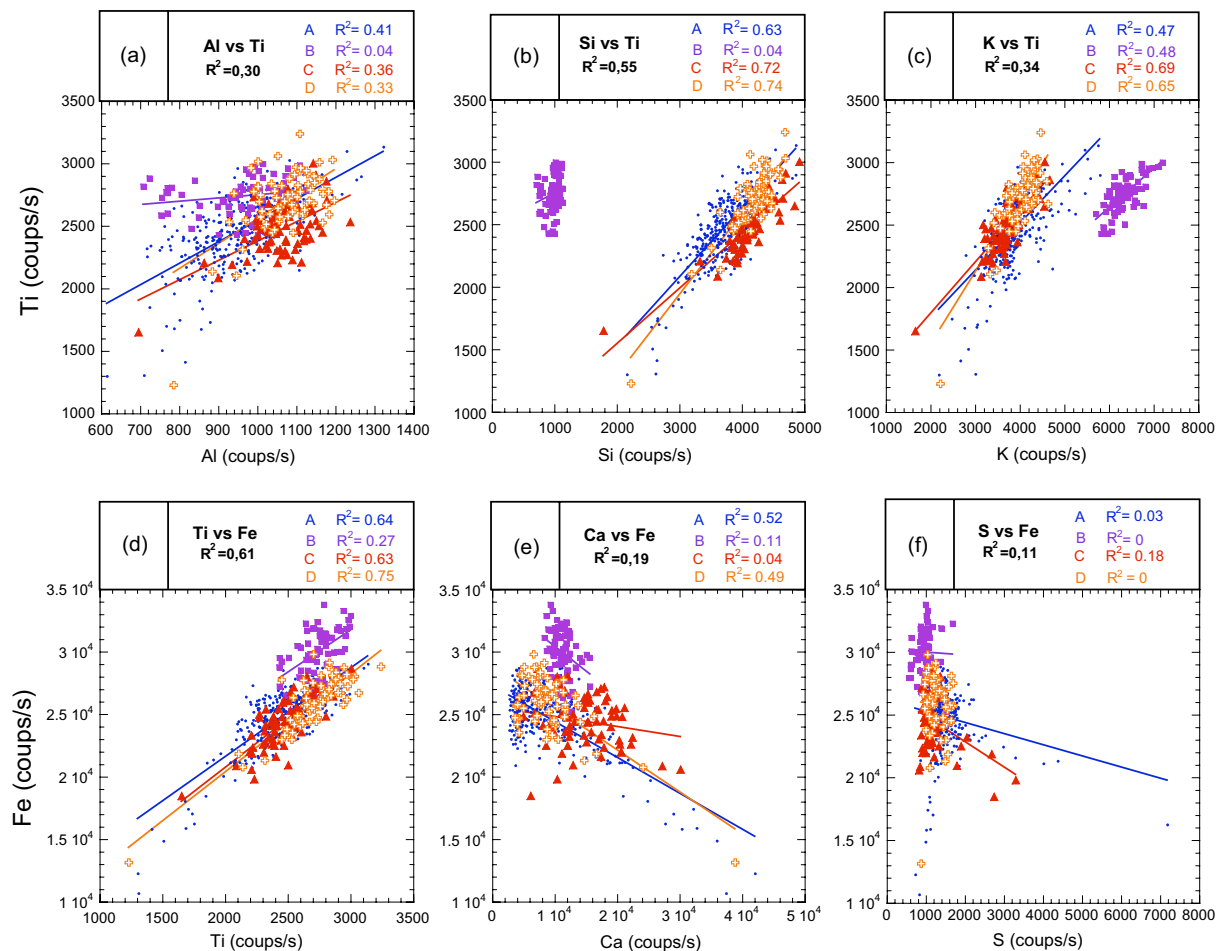


Figure 9 : Relations linéaires et coefficients de corrélation (R^2) entre les concentrations élémentaires relatives, pour l'ensemble des données acquises (en noir) et pour chaque intervalle mesuré (A, B, C et D, en couleurs). Les diagrammes (a), (b), (c), (d) montrent les relations linéaires entre les éléments terrigènes : titane (Ti), aluminium (Al), silicium (Si), potassium (K) et fer (Fe). Les diagrammes (e) et (f) présentent les relations entre fer et calcium (Ca) et fer et soufre (S).

Linear relationships and correlation coefficient (R^2) between the relative elemental contents, for the whole dataset (black) and for each part measured (A, B, C and D, colors). Plots (a), (b), (c) and (d) show the relationships between the terrigenous elements: titanium (Ti), aluminium (Al), silicon (Si), potassium (K) and iron (Fe). Plots (e) and (f) show the relationships between iron and calcium (Ca) and iron and sulfur (S).

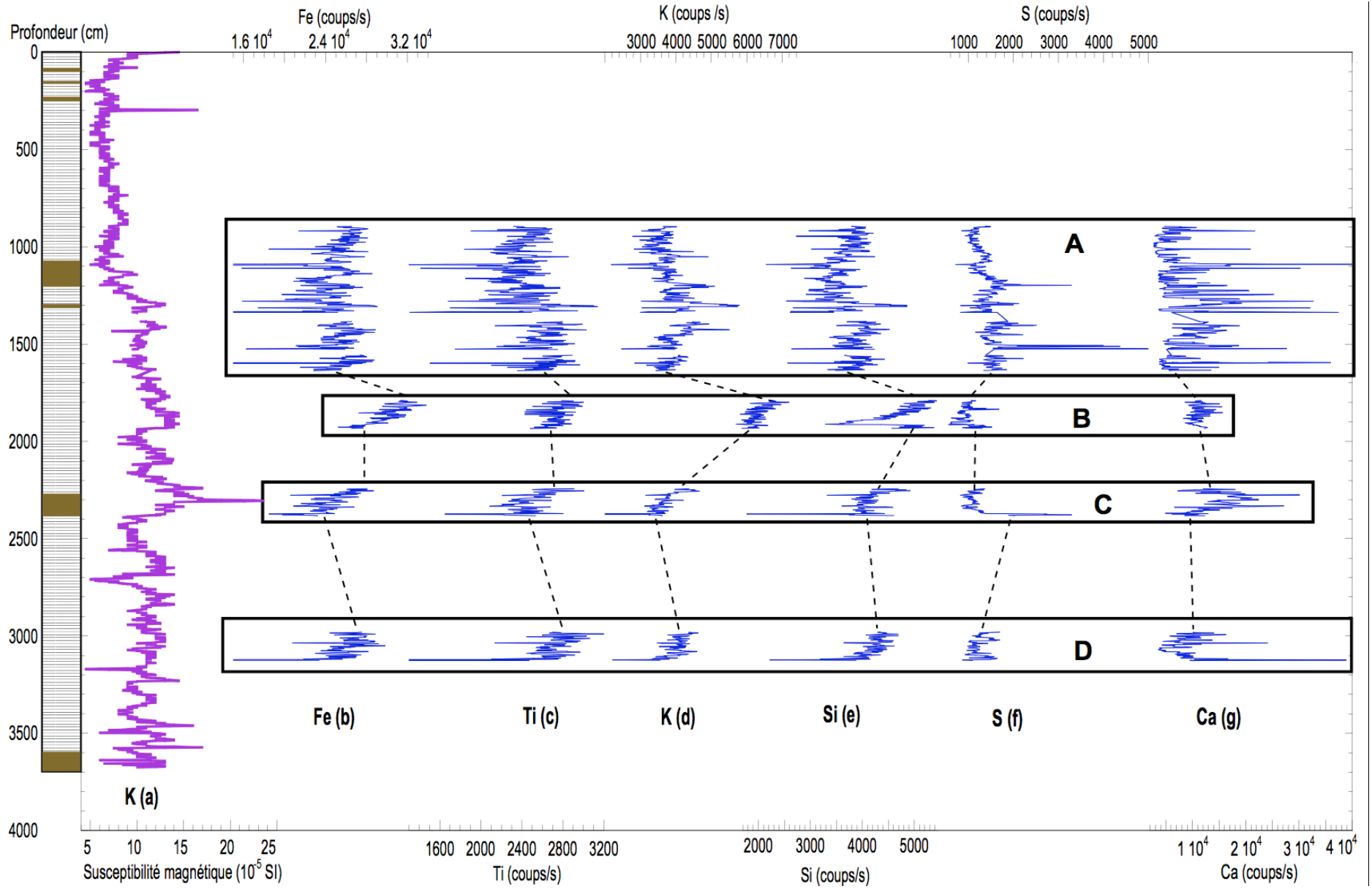
3.1. Relations entre les éléments

Les relations linéaires entre les concentrations relatives des éléments (**figure 9**) montrent que les éléments liés aux minéraux terrigènes présentent tous une corrélation

positive avec le titane : Si et Fe versus Ti présentent des coefficients de corrélations (R^2) de 0,55 et 0,62 respectivement (**9b** et **9d**), Al et K versus Ti présentent des R^2 de 0,3 et 0,34 respectivement (**9a** et **9c**). On en déduit que : i) Si est majoritairement d'origine continentale (silicates ferromagnésiens, argiles....) et ii) la dynamique du Fe suit principalement celle des minéraux terrigènes. L'intervalle B est particulier : i) Al et Si ne sont pas liés au Ti, ii) Fe est moins corrélé au Ti que dans les parties A, C et D et iii) Si est nettement moins abondant, alors que Fe et K y sont plus concentrés. Le calcium et le fer (**9e**) ne sont pas significativement corrélés ($R^2 = 0,19$), sauf dans les intervalles A et D ($R^2 = 0,49$ et $0,52$ respectivement). Le soufre et le fer ne sont pas significativement corrélés (**9f**).

3.2. Variations des concentrations relatives des éléments

Les éléments terrigènes Fe, K et Si (**figure 10b, d, e**) présentent les mêmes signaux : leurs concentrations relatives oscillent autour de valeurs moyennes assez faibles dans les parties A, C et D (Fe : 26000 cps, K : 4000 cps et Si : 3900 cps) et plus élevées dans la partie B (Fe : 31000 cps, K : 6200 cps et Si : 5000 cps). Une diminution de la quantité de Si est cependant à noter à ~1900 cm (partie B). La concentration relative du Ti (**10c**) varie autour de 2700 cps, avec les plus faibles valeurs dans les intervalles A et C et les plus fortes dans les intervalles B et D. Pour S (**10f**), les valeurs sont comprises entre 1000 et 2000 cps avec des enrichissements à 1200 cm et 1520 cm (partie A) et à 2400 cm (partie C). Le signal du Ca (**10g**) présente des variations de fortes fréquences et de fortes amplitudes, notamment dans l'intervalle A. Les concentrations relatives sont de l'ordre de 10000 cps dans les parties A, B et D et plus fortes (17000 cps) dans la partie C.



3.3. Synthèse : relation avec les paramètres magnétiques

Les mesures d'éléments chimiques montrent que les éléments terrigènes présentent des signatures similaires et qu'ils sont liés par des corrélations positives et significatives. Fe et Ti comparés à la susceptibilité magnétique ne montrent aucune corrélation significative. La quantité relative de soufre est faible et S et Fe ne sont pas corrélés. Ces informations suggèrent que l'apport des minéraux terrigènes n'est pas reflétée par les paramètres de concentration en minéraux magnétiques. En effet, dans les cas où Fe et Ti sont principalement portés par des oxydes de fer, les concentrations de Fe, de Ti et la susceptibilité magnétique sont corrélés. L'absence de corrélation ici peut être expliquée de deux manières :

- Les oxydes de fer ont été dissous pendant la diagenèse précoce et le fer est majoritairement contenu dans des sulfures de fer néoformés. Cependant, le S est présent dans de faibles quantités (sauf dans des intervalles très localisés) et n'est pas lié à la dynamique du fer. Ce processus semble donc être minoritaire dans la séquence.
- Les oxydes de fer sont dilués dans un matériel terrigène abondant : le fer et le titane seraient alors majoritairement portés par des minéraux détritiques autres que des oxydes de fer (silicates ferromagnésiens, feldspaths, phyllosilicates...). Cela indiquerait aussi que les oxydes de fer, tracés par les paramètres magnétiques, présentent une dynamique d'apport propre.

Cette dernière hypothèse est étayée par le fait que le système sédimentaire du GT est alimenté en matériel terrigène par deux sources principales : le fleuve Tehuantepec en été et les vents « Tehuanos » en hiver qui contribuent à des apports terrigènes constitués d'assemblages minéraux distincts. Les paramètres magnétiques permettent ainsi de tracer la dynamique d'apport des oxydes de fer qui paraissent minoritaires dans le cortège terrigène (faibles teneurs de Fe et Ti). L'impact de la diagenèse précoce sur ces paramètres semble négligeable dans cette séquence, vu les faibles concentrations relatives en soufre.

Figure 10 (page précédente) : Profils des concentrations relatives des éléments comparés à la susceptibilité magnétique (a) et au log lithologiques, sur l'échelle de profondeur. (b) fer (Fe), (c) titane (Ti), (d) silicium (Si), (e) potassium (K), (f) soufre (S) et (g) calcium (Ca). Les quatre intervalles dans lesquels les concentrations relatives ont été analysés sont matérialisés par des encadrés noirs et nommés A, B, C et D (voir texte pour plus de détails).

Profiles of relative elemental contents compared to magnetic susceptibility (a) and log on the depth scale. (b) Iron (Fe), (c) titanium (Ti), (d) silicon (Si), (e) potassium (K), (f) sulfur (S) and (g) calcium (Ca). Intervals measured are framed and labeled A, B, C and D (see text for further details).

4. Isotopes Stables

Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été mesurés sur quatre espèces de foraminifères benthiques et planctoniques. La résolution de l'échantillonnage varie de 5 cm à 10 cm en raison de l'absence de foraminifères dans de nombreux niveaux. Les rapports isotopiques n'ont pu être mesurés que jusqu'à 3350 cm. Quatre espèces de foraminifères vivant à différentes profondeurs d'eau ont été sélectionnées :

- *Globigerinoides ruber* est un foraminifère symbiotique qui vit dans les cinquante premiers mètres de la colonne d'eau (Spero et al., 2003) et se développe principalement en été boréal (Thunell et al., 1983).
- *Neogloboquadrina dutertrei* est aussi un foraminifère symbiotique, qui se développe au niveau de la thermocline profonde, (entre 60 et 150 mètres de profondeur) (Spero et al., 2003). Cette espèce est abondante en hiver boréal et en conditions d'upwelling (Thunell et al., 1983).
- *Uvigerina peregrina* et *Brizalina sp.* sont des foraminifères endobenthiques qui vivent dans les premiers centimètres de sédiments (de 1 à 7 cm sous l'interface eau sédiment d'après McCorkle et al., 1997).

Les anomalies positives de $\delta^{18}\text{O}$ (de l'ordre de 2 ou 3 ‰) et négatives de $\delta^{13}\text{C}$ (de l'ordre de 3 à 5 ‰) visibles sur les enregistrements isotopiques (**figures 11 et 12**) ont fait l'objet de doubles (ou triples) mesures et n'ont été conservées que dans le cas d'une reproductibilité satisfaisante des valeurs (différence inférieure ou égale à 0,2 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et identiques pour le $\delta^{13}\text{C}$). Dans ce cas, une moyenne arithmétique des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ a été réalisée et la valeur la moins négative de $\delta^{13}\text{C}$ a été utilisée.

4.1. Enregistrements isotopiques des foraminifères planctoniques

Les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber* et *Neogloboquadrina dutertrei* présentent un signal globalement similaire, avec des rapports isotopiques plus élevés entre 3350 et 1500 cm et plus faibles entre 1000 et 0 cm.

Le $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* (**11a**) a été mesuré entre 0 et 2800 cm, avec une résolution plus importante entre 1080 et 0 cm. Les valeurs s'échelonnent de -3,2 à 1,4 ‰ ; elles oscillent autour de -1,4 ‰ entre 2800 et 1020 cm, puis diminuent abruptement et varient avec de fortes amplitudes autour de -2,5 ‰ entre 1000 et 0 cm.

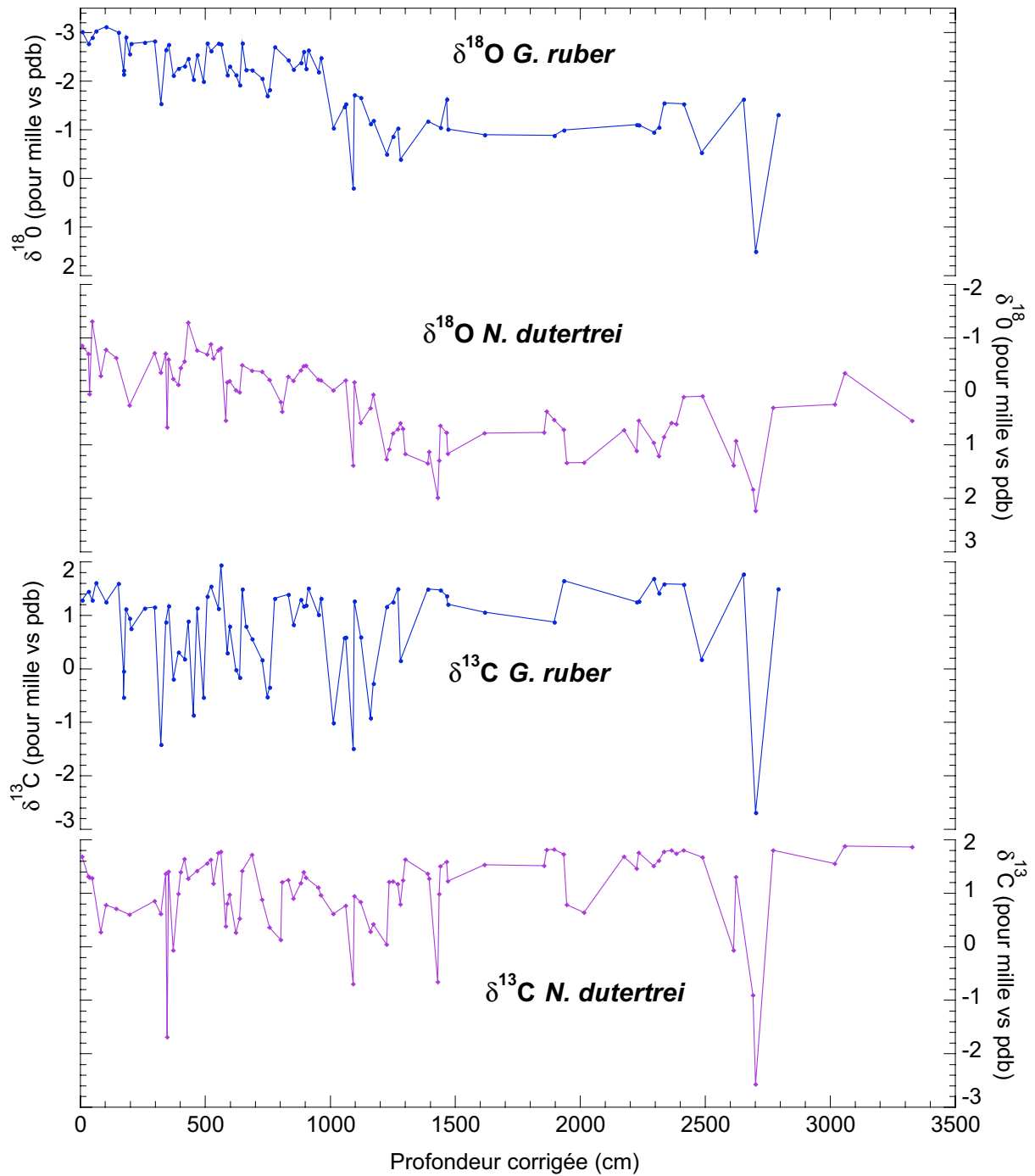


Figure 11 : Profils des rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$, a et b) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$, c et d) de deux espèces de foraminifères planctoniques (*Globigerinoides ruber* et *Neogloboquadrina dutertrei*) sur l'échelle de profondeur.

*Profiles of isotopic ratios of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$, a and b) and carbon ($\delta^{13}\text{C}$, c and d) measured on two species of planktonic foraminifera (*Globigerinoides ruber* and *Neogloboquadrina dutertrei*) on depth scale.*

Des anomalies positives de $\delta^{18}\text{O}$ sont enregistrées à 2700 cm (1,4 ‰) et à 1100 cm (0,4 ‰). Le $\delta^{18}\text{O}$ de *N. dutertrei* (**11b**) a été mesuré jusqu'à 3350 cm, avec une résolution plus importante entre 1500 et 0 cm. Les valeurs s'échelonnent de -1,5 à 2,2 ‰ ; elles varient autour de 0,3 ‰ entre 3350 et 1400 cm puis diminuent graduellement jusqu'à 500 cm et se stabilisent autour de -0,6 ‰. Des anomalies positives de $\delta^{18}\text{O}$ sont enregistrées à 2700 cm (2,2 ‰), à 1430 cm (2 ‰) et à 1100 cm (1,4 ‰).

Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de *G. ruber* (**11c**) et *N. dutertrei* (**11d**) sont du même ordre et s'échelonnent de -2,8 à 2,2 ‰. Pour les deux espèces, le $\delta^{13}\text{C}$ présente un signal bruité, notamment entre 2800 et 2500 cm et entre 1400 et 0 cm, où les plus faibles valeurs sont enregistrées. Des anomalies négatives de $\delta^{13}\text{C}$ sont enregistrées dans les tests des deux espèces à 2700 cm (-2,8 ‰) et à 1100 cm (-2,5 ‰ pour *G. ruber* et -0,8 ‰ pour *N. dutertrei*)

4.2. Enregistrements isotopiques des foraminifères benthiques

Le $\delta^{18}\text{O}$ de *Brizalina sp.* et *Uvigerina peregrina* (**12a** et **12b**) a été mesuré jusqu'à 3350 cm, avec quelques mesures entre 3350 et 1300 cm, des analyses tous les 5 ou 10 cm jusqu'à 800 cm et tous les 50 cm entre 800 et le sommet de la carotte. Pour les deux espèces, les rapports isotopiques s'échelonnent de 2 à 4 ‰ et sont plus élevés entre 3350 et 1500 cm et plus faibles entre 1000 et 0 cm. Le $\delta^{18}\text{O}$ de *Brizalina sp.* varie autour de 3,6 ‰ entre 3350 et 1400 cm (avec une valeur de 3,2 ‰ à 1750 cm), diminue graduellement jusqu'à 970 cm, puis se stabilise autour de 2,6 ‰ jusqu'à 0 cm. Des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de 2,2 ‰ sont enregistrées au sommet de la séquence. Le $\delta^{18}\text{O}$ des tests de *U. peregrina* oscille autour de 4 ‰ entre 3350 et 1440 cm puis diminue graduellement entre 1440 et 970 cm et se stabilise à 2,6 ‰ jusqu'à 0 cm. Une anomalie négative est notable à 820 cm (~2 ‰).

Le $\delta^{13}\text{C}$ de *Brizalina sp.* (**12c**) et *U. peregrina* (**12d**) varie de 0 à -3 ‰ et le signal est affecté d'anomalies négatives, notamment entre 1400 et 0 cm. Entre 3350 et 1400 cm, le $\delta^{13}\text{C}$ de *Brizalina sp.* oscille autour de -0,5 ‰ puis diminue et se stabilise autour de -1,2 ‰ entre 1300 et 0 cm. Des anomalies négatives sont enregistrées à 1300 (-2 ‰), à 970 cm (-3,2 ‰) et à 350 cm (-2,7 ‰). Le $\delta^{13}\text{C}$ de *U. peregrina* varie autour de -0,5 ‰ sur l'ensemble de la séquence, avec des anomalies négatives enregistrées à 1130 cm (-1,5 ‰) et 970 cm (-2 ‰) et à 350 cm (-3,7 ‰).

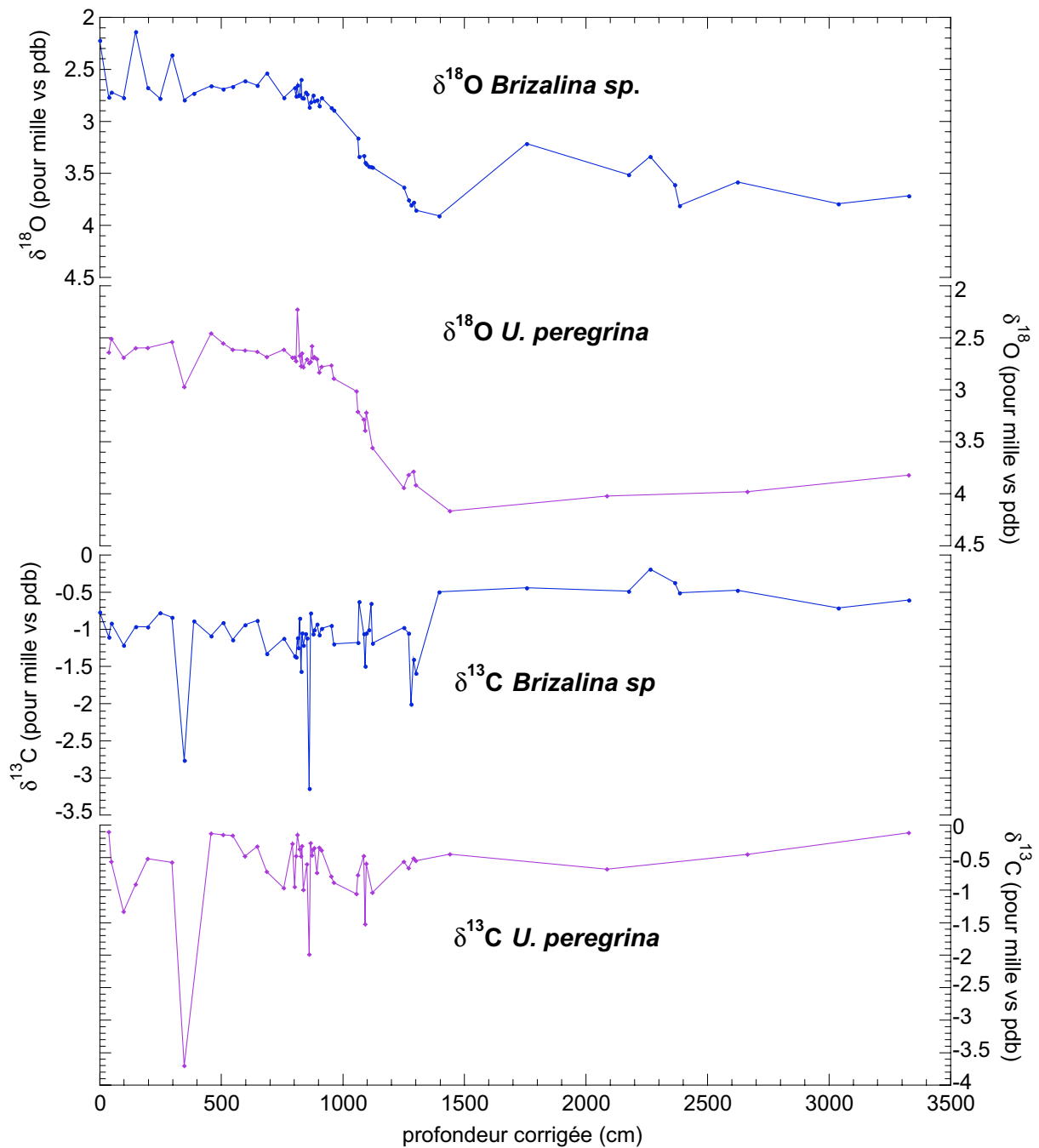


Figure 12 : Profils des rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$, a et b) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$, c et d) de deux foraminifères endobenthiques (*Brizalina sp.* et *Uvigerina peregrina*) sur l'échelle de profondeur.

*Profiles of isotopic ratios of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$, a and b) and carbon ($\delta^{13}\text{C}$, c and d) measured on two species of endobenthic foraminifera (*Brizalina sp.* et *Uvigerina peregrina*) on the depth scale.*

Chapitre 4. Chronostratigraphie

Les premiers 23 mètres de la séquence ont été datés par âges ^{14}C (**tableau 1**). Les tests de différentes espèces de foraminifères planctoniques ont été prélevés dans quatorze niveaux par Noëlle Buchet. Du fait du manque de matériel carbonaté, il a parfois été nécessaire de mélanger deux espèces : *Globigerinoides ruber* et *Globigerinoides bulloides*, qui se développent dans les couches d'eau superficielles. En outre, des mesures de ^{14}C ont été réalisées sur des tests de *Neogloboquadrina dutertrei*, qui est une espèce inféodée à la thermocline et donc susceptible d'intégrer du carbone plus vieux. Afin d'évaluer cette éventuelle erreur d'âge, nous avons mesuré et comparé des âges établis sur les trois espèces de foraminifères prélevés dans un même niveaux (**tableau 1**, profondeur 1271, 1471 et 2295 cm). Les âges obtenus ont été corrigés de l'âge réservoir de 456 ans, obtenu sur une coquille de *Turritella leverostoma vgl.* (prélevée dans la baie de Guatulco à 16°N, 96°W) par Berger et al. (1966). Les âges inférieurs à 25 ka BP ont été calibrés en utilisant le logiciel Calib 5.01 (Stuiver et Reimers, 2005) et les âges plus vieux ont été calibrés grâce à l'équation de Bard et al. (2004), calée sur GISP2 (**tableau 1**).

Les âges ^{14}C mesurés à 1271 cm sur les trois espèces de foraminifères montrent que les différences (de l'ordre de 225 ans au maximum) ne sont pas significatives, en regard des barres d'erreur. Il en est de même dans les niveaux 1471 cm et 2295 cm où les différences d'âges sont respectivement de 69 et 266 ans. Dans ces niveaux, une moyenne arithmétique des âges obtenus sur les différentes espèces a été réalisée et est utilisée dans le modèle d'âge final (**tableau 2**)

Trois âges ^{14}C ont été mesurés sur de la matière organique (S. Francavilla, *com. pers.*) ; ils sont en accord avec les âges des foraminifères planctoniques (**tableau 3**), notamment concernant l'âge du niveau 2295 cm.

Espèce	Profondeur Corrigée (cm)	Age ¹⁴ C (ans BP)	Incertitude (yr)	Age ¹⁴ C corr. age réservoir (yr BP)	Age cal. (yr BP)	Incertitudes (2 σ)
<i>G. ruber</i>	173	2030	70	1574	1435	180
<i>G. ruber/G. bulloides</i>	343	3370	50	2914	3027	200
<i>G. ruber</i>	393	4020	50	3564	3823	201
<i>G. ruber</i>	553	5080	60	4624	5221	227
<i>G. ruber</i>	833	7870	90	7414	8165	203
<i>G. ruber</i>	1271	13800	130	13344	15700	497
<i>G. bulloides</i>	1271	13970	130	13514	15925	516
<i>N. dutertrei</i>	1271	13830	90	13374	15740	440
<i>G. bulloides</i>	1471	15530	150	15074	18213	480
<i>N. dutertrei</i>	1471	15470	100	15014	18192	410
<i>G. bulloides</i>	1865	19330	140	18874	22315	267
<i>N. dutertrei</i>	2226	21800	160	21344	25248*	
<i>G. ruber/G. bulloides</i>	2295	22350	130	21894	25858*	
<i>N. dutertrei</i>	2295	22590	120	22134	26124*	

Tableau 1: Récapitulation des âges ¹⁴C mesurés, puis corrigés de l'âge réservoir et calibrés. La calibration a été réalisée en utilisant le logiciel Calib 5.01 (Stuiver et Reimers, 2005), excepté les âges supérieurs à 25 cal. ka BP (indiqués par un astérisque), qui ont été calibrés en utilisant l'équation de Bard et al (2004), calée sur GISP2.

Dataset of ¹⁴C ages corrected from the reservoir age and calibrated using the software Calib 5.01 (Stuiver and Reimers, 2005), except the ages superior to 25 cal.ka BP (stars), calibrated using Bard et al. (2004) equation, tuned to GISP2.

Profondeur Corrigée (cm)	Age cal. (yr BP)	Incertitudes (2 σ)
173	1435	180
343	3027	200
393	3823	201
553	5221	227
833	8165	203
1271	15788	484
1471	18203	446
1865	22315	267
2226	25248	
2295	25971	

Tableau 2: Modèle d'âge final. En gras, les niveaux sur lesquels les âges ont été moyennés (arithmétiquement).

Final age model. Bold font: levels on which ages have been averaged (arithmetically).

Ces données placent la profondeur 3306 cm à 37246 ans BP. Dans un premier temps, les âges du carbone organique et des foraminifères ont été utilisés conjointement pour réaliser le modèle d'âge. L'âge des sédiments sur l'intervalle 0-3306 cm a été obtenu par interpolations linéaires entre les points (**figure 13**), et la base de la carotte a été datée par extrapolation linéaire du taux de sédimentation obtenu entre 2295 et 3306 cm.

Profondeur corrigée (cm)	Age cal. (ya BP)	Incertitude (2σ) (yr)
8	510	43
2292	25893	395
3306	37246	1375

Tableau 3 : Ages ^{14}C calibrés mesurés sur de la matière organique (S. Francavilla, *com. pers.*)

^{14}C age measured on bulk organic matter, and calibrated using the same protocol as ^{14}C ages on biogenic carbonates.

Enfin, deux excursions paléomagnétiques ont été identifiées (**figure 13**), dont les âges respectivement interpolés et extrapolés sont proches de ceux de l'excursion Mono Lake (32 ka BP, Benson et al., 2003) et de l'excursion Laschamps (40,4 +/- 2 ka BP, Guillou et al., 2004). L'excursion Mono Lake, marquée par une déviation de 51° de l'inclinaison et un aller-retour de la déclinaison, associées à une faible paléointensité relative, est enregistrée à 2714 cm, entre 25971 ka BP (dernier âge ^{14}C sur carbonates) et 37246 ka BP, âge ^{14}C sur de la matière organique. L'excursion Laschamps, marquée par une déviation de l'inclinaison (de 47° par rapport à la moyenne) et de la déclinaison, associées à une faible paléointensité relative, est enregistrée à 3412 cm (cf. **annexes 1**), en dessous de l'âge ^{14}C sur de la matière organique. Les âges de ces deux excursions sont utilisés et intégrés au modèle de chronologique.

L'âge des sédiments entre 0 et 3412 cm a été interpolé linéairement entre chaque point daté et l'âge des sédiments de la base de la séquence a été obtenu par extrapolation du taux de sédimentation moyen (équation linéaire obtenue sur l'ensemble des points datés). Le taux de sédimentation moyen est 84,5 cm/ka et est relativement constant. Au cours de l'Holocène et du stade isotopique 2 (dernier maximum glaciaire), le taux de sédimentation est légèrement supérieur à celui établi pour la déglaciation (9-17 ka BP) et pendant le stade isotopique 3 (avant 25 ka BP).

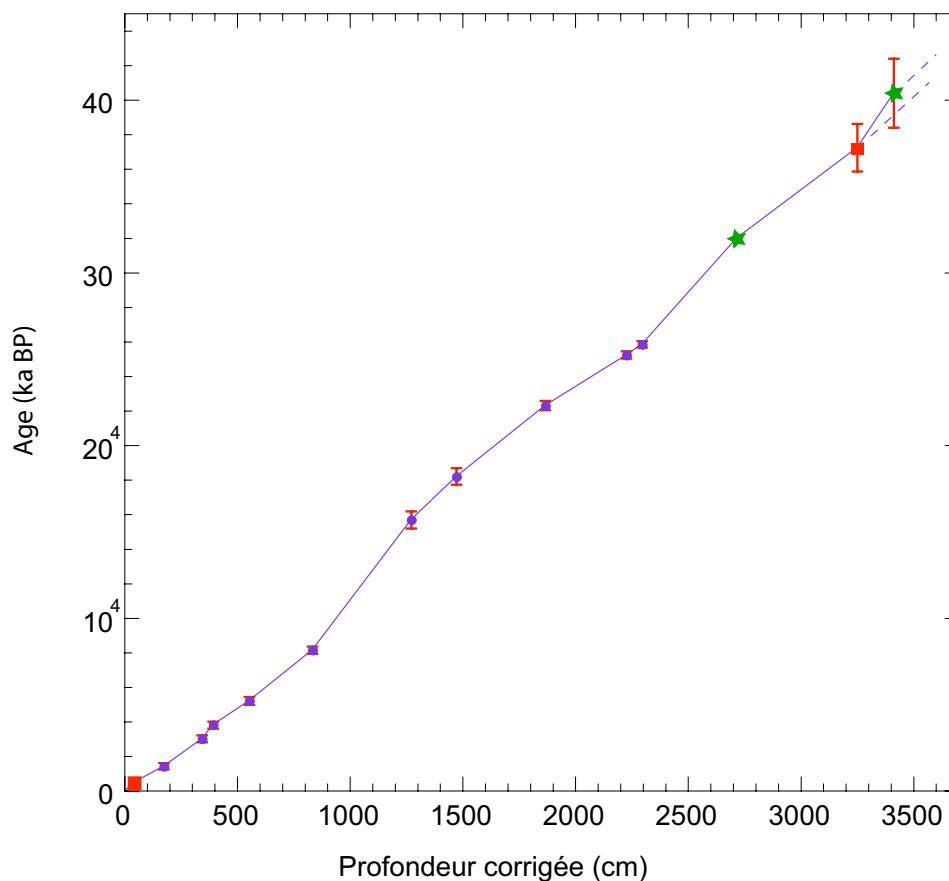


Figure 13 : Relation profondeur-âge. Les âges ^{14}C mesurés sur des foraminifères sont matérialisés par des ronds violets, les âges ^{14}C mesurés sur de la matière organique (S. Francavilla) sont indiqués par des carrés rouges et la position chronostratigraphique des excursions paléomagnétiques Mono Lake (32 ka BP) et Laschamps (40,4 ka BP) sont indiquées par des étoiles vertes. Les incertitudes sur les âges sont indiquées par des barres d'erreur verticales. Les tracés en pointillés représentent des extrapolations linéaires des taux de sédimentation établis sur i) les deux derniers âges ^{14}C et ii) les quatre derniers points (utilisée pour dater la base de la séquence).

Age-depth relationships. ^{14}C ages measured on foraminifera are indicated as purple dots, ^{14}C ages measured on organic matter are indicated as red squares and stratigraphic position of Mono Lake and Laschamps paleomagnetic excursions are indicated as green stars. Incertitude are indicated as horizontal bars. Dotted lines represent linear extrapolations of the sedimentation rates obtained on i) the last two ^{14}C ages and ii) the last four tie points, used to date the base of the sequence.

Chapitre 5. Interprétations et discussion

1. Dynamiques sédimentaires dans le Golfe de Tehuantepec au cours des derniers 45 ka BP

1.1. Significations des paramètres magnétiques en terme de magnétisme minéral

Puisque nous n'avons pas détecté de sulfures ferrimagnétiques et que les concentrations de pyrite semblent réduites dans cette carotte (cf § 3-3.3), nous pouvons utiliser les paramètres suivants pour obtenir une reconstitution synoptique des variations de nature minéralogique et de taille des grains magnétiques au cours des derniers 45 ka (**figure 14**) :

- La susceptibilité magnétique en champ faible K (**14a**) est un indice de concentration de (Ti)magnétite polydomaines, mais en cas de faible concentration de celle-ci, c'est la concentration des minéraux paramagnétiques qui crée le signal.
- L'ARA (**14b**) est largement dominée par la teneur en (Ti)magnétite mono- et pseudo-monodomaines.
- La HIRM (**14c**) est un indicateur de concentration en minéraux de forte coercivité dont hématite et/ou goéthite sont les principaux représentants en absence de sulfures ferrimagnétiques.
- L'ARA(30mT)/ARA (**14e**) et l'ARI_{IT}/K (**14f**) indiquent des variations de taille des grains magnétiques et notamment de la (Ti)magnétite. Une augmentation de ces rapports indique une diminution de la taille des grains.

1.2. Variations temporelles de l'assemblage magnétique

L'enregistrement magnétique de la carotte MD02-2520 couvre une partie du stade isotopique 3 (*Marine isotope stage MIS 3*, 45-25 ka BP), le MIS 2 (dernier maximum glaciaire et déglaciation, 25-10 ka BP) et le MIS 1 (Holocène, 10-0 ka BP). Le passage de conditions glaciaires (MIS 2 et 3) à interglaciaires (Holocène) est marqué par une diminution de la teneur en minéraux magnétiques. Les sédiments déposés durant les stades glaciaires sont

enrichis en minéraux magnétiques, de fortes variations de concentration et de taille de grains. Les sédiments holocènes sont peu concentrés en minéraux magnétiques et présentent une faible variabilité.

Les sédiments du stade isotopique 3 sont aussi marqués par des variations amples et de fréquences irrégulières de la concentration et de la taille des grains magnétiques. Le paramètre ARI_{1T}/K suggère que la taille des grains magnétiques oscille avec une période d'environ 6000 ans (autour d'une moyenne constante) entre 43 et ~10 ka BP. Une tendance à l'augmentation de la teneur et une diminution de la taille des minéraux magnétiques (indiquée par $ARA(30mT)/ARA$) entre 38 et 26 ka BP est notable ; les concentrations maximales à 26 ka BP concernent des petites tailles de grains magnétiques, qui peuvent suggérer une origine éolienne. Le début du MIS 2 (25 ka BP) est marquée par une diminution de la concentration et une augmentation de la taille des grains magnétiques, suivie d'un enrichissement en particules magnétiques (notamment hématite et/ou goethite) de petite taille entre 23 et 22 ka BP, qui peut refléter un apport important de particules éoliennes oxydées. Puis la concentration en minéraux magnétiques diminue, tandis que leur taille relative augmente entre 22 et 12 ka BP, avec toutefois des augmentations de teneurs en grains magnétiques de petite taille à 16-17 et 13-14 ka BP. La fin de la déglaciation et le début de l'Holocène sont caractérisés par une augmentation de la concentration en magnétite grossière entre 12 et 9 ka BP tandis que les quantités des autres minéraux magnétiques restent faibles. Au contraire, entre 9 et 7 ka BP, les concentrations en magnétite, hématite et goethite augmentent (et restent fortes jusqu'à 2,5 ka BP) tandis que la teneur en magnétite grossière diminue. Une diminution de la taille relative des grains magnétiques intervient entre 14 et 2,5 ka BP (d'après $ARA(30mT)/ARA$).

1.3. Discussion : dynamiques sédimentaires et paléoclimatologie

La forte teneur et la forte taille des minéraux magnétiques dans les sédiments des stades glaciaires MIS 2 et 3, en comparaison des sédiments holocènes, peuvent résulter de plusieurs phénomènes :

- 1) baisse du niveau marin global (-120 m au dernier maximum glaciaire, **14d**), rapprochant le site de prélèvement des sources de matériel terrigène (embouchure des fleuves côtiers) et remobilisant des formations sédimentaires de haut niveau marin.

- 2) apports terrigènes plus importants, marquant une érosion continentale plus intense soit en raison d'un transport plus efficace (plus de vent ou plus de décharges fluviatiles), soit en raison d'une disponibilité accrue en matériel terrigène liée à la dénudation des surfaces continentales.
- 3) dilution plus faible de la fraction magnétique par les fractions biogéniques (matière organique, silice et carbonates). Cependant, les mesures de carbone organique total (S. Francavilla, *com. pers.*) et de calcium total (**figure 10**) ne montrent pas d'augmentation dans les sédiments holocènes. En outre, une moindre dilution n'expliquerait pas la taille plus importante des particules dans les sédiments glaciaires.

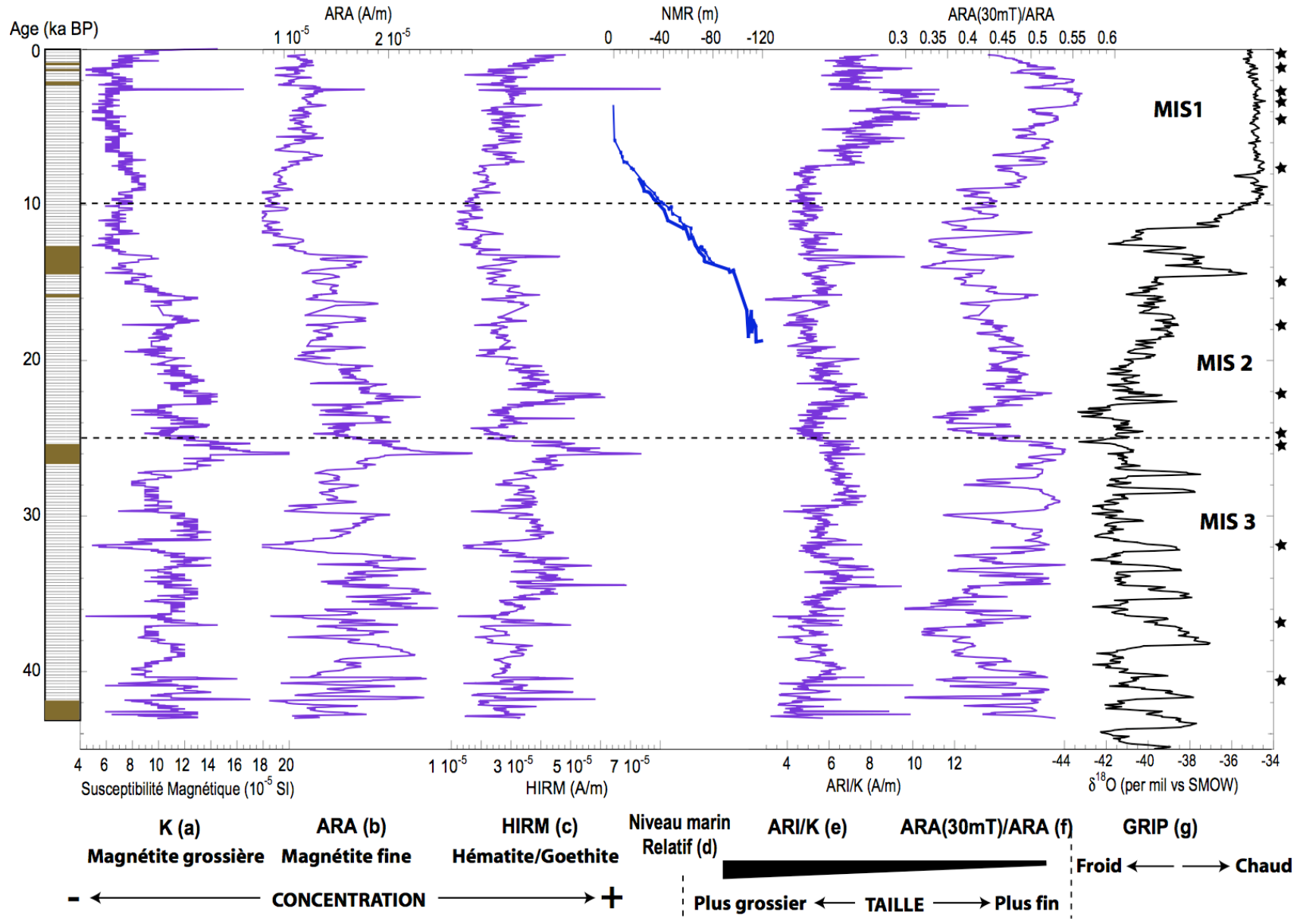
La forte variabilité de la concentration et de la taille des minéraux magnétiques dans les sédiments du MIS 3 peut être attribuée à des modifications d'apports terrigènes, le niveau marin global variant à plus long terme (Chappell et al., 2002 ; Siddall et al., 2003). Elle ne présente cependant pas de réelle corrélation avec la variabilité climatique millénaire du MIS 3 dans l'hémisphère Nord (Grootes 1993 ; Cacho et al., 1999 ; Hendy et al., 2002) (**figure 14**).

Des phases d'apports éoliens sont suspectées entre 34 et 32 ka BP, à 26 et à 22 ka BP, marquées par des augmentations de concentration en hématite et/ou goethite, et par des tailles de plus faibles.

L'appauvrissement et l'augmentation de la taille des particules magnétiques dans les sédiments de la déglaciation (entre 16 et 11 ka BP) peut résulter de processus de remise en suspension de particules au cours de la remontée du niveau marin et constituer une marque de l'éloignement progressif du rivage.

Figure 14 (page suivante) : Paramètres magnétiques sur l'échelle d'âge. Les indices de concentration en minéraux magnétiques K (a), ARA (b) et HIRM (c) et les indices de granulométrie magnétique relative ARI/ K (e) et ARA(30mT)/ARA (f) sont comparés au log lithologique, au niveau marin relatif (d, Bard et al., 1998) et à le $\delta^{18}O$ de la carotte de glace GRIP (g, Grootes et al., 1993). Les points datés sont indiqués à gauche de la figure par des étoiles et les stades isotopiques (MIS) 1, 2 et 3 sont matérialisés par des lignes pointillées.

Magnetic parameters on the age scale. The concentration proxies K (a), ARM (b) and HIRM (c) and the grain size indices SIRM/ K and ARM(30mT)/ARM are compared to the lithological log (on the left), to the relative sea level (d, Bard et al, 1998) and to the $\delta^{18}O$ of GRIP ice core (g, Grootes et al 1993). Tie points are indicated on the left by stars and marine isotope stages are materialized by dotted lines.



2. Paléocéanologie du Golfe de Tehuantepec au cours des derniers 45 ka BP

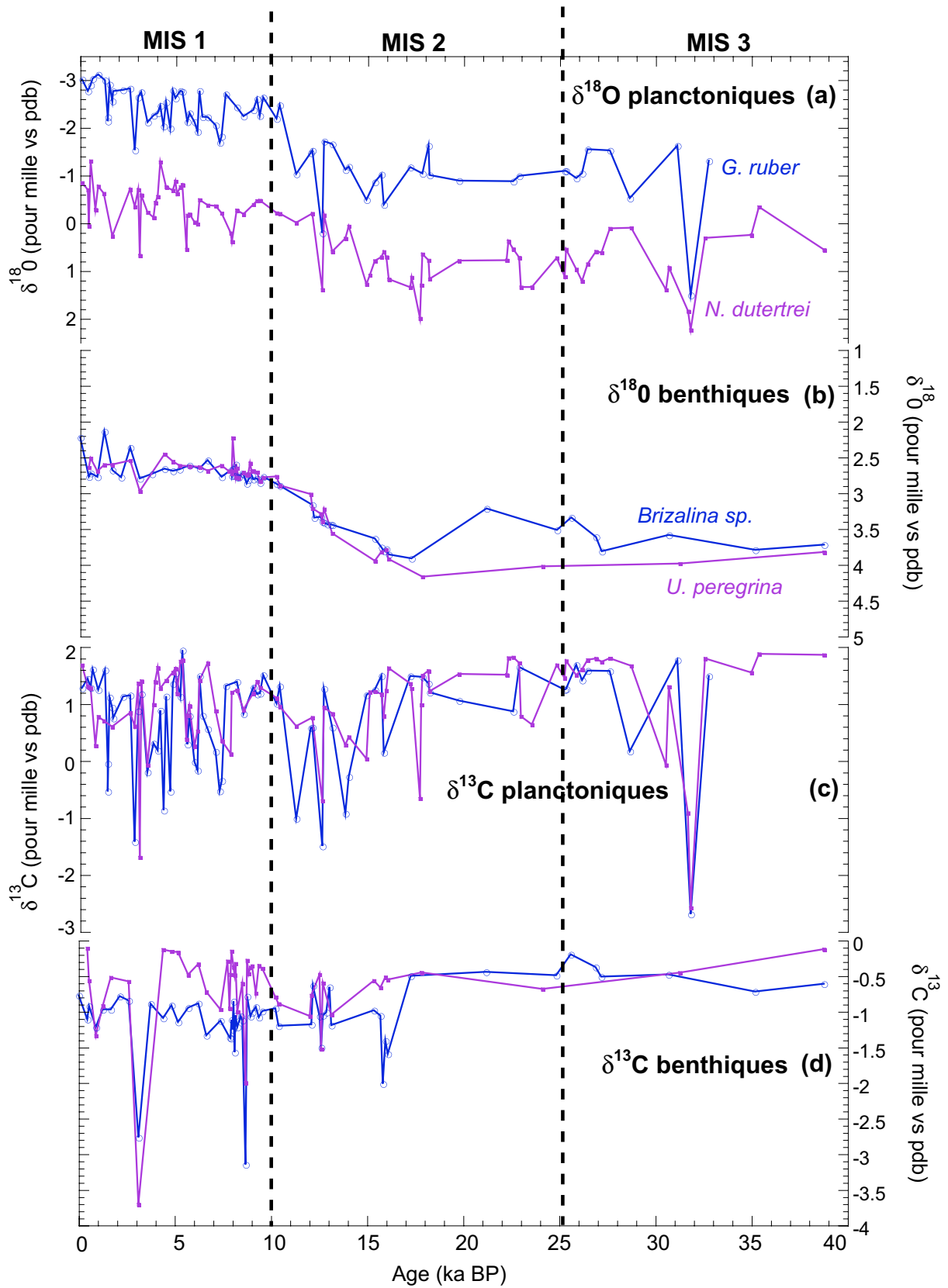
2.1. Variations temporelles des conditions hydrologiques

L'enregistrement isotopique couvre les derniers 40 mille ans et montre une variabilité à l'échelle glaciaire/interglaciaire (**figure 15**). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (**15a**) et benthiques (**15b**) sont élevées durant les stades isotopiques 2 et 3 (de 40 à 10 ka BP) et faibles durant le MIS 1. En surface et subsurface, le $\delta^{18}\text{O}$ varie autour de -1 ‰ (*G. ruber*) et 1 ‰ (*N. dutertrei*) pendant les MIS 2 et 3 et autour de -2,5 ‰ (*G. ruber*) et 0,5 ‰ (*N. dutertrei*) pendant le MIS 1. En profondeur, le $\delta^{18}\text{O}$ varie autour de 3,5 ‰ (*Brizalina sp.*) et 4 ‰ (*U. peregrina*) pendant les MIS 2 et 3 et autour de 3 ‰ pendant le MIS 1. Les stades isotopiques 2 et 3 sont en outre caractérisés par une faible variabilité, au contraire de la période de la déglaciation (19-10 ka BP) et du MIS 1, notamment dans les profils de $\delta^{18}\text{O}$ en surface et subsurface, qui peut être due à une plus faible résolution d'échantillonnage.

Le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques (**15c**) et benthiques (**15d**) montre également une forte variabilité au cours de la déglaciation et du MIS 1. Des valeurs moyennes légèrement plus fortes sont enregistrées pendant les MIS 2 et 3 en surface et subsurface (1,4 ‰) et dans les tests de *Brizalina sp.* (-0,5 ‰) et plus faibles pendant la déglaciation et le MIS 1 (0,8 ‰ pour les planctoniques et -1,2 ‰ pour *Brizalina sp.*).

Figure 15 (page suivante) : Enregistrements isotopiques sur l'échelle d'âge. (a) $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber* et *Neogloboquadrina dutertrei*, (b) $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques *Brizalina sp.* et *Uvigerina peregrina*, (c) $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques et (d) $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. Les limites temporelles des stades isotopiques MIS 1, 2 et 3 sont matérialisés par des lignes pointillées.

*Isotopic records on the age scale. (a) $\delta^{18}\text{O}$ of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* and *Neogloboquadrina dutertrei*, (b) $\delta^{18}\text{O}$ of benthic foraminifera *Brizalina sp.* and *Uvigerina peregrina*, (c) $\delta^{13}\text{C}$ of the planktonic foraminifera and (d) $\delta^{13}\text{C}$ of the benthic foraminifera. Temporal boundaries of marine isotopes stages are materialized by dotted lines.*



2.2. Application de l'équation des paléotempératures : validité du signal isotopique

Le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères est fonction i) du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau (lié au volume des glaces et à la salinité locale), ii) de la température de l'eau dans laquelle vit le foraminifère et iii) de l'espèce de foraminifère (effet vital). Connaissant le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et la température à différentes profondeurs, il est possible de calculer le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite précipitée à l'équilibre grâce à l'équation des paléotempératures (**figure 16**). Cela permet 1) de vérifier si les foraminifères qu'on a sélectionnés sont susceptibles de fournir des reconstitutions correctes des paramètres de la colonne d'eau dans le temps et ii) d'évaluer l'effet vital de chaque espèce. On considère que l'effet vital est constant dans le temps et pourra être négligé dans les reconstitutions paléohydrologiques. L'équation des paléotempératures utilisée pour notre étude s'applique aux foraminifères planctoniques et benthiques (Shackleton et al., 1974) :

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4 (\delta\text{c} - \delta\text{w})$$

Où δc est le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (versus PDB) et δw est le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer (versus SMOW).

Le profil $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau provient de la base de données de la NASA¹ (Schmidt et al., 1999) : dans le Golfe de Tehuantepec (à 15,66°N, 95,28°W, **figure 16**), le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau est de 0,23 ‰ en surface et de 0,12 ‰ à 400 m. Aucune donnée pour les profondeurs d'eau supérieure n'a pu être obtenue, nous utiliserons donc la valeur à 400 m pour les foraminifères benthiques. Les profils de températures saisonniers et annuel au site de la carotte (**figure 16**) proviennent de la base de donnée NODC-Levitus Word Ocean Atlas 1998². Le calcul du δc théorique a été réalisé en utilisant les températures estivales pour *G. ruber*, hivernales pour *N. dutertrei* et les températures moyennes annuelles pour les foraminifères benthiques.

La comparaison des valeurs de δc calculées et de δc mesurées (moyenne arithmétique sur 4 valeurs au sommet de la séquence) montre des différences qui n'excèdent pas 0,81 ‰ (**tableau 4**), qui peuvent être attribuées à l'effet vital.

¹ <http://data.giss.nasa.gov/o18data/>

² NOAA-CIRES, Climate Diagnostic Center, <http://www.cdc.noaa.gov/>

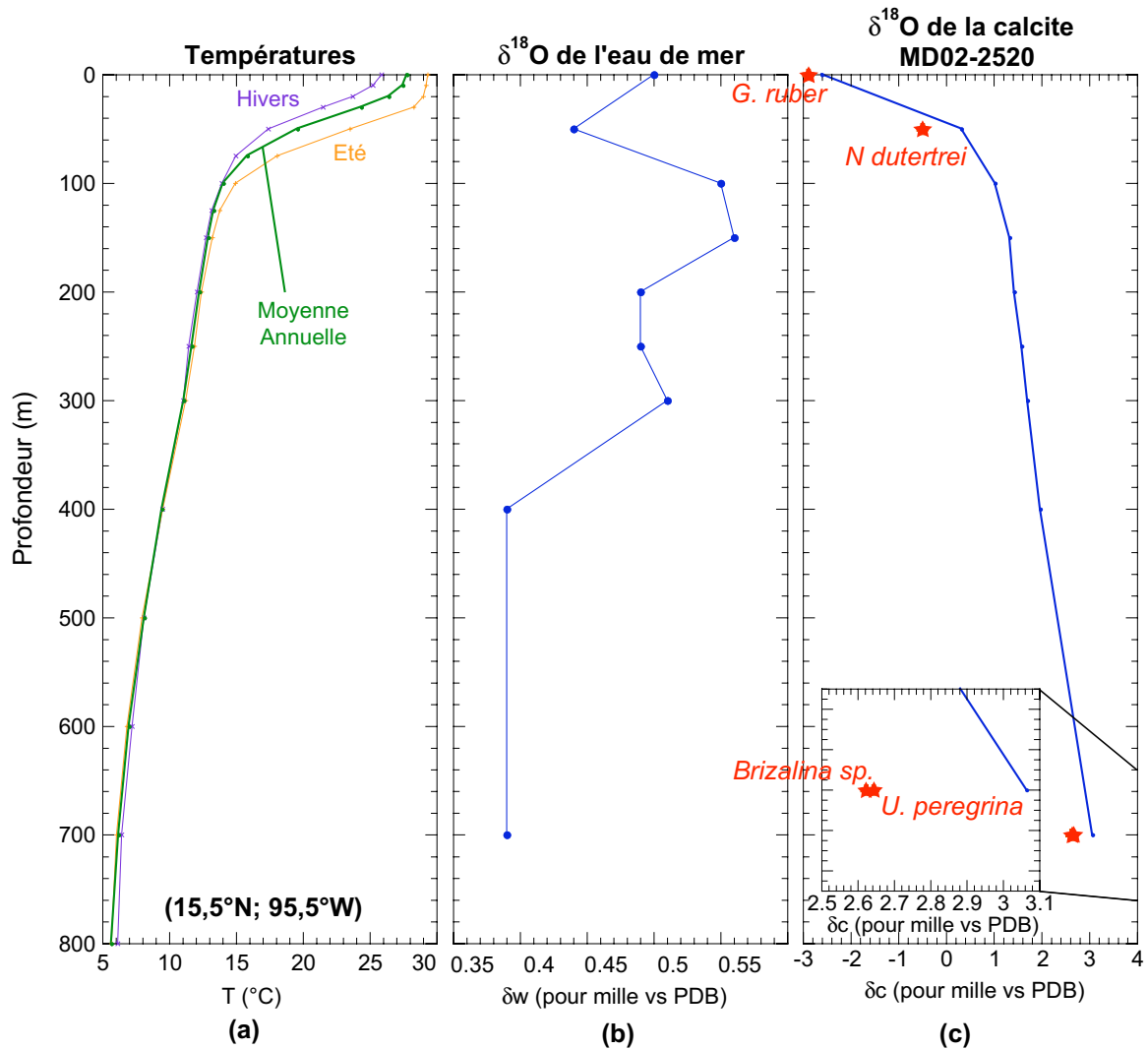


Figure 16 : Application de l'équation des paléotempératures. (a) Profils de température en été (juillet-septembre), en hiver (janvier-mars) et moyennes annuelles ; (b) profils de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer. La valeur à 700 m (entre parenthèses) est identique à celle à 400 m. (c) Profils de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite théorique (courbe) et mesurée (étoiles). Le cadre intérieur est un zoom des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ entre 650 et 750 m.

Application of the paleotemperature equation. (a) Profiles of temperature in summer (July to September), winter (January to March) and annual means, (b) profile of sea water $\delta^{18}\text{O}$. The value at 700 m depth is similar to those at 400 m depth. (c) Profiles of theoretical (curve) and measured (stars) $\delta^{18}\text{O}$ for calcite. The inside plot is a zoom of the $\delta^{18}\text{O}$ values between 650 and 750 m depth.

En surface, les valeurs de δc de *G. ruber* vivants (Bassin de Panama en été) sont inférieures d'environ 0,5 ‰ au δc à l'équilibre, valeur légèrement supérieure à celle que nous avons obtenu. Au niveau de la thermocline profonde (profondeur > 40m), les valeurs de δc de *N. dutertrei* sont inférieures de 0,5 à 1 ‰ au δc à l'équilibre (Fairbanks et al., 1982). Spero et al. (2003) rapportent également des valeurs δc de *N. dutertrei* (à 15°C) plus élevé de 0,61 que le δc de *G. ruber* (à 25°C). Ces valeurs sont du même ordre que celles que nous avons calculées,

confirmant la validité des enregistrements isotopiques. Enfin, si les résultats publiés dans la littérature (Duplessy et al., 1984 ; McCorkle et al., 1997) s'accordent sur le fait que *U. peregrina* calcifie à l'équilibre (en accord avec nos calculs), peu de données sont disponibles concernant *Brizalina spp.* (McCorkle et al., 1997), qui, selon nos données, calcifie également proche de l'équilibre.

Espèce	δ_c calculé (‰)	δ_c mesuré (‰)	Différence (‰) (effet vital)
<i>G. ruber</i>	-2,61	-2,892	0,29
<i>N. dutertrei</i>	0,31	-0,497	0,81
<i>Brizalina sp.</i>	3,06	2,62	0,44
<i>U. peregrina</i>	3,06	2,64	0,42

Tableau 4 : $\delta^{18}O$ de la calcite calculé à partir de l'équation des paléotempératures, $\delta^{18}O$ mesuré et différences observées (effet vital).

Calculated $\delta^{18}O$ of calcite using paleotemperature equation, measured $\delta^{18}O$ for and observed differences (vital effect).

2.3. Effet de la diagénèse : indices bio-géochimiques et anomalies de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$

2.3.1. Marqueurs biogéochimiques de la diagénèse

La séquence sédimentaire MD02-2520 présente un certain nombre d'indices permettant de tracer l'impact de la diagénèse sur la préservation des carbonates biogéniques et sur la conservation des signaux isotopiques primaires (**figure 17**). Nous nous intéresserons dans un premier temps aux marqueurs bio-géochimiques permettant de détecter la dissolution des carbonates.

Des cristaux de gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$, sélénite) millimétriques ont été identifiés (par diffraction des rayons X) dans de nombreux échantillons d'âge glaciaire (entre 7500 et 43000 ans, **17c**). À court terme (10^2 - 10^3 ans), la présence de gypse ne présente pas de relation avec les concentrations relatives en calcium (**17a**) et en soufre (**17b**), ni avec le nombre de foraminifères planctoniques piqués (**17d**). Le nombre de foraminifères planctoniques prélevés

pour les mesures isotopiques procure une mesure semi-quantitative de la quantité totale de foraminifères dans les échantillons. Lorsque le nombre de foraminifères est important, la quantité relative de soufre diminue tandis que celle de calcium augmente et vice-versa. À l'échelle glaciaire/interglaciaire, la présence de gypse dans les sédiments glaciaires est associée à une plus faible quantité de foraminifères planctoniques (voire à une absence de foraminifères), tandis que les sédiments holocènes, globalement plus riches foraminifères, ne présentent pas de gypse.

Les observations de foraminifères et de cristaux de gypse au microscope électronique à balayage (MEB) montrent que :

- Les foraminifères dans les niveaux contenant du gypse ne présentent pas systématiquement des traces de dissolution (comme sur les photos **18 a, b et c**) et sont même parfois bien conservés : sur un spécimen de *G. ruber* (**18e**), les épines sont visibles, ce qui constitue une marque de très bonne conservation.
- Les cristaux sont bien formés et tabulaires (**figure 18d et f**).

La présence de ce minéral évaporitique dans des sédiments de marge continentale est un phénomène peu commun et deux sources principales peuvent être envisagées :

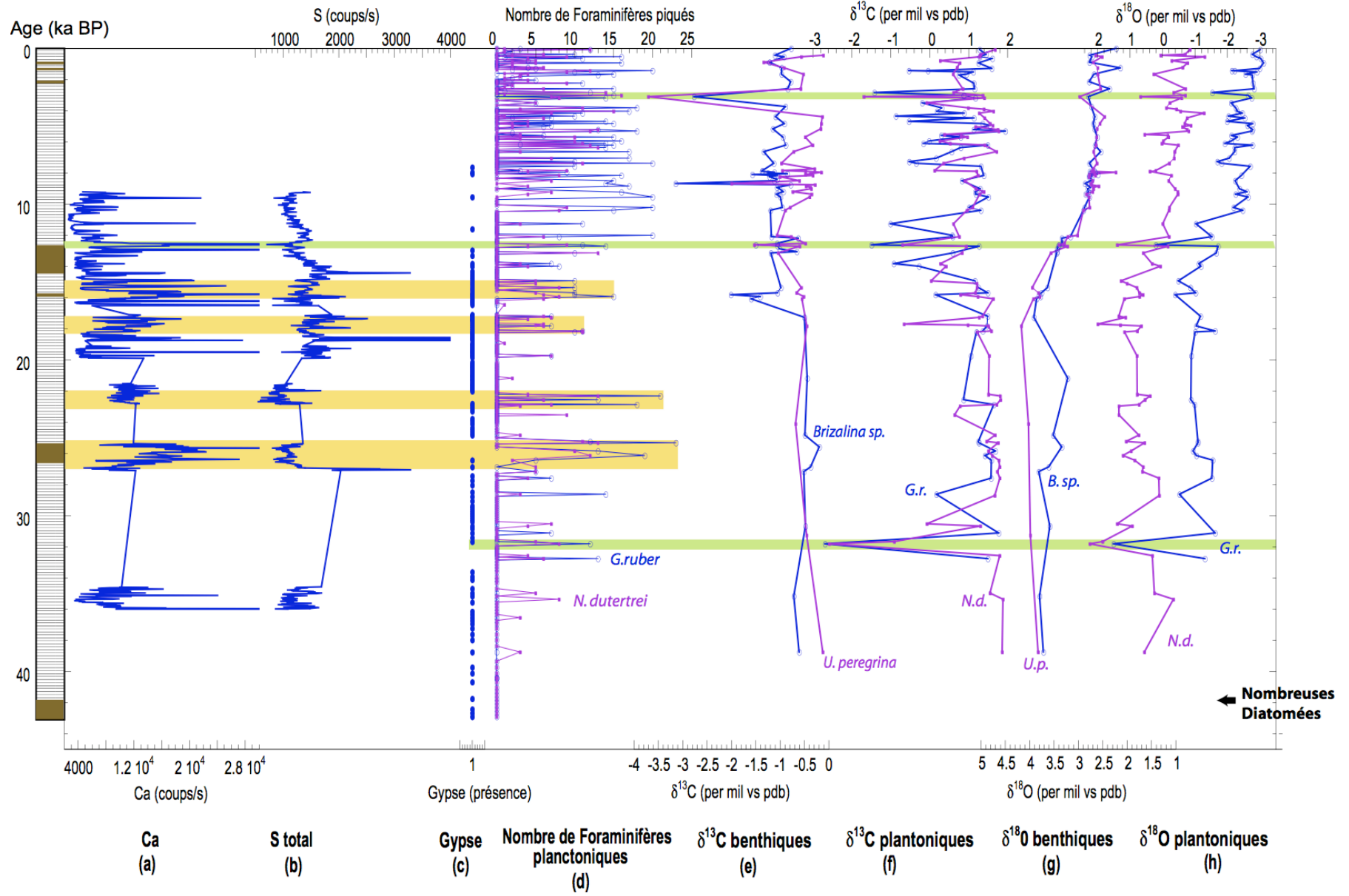
1) les cristaux de gypse peuvent provenir du démantèlement d'une zone évaporitique côtière, plus proche du site d'étude du fait de la baisse du niveau marin. Cependant, le gypse étant peu soluble dans l'eau de mer, aucune lagune salifère ayant été identifiée sur le plateau continental (Boumaggard et al., 1997) et les cristaux ne présentant pas de trace d'altération, cette hypothèse est improbable.

2) Les cristaux de gypse peuvent être authigènes. La cristallisation du gypse suppose la présence d'ions sulfates (SO_4^{2-}) dans le milieu poral ainsi que d'ions H^+ induisant la dissolution des carbonates et faisant passer du Ca^{2+} en solution. Deux processus de formation de gypse *in situ* dans des sédiments héli-pélagiques ont été évoqués et sont décrits ci-dessous.

Le premier processus fait intervenir la néosynthèse de sulfures de fer et la dissolution des carbonates terrigènes ou biogéniques. La réoxydation de la pyrite constitue la source de sulfate et de H^+ suivant l'équation : $4\text{FeS} + 9\text{O}_2 + 6\text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow 4\text{FeO}(\text{OH}) + 4\text{SO}_4^{2-} + 8\text{H}^+$

Cela fait donc intervenir deux étapes, caractérisées par des degrés d'oxydation différents :

- une phase réductrice conduisant à la formation de pyrite,
- une phase oxydante, obtenue par diffusion de l'oxygène dans les pores, conduisant à la réoxydation de la pyrite (Roberts and Weaver, 2005).



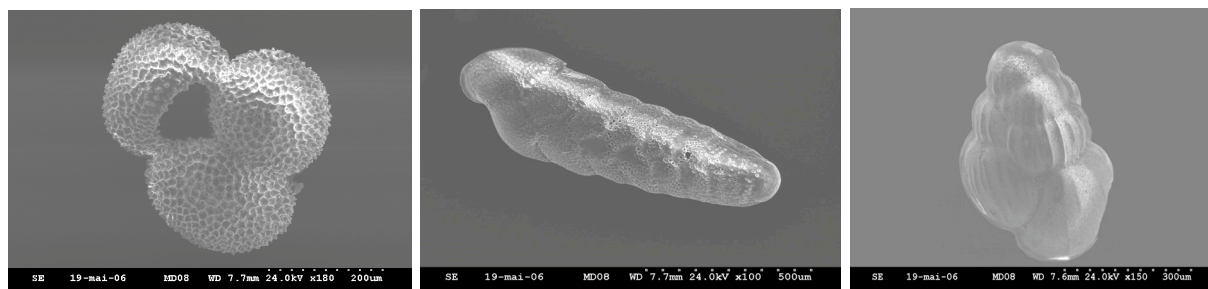
Le deuxième processus a lieu lorsque le milieu est très riche en matière organique et anoxique. La formation de pyrite libère des ions H^+ ($HS^- + Fe^{2+} \rightleftharpoons FeS + H^+$) qui rendent le milieu acide et favorisent la dissolution des carbonates. Ensuite, si le SO_4^{2-} apporté par la matière organique n'est pas totalement consommé par la respiration bactérienne, il peut interagir avec le Ca^{2+} pour former du gypse (Siesser and Rogers, 1976 ; Briskin and Schreiber, 1978).

En conclusion, deux modes peuvent favoriser la formation de Gypse authigène : 1) une alternance entre des eaux de fond anoxiques et oxiqes ou 2) de forts apports de matière organique.

L'étude des propriétés magnétiques montre que le signal primaire est conservé, donc que la diagénèse n'a pas complètement dissout les oxydes de fer ; aucun sulfure ferrimagnétique n'est détecté ; la quantité de soufre total est relativement faible dans cette séquence (comparé par exemple aux quantité de soufre dans les sédiments du Bassin de Santa Barbara, partie I). Il semble donc plus probable que la pyrite ait été réoxydée en ion sulfate, plutôt que synthétisée en même temps que le gypse (ce qui aboutirait à des quantités importantes de soufre total). Les sédiments glaciaires auraient, selon cette hypothèse, enregistré (au moins sporadiquement) des conditions de meilleure oxygénation.

Figure 17 (page précédente) : Indices biogéochimiques de la diagénèse des carbonates. Comparaison de la concentration relative en calcium (a), en soufre (b), de la présence de cristaux de gypse dans les échantillons tamisés (c), de la quantité de foraminifères planctoniques prélevés (d) avec les enregistrements isotopiques sur l'échelle d'âge : $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques (e) et planctoniques et $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques (g) et planctoniques (h). Les intervalles contenant beaucoup de Ca, peu de S et de nombreux foraminifères sont sous-lignés en jaune. Les anomalies négatives du $\delta^{13}C$ et positives du $\delta^{18}O$ sont sous-lignées en vert.

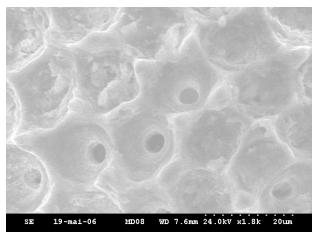
Biogeochemical clues for carbonates diagenesis. Comparison between the relative calcium (a) and sulfur (b) contents, presence of gypsum crystals (c) and number of planktonic foraminifera picked for isotopic studies (d) with the time variations of the isotopic ratios : $\delta^{13}C$ of benthic (e) and planktonic (f) foraminifera and $\delta^{18}O$ of benthic (g) and planktonic (h) foraminifera. Intervals containing high Ca, low S and high foraminifera contents are underlined in yellow. Negative $\delta^{13}C$ and positive $\delta^{18}O$ anomalies are underlined in green.



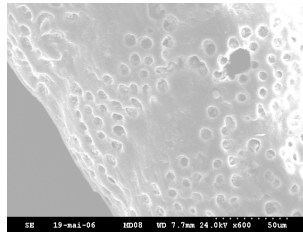
x 100

x 100

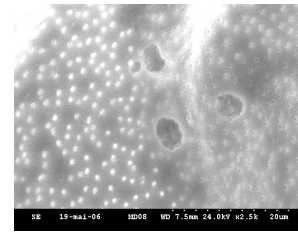
x 150



x 1800



x 600

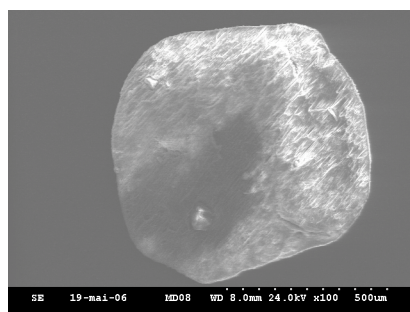


x 2500

(a)

(b)

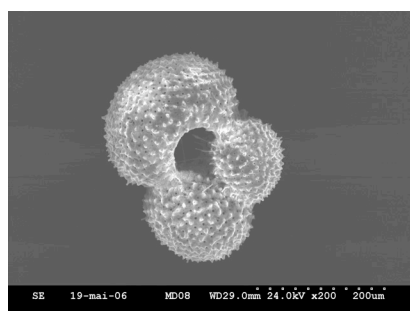
(c)



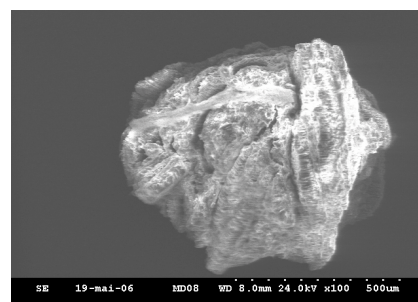
x 100

1300 cm
(16 ka BP)

(d)

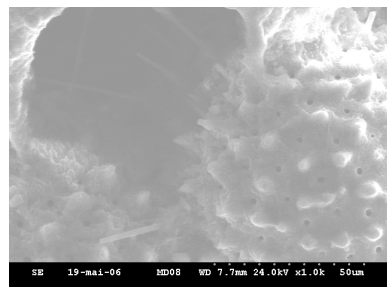


x 200



x 100

(f)



x 1000

2501 cm
(28 ka BP)

(e)

Enfin, puisque la présence de gypse n'est pas systématiquement associée à une dissolution des foraminifères (nombre de foraminifères, photos MEB), nous supposons que : i) le Ca^{2+} qui a synthétisé sous forme de gypse peut avoir migré en suivant le front redox et peut donc provenir d'un niveau sous-jacent et ii) la diagénèse a agi avec des intensités variables, affectant localement le signal sédimentaire primaire. On peut par exemple supposer une très forte dissolution des carbonates dans les intervalles sans foraminifères (**figure 17**).

2.3.2. Impact de la diagénèse sur les rapports isotopiques

Les enregistrements isotopiques (**17e, f, g et h**) sont affectés par des anomalies positives du $\delta^{18}\text{O}$ et négatives du $\delta^{13}\text{C}$ à 32, 12,5 et 3 ka BP, dans des niveaux contenant peu ou pas de gypse. Les anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ concernent principalement les foraminifères planctoniques, et montrent des augmentations de 1,3 à 3 ‰. Interprétées en terme de changement des conditions de vie des foraminifères, ces valeurs correspondent à un refroidissement des masses d'eau de l'ordre de 6 à 12 °C ou à une migration en profondeur de 100 à 150 m (sur profils de température, figure 16). Les anomalies de $\delta^{13}\text{C}$ concernent autant les espèces planctoniques que benthiques et présentent des diminutions de 1,2 à 4,6 ‰. Cela correspond à une augmentation de la consommation de la matière organique ou une diminution de la productivité primaire considérables (mais que nous ne pouvons quantifier par manque de données actuelles). Ces anomalies peuvent également être expliquées par des apports de masses d'eau enrichies en ^{18}O et appauvries en ^{13}C . Dans tous les cas, de telles valeurs impliquent des changements paléoenvironnementaux (température, salinité, taux d'oxygène dissous, circulation océanique...) drastiques, qui ne sont pas relayés dans les enregistrements des paramètres magnétiques (par des synthèses de sulfures ferrimagnétiques par exemple).

Figure 18 (page précédente) : Photographies au MEB de deux échantillons : 1300 cm (~16 ka BP) (a) *G. ruber* avec un zoom sur la surface corrodée, (b) *Brizalina* spp., (c) *U. peregrina* avec des zooms sur des trous de corrosion et (d) cristal de gypse (sélénite $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) typique des sédiments glaciaires (x100). 2501 cm (~28 ka BP) (e) *G. ruber* dont les épines sont encore visibles (x1000) et (f) Aggrégat contenant du gypse (minéraux lamellaires x100).

*Scanning Electron Microscope (SEM) pictures of two samples: 1300 cm (~16 ka BP) (a) *G. ruber*, with a zoom on a corroded part, (b) *Brizalina* spp., (c) *U. peregrina* with zooms on corrosion holes and (d) gypsum crystal (selenite $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) typical of glacial sediments (x100). 2501 cm (~28 ka BP): (e) *G. ruber* which spines are still visible, sign of good preservation (x1000) and (f) aggregate containing gypsum (lamellar minerals x100).*

De telles anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et surtout de $\delta^{13}\text{C}$ ont également été interprétées comme la signature de relargages de méthane (CH_4) dans la colonne d'eau. Ce gaz produit par la dégradation anaérobie de la matière organique est stocké dans les sédiments sous forme solide, les clathrates, qui peuvent se dissocier sous l'effet de perturbations environnementales. Dans la carotte MD02-2520, l'environnement sédimentaire riche en matière organique (pourcentages de carbone organique total de l'ordre de 4-6 %, S. Francavilla, *com. pers.*) et pauvre en oxygène est propice à la formation de méthane. Le relargage de méthane modifie principalement le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous dans les eaux interstitielles, et donc celui des foraminifères benthiques, le CH_4 étant rapidement oxydé dans la colonne d'eau (Kennett et al., 2000). Or les anomalies observées dans notre enregistrement sont généralement moins amples pour les foraminifères benthiques que pour les foraminifères planctoniques (sauf à 3,5 ka BP). De plus, les anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus amples et les anomalies de $\delta^{13}\text{C}$ sont moins amples que celles observées dans l'étude de de Garidel-Thoron (2004) où le $\delta^{18}\text{O}$ est de l'ordre 1 ‰ et le $\delta^{13}\text{C}$ atteint -9 ‰.

Une explication alternative fait intervenir les phénomènes de diagénèse et les deux processus qui peuvent être impliqués sont décrits ci-dessous.

1) La dissolution partielle de la calcite des foraminifères

Berger et al. (1968) puis Lohman et al. (1995) ont montré que la calcite primaire (ontogénétique) des foraminifères planctoniques, formée en surface (donc de $\delta^{18}\text{O}$ fort et de $\delta^{13}\text{C}$ faible), est préférentiellement dissoute dans les sédiments. La composition isotopique des tests se rapproche alors de celle de la calcite secondaire (gamétogénétique), formée plus en profondeur (entre 300 et 800 m pour *Globigerinoides sacculifer*, Duplessy et al., 1981), donc enrichie en ^{18}O et appauvrie en ^{13}C . Ce processus peut expliquer les anomalies des foraminifères planctoniques, mais pas celles des foraminifères benthiques.

2) Une calcification post-dépôt

La formation de calcite authigène peut être envisagée car la synthèse de gypse nécessite une sursaturation des eaux interstitielles en Ca^{2+} , qui peut également recristalliser sous forme de calcite. Du fait des températures plus faibles dans les sédiments qu'en surface, le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite recristallisée est supérieur à celui des foraminifères planctoniques (ΔT surface-700 m : 22°C, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ surface-700m : 5,5‰) et éventuellement benthiques si la température change dans la colonne sédimentaire (cf. Reuning et al., 2005).

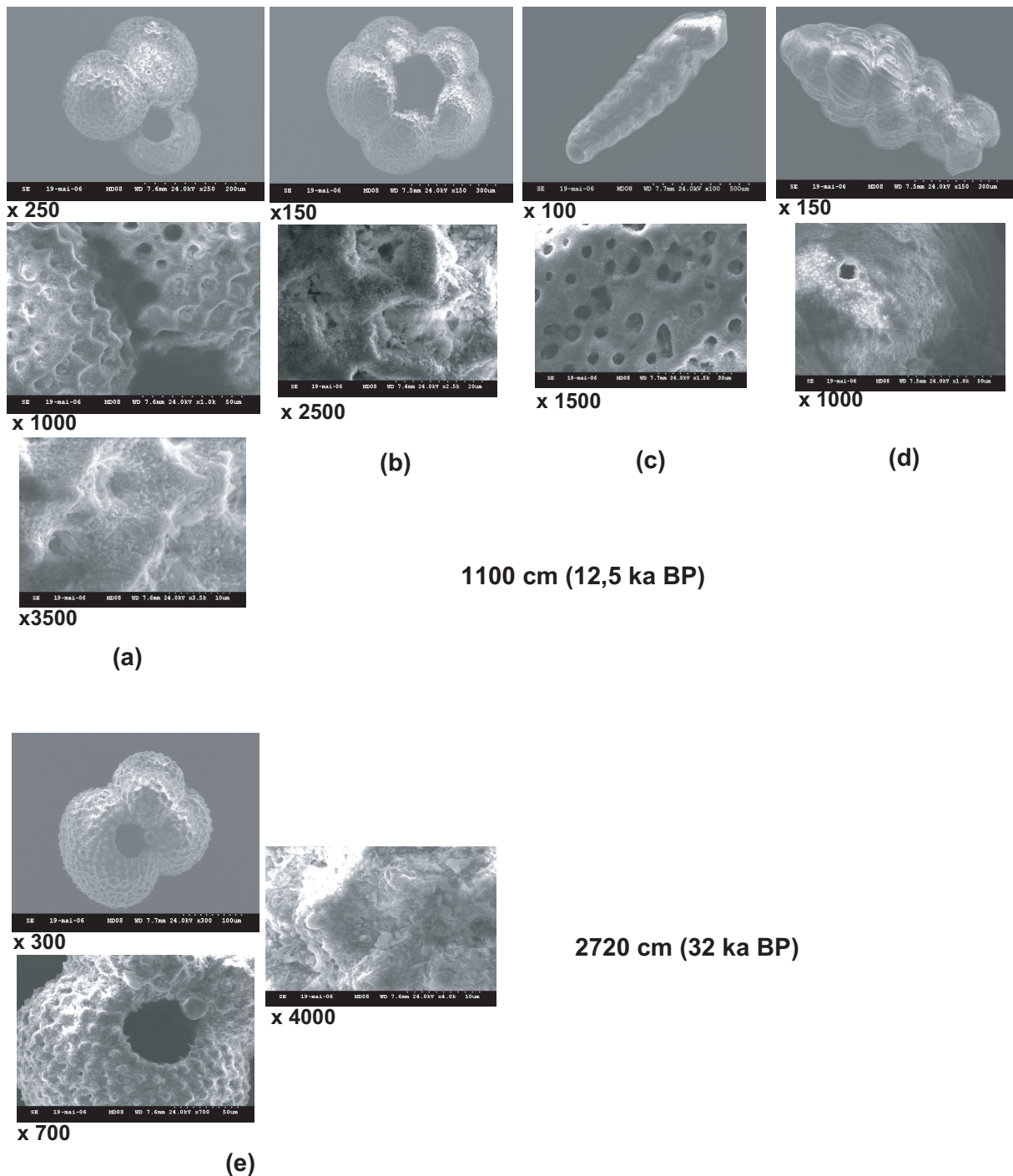


Figure 19 : Photographies au MEB de foraminifères prélevés dans deux niveaux à anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. 1100 cm (12,5 ka BP) : (a) *G. ruber*, (b) *N. dutertrei*, dont les pores semblent bouchés (zooms x3500 et x2500) (c), *Brizalina* spp. et (d) *U. peregrina* qui montrent des figures de corrosion (zooms x1500 et x1000). 2720 cm (32 ka BP) : (e) *G. ruber*, dont les reliefs sont corrodés et les pores bouchés.

*SEM pictures of foraminifera taken in two levels with $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ anomalies. 1100 cm (12,5 ka BP): (a) *G. ruber*, (b) *N. dutertrei*, which spine pores seem filled (x3500 and x2500), (c) *Brizalina* spp. and (d) *U. peregrina*, showing corrosion features (x1500 and x1000). 2720 cm (32 ka BP): (e) *G. ruber*, which ridges are corroded and spine pores are filled.*

Le $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite recristallisée est inférieur à celui des carbonates en surface (dû à la consommation de la matière organique), et diminue également avec la profondeur dans la colonne sédimentaire par rapport au $\delta^{13}\text{C}$ des eaux de fond (effet de microhabitat, cf partie méthodologie). La formation de calcite inorganique peut donc expliquer les anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques et benthiques. Enfin, les observations au MEB ont montré que les pores des foraminifères planctoniques sont bouchés (**figures 19a, b et e**), éventuellement par de la calcite recristallisée.

En conclusion, il apparaît que trois intervalles (identifiés ci-dessus) présentent des traces de processus diagénétiques et seront donc écartés des reconstitutions paléohydrologiques. Plusieurs hypothèses ont été présentées : relargages de méthane, dissolution de la calcite primaire et recristallisation de calcite diagénétique. Le dernier processus semble le plus probable car il permet d'expliquer les anomalies observées, tant dans les foraminifères planctoniques que benthiques.

2.4. Reconstitution des variations temporelles de paléocéanographie

Afin de reconstituer les variations des paramètres paléohydrologiques de la colonne d'eau, nous avons :

- 1) éliminé les anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des profils,
- 2) corrigé les rapports isotopiques des effets vitaux, afin de pouvoir comparer directement les valeurs (les effets vitaux étant considérés constant dans le temps).

Les rapports isotopiques des foraminifères planctoniques ont été corrigés en utilisant les effets vitaux mesurés par Spero et al (2003), similaires aux valeurs obtenues pour notre site (cf §5-2.1). Les rapports isotopiques de *N. dutertrei* sont normalisés à ceux de *G. ruber*, en appliquant des corrections de +0,61 au $\delta^{18}\text{O}$ et -0,5 au $\delta^{13}\text{C}$ de *N. dutertrei* (**figure 21b et e**).

Les rapports isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques ont été corrigés en soustrayant les effets vitaux calculés précédemment (tableau 4). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ corrigées de *Brizalina spp* et *U. peregrina* présentant une relation linéaire et significative ($R^2 = 0,88$, **figure 20**), une courbe compilée des deux profils a été construite (**figure 21d**) afin d'augmenter la résolution de l'enregistrement. Lorsque le $\delta^{18}\text{O}$ a été mesuré sur les deux espèces, les valeurs ont été moyennées. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques ne

présentent pas de relation significative ($R^2 = 0,43$, **figure 20**) et ne permettent donc pas de construire une courbe compilée de $\delta^{13}\text{C}$.

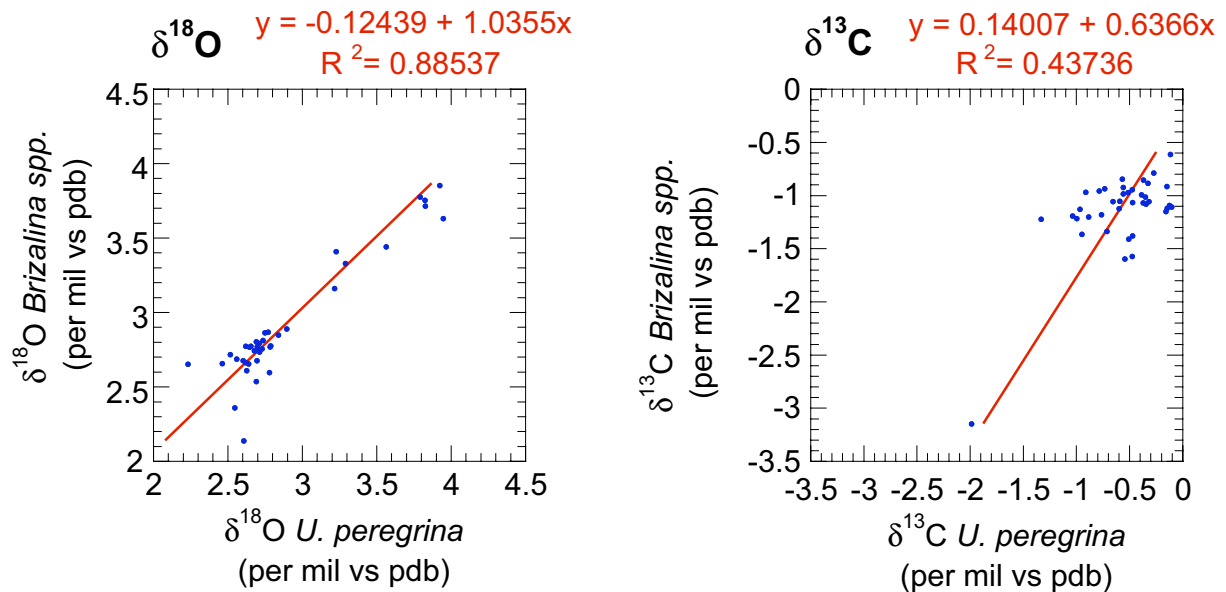
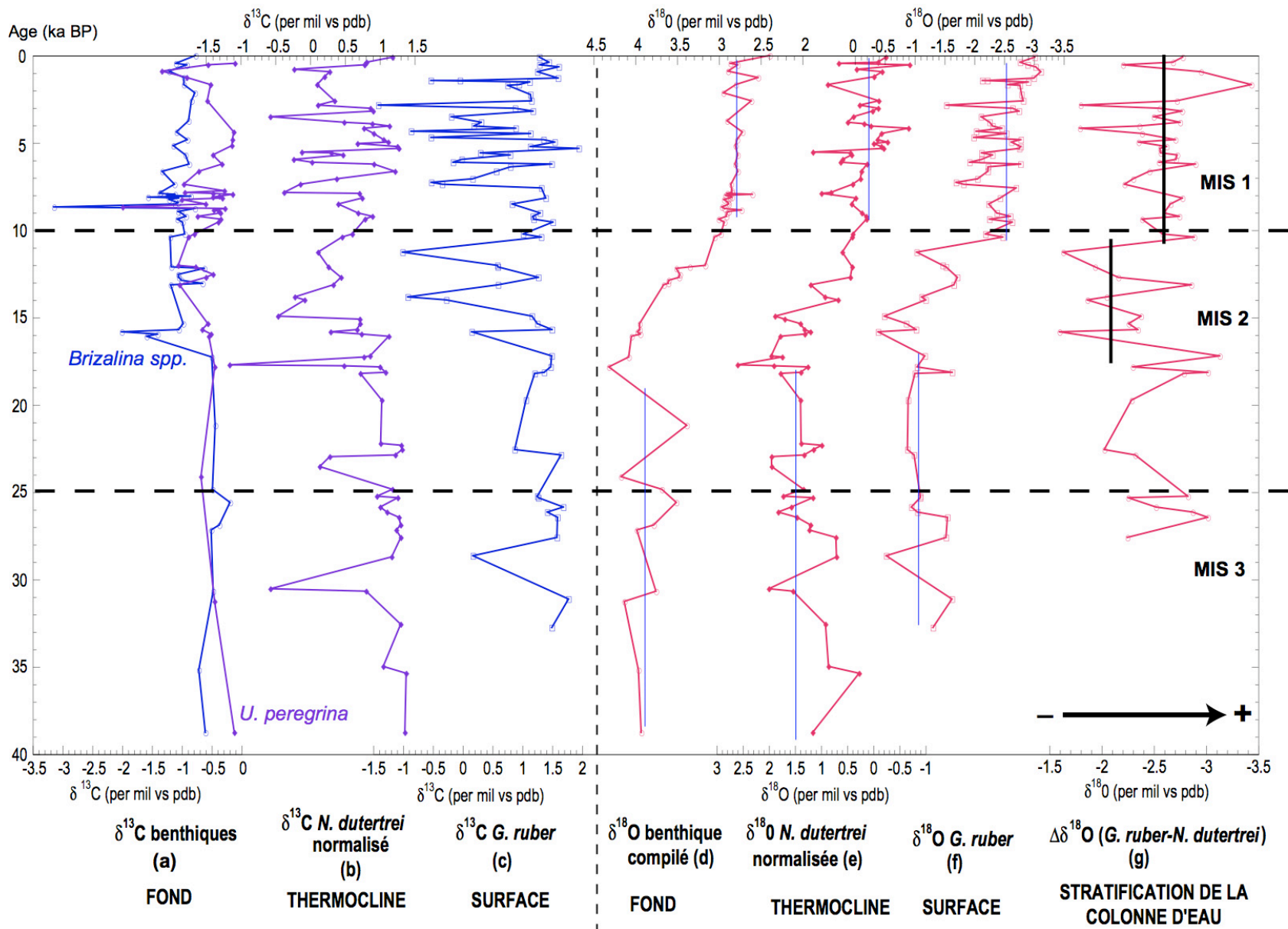


Figure 20 : Relations linéaires entre les compositions isotopiques de *U. peregrina* et *Brizalina* spp. Les coefficients de corrélation (R^2) et les équations de droite sont indiqués.

*Linear relationships between the isotopic compositions of *U. peregrina* and *Brizalina* spp.. The correlation coefficient (R^2) and linear equations are indicated.*

La différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre *G. ruber* et *N. dutretrei* (**figure 20g**) peut permettre de reconstituer les variations de profondeur de la thermocline, en supposant que ces espèces ne migrent pas dans la colonne d'eau et que le $\delta^{18}\text{O}$ des deux espèces est contrôlé par des changements de température. La différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre ces deux espèces au sommet de la carotte ($\sim 2,5$ ‰) représente une variation de température d'environ 10°C , ce qui correspond bien à la différence de température entre la surface et la thermocline (~ 75 m, figure 16). Appliqué au passé, on considère que lorsque la différence de $\delta^{18}\text{O}$ est faible, la thermocline est peu profonde : les conditions paléohydrologiques de la surface et de la thermocline sont proches et la colonne d'eau est moins bien stratifiée. Cette interprétation devra néanmoins être modérée, la résolution de notre enregistrement étant variable et notablement faible dans les stades glaciaires. Ceci est dû à l'absence de foraminifères (probablement dissous) et empêche toute reconstitution paléoenvironnementale.



La transition glaciaire/interglaciaire est d'amplitude similaire dans les profils de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et benthiques (**figure 21d, e, f**). La différence de $\delta^{18}\text{O}$ glaciaire/interglaciaire ($\Delta\delta^{18}\text{O}$ G/I : 1,5 ‰) est comparable à celles obtenues dans d'autres enregistrements du Pacifique Est (à 22°N, Ganeshram et Pedersen, 1998 ; à 2°N, Lea et al., 2000), mais est inférieure à celle enregistrée dans le Bassin de Santa Barbara (35°N, ~2,5‰, Hendy et al., 2002). La variation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de l'océan global (liée à la fonte des calottes glaciaires) au cours de la transition glaciaire/interglaciaire est estimée à ~1 ‰ (Labeyrie et al., 1987 ; Schrag et al., 1996 ; Waelbroeck et al., 2002), le reste (0,5 ‰) pouvant être attribué à une augmentation de la température ou de la salinité locale. Si on néglige les variations de salinité, le $\Delta\delta^{18}\text{O}$ G/I équivaut un réchauffement d'environ 2 °C, compatible avec celui de 2,8 °C des eaux de surface d'un site à 2 °N (Lea et al., 2000). Le réchauffement des eaux entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène répond donc à un schéma « tropical », les variations de températures étant plus importantes vers le Nord (~4°C à 32°N, Herbert et al., 2001). La transition glaciaire/interglaciaire commence simultanément en profondeur et subsurface (à 18 ka BP, **21 d et e**) et semble retardée en surface (à 16 ka BP, **21f**). Durant la déglaciation (16-10 ka BP), la thermocline semble peu profonde (**21g**).

Figure 21 (page précédente) : Reconstitution des variations paléocéanologiques depuis 40 ka BP. Profils de $\delta^{13}\text{C}$: (a) foraminifères benthiques (diamants violets : *U. peregrina* et cercles bleus : *Brizalina* spp.), (b) *N. dutertrei* (normalisé à *G. ruber*), (c) *G. ruber*. Profils de $\delta^{18}\text{O}$: (d) compilation des deux espèces de foraminifères benthiques, (e) *N. dutertrei* (normalisé à *G. ruber*), (f) *G. ruber*. Les foraminifères benthiques permettent de reconstituer la paléohydrologie des eaux de fond, *N. dutertrei* celle de la thermocline et *G. ruber* celle des eaux de surface. La différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre *G. ruber* et *N. dutertrei* (g) permet d'appréhender la stratification de la colonne d'eau (ou la profondeur de la thermocline).

*Reconstitution of the paleoceanological changes since 40 ka BP. Profiles of $\delta^{13}\text{C}$: (a) benthic foraminifera (purple diamonds: *U. peregrina* and blue dots: *Brizalina* spp.), (b) *N. dutertrei* (normalized to *G. ruber*), (c) *G. ruber*. Profiles of $\delta^{18}\text{O}$: (d) compilation of the two species of benthic foraminifera, (e) *N. dutertrei* (normalized to *G. ruber*), (f) *G. ruber*. Benthic foraminifera allow reconstructing the bottom water paleohydrology, *N. dutertrei* that of thermocline waters and *G. ruber* that of surface waters. Difference between $\delta^{18}\text{O}$ of *G. ruber* and *N. dutertrei* (g) provides an estimation of the water column stratification (i.e depth of the thermocline).*

La période holocène est marquée par des variations abruptes et fréquentes ($\lambda < 10^3$ ans) des conditions de température et salinité en surface et subsurface (**21e et f**). L'amplitude maximale du $\delta^{18}\text{O}$ est de 1,5 ‰, ce qui représente des variations de température d'environ 6°C. Ces variations de $\delta^{18}\text{O}$ sont découplées entre la surface et la subsurface et les eaux de fonds présentent peu de variations des conditions hydrologiques (**21d**). Le $\delta^{13}\text{C}$ en surface et subsurface (**21b et c**) varie aussi abruptement et fréquemment que le $\delta^{18}\text{O}$. Le $\delta^{13}\text{C}$ de *Brizalina spp.* est en moyenne plus faible que celui de *U. peregrina* entre 17 ka BP et l'actuel, ce qui peut être attribuable à une migration d'une des deux espèces dans le sédiment sous l'effet de changement environnementaux. La thermocline (**20g**) est globalement profonde pendant l'Holocène (notamment entre 1 et 2 ka BP), excepté à 7, 4 et 3 ka BP où elle remonte.

Chapitre 6. Synthèse et Conclusions

Cette étude, couplant méthodes magnétiques et géochimiques, a permis d'apporter des informations sur les dynamiques d'apport terrigène et les variations de paléocéanologie, d'une zone jusqu'alors très peu étudiée au cours des derniers 40 ka. Les implications qui en découlent concernent les liens continent-océan (forçage de l'upwelling par les alizés, fertilisation des océans), et les modifications d'oxygénation des masses d'eau.

1. Apports terrigènes

Les sédiments de la carotte MD02-2520 ne portent pas de traces de transformations diagénétiques drastiques des oxydes de fer primaires en sulfures (pas de sulfures ferrimagnétiques détectés, quantité de soufre total faible et sans relation avec le fer), ce qui permet d'interpréter les paramètres magnétiques comme des traceurs d'apports terrigènes. Les régimes d'apports de matériel lithogénique sont actuellement influencés par deux sources principales : le fleuve Tehuantepec, dont le fonctionnement est maximal pendant la période humide estivale, et les vents « Tehuanos », caractérisant le régime hivernal et associé au développement d'un upwelling côtier. Les résultats nous ont montré que :

- 1) les concentrations en minéraux magnétiques sont supérieures pendant les stades glaciaires, ce qui peut résulter de la diminution du niveau marin (re-mobilisation des sédiments et rapprochement des sources) et/ou d'apports terrigènes accrus pendant les MIS 2 et 3 (disponibilité plus importante de matériel détritique ou transport plus efficace).
- 2) il est difficile de découpler les régimes d'apports car les minéraux magnétiques sont apportés conjointement, cependant des phases d'apports éoliens sont suspectées à 34-32, 26 et 22 ka BP.

2. Paléocéanologie : upwelling et circulation océanique

Les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone ont été établis sur 4 espèces de foraminifères vivant à différentes profondeurs de la colonne d'eau. Ils montrent un signal glaciaire/interglaciaire marqué par un réchauffement des eaux du GT de $\sim 2^\circ\text{C}$ (certainement accompagné de variations de salinité) en accord avec les variations de température reconstituées par d'autres auteurs dans le Pacifique Est intertropical (Lea et al, 2000). Le réchauffement semble avoir débuté en profondeur et en subsurface puis en surface. Ces données permettent également de reconstituer les variations paléohydrologiques de la colonne d'eau au cours des derniers 15 ka. La thermocline est moins profonde (ou la colonne d'eau moins stratifiée) pendant la déglaciation (16-10 ka BP) et plus profonde (ou la colonne d'eau bien stratifiée) pendant l'Holocène (10-0 ka BP)

Ces changements de stratification de la colonne d'eau peuvent être liés à un forçage externe (vents) de type upwelling, ou à des modifications de la circulation océanique de surface et intermédiaire.

Ensuite, des marqueurs bio-géochimiques ont permis de mettre en évidence les impacts de la diagénèse sur la dissolution des carbonates et sur les rapports isotopiques. Différents processus diagénétiques ont été identifiés :

- 1) dissolution des carbonates et synthèse de gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$) par oxydation de pyrite (FeS_2).
- 2) Recristallisation de calcite authigène et/ou dissolution de la calcite ontogénétique ayant provoqué des anomalies positives de $\delta^{18}\text{O}$ et négatives de $\delta^{13}\text{C}$.

La synthèse de gypse dans les sédiments glaciaires suggère que les masses d'eau de fond ont été mieux oxygénées pendant les stades glaciaires que pendant l'Holocène. La mesure des rapports isotopiques de l'azote dans une carotte du golfe de Tehuantepec (Thunell et Kepple, 2004) a également montré que les masses d'eau intermédiaires étaient mieux oxygénées pendant le dernier maximum glaciaire. Deux phénomènes contrôlent principalement l'oxygénation des masses d'eaux : la productivité primaire en surface (et sa dégradation dans la colonne d'eau), et la ventilation par la circulation intermédiaire. Certains auteurs attribuent ces changements d'oxygénation des masses d'eau par une modulation de la ventilation intermédiaire (Behl et Kennett, 1996 ; van Geen et al., 1996 ; Hendy et Kennett, 2003) et d'autres auteurs invoquent des changements de productivité primaire (Ortiz et al., 2004). Ne

disposant pas de marqueurs (non équivoques) de circulation océanique, ni de productivité primaire, il nous est impossible d'apporter de plus amples informations sur le moteur des variations d'oxygénation à l'échelle glaciaire/interglaciaire dans le GT. Les différences entre les âges ^{14}C établis sur les foraminifères de surface et de la thermocline ne sont, par exemple, pas significatives et ne permettent pas d'argumenter d'éventuelles variations de circulation océaniques. De la même manière, l'absence de foraminifères dans certains intervalles peut être due soit à une baisse drastique de la productivité primaire ou à une dissolution totale des foraminifères.

Enfin, la meilleure oxygénation des masses d'eau intermédiaires du GT pendant les stades glaciaires a été interprétée par Thunell et Kepple (2004) comme la marque d'un Océan Pacifique glaciaire en conditions de type « El Niño » permanentes, comme suggéré par Stott et al. (2002) et Koutavas et al. (2002). Ces auteurs considèrent que la diminution des alizés en conditions de type « El Niño » aurait entraîné une diminution de l'intensité de l'upwelling et ainsi une diminution de la productivité primaire (permettant l'augmentation des taux d' O_2 dissous dans les eaux intermédiaires et profondes). Cela ne correspond cependant pas à nos résultats qui tendent à montrer que les apports terrigènes (pour une part, les vents) étaient plus importants pendant les stades glaciaires.

Il apparaît désormais nécessaire de contraindre les variations de circulation océanique (différence entre les âges ^{14}C de foraminifères planctoniques et benthiques) et de productivité primaire (assemblages de coccolithes, quantité de silice biogénique) afin de déterminer précisément ce qui contrôle les variations des conditions d'oxygénation des eaux du GT au cours de la transition glaciaire/interglaciaire.

Une étude sédimentologique (argiles, pollens...) détaillée pourrait également apporter de nombreuses informations sur les transferts de matériel terrigène à la marge et sur les changements paléoenvironnementaux sur le continent adjacent. En outre, le comptage des lamines (à l'oeil nu et à la loupe) réalisé par Thomas Thouveny sur 7 sections, a révélé que l'épaisseur moyenne des couplets (couche sombre et couche claire), supposés annuels, est de l'ordre du millimètre. Pour l'Holocène, la chronologie ^{14}C confirme que le dépôt des lamines suit bien un rythme annuel (un couplet mesure 1 mm, et le taux de sédimentation holocène est de 1m par 1000 ans). Cette séquence étant quasi-entièrement laminée, une étude détaillée de la composition des lamines et leur comptage systématique pourrait permettre de détecter des variations de rythme d'apports, en liaison avec des forçages climatiques pluridécennaux (ENSO).

Synthesis and Conclusion

The magnetic and geochemical properties of a sedimentary sequence from the slope off Gulf of Tehuantepec (MD02-2520) have yielded the first insights on the variations of the sedimentary dynamics during the last 40 ka in this almost unstudied region. The good preservation of the iron oxides enabled to reconstruct the variations of the terrigenous inputs; the isotopic composition of calcareous foraminifera living at different water depths provided a mean to reconstitute the modifications of the water column structure. A peculiar type of diagenesis, involving the synthesis of gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) and dissolution/recrystallisation of calcite, has been identified and its environmental significance has been explored. In fine, these results allowed to investigate the links between continent and ocean (wind-forcing of upwelling, ocean fertilization) and the modification of water masses oxygenation.

1. Terrigenous inputs

The magnetic investigations coupled with elemental content analyses have shown that the iron oxides contained in the sediments of core MD02-2520 are fairly preserved, as indicated by the weak concentrations of iron sulfides (weak contents of total sulfur, unrelated with the iron contents, and no evidence of ferrimagnetic sulfides). The time variations of the concentration, nature and grain-size of the iron oxides can thus be deciphered by the magnetic parameters and interpreted in terms of primary terrigenous signal.

Currently, the Gulf of Tehuantepec is fed in lithogenic material by two main sources: the river Tehuantepec, which activity is higher during the humid summer period and the winds “Tehuano”, blowing in winter and giving rise to a coastal upwelling.

The results show that:

- *The concentration of magnetic minerals is higher during the glacial stages (Marine Isotope Stages 3 and 2), due to the lower sea level (re-mobilization of the sediments and closer sources) and to an intense erosion of the continental surfaces (availability of material due to recession of the vegetal cover or increased transport efficiency).*
- *The different iron oxide species (magnetite, hematite, goethite) and grain size fractions present similar time variations, and it is therefore hard to determine whether these minerals are delivered by the winds or by the rivers. Phases of aeolian inputs are however suspected at 32, 26 and 22 ka BP.*

2. Paleoceanography: upwelling and oceanic circulation

The time variations of the ratios of stable isotope of oxygen ($\delta^{18}O$), measured on four species of foraminifera living at different water depths, show a clear glacial-interglacial signal marked by a warming of the entire water column of $\sim 2^{\circ}C$ (probably accompanied by variations of salinity), in good agreement with the variations of the sea surface temperatures reconstructed in the Intertropical Eastern Pacific (Lea et al., 2000). This warming apparently began in the bottom and subsurface waters, then reaching the surface waters. These data also allowed to reconstruct the changes of paleohydrology in the water column during the last 15 ka. The thermocline was shallower (or the water column was less stratified) during the deglaciation (16-10 ka BP) and was deeper (or the water column was more stratified) during the Holocene (10-0 ka BP). These varying stratification modes of the water column may be related to an external forcing (like the winds, creating an upwelling), or to modifications of surface and intermediate waters circulation.

Some bio-geochemical markers permit to evidence and investigate the impacts of diagenesis on biogenic carbonates. The diagenetic processes that have been identified are:

- 1) Dissolution of carbonates and formation of gypsum, by oxidation of pyrite.*
- 2) Authigenic calcite crystallization and/or ontogenetic calcite dissolution, producing positive anomalies of $\delta^{18}O$ and negative anomalies of $\delta^{13}C$.*

The formation of authigenic gypsum in the glacial sediments suggests that the bottom water masses have been better oxygenated during the glacial stages than during the Holocene, which has already been showed by Thunell et al. (2004) by a study of the isotopic ratios of nitrogen in a sediment core from the Gulf of Tehuantepec. Such oxygenation variations have indeed been documented on the North-Western American margin and are explained by i) varying production rates of organic matter in the surface waters (Ortiz et al., 2004) and ii) changes in the ventilation of the intermediate waters (Behl and Kennett, 1996; van Geen et al., 1996; Hendy and Kennett, 2003). Lacking unequivocal tracers of primary productivity or oceanic circulation, it is not possible to evaluate their respective influence on water masses oxygenation in the Gulf of Tehuantepec. For instance, the differences between the ^{14}C ages obtained on surface-dwelling and thermocline-dwelling foraminifera (in the same samples) are not significant and cannot be used to document variations of the oceanic circulation. In addition, the lack of foraminifera in several intervals can be due to a drastic decrease of primary productivity but also to a complete dissolution of the biogenic carbonates.

Finally, this better oxygenation of the intermediate waters during the glacial stages has been interpreted by Thunell et al. (2004) as the evidence of a permanent El Nino-like state of the Pacific Ocean, as suggested by Stott et al. (2002). Following this hypothesis, better oxygenation would result from a lower primary productivity in the surface waters caused by weaker trade winds (decreasing upwellings activity). This scenario disagrees with our evidence of enhanced aeolian inputs during the glacial stages in the Gulf of Tehuantepec.

It thus appears necessary to better constrain the variations of the oceanic circulation (difference between ^{14}C ages of benthic and planktonic foraminifera) and of the primary productivity (coccoliths assemblage, biogenic silica content) in order to determine precisely what controls the variations of water masses oxygenation in the Gulf of Tehuantepec during the glacial-interglacial transition.

A detailed study of clays or pollen assemblage could also provide useful information on terrigenous inputs and environmental changes on the adjacent continent. In addition, the laminae counting (by eye and with a binocular) realized by Thomas Thouveny on seven sections of the Holocene part of the core, revealed that the averaged thickness of a couplet (black and white layers) is roughly one millimeter. Within the frame of the ^{14}C dating, the averaged sedimentation rate is 96 cm/1000 yrs, which shows that the deposition of a laminae couplet takes place in one year. As the sedimentary sequence is almost entirely laminated, a study of the composition and a systematic counting of the laminae could allow to estimate the variations of the rhythms of the laminae deposition, possibly forced by an inter-annual climatic regime such as ENSO.

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude magnétique et géochimique de quatre séquences sédimentaires, réparties sur un transect Nord-Sud de la marge Nord-Ouest du Continent Américain a permis de fournir des résultats originaux concernant la reconstitution des dynamiques sédimentaires en contexte subtropical. Les carottes du Bassin de Santa Barbara (35°N) et celle du Golfe de Tehuantepec (15°N) présentent des taux de sédimentation comparables, de l'ordre de 100 cm/1000 ans. Ces trois séquences permettent d'analyser les signaux paléoclimatiques et paléocéanographiques lors de la transition glaciaire/interglaciaire avec une haute résolution temporelle (~20 ans). La carotte de la marge de Basse Californie (23°N) présente un taux de sédimentation trois fois plus faible (~30 cm/1000 ans) et couvre les derniers 120 000 ans, c'est-à-dire le dernier cycle glaciaire/interglaciaire s.l.. Deux volets principaux sont abordés : la variation d'apports terrigènes, réglée par les changements climatiques, et les modifications des caractéristiques physico-chimiques des masses d'eau océaniques, sous l'effet de contraintes régionales (telle que le forçage par le vent) ou globales (telle que la circulation océanique).

La conservation des oxydes de fer primaires dans trois des carottes a permis d'interpréter leurs concentrations, natures minéralogiques et gammes granulométriques pour reconstituer les rythmes d'apports terrigènes et de les traduire en termes paléoclimatiques. Dans les trois sites étudiés on démontre ainsi que :

- 1) Les apports terrigènes sont plus importants pendant les stades glaciaires (stades isotopiques marins *-marine isotope stages-* 2 et 3), en raison d'une activité érosive accrue, liée à la dénudation des surfaces continentales (en conditions arides) et à l'augmentation des surfaces continentales lors des bas niveaux marins.
- 2) Les vents et l'aridité dominant au dernier maximum glaciaire (20-16 ka BP). Deux phases d'activité éolienne intense ont été identifiées dans le Bassin de Santa Barbara et dans le Golfe de Tehuantepec à 24-26 ka BP et 21-22 ka BP, c'est à dire lors de phases de refroidissement dans l'Atlantique Nord (l'événement de Heinrich 2 et un stadaire du dernier maximum glaciaire).

Les spécificités de chaque site sont :

- Dans le Bassin de Santa Barbara, la variation des apports terrigènes au cours des derniers 35 ka est probablement directement liée aux oscillations de la calotte Nord Américaine, entraînant des modifications de température, de précipitations et des vents. Les variations de niveau marin liées à ces oscillations ont aussi certainement eu une action sur l'étendue des surfaces soumises à l'érosion. Le dernier maximum glaciaire est dominé par un régime d'apports éoliens (aridité), permettant la dénudation des surfaces continentales suivie de

leur érosion, leur remaniement et du transport de la fraction terrigène durant les phases plus humides.

- Sur la marge Sud-Ouest de la péninsule de Basse Californie, les rythmes d'apport fluvial sont réglés par des forçages climatiques de haute latitude alors que les régimes de vents sont réglés par les cellules de basse pression liées à la Mousson Mexicaine, sous contrôle direct de l'insolation.
- Dans les sédiments du Golfe de Tehuantepec, les apports éoliens et fluviaux sont synchrones. Cependant il est probable que les variations d'apports terrigènes soient modulées par l'intensité des alizés et par le régime des précipitations (position latitudinale de l'ITCZ), comme c'est le cas actuellement.

Les caractéristiques physico-chimiques des masses d'eau océaniques ont pu être reconstituées dans la carotte du fond du Bassin de Santa Barbara et celle du Golfe de Tehuantepec.

- Dans le fond du Bassin de Santa Barbara, la transformation des oxydes de fer en sulfures de fer présentant différents degrés de réduction (de la pyrrhotite Fe_7S_8 à la pyrite FeS_2) a pu être déchiffrée grâce à un paramètre magnétique qui se corrèle parfaitement à l'index de bioturbation de Behl et Kennett (1996), dans l'Holocène. Les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau ont ainsi pu être reconstituées pour les derniers 35 ka, permettant de compléter cet index pour les périodes glaciaires et de détecter l'existence de phases anoxiques ou dysoxiques (moins anoxiques) lors de refroidissements abrupts de l'Atlantique Nord (H3, H2 et stadias du Dernier Maximum Glaciaire). Ces phases sont également liées à des périodes d'apport éolien intense et d'apport fluvial faible.
- Dans le Golfe de Tehuantepec, l'analyse des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone sur des tests de foraminifères a montré que les caractéristiques hydrologiques de la colonne d'eau au cours de la transition glaciaire/interglaciaire varient en accord avec celles reconstituées dans d'autres enregistrements du Pacifique Est Intertropical (Lea et al., 2000). Ces données montrent également que la thermocline était moins profonde pendant la déglaciation (16-10 ka BP) que pendant l'Holocène. En outre, la formation de gypse authigène ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) dans les sédiments glaciaires suggère que les masses d'eau de fond ont été mieux oxygénées pendant les stades glaciaires que pendant l'Holocène, confirmant les résultats de Thunell and Kepple (2004).

Les perspectives de ce travail sont nombreuses, tant pour asseoir nos interprétations que pour accéder à une reconstitution synoptique des dynamiques sédimentaires sur la marge nord-ouest Américaine.

La reconstitution des changements des conditions d'oxygénation des masses d'eau pourra être améliorée par des mesures d'éléments métalliques sensibles aux conditions rédox (uranium, molybdène...), comme cela a été réalisé pour la carotte du site ODP 893A (Bassin de Santa Barbara) par Ivanochko and Pedersen (2004). Une quantification des concentrations en pyrite dans les carottes pourrait également permettre d'évaluer l'impact de la diagénèse réductrice et de déterminer ses éventuelles significations environnementales. L'origine du gypse, supposé authigène, dans la carotte du Golfe de Tehuantepec et sa dynamique de formation pourraient être déterminées par des mesures d'isotopes stables du soufre ($\delta^{34}\text{S}$).

Afin de préciser les flux d'apports éoliens sur la marge, la caractérisation et la quantification de l'hématite et de la goethite sont requises, et nécessitent l'utilisation de méthodes d'extraction (magnétique ou par liqueur dense) puis d'analyses spécifiques (mesure des aimantations à basse température, diagrammes de type « FORC », diffraction des rayons X). En outre, l'analyse des assemblages polliniques et de certains marqueurs d'apport terrigène tels que la concentration en grains de quartz et la distribution granulométrique de la fraction terrigène (et magnétique) pourraient apporter des informations complémentaires.

Il apparaît par ailleurs nécessaire de déterminer les changements spatio-temporels des flux de silice biogénique sur la marge, composante majoritaire des assemblages planctoniques actuels, afin d'évaluer plus précisément les variations de productivité primaire.

Enfin, une figure sédimentaire marquant les quatre séquences est la présence de lamines. Dans le cas du Bassin de Santa Barbara et du Golfe de Tehuantepec, les lamines sont annuelles (un comptage préliminaire réalisé sur la partie holocène du Golfe de Tehuantepec s'accorde avec les datations ^{14}C). Elles ne sont conservées que lors des périodes chaudes (interglaciaires et interstadiaires) dans l'Atlantique Nord, dans les séquences du Bassin de Santa Barbara et de la marge de Basse Californie, alors qu'elles apparaissent tout au long de la séquence du Golfe de Tehuantepec. Il est nécessaire d'étudier le mode de formation et la rythmicité du dépôt en comptant et en analysant la composition de ces lamines.

A set of four sediment cores, distributed along the north-western American margin, have been investigated by magnetic and geochemical methods to reconstitute the past sedimentary dynamics, driven by climatic and oceanic regime changes. The cores from Santa Barbara Basin (35°N) and from the Gulf of Tehuantepec (15°N) present sedimentation rates of ~100 cm/1000 yrs, documenting paleoclimatic and paleoceanographic changes during the last glacial-interglacial transition at a temporal resolution of ~20 yrs. The core from the South-Western margin of Baja California (23°N) presents a sedimentation rate of ~30cm/1000 yrs, and covers the last glacial-interglacial cycle (last 120,00 yrs). The results can be divided in two main parts: i) variations of the terrigenous input, driven by climatic changes and ii) modifications of the physical and chemical characteristics of the ocean water masses, under regional (wind) or global (oceanic circulation) forcing.

The good preservation of the iron oxides in three cores allowed to link their concentration, nature and grain-size variations to different modes of terrigenous input, related to various climatic forcing. In the three sites, results show that:

- 1) The terrigenous inputs are higher during the glacial stages (marine isotope stages 2 and 3), suggesting a stronger erosion due to the stripping of the continental surfaces (under arid conditions) and to wider continental surfaces during low sea levels (emersion of the continental shelf).*
- 2) Winds and aridity dominate during the last glacial maximum (20-16 ka BP). Two aeolian phases have been identified in Santa Barbara Basin and in the Gulf of Tehuantepec at 24-26 ka BP and 21-22 ka BP, i.e. during cooling periods in North Atlantic (Heinrich event 2 and a stadial of the last glacial maximum).*

Each site presents particularities:

- In Santa Barbara Basin, the variations of the terrigenous input during the last 35 ka is probably linked with growth and decay of the North American (Laurentide) ice sheet, resulting in temperature, precipitation and wind changes. The sea level variations, related to the ice sheet oscillations indeed controlled the extension of the surfaces submitted to erosion. The last glacial maximum is dominated by an aeolian regime (aridity), leading to a stripping of the continental areas followed by erosion, reworking and transport of the lithogenic fraction during the moister phases.*
- On the South-Western margin of the Baja California peninsula, the fluvial inputs are driven by high latitude climatic forcing whilst the aeolian inputs are driven by the shifts of the low*

pressure cells belonging to the North Mexican Monsoon, under direct control of the summer insolation at 23°N.

- *In the sediments of the Gulf of Tehuantepec, the aeolian and fluvial inputs are synchronous. The terrigenous inputs may however be modulated by the Trades intensity and by the precipitation regime (latitudinal position of the ITCZ) modifications, as it is presently the case.*

The physical and chemical characteristics of the ocean water masses have been investigated in the cores located at the bottom of Santa Barbara Basin and on the slope off Gulf of Tehuantepec.

- *In the bottom part of Santa Barbara Basin, the temporal occurrence of iron sulfides of various degrees of reduction (from pyrrhotite Fe_7S_8 to pyrite FeS_2), identified using magnetic and geochemical properties, presents a good correlation with the bioturbation index of Behl and Kennett (1996), proxy of the bottom water oxygenation variations, during the Holocene. On the basis of this correlation, the changes of oxygenation conditions could be reconstructed for the last 35 ka, and allowed to improve the bioturbation index for the glacial times by detecting anoxic or dysoxic (less anoxic) phases in sediments deposited at the time of the abrupt cooling of North Atlantic (H3, H2 and stadials of the last glacial maximum). These phases are also linked with intense aeolian inputs and weak fluvial inputs.*
- *The reconstruction of the hydrological patterns of the water masses in the Gulf of Tehuantepec during the glacial-interglacial transition, using the isotopic composition (oxygen and carbon) of planktonic and benthic foraminifera show that the thermocline was shallower during the deglaciation (16-10 ka BP) than during the Holocene. Moreover, the formation of authigenic gypsum ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) in the glacial sediments suggests that the bottom water masses were more oxygenated during the glacial stages than during the Holocene, as already mentioned by Thunell and Kepple (2004).*

Further work might be done to improve our first interpretations and obtain a synoptic reconstruction of the sedimentary dynamics on the north-western American margin.

The reconstitution of the variations of the water masses oxygenation can be improved by measuring the concentrations of redox-sensitive metals (uranium, molybden), as already realized by Ivanochko and Pedersen (2004) on the sequence from site ODP 893A (Santa Barbara Basin). Quantifying the concentration of pyrite in the cores could also permit to evaluate the impact of reductive diagenesis on the primary signals and understand its

potential relations with environmental changes. The origin of gypsum, assumed authigenic, in the core from Gulf of Tehuantepec and its dynamics of formation could be determined by measures of stable isotope of sulfur ($\delta^{34}\text{S}$).

In order to reconstitute the wind fluxes on the margin, the characterization and quantification of hematite and goethite are needed, and require an extraction (magnetically or by heavy liquids) prior to specific analyses (such as low temperature magnetization measurements, FORC diagrams or X ray diffraction). Analyses of the pollen assemblage and tracers of terrigenous input such as the quartz concentration or the grain-size distribution of the terrigenous (and magnetic) fraction could also provide complementary information.

In addition, it seems necessary to determine the spatial and temporal changes of biogenic silica fluxes on the margin, since it is a major component of the present planktonic assemblages, to precisely evaluate the variations of the primary productivity.

Finally, the presence of laminations is a sedimentary feature common to the four sequences. In the cases of Santa Barbara Basin and Gulf of Tehuantepec, the laminae are annual (as shown by a preliminary counting realized on the Holocene and ^{14}C dating). They are only preserved during the warm periods (interstadials and interglacials) of North Atlantic in the sedimentary sequences of Santa Barbara Basin and Baja California margin, while they appear all along the sequence of Gulf of Tehuantepec. A study of the mode of formation and of the rhythm of deposition of the laminae by counting and analysing their composition thus remain to be carried out.

REFERENCES

REFERENCES
A

- Amerigian, C. (1977). Measurement of the effect of particle size variation on the detrital remanent magnetization to anhysteretic remanent magnetization ratio in some abyssal sediment. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 434-442.

B

- Bacon, S. N., Burke, R. M., Pezzopane, S. K., and Jayko, A. S. (2006). Last Glacial maximum and Holocene lake levels of Owen Lake, eastern California, USA. *Quaternary Science Reviews* **25**, 1264-1282 .
- Barbier, E. (2004). "La dynamique du temps et du climat en Amérique Centrale." *Unpublished pH-D Thesis*, Université Jean Moulin-Lyon III.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N., and Cabioch, G. (1998). Radiocarbon calibration by means of Mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals: an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon* **40**, 1085-1092.
- Bard, E., Rostek, F., and Ménot-Combes, G. (2004). Radiocarbon calibration beyond 20,000 C-14 yr by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research* **61**, 204-214.
- Bé, A. W. H. (1980). Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifer, *Globigerinoides sacculifer* (Brady). *Marine Micropaleontology* **5**, 283-310.
- Bé, A. W. H., Caron, D. A., and Anderson, O. R. (1981). *Mar. Biol. Assoc. U.K.* **61**, 257
- Behl, R. J. (1995). Sedimentary facies and sedimentology of the late Quaternary Santa Barbara Basin, Site 893. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 295-308. Ocean Drilling Program, College Station (TX).
- Behl, R. J., and Kennett, J. P. (1996). Brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature* **379**, 243-246.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., and Lea, D. W. (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography* **13**, 150-160.
- Benson, L., Currey, D. R., Dorn, R. I., Lajoie, K. R., Oviatt, C. G., Robinson, S. W., Smith, G. I., and Stine, S. (1990). Chronology of expansion and contraction of four great Basin lake systems during the past 35,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **78**, 241-286.
- Benson, L., Kashgarian, M., Rye, R., Lund, S., Paillet, F., Smoot, J., Kester, C., Mensing, S., Meko, D., and Linström, S. (2002). Holocene multidecadal and multicentennial droughts affecting Northern California and Nevada. *Quaternary Science Reviews* **21**, 659-682.
- Benson, L., Lund, S., Negrini, R., Linsley, B., and Zic, M. (2003). Response of North American Great Basin Lakes to Dansgaard-Oeschger oscillations. *Quaternary Science Review* **22**, 2239-2251.
-

-
- Benson, L., Liddicoat, J. C., Smoot, J., Sarna-Wojcicki, A., Negrini, R., and Lund, S. (2003). Age of the Mono Lake excursion and associated tephra. *Quaternary Science Review* **22**, 135-140.
- Benway, H. M., and Mix, A. (2004). Oxygen isotopes, upper-ocean salinity and precipitation sources in the Eastern Tropical Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* **224**, 496-507.
- Berger, R., Taylor, R. E., and Libby, W. F. (1966). Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican west coast. *Science* **153**, 864-866.
- Berger, W. H. (1968). Planktonic foraminifera, selective dissolution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research* **15**, 31-43.
- Berner, R. A. (1970). Sedimentary pyrite formation. *American journal of Science* **286**, 1-23.
- Biondi, F., Lange, C., Hughes, M. K., and Berger, W. H. (1997). Inter-decadal signals during the last millenium (AD 1117-1992) in the varve record of Santa Barbara basin, California. *Geophysical Research Letters* **24**, 193-196.
- Bloemendal, J., Lamb, B., and King, J. (1988). Paleoenvironment implications of rock-magnetic properties of late Quaternary sediment cores from the Eastern Equatorial Atlantic. *Paleoceanography* **3**, 61-87.
- Bloemendal, J., and deMenocal, P. (1989). Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature* **342**, 897-900.
- Bloemendal, J., King, J., Hunt, A., deMenocal, P., and Hayashida, A. (1993). Origin of the sedimentary magnetic record at Ocean Drilling Program sites on the Owen ridge, Western Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research* **98**, 4199-4219.
- Boumaggard, E. H., Gayet, J., Bobier, C., Machain-Castillo, M.-L., and Aguayo-Camargo, E. (1998). Distribution des sédiments sur la marge du Golfe de Tehuantepec (Pacifique Oriental). Exemple d'interaction tectonique-eustatisme. *Oceanologica Acta* **21**, 21-31.
- Briskin, M., and Schreiber, C. (1978). Authigenic Gypsum in marine sediments. *Marine geology* **28**, 37-49.
- Broecker, W. S. (1974). "Chemical Oceanography." Harcourt Brace Jovanovich, New York.
- Broecker, W. S. (1982). Ocean chemistry during glacial time. *Geochemica and cosmochemica acta* **46**, 1689-1706.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., and Wölfi, W. (1990). A salt oscillator in the Glacial Atlantic ? *Paleoceanography* **5**, 469-477.
- Brüchert, V., Pratt, L., Anderson, T. F., and Hoffman, S. (1995). Abundance and isotopic composition of organic and inorganic sulfur species in laminated sediments from Hole 893A, Santa Barbara Basin. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 219-229. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Bull, D. and Kemp, A. (1995). Composition and origins of laminae in Late Quaternary and Holocene sediments from the Santa Barbara Basin. In "Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 77-87. Ocean Drilling Program, College Station (TX).
-

C

- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F., Flores, J. A., and Shackleton, N. J. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography* **14**, 698-705.
- Cannariato, K. G., and Kennett, J. P. (1999). Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 ky. *Geology* **27**, 975-978.
- Cannariato, K. G., Kennett, J. P., and Behl, R. J. (1999). Biotic response to late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: ecological and evolutionary implications. *Geology* **27**, 63-66.
- Carcaillet, J., Bourles, D. L., Thouveny, N., and Arnold, M. (2004). An authigenic 10-Be/9-Be record of geomagnetic moment variations and excursions over the last 300 ka. *Earth and Planetary Science Letters* **219**, 397-412.
- Chappell, J. (2002). Sea level changes forced ice breackouts in the last Glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Review* **21**, 1229-1240.
- Charles, C. D., Wright, J. D., Fairbanks, R. G. (1993). Thermodynamic influences on the marine carbon isotope record. *Paleoceanography* **8**, 691-698.
- Chevrier, V. (2004). "Approche magnétique de la formation du régolithe martien : Etudes sur analogues terrestres et expérimentaux." *Unpublished pH-D Thesis*, Université de Droit, d'Economie et de Sciences Aix-Marseille III.
- Conil, S., and Hall, A. (submitted). Local modes of atmospheric variability : A case study of Southern California. *Journal of Climate*.
- Cornu, S., Lucas, Y., Lebon, E., Ambrosi, J.-P., Luizão, F., Rouiller, J., Bonnay, M., and Neal, C. (1999). Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Geoderma* **91**, 281-295.
- Crusius, J., Pedersen, T. F., Kienast, S., Keigwin, L., and Labeyrie, L. (2004). Influence of northwest Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrations during the Bolling-Allerod interval (14.7-12.9 ka). *Geology* **32**, 633-636.
- Cuven, S. (2003). "Coccolithes enregistreurs de la productivité océanique de surface dans le Bassin de Santa Barbara (Pacifique Est) au cours des derniers 35000 ans." *Unpublished Master Thesis*, Université Paul Cezanne (Aix-Marseille 3).

D

- Day, R., Fuller, M., and Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites : grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary interiors* **13**, 260-267.
- De Garidel-Thoron, T., Beaufort, L., Bassinot, F. C., and Henry, P. (2004). Evidence for large methane releases to the atmosphere from deep-sea gas-hydrates dissociation during the last glacial episode. *PNAS* **101**, 9187-9192.
- De La Lanza, G., and Galindo, E. L. (1989). ENSO 1986-87 at Mexican subtropical Pacific offshore waters. *Atmosfera* **2**, 17-30.
- de Menocal, P., Bloemendal, J., and King, J. (1991). A rock magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian sea: Evidence for a shift in the mode of deposition at 2.4 Ma. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results* **117**, 389-407.
- Dunlop, D. J., and Özdemir, Ö. (1997). "Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers." Cambridge university Press, Cambridge.

-
- Duplessy, J.C. (1972). "La géochimie des isotopes stables du carbone dans la mer". *pH-D Thesis*, Université Paris VI. Note CEA N-1565, CEN Saclay, 197 pp.
- Duplessy, J.-C., Blanc, P.-L., and Bé, A. W. H. (1981). Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone. *Science* **213**, 1247-1250.
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N. J., Matthews, R. K., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M., and Hendy, C. H. (1984). ^{13}C record of benthic foraminifera in the Last Interglacial Ocean: Implications for the carbon cycle and the Global deepwater circulation. *Quaternary Research* **21**, 225-243.
- Duplessy, J.-C. (1986). CO_2 air-sea exchange during glacial times: importance of deep sea circulation changes. In "The role of the air-sea exchange in geochemical cycling." (P. Buat-Menard, Ed.), pp. 249-267. D. reidel Publishing Company.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., and Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **21**, 9-31.

E

- Elsasser, W., Ney, E. P., and Winckler, J. R. (1956). Cosmic-ray intensity and geomagnetism. *Nature* **178**, 1226-1227.
- Emmer, E., and Thunell, R. (2000). Nitrogen isotope variations in Santa Barbara Basin sediments: Implications for denitrification in the eastern tropical North Pacific during the last 50,000 years. *Paleoceanography* **15**, 377-387.
- Epstein, S., Bushbaum, R., Lowenstam, H. A., and Urey, H. C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletins* **64**, 1315-1325.
- Epstein, S., Mayeda, T. (1953). Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **4**, 213-224.

F

- Fairbanks, R. G., Sverdlow, M., Free, R., Wiebe, P. H., and Bé, A. W. H. (1982). Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature* **298**, 841-844.
- Fang, X.-M., Li, J.-L., Van der Voo, R., Mac Niocaill, C., Dai, X.-R., Kemp, R. A., Derbyshire, E., Cao, J.-X., Wang, J.-M., and Wang, G. (1997). A record of the Blake Event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, 73-82.
- Farber-Lorda, J., Lavin, M. F., and Guerrero-Ruiz, M. A. (2004). Effect of wind forcing on the trophic conditions, zooplankton biomass and krill biochemical composition in the Gulf of Tehuantepec. *Deep-Sea Research Part II* **51**, 601-614.
- France, D. E., and Oldfield, F. (2000). Identifying goethite and hematite from rock magnetic measurements of soils and sediments. *Journal of Geophysical Research* **105**, 2781-2795.
- Frank, M., Schwarz, B., Baumann, S., Kubik, P. W., Suter, M., and Mangini, A. (1997). A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ^{10}Be in globally stacked deep-sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **149**, 121-129.

-
- Funk, J. A., Von Dobeneck, T., and Reitz, A. (2002). Integrated rock magnetic and geochemical quantification of redoxomorphic iron mineral diagenesis in late quaternary sediments from the equatorial Atlantic. In "The south Atlantic in the late quaternary : reconstruction of material budget and current systems." (G. Wefer, S. Mulitza, and V. Ratmeyer, Eds.). Springer- Verlag, Berlin-Heidelberg.

G

- Gardner, J. V., and Dartnell, P. (1995). Centennial-scale late Quaternary stratigraphies of carbonate and organic carbon from Santa Barbara Basin, Hole 893A and their paleoceanographic significance. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 103-124. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Ganeshram, R. S., and Pedersen, T. F. (1998). Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* **13**, 634-645.
- Gee, J. S., Cande, S. C., Hildebrand, J. A., Donnely, K., and Parker, R. L. (2000). Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from near-seafloor magnetic anomalies. *Nature* **408**, 827-832.
- Gonzalez-Silvera, A., Santamaria-del-Angel, E., Millan-Nunez, R., and Manzo-Monroy, H. (2004). Satellite observation of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep-Sea Research Part II* **51**, 587-600.
- Griggs, G. B., and Kulm, L. D. (1969). Glacial marine sediments from the northeast Pacific. *Journal of Sedimentary Petrology* **39**, 1142-1148.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S., and Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Guillou, H., Singer, B., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., and Jicha, B. R. (2004). On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters* **227**, 331-343.

H

- Hendy, I. L., and Kennett, J. P. (1999). Latest Quaternary north Pacific surface-water responses imply atmosphere-driven climate instability. *Geology* **27**, 291-294.
- Hendy, I. L., and Kennett, J. P. (2000). Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current System: Panktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, ODP hole 893a. *Paleoceanography* **15**, 30-42.
- Hendy, I. L., Kennett, J. P., Roark, E. B., and Ingram, B. L. (2002). Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California from 30-10 ka. *Quaternary Science Review* **21**, 1167-1184.
- Hendy, I. L., and Kennett, J. P. (2003). Tropical forcing of North Pacific intermediate water distribution during Late Quaternary rapid climate change ? *Quaternary Science Review* **22**, 673-389.
- Herbert, T. D., Shuffert, J. D., Andreasen, D., Heusser, L., Lyle, M., Mix, A., Ravelo, A. C., Stott, L. D., and Herguera, J. C. (2001). Collapse of the California Current during the glacial maxima linked to climate change on land. *Science* **293**, 71-76.
- Henshaw, P. C. J., and Merrill, R. (1979). Characteristics of drying remanent magnetization in sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **43**, 315-320.
-

-
- Heusser, L. (1995). Pollen stratigraphy and paleoecologic interpretation of the 160-k.y. record from Santa Barbara Basin, California. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, scientific results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 265-279. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Heusser, L. (1998). Direct correlation of millennial-scale changes in western North American vegetation and climate with changes in the California Current system over the past ~60 kyr. *Paleoceanography* **13**, 252-262.
- Hill, T. M., Kennett, J. P., Pack, D. K., Behl, R. J., Robert, C., and Beaufort, L. (In press). Pre-Bolling warming in Santa Barbara Basin, California: surface and intermediate waters record of early deglacial warmth. *Quaternary Science Reviews*.
- Hoefs, J. (1997). "Stable Isotope Geochemistry." Springer-Verlag, Berlin.
- Hostetler, S., and Benson, L. (1990). Paleoclimatic implications of the high stand of Lake Lahontan derived from models of evaporation and lake levels. *Climate Dynamics* **4**, 207-217.
- Hughen, C. A., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C., and Turnbull, J. (2004). ¹⁴C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science* **303**, 202-207.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., and Banerjee, S. K. (1995). Magnetic Properties of Rocks and Minerals. In "Rock physics and phase relations : a handbook of physical constants." (A. G. Union, Ed.), pp. 189-204. AGU.
- Hyodo, M. (1984). Possibility of reconstruction of the past geomagnetic field from homogenous sediments. *J. Geomag. Geoelectr.* **36**, 46-62.

I

- Ingram, B. L., and Kennett, J. P. (1995). Radiocarbon chronology and planktonic-benthic foraminiferal 14-C age differences in Santa Barbara Basin sediments, Hole 893A. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 19-27. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Ivanochko, T. S., and Pedersen, T. F. (2004). Determining the influences of Late Quaternary ventilation productivity variations on Santa Barbara Basin sedimentary oxydation: a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters* **23**, 467-480.

J

- Jansen, J. H. F., Van der Gaast, S. J., Koster, B., and Vaars, A. J. (1998). CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine geology* **151**, 143-153.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjornsdottir, A. E., and White, J. (2001). Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* **16**, 299-307.
- Johnson, H. P., Kinoshita, H., and Merrill, R. (1975). Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep sediment cores. *Geological Society of America Bulletins* **86**, 412-420.

Johnson, K. M., and Grimm, K. (2001). Opal and organic carbon in laminated diatomaceous sediments: Saanich inlet, Santa Barbara Basin and the Miocene Monterey Formation. *Marine geology* **174**, 159-175.

K

- Kennett, J. P., Cannariato, K. G., Hendy, I. L., and Behl, R. J. (2000). Carbon Isotopic Evidence for methane hydrate instability during quaternary interstadials. *Science* **288**, 128-133.
- King, J., Banerjee, S. K., Marvin, J., and Özdemir, Ö. (1982). A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials : some results from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **59**, 404-419.
- King, J. W., Banerjee, S. K., and Marvin, J. (1983). A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies : application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal of Geophysical Research* **88**, 5911-5921.
- Kotilainen, A. T., and Shackleton, N. J. (1995). Rapid climate variability in the North Pacific Ocean during the past 95,000 years. *Nature* **377**, 323-326.
- Koutavas, A., Lunch-Stieglitz, J., Marchitto Jr., T. M., and Sachs, J. P. (2002). El Nino-like patterns in ice Age tropical Pacific sea surface temperature. *Science* **297**, 226-230.
- Kroopnick, P. M. (1985). The distribution of ^{13}C of ECO_2 in the world oceans. *Deep-Sea Research* **32**, 57-84.

L

- Labeyrie, J., Duplessy, J.-C., and Blanc, P.-L. (1987). Variations of mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125 000 years. *Nature* **327**, 477-482.
- Lange, C., Weinheimer, A. L., Reid, F. M. H., and Thunell, R. (1997). Sedimentation pattern of diatoms, radiolarians and silicoflagellates in Santa Barbara Basin, California. In "California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations reports." (J. Olfe, Ed.), pp. 161-170. CalCOFI, La Jolla, California.
- Laskar, J. (1990). The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the chaotic zones. *Icarus* **88**, 266-291.
- Larrasoana, J. C., Roberts, A. P., Stoner, J. S., Richter, C., and Wehausen, R. (2003). A new proxy for bottom-water ventilation in the Eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **190**, 221-242.
- Lea, D. W., Pak, D. K., and Spero, H. J. (2000). Climate impact of Late Quaternary Equatorial Pacific Sea Surface Temperature variations. *Science* **289**, 1719-1724.
- Leduc, G., Thouveny, N., Bourles, D. L., Blanchet, C. L., and Carcaillet, J. (2006). Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signature of the Lachamp excursion: A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives. *Earth and Planetary Science Letters* **245**, 19-28.
- Levi, S., and Banerjee, S. K. (1976). On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments.². *Earth and Planetary Science Letters* **29**, 219-226.
-

-
- Lohmann, G. (1995). A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. *Paleoceanography* **10**, 445-457.
- Lund, S., Gorsline, D. S., and Henyey, T. L. (1992). Rock magnetic characteristics of surficial marine sediments from the Californian continental borderland. *Earth and Planetary Science Letters* **108**, 93-107.
- Lyle, M., Mix, A., Ravelo, A. C., Andreasen, D., Heusser, L., and Olivarez, A. (2000). Millennial-scale CaCO₃ and Corg events along the northern and central California margins : stratigraphy and origins. In "Proceeding of the Ocean Drilling." (M. Lyle, I. Koizumi, C. Richter, and T. C. Moore, Eds.), pp. 163-182. Ocean Drilling Program, College Station (TX).
- Lynn, R. J., and Simpson, J. J. (1987). The California Current System: the seasonal variability of its physical properties. *Journal of Geophysical Research* **92**, 12,947-12,966.

M

- Maher, B. A., and Thompson, R. (1999). "Quaternary climates, environments and magnetism." Press syndicate of the university of Cambridge, Cambridge.
- Maher, B. A., and Hounslow, M. W. (1999). Paleomonsoon II: magnetic records of aeolian dust in Quaternary sediments of the Indian Ocean. In "Quaternary Climates, Environments and Magnetism." (B. A. Maher, and R. Thompson, Eds.), pp. 126-162. Cambridge University Press, Cambridge.
- Mantua, N. J., and Hare, S. R. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography* **58**, 35-44.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. D. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**, 1069-1079.
- Martin, H. (1990). Glacial-interglacial CO₂ change. The iron hypothesis. *Paleoceanography* **5**, 1-13.
- McCorkle, D. C., Corliss, B. H., and Farnham, C. A. (1997). Vertical distribution and stable isotopic composition of live (stained) benthic foraminifera from the North Carolina and California margins. *Deep-Sea Research Part I* **44**, 983-1024.
- Molina-Cruz, A., and Martinez-Lopez, M. (1994). Oceanography of the gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by Radiolaria remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **110**, 179-195.
- Mook, W. G., Bommerson, J. C., Staverman, W. H. (1974). Carbon Isotope fractionation between dissolved bicarbonates and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters* **22**, 169-176.
- Moreno, E. (2000). "Propriétés magnétiques des sédiments de la marge du Portugal : Traceurs des variations climatiques et Océanographiques en Atlantique depuis 340 000 ans." Unpublished pH-D Thesis thesis, Université de Droit, d'Economie et de Sciences d'Aix-Marseille III.

O

- Ortiz, J. D., O'Connell, S. B., DelViscio, J., Dean, W. E., Carriquiry, J. D., Marchitto, T., Zheng, Y., and van Geen, A. (2004). Enhanced marine productivity off western

North America during warm climate intervals of the past 52 ky. *Geology* **32**, 521-524.

Ostlund, H. G., Craid, H., Broecker, W. S., and Spencer, D. (1987). GEOSECS Atlantic, Pacific, and Indian ocean expeditions. National Scientific Foundation, Washington, D.C.

P

Paillard, D., Labeyrie, J., and Yiou, F. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *EOS-Trans. AGU* **77**, 379.

Peters, C., and Thompson, R. (1998). Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides. *Journal of Magnetism and Magnetic Material* **183**, 365-374.

Peters, C., and Dekkers, M. J. (2003). Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth* **28**, 659-667.

R

Rack, F., Heise, E. A., and Stein, R. (1995). Magnetic Susceptibility and physical properties of sediment cores from site ODP 893, Santa Barbara Basin : records of diagenesis or of paleoclimatic and paleoceanographic change ? In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 145-168. Ocean Drilling Program, College Station (TX).

Reimers, C. E., Lange, C., Tabak, M., and Bernhard, J. M. (1990). Seasonal spillover and varve formation in the Santa Barbara Basin, California. *Limnology and Oceanography* **35**, 1577-1585.

Reimers, C.E., Ruttenger, K.C., Canfield, D.E., Christiansen, M.B., Martin, J.B. (1996). Porewater pH and authigenesis phases formed in the uppermost sediments of the Santa Barbara Basin. *Geochemica and Cosmochemica Acta* **60**, 4037-4057.

Reuning, L., Reijmer, J. J. G., Betzler, C., Swart, P., and Bauch, T. (2005). The use of paleoceanographic proxies in carbonate periplatform settings-opportunities and pitfalls. *Sedimentary Geology* **175**, 131-152.

Robert, C. (2004). Late Quaternary variability of precipitation in Southern California and climatic implications: clay mineral evidence from the Santa Barbara Basin, ODP site 893. *Quaternary Science Reviews* **23**, 1029-1040.

Roberts, A. P., Cui, Y., and Verosub, K. L. (1995). Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research* **100**, 17,909-17,924.

Roberts, A. P. (1995). Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters* **134**, 227-236.

Rochette, P., Vadeboin, F., and Clochard, L. (2001). Rock magnetic applications of Halbach cylinders. *Physics of the Earth and Planetary interiors* **126**, 109-117.

Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., and O'Brien, J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind and climatology and ENSO signal. *Journal of Climate* **16**, 2628-2639.

S

- Schimmelmann, A., and Kastner, M. (1993). Evolutionary changes over the last 1000 years of reduced sulfur phases and organic carbon in sediments of the Santa Barbara Basin, California. *Geochemica and Cosmochemica Acta* **57**, 67-78.
- Schmidt, G. A., Bigg, G. R., and Rohling, E. J. (1999). Global Seawater Oxygen-18 Database. NASA.
- Schrag, D. P., Hampt, G., and Murray, D. W. (1996). Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean. *Science* **272**, 1930-1932.
- Schwing, F. B., Murphree, T., deWitt, L., and Green, P. M. (2002). The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995-2001. *Progress in oceanography* **54**, 459-491.
- Shackleton, N. J. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean since the last glacial. In "Centre National de la Recherche Scientifique Colloque International." pp. 203-209. CNRS.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Line, J., and Cagg, S. (1983). Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature* **306**, 319-322.
- Sholkovitz, E. R., and Gieskes, J. M. (1971). A physical-chemical study of the flushing of the Santa Barbara Basin. *Limnology and Oceanography* **XVI**, 479-489.
- Siesser, W. G., and Rogers, J. (1979). Authigenic pyrite and gypsum in South West African continental slope sediments. *Sedimentology* **23**, 567-577.
- Sidall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D. A. (2003). Sea-Level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* **423**, 853-858.
- Soutar, A., and Crill, P. A. (1977). Sedimentation and climatic patterns in the Santa Barbara Basin during the 19th and 20th centuries. *Geological Society of America Bulletins* **88**, 1161-1172.
- Spero, H. J., Mielke, K. M., Kalva, E. M., Lea, D. W., and Pak, D. K. (2003). Multispecies approach to reconstructing Eastern Equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 ky. *paleoceanography* **18**.
- Stein, R. (1995). Clay and Bulk mineralogy of Late quaternary sediments at site 893, Santa Barbara Basin. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (J. P. Kennett, J. G. Baldauf, and M. Lyle, Eds.), pp. 89-102. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., and Thunell, R. (2002). Super ENSO and Global Climate Oscillations at millennial time scales. *Science* **297**, 222-226.
- Stuiver, M., and Grootes, P. (2000). GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research* **53**, 277-284.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. (2005). Calib 5.0.
- Sugiura, N. (1979). ARM, TRM, and magnetic interrelations: concentration dependence. *Earth and Planetary Science Letters* **42**, 251-455.
- Suits, N. S., and Arthur, M. A. (2000). Sulfur diagenesis and partitioning in Holocene Peru shelf and upper slope sediments. *Chemical Geology* **163**, 219-234.

T

- Talley, L. D. (1997). North Pacific Intermediate water transport in the Mixed Water regions. *Journal of Physical Oceanography* **27**, 1795-1803.
- Tauxe, L. (1993). Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Review of Geophysics* **31**, 319-354.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T., and Pick, T. (1996). Potbellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research* **101**, 571-583.
- Thomas, A. C., Carr, M.-E., and Strub, P. T. (2001). Chlorophyll variability in eastern boundary currents. *Geophysical Research Letters* **28**, 3421-3424.
- Thompson, R., and Oldfield, F. (1986). "Environmental Magnetism." London.
- Thouveny, N. (1987). Variations of the relative paleointensity of the geomagnetic field in western Europe in the interval 25-10 Kyr BP as deduced from analyses of lake sediments. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **91**, 123-142.
- Thouveny, N. (1991). Variations du champ magnétique terrestre au cours du dernier cycle climatique (depuis 120 000 ans). *Mémoire d'Habilitation*, pp. 349. Centre d'Etude et de Recherche sur les Lacs, les Anciens lacs et les Tourbières, Le Puy en Velay.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., and Shackleton, N. J. (2000). Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* **180**, 61-75.
- Thunell, R., and Kepple, A. B. (2004). Glacial-Holocene Delta 15-N record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico : Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N₂O. *Global Biogeochemical cycles* **18**.
- Tourneur, F. (2003). "Expression climatique et océanographique des argiles du Bassin de Santa Barbara au cours des derniers 30 000 ans." *Unpublished Master Thesis*, Université des Sciences et Techniques de Lille.
- Tucker, P. (1980a). A grain mobility model of post-depositional realignment. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **63**, 149-163.
- Tucker, P. (1980b). Stirred remanent magnetization: a laboratory analogue of post depositional realignment. *Journal of Geophysics* **48**, 153-157
- Thunell, R., Curry, W., and Honjo, S. (1983). Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin. *Earth and Planetary Science Letters* **64**, 44-55.

V

- van Geen, A., Fairbanks, R. G., Dartnell, P., McGann, M., Gardner, J. V., and Kashgarian, M. (1996). Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography* **11**, 519-528.
- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J. D., Dean, W. E., Eakins, B. W., Ortiz, J. D., and Pike, J. (2003). On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* **18**, 1098.
- Vigliotti, L., Capotondi, L., and Torii, M. (1999). Magnetic properties of sediments deposited in suboxic-anoxic environments: relationship with biological and geochemical proxies. In "Paleomagnetism and diagenesis in sediments." (D. H.

Tarling, and P. Turner, Eds.), pp. 71-83. Special publications. Geological society, London.

W

- Walbroeck, C., Labeyrie, J., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic record. *Quaternary Science Review* **21**, 295-305
- Wefer, G., and Berger, W. H. (1991). Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine geology* **100**, 207-248.
- Westerling, A. L., Cayan, D. R., Brown, T. J., Hall, B. L., and Riddle, L. G. (2004). Climate, Santa Ana Winds and Autumn Wildfires in Southern California. *EOS* **85**, 289,296.

Z

- Zaitsev, O., Cervantes-Duarte, R., Montante, O., and Gallegos-Garcia, A. (2003). Coastal upwelling activity on the Pacific Shelf of the Baja California Peninsula. *Journal of Oceanography* **59**, 489-502.
- Zheng, Y., Anderson, R. F., van Geen, A., and Kuwabara, J. (2000). Authigenic molybdenum formation in marine sediments: a link to pore water sulfide in the Santa Barbara Basin. *Geochemica and cosmochemica acta* **64**, 4165-4178.
- Zic, M., Negrini, R., and Wigand, P. E. (2002). Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and the northwestern Great Basin, United States. *Geology* **30**, 635-638.

TABLE DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES
ABREVIATIONS UTILISEES FREQUEMMENT

DMG : Dernier maximum glaciaire (*LGM: Last glacial maximum*)
 H1, H2... : Evénements de Heinrich (*Heinrich events*)
 MIS : Stade isotopique marin (*Marine isotope stage*)
 IS : Interstade (*Interstadial*)
 B/A : Bölling-Allerod
 DR : Dryas récent (YG: *Younger Dryas*)
 ENSO : El Niño-Oscillation Australe (*El Niño-Southern Oscillation*)
 PDO : Oscillation décennale Pacifique (*Pacific decadal oscillation*)
 ou NPO : Oscillation Nord Pacifique (*North Pacific oscillation*)
 ZMO : Zone de minimum d'oxygène (*OMZ: oxygen minimum zone*)
 EINP : Eaux intermédiaires Nord Pacifique (*NPIW: North Pacific intermediate waters*)
 ZCIT : Zone de convergence intertropicale (*ITCZ: Intertropical convergence zone*)
 CC : courant de Californie (*California current*)
 MNM : mousson Nord Mexicaine (*NMM: North Mexican monsoon*)

METHODOLOGIE

m : moment magnétique
 B : induction magnétique
 H : Champ magnétique
 k ou K : Susceptibilité magnétique
 M : aimantation volumique

T_C : Température de Curie
 TN : Température de Néel

Ms : aimantation à saturation
 Mr : aimantations rémanente
 Mrs : aimantation rémanente à saturation
 Hc : champ coercitif
 Hcr : champ coercitif de rémanence

SD : monodomaine (*single domain*)
 pSD : pseudo-monodomaine (*pseudo-single domain*)
 MD : polydomaine (*multi domain*)

ARN (=NRM) : aimantation rémanente naturelle (*natural remanent magnetisation*)
 ATR (=TRM) : aimantation thermo-rémanente (*thermo-remanent magnetisation*)
 ARC (=CRM) : aimantation rémanente chimique (*chemical remanent magnetisation*)
 ARD (=DRM) : aimantation rémanente détritique (*depositional remanent magnetisation*)
 ARPD (=PDRM) : aimantation rémanente post-détritique (*post-depositional remanent magnetisation*)
 ARV (=VRM) : aimantation rémanente visqueuse (*viscous remanent magnetisation*)
 ARA (=ARM) : aimantation rémanente anhystérétique (*anhysteretic remanent magnetisation*)

ARI_{xT} (=IRM_{xT}) : aimantation rémanente isotherme acquise à x Tesla (*isothermal remanent magnetization acquired at x Tesla*)

HIRM : ARI dure (*Hard IRM*)

CMT : champ magnétique terrestre

AF : champs alternatifs (*alternating fields*)

PREMIERE PARTIE

BSB : Bassin de Santa Barbara (*SBB: Santa Barbara Basin*)

CD : courant de Davidson (*Davidson current*)

ANP : anticyclone Nord Pacifique (*North Pacific high*)

DA : Dépression Aléoutienne (*Aleutian low*)

AGB : Anticyclone du Great Basin (*Great Basin high*)

TROISIEME PARTIE

GT : Golfe de Tehuantepec (*Gulf of Tehuantepec*)

CCR : courant du Costa Rica (*Costa Rica current*)

TABLE DES FIGURES
INTRODUCTION GENERALE

- Figure 1 : Contraste spatio-temporel des régimes climatiques et océaniques actuels sur la marge Nord-Ouest Américaine. (a) Situation hivernale et (b) situation estivale. Les cellules atmosphériques (anticyclone du Pacifique Nord : APN, dépression Aléoutienne : DA), la zone de convergence intertropicale (ZCIT), les vents (flèches rouge), les courants de surface (flèches jaune) ainsi que les upwelling côtiers (en vert) sont matérialisés. Les histogrammes à droite de la figure montrent les régimes de précipitation hivernal (au Nord de 25°N) et estival (au Sud de 25°N). 12
- Figure 2 : Zone de Minimum d'oxygène du Pacifique Est. Quantité d'oxygène dissous dans les eaux à 700 m de profondeur (en haut, de Word Ocean Atlas, Levitus, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>) : le déficit en O₂ (en bleu) matérialise l'extension spatiale de la ZMO. Profil en profondeur à la latitude de 23°N (en bas, données et représentation graphique de Ocean Data View, R.Schlitzer, <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>) : les plus faibles quantités d'O₂ sont indiquées par les teintes violet et bleu. 14

METHODOLOGIE

- Figure 1 : Acquisition d'aimantation induite en fonction du champ appliqué pour les différents comportements magnétiques (la pente, constante, variable, positive ou négative constitue la susceptibilité magnétique K) : Ferromagnétiques s.s./Ferrimagnétiques (K_F), Paramagnétiques (K_P), Antiferromagnétiques (K_{AF}) et Diamagnétiques (K_D).....22
- Figure 2 : Cycle d'hystérésis d'un minéral ferrimagnétique, sur lequel sont indiqués les paramètres principaux : Aimantation à saturation (M_s), aimantation rémanente à saturation (M_{rs}), aimantation rémanente (M_r), susceptibilité magnétique en champ faible (K_{lf}), champ de saturation (H_s), champ coercitif (H_c), et champ coercitif de rémanence (H_{cr}).....25
- Figure 3 : Variations d'aimantation rémanente à saturation M_{rs} (a), de susceptibilité magnétique K(b) et de champ coercitif de rémanence H_{cr} (noté Bocr, c) de la magnétite en fonction du diamètre des grains (noter la correspondance avec l'état de nucléation en domaines). Pour des tailles supérieures à 0,05 μm, M_{rs} et H_{cr} diminuent fortement et régulièrement alors que la susceptibilité augmente légèrement. Modifié de Thompson et Oldfield (1986).30
- Figure 4 : Paramètres d'hystérésis de grains de nature minéralogique et de tailles variées, représentés dans le diagramme de Day. Ce diagramme permet initialement de discriminer les fractions granulométriques de la magnétite et de la titanomagnétite (monodomains –SD, pseudo-monodomains –PMD, polydomains – MD). La contribution d'autres minéraux peut biaiser l'interprétation de ce diagramme (noter la position de la greigite et de l'hématite proche de la limite SD/PSD) ou caractériser des
-

fractions minéralogiques (telles que la pyrrhotite et la goethite, hors des domaines prédéfinis par Day et al, 1977). D'après Peters and Dekkers (2003).	31
Figure 5 : Schémas du processus d'acquisition de l'ARN dans les sédiments, d'après Tauxe (1993). Les grains magnétiques sont représentées par des particules noires allongées.	35
Figure 6 : Schémas d'acquisition des ARI à 1T et à -0,3T. (a) cycle d'hystérésis, (b) vecteurs aimantation. En bleu : magnétite et en rouge : minéraux de forte coercivité (hématite, goethite ou sulfures ferrimagnétiques).	37
Figure 7 : Courbes de désaimantations en champs alternatifs d'aimantations rémanentes pour des minéraux polydomaines (<i>multidomain</i>) et monodomaines (<i>single-domain</i>). Noter la perte d'aimantation plus rapide et plus ample pour les minéraux polydomaines. Modifié de Dunlop et Özdemir (1997).	39
Figure 8 : Variations d'ARA (a), ARA/ARIs (b) et ARN/ARIs (c) en fonction de la taille des grains. Noter la zone 1-10µm dans laquelle ARA/ARIs et ARN/ARIs varient peu et où le quotient ARN/ARA peut être utilisé comme indicateur de paléointensité relative. D'après King et al. (1983), dans Thouveny (1991).	44
Figure 9 : Variations d'ARA/ARIs en fonction du champ appliqué et de la concentration en magnétite. D'après King et al (1983), dans Tauxe 1993.	45
Figure 10 : valeurs d'aimantations rémanentes anhystérétiques résiduelles en fonction du champ alternatif appliqué pour quatre minéraux différents. Les échantillons de sulfures ferrimagnétiques (pyrrhotite et greigite) se montrent plus résistants à la désaimantation que certains échantillons de magnétite. Noter la forte variabilité des comportements pour les différents minéraux présentés. D'après Peters et Thompson, 1998.	48
Figure 11 : diagramme de King et al. (1982) mettant en évidence les relations entre la susceptibilité volumique (χ) et la susceptibilité anhystérétique (χ_a , intensité de l'ARA/intensité du champ continu) pour diverses tailles de grains. Les variations de granulométrie de la magnétite sont exprimées par une variation de la pente des droites ($\chi_a = f(\chi)$) et la position par rapport à l'origine donne une indication de la concentration.	50
Figure 12 : Exemples de déterminations minéralogiques réalisées en comparant des paramètres normalisés entre eux. D'après Peters and Thompson (1998).	51
Figure 13 : Schémas (simplifié) d'un spectromètre de masse. Ho : Champ magnétique dans le vide.	56
Figure 14 : Mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sur des espèces vivant à différentes profondeurs dans le sédiment : épibenthiques (en surface), endobenthiques superficiels (jusqu'à 10 cm) et endobenthiques profonds. Le $\delta^{18}\text{O}$ dépend uniquement de l'effet vital, tandis que le $\delta^{13}\text{C}$ dépend à la fois de l'effet vital et de la composition isotopique du carbone inorganique dissous dans les eaux interstitielles (effet de « microhabitat »). D'après McCorkle et al. (2000).	60

PREMIERE PARTIE

Figure 1 : Variations saisonnières du climat et de l'océanologie du Bassin de Santa Barbara. (a) Situation au printemps et en été, APN : anticyclone du Pacifique Nord, MNM : mousson Nord Mexicaine, CC : courant de Californie. (b) Situation en automne et en hiver, DA : dépression Aléoutienne, AGB : anticyclone du Great Basin, CD : courant de Davidson. Voir texte pour détails des modes 1 et 2. (c) Moyennes

- mensuelles (sur 40 ans) des précipitations et des températures atmosphériques (<http://www.weatherbase.com/>). (d) Localisation du BSB et des carottes sédimentaires MD02-2503 et MD02-2504. Données bathymétriques de Monterey Bay Aquarium Research Institute (<http://www.mbari.org/data/>) mises en forme par S. Brewer. (e) Profil d'oxygène dissous dans la colonne d'eau et localisation de la profondeur des carottes (modifié de Zheng et al., 2000)..... 68
- Figure 2 : Corrélations des profils de susceptibilité magnétique : (a) ODP 893A sur l'échelle d'âge (0-35 ka BP) (Rack et al, 1995), (b) MD02-2503 et (c) MD02-2504 sur leur échelle de profondeur respective. Les ronds noirs à droite de la figure indiquent les points datés fournis par la corrélation du profil de $\delta^{18}O$ du foraminifère benthique *G. bulloides* avec le profil de $\delta^{18}O$ de GISP2 (T. Hill, *com. pers.*). 72
- Figure 3 : Relation âge-profondeur dans les carottes MD02-2503 (en vert) et MD02-2504 (en rouge). Les taux de sédimentation moyens sont indiqués. 73
- Figure 4 : Détection des sulfures ferrimagnétiques dans les séquences : MD02-2503 en vert et MD02-2504 en rouge. Profils temporels (0-35 ka BP) de susceptibilité magnétique K (a et d), d'aimantation rémanente isotherme à 1T ARI_{1T} (b et e) et du paramètre normalisé ARI_{1T}/K (c et f). Les niveaux laminés sont indiqués à gauche et à droite des profils. Noter les fortes valeurs (240 A/m) du rapport ARI_{1T}/K dans la MD03, marqueur de concentrations en sulfures ferrimagnétiques, sous-lignées en bleu. 75
- Figure 5 : Désaimantations thermiques d'ARI d'échantillons discrets, comparés aux profils d'ARI/K (en vert, à gauche MD02-2503 et en rouge, à droite MD02-2504). La perte d' ARI_{9T} à 300-350°C dans les échantillons (a et b) caractérise la présence de sulfures ferrimagnétiques. La désaimantation à 590-620°C de l' ARI_{9T} de l'échantillon (c) et de l' ARI_{3T} des échantillons (d, e et f) révèle la dominance de (Ti)magnétite..... 78
- Figure 6 : Cycles d'hystérésis et courbes de désaimantations d'ARI d'échantillons discrets de la MD02-2503 (a, b et c) et de la MD02-2504 (d, e et f). Pour chaque échantillon sont indiquées les valeurs d'aimantation rémanente à saturation (M_{rs}), de champ coercitif (H_c) et de champs coercitif de rémanence (H_{cr}). Les paramètres d'hystérésis de ces échantillons ont été placés dans le diagramme de Day et al (1977), au centre de la figure..... 80
- Figure 7 : Enregistrement magnétique de la carotte MD02-2503. Indicateurs de concentration en minéraux magnétiques : (a) Susceptibilité magnétique, (b) aimantations rémanentes isothermes (ARI) à 1T et -0,3T, (c) ARI_{1T}/K , (d) aimantation rémanente anhystérétique (ARA), (e) HIRM et (f) S ratio. Indicateurs de granulométrie magnétique relative : (g) $ARA(30mT)/ARA$, (h) ARA/K et (i) ARA/ARI . Les intervalles enrichis en sulfures sont sous lignés en bleu..... 83
- Figure 8 : Enregistrement magnétique de la carotte MD02-2504. Indices de concentration en grains magnétiques : (a) Susceptibilité magnétique, (b) aimantations rémanentes isothermes à 1T et à -0,3T, (c) aimantation rémanente anhystérétique, (d) HIRM et (e) Sratio. Indices de granulométrie magnétique relative : (f) ARA/K , (g) ARI_{1T}/K , (h) ARA/ARI et (i) $ARA(30mT)/ARA$. Les intervalles laminés sont indiqués dans le log lithologique à gauche et sont soulignés en bleu..... 85
- Figure 9 : Indices de granulométrie du sédiment total comparés aux indices de granulométrie magnétique relative. (a) Diagrammes binaires du quotient argiles(<2 μ m)/argiles(2-4 μ m) et $ARA(30mT)/ARA$. (b) Profils de la médiane, du mode, du quotient argiles/silts, des paramètres normalisés ARA/K , ARA/ARI et $ARA(30mT)/ARA$ et du quotient argiles(<2 μ m)/argiles(2-4 μ m) sur l'échelle d'âge de la carotte MD02-2504. 88
- Figure 10 : Profils de pourcentages de carbonates biogéniques (a) et de carbone organique (b) dans la carotte ODP 893A (Gardner et Dartnell, 1995) et quantités relatives de Ca

- total dans les carottes MD02-2503 (c) et MD02-2504 (d). Les parties mesurées sont encadrées et numérotées (voir texte) et l'intervalle laminé commun aux deux carottes MD est sous-ligné en gris..... 91
- Figure 11 : Concentrations relatives d'éléments chimiques de la carotte MD02-2503. Relations entre éléments terrigènes : (a) entre silicium (Si) et titane (Ti), (b) entre potassium (K) et titane, (c) entre aluminium (Al) et titane. Relations entre les éléments biogéniques, terrigènes ou authigéniques : (d) entre calcium (Ca) et fer (Fe), (e) entre titane et fer et (f) entre soufre (S) et fer. Les coefficients de corrélation (R^2) sont indiqués soit pour l'ensemble des données (en noir) soit pour chaque partie mesurée (en couleurs). 94
- Figure 12 : Teneurs relatives en titane (b), fer (c) et soufre (d) mesurés sur trois parties de la carotte MD02-2503 comparés à la susceptibilité magnétique (a) et à la HIRM (f) ainsi qu'aux mesures de pourcentages de soufre total et de pyrite (e) dans les sédiments de la carotte ODP 893A (Brüchert et al., 1995). Les niveaux enrichis en sulfures ferrimagnétiques ont été sous lignés en bleu..... 96
- Figure 13 : Relations linéaires entre les teneurs élémentaires relatives dans la carotte MD02-2504. Relations entre éléments terrigènes : (a) entre aluminium (Al) et titane (Ti), (b) entre silicium (Si) et titane et (c) entre potassium (K) et titane. Relations entre les éléments biogéniques, terrigènes ou authigéniques : (d) entre titane et fer (Fe), (e) entre soufre (S) et fer et (f) entre calcium (Ca) et fer. Les coefficients de corrélation (R^2) sont indiqués pour l'ensemble des données (en noir) pour les données de la période 14-15 ka BP (ronds rouges) et pour le reste des données (carrés bleus). 98
- Figure 14 : Teneurs relatives en fer (b), en titane (c) et en soufre (d) mesurés sur trois parties de la carotte MD02-2504, comparés à la susceptibilité magnétique (a), à la HIRM (e) et à l'ARA (f). L'intervalle laminé entre 13 et 15 ka BP a été sous lignés en bleu. 100
- Figure 15 : Mise en relation des enregistrements magnétiques des deux carottes avec des marqueurs paléoclimatiques locaux et globaux. (a) Susceptibilité de la MD03, (b) Pourcentage massique de quartz dans la carotte ODP893A (Stein et al, 1995), (c) Niveau marin relatif (Bard et al., 1998), (d) susceptibilité, (e) ARA, (f) HIRM, (g) ARA(30mT)/ARA de la carotte MD04, (h) Nombre de pollens de pins et chênes dans la carotte ODP 893A et (i) $\delta^{18}O$ de la carotte GISP2 (Stuiver and Grootes, 2000).. 104
- Figure 16 : Diagramme schématique de formation des différents types de composés soufrés dans les sédiments. L'appellation « S organique » signifie ici « composés organo-soufrés ». 107
- Figure 17 : Comparaison de l'indice de sulfures ferrimagnétiques ARI/K (a), de l'indice de bioturbation de Behl et Kennett (1996) (b) et de la quantité relative de soufre total (c). Les intervalles contenant des accumulations de pyrite sont sous-lignés en rose, ceux contenant des sulfures ferrimagnétiques sont sous lignés en bleu ou indiqués par des lignes pointillées noires. Les intervalles suspectés contenir de la pyrite sont sous lignés en jaune et les compléments proposées de l'indice de bioturbation basés sur les sulfures ferrimagnétiques sont matérialisées par des pics pointillées marron dont l'âge est précisé. 108
- Figure 18 : Mise en relation de l'indice de bioturbation de Behl and Kennett (1995) complété sur la base des sulfures ferrimagnétiques de la MD03 (a) avec le profil de $\delta^{18}O$ de GISP2 (b), la susceptibilité magnétique (c), l'ARA (d) et la HIRM (e) de la carotte MD04. L'indice de bioturbation est traduit en quantité approximative d' O_2 dissous. Les conditions anoxiques de l'Holocène sont sous lignées en jaune, les périodes chaudes de l'Atlantique Nord sont sous lignées en rouge et les périodes

froides sont sous lignées en bleu ; ces intervalles temporels sont également nommés.
 112

DEUXIEME PARTIE

- Figure 1: Location of core MD02-2508 (23.28°N, 111.36°W, red star) and climate of the Southern Baja California margin (Mexico). (a) Physiography of the Baja California peninsula: blue lines represent the riverine and fluvial network, black line sets the limit of the drainage basin, (b) bathymetric map of Baja California margin, with precipitation data for the two climatic regimes: winter “monsoon” regime in the North (Ensenada), summer “monsoon” regime in the South (Hermosillo and La Paz). Data from Weatherbase (<http://www.weatherbase.com/>). (c) Principal atmospheric and oceanic features for boreal summer and boreal winter: NMM : North Mexican (summer) Monsoon, ITCZ : Intertropical Convergence Zone, A: high pressure cell. See text for further details..... 140
- Figure 2: Ferrimagnetic sulphides detection. Comparison between magnetic susceptibility (K), Saturation IRM (SIRM) and the ratio SIRM/ K on the depth scale (cm). Values of SIRM/ K higher than 5 A/m are underlined. In these levels, enrichments of ferrimagnetic sulphides (greigite, pyrrhotite) are suspected..... 142
- Figure 3: Magnetic record of core MD02-2508 on the depth scale (cm). Magnetic concentration indices: magnetic susceptibility (K), ARM_{20mT} , SIRM and $IRM_{0.3T}$, and Hard IRM (HIRM); magnetic grain-size indices: ARM_{20mT}/ARM , ARM/K and $SIRM/K$. Laminated intervals are represented as horizontal hachure (left panel) and underlined as grey bands through the different plots. The magnetic record is divided in three parts (I, II, III) and two transitions (I/II, II/III); boundaries are materialized by dotted lines..... 143
- Figure 4: Comparison of the magnetic grain-size indicator ARM_{20mT}/ARM with the clay/silts ratio [clays (<4 μ m), silts(4-63 μ m)] on the depth scale. Principal lithological features are indicated in the left panel, boundaries of the three parts previously defined are materialized by dotted lines and grain size changes are indicated by -/+ beneath the plots..... 144
- Figure 5: Hysteresis plots (a,c,e,g) and demagnetisation of saturation remanence curves (b,d,f,h) of four samples. Saturation fields are indicated by dotted lines and coercive fields values (H_c and H_{cr}) are provided. Low MS samples (laminated intervals) (Part I: 398, a,b; Part III: 2600, g,h): saturation fields of 0.2-0.3 T and low coercive fields indicate dominance of Ti-magnetite. High MS samples (non-laminated intervals) (Part II: 854, c,d and 1105, e,f): saturation fields of 0.4-0.5 T and high coercive fields indicate significant contribution of high coercivity minerals, such as haematite, goethite or ferrimagnetic sulphides..... 145
- Figure 6: Magnetic and geochemical records along the upper 1800 cm. Biogenic content: total organic carbon (TOC) and calcium carbonates ($CaCO_3$) percentages. Magnetic concentration indices: magnetic susceptibility (K) and Hard IRM (HIRM), raw (thin black line) and corrected for the $CaCO_3$ and TOC content (thick red line). Relative elemental content: Titanium (Ti), Potassium (K), Silicon (Si), Iron (Fe) and Sulphur (S). Boundaries of the three parts previously defined (I, I/II and II) are materialized by dotted lines..... 146
- Figure 7: Age/depth relationship along core MD0-2508: linear interpolations was used between the 16 ^{14}C calendar ages (dots include the 2σ error), and between the oldest ^{14}C calendar age and the age of the Blake excursion (115-122 ka BP) identified
-

between 3800 and 3860 cm (black square). Inferred sedimentation rates are given in cm/ka (right axis).....	148
Figure 8: Time variations of the magnetic parameters, compared to GRIP $\delta^{18}\text{O}$ record (a) [25, 26] over the last 120 ka. (b) K , (c), $\text{ARM}_{20\text{mT}}/\text{ARM}$, (d) $\text{ARM}_{20\text{mT}}$ and (e) HIRM. Laminated intervals are represented as black rectangles along the K record. Concentration and grain size variations are placed in a global climate context by referencing the Marine Isotope Stages (MIS) (top panel; glacial MIS = grey). The correlation discussed in the text is shown as thin lines. The HIRM curve (red thin curve) was smoothed using a moving average (blue thick curve).....	149
Figure 9: Results of the spectral analysis of the raw HIRM record using the hardware Redfit (Lomb-Scargle Fourier transform). (a) HIRM record placed on the initial age model (see text and Fig. 7), (b) HIRM record placed on the age model tuned to GRIP chronology. In both cases, spectral variance is higher than the 95% (lowest blue line) and the 99% (upper green line) confidence levels. Both evidence a maximum variance at the 22-23 ka precessional period.....	150
Figure 10: Comparison to the GRIP $\delta^{18}\text{O}$ record (a) of time variation of K (b) and HIRM (c) tuned to GRIP chronology. Summer insolation at 23°N [31] are shown as reference (d). Those two magnetic parameters related to fluvial (K) and aeolian (HIRM) input show that sedimentary dynamics of the Baja California margin was paced by high latitude (GRIP) as well as low latitude (insolation) forcings during the last 120 ka.....	151

TROISIEME PARTIE

Figure 1 : Localisation géographique du Golfe de Tehuantepec et contexte orographique...	156
Figure 2 : Dynamiques saisonnières du climat dans le Pacifique Est intertropical. CC : courant de Californie ; ZCIT : zone de convergence intertropicale ; MNM : mousson Nord-Mexicaine ; CCR : courant du Costa Rica. (a) Hiver boréal, noter en vert clair les zones d'upwelling, en rouge les cellules anticycloniques et les vents associés. (b) Été boréal. (c) Régime mensuel de précipitations (histogramme) et de températures (courbe) à Salina-Cruz (17°N , 95°W). Moyennes effectuées sur 40 ans, d'après Weatherbase (http://www.weatherbase.com/).....	158
Figure 3 : Caractérisation de la colonne d'eau. Profils mensuels d'oxygène dissous (a et d), de salinité (b et e) et de température (c et f), pour deux localisations : $15,5^\circ\text{N}$; $95,5^\circ\text{W}$ (a, b et c) et $14,50\text{N}$; $95,5^\circ\text{W}$ (d, e et f). D'après World Ocean Atlas 2001 (Levitus, http://ingrid.ldeo.columbia.edu/). Photographies satellites du Golfe de Tehuantepec : températures de l'océan de surface (04 janvier 2005 de Earth Observatory, NASA (http://earthobservatory.nasa.gov)) (g) et concentrations en chlorophylle a en hiver (h) et en été (i) (SeaWiFS, http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/). En hiver, les températures basses et les concentrations en chlorophylle élevées correspondent à la signature de l'upwelling....	160
Figure 4 : Localisation (a) et principales caractéristiques lithologiques de la carotte MD02-2520. Photographie d'une partie la section XV (b) et représentation schématique de la séquence (c). Noter la présence quasi-continue de laminations.....	161
Figure 5 : Profils des paramètres magnétiques sur l'échelle de profondeur, comparés au log lithologique. Traceurs de concentration en minéraux magnétiques : (a) susceptibilité magnétique (K), (b) aimantations rémanentes isothermes à 1T ($\text{ARI}_{1\text{T}}$) et -0,3T ($\text{ARI}_{0,3\text{T}}$), (c) aimantation rémanente anhystérétique (ARA), (d) HIRM et (e) S ratio.	

Traceurs de granulométrie magnétique relative : (f) ARI/K, (g) ARA/K, (h) ARA(30mT)/ARA et (i) ARA/ARI (désaimantés à 20 mT AF).	165
Figure 6 : Désaimantations thermiques d'ARI _{9T} de sept échantillons dont les profondeurs sont repérées sur les profils de susceptibilité magnétique (à droite) et de HIRM (à gauche). Après une décroissance graduelle de l'ARI, les échantillons sont totalement désaimantés à 590°C, température de Curie de la magnétite.	167
Figure 7 : Cycles d'hystérésis et courbes de rémanence de l'ARI _{1T} de cinq échantillons. Les valeurs d'aimantation rémanente à saturation (Mrs), champ coercitif (Hc) et champ coercitif de rémanence (Hcr) ont été indiqués pour chaque échantillon, ainsi que la valeur du champ de saturation (Hs), matérialisée par une ligne pointillée dans les graphiques. Les rapports Mrs/Ms et Hcr/Hc placent les échantillons dans la gamme des pseudo-monodomains, dans le graphique de Day et al (1977).	168
Figure 8 : Données de granulométrie du sédiment total comparées aux indices de granulométrie magnétique relative. (a) Diagrammes binaires : comparaison du mode et du rapport argiles (<4 mm)/silts (4-63 mm) avec ARA(30mT)/ARA, ARI/K, ARA/K et ARA/ARI. (b) Profils d'ARI/K, du rapport argiles/silts, du mode et d'ARA(30mT)/ARA sur l'échelle de profondeur.	171
Figure 9 : Relations linéaires et coefficients de corrélation (R ²) entre les concentrations élémentaires relatives, pour l'ensemble des données acquises (en noir) et pour chaque intervalle mesuré (A, B, C et D, en couleurs). Les diagrammes (a), (b), (c), (d) montrent les relations linéaires entre les éléments terrigènes : titane (Ti), aluminium (Al), silicium (Si), potassium (K) et fer (Fe). Les diagrammes (e) et (f) présentent les relations entre fer et calcium (Ca) et fer et soufre (S).	172
Figure 10 : Profils des concentrations relatives des éléments comparés à la susceptibilité magnétique (a) et au log lithologiques, sur l'échelle de profondeur. (b) fer (Fe), (c) titane (Ti), (d) silicium (Si), (e) potassium (K), (f) soufre (S) et (g) calcium (Ca). Les quatre intervalles dans lesquels les concentrations relatives ont été analysés sont matérialisés par des encadrés noirs et nommés A, B, C et D (voir texte pour plus de détails).	174
Figure 11 : Profils des rapports isotopiques de l'oxygène (δ ¹⁸ O, a et b) et du carbone (δ ¹³ C, c et d) de deux espèces de foraminifères planctoniques (<i>Globigerinoides ruber</i> et <i>Neoglobobquadrina dutertrei</i>) sur l'échelle de profondeur.	177
Figure 12 : Profils des rapports isotopiques de l'oxygène (δ ¹⁸ O, a et b) et du carbone (δ ¹³ C, c et d) de deux foraminifères endobenthiques (<i>Brizalina sp.</i> et <i>Uvigerina peregrina</i>) sur l'échelle de profondeur.	179
Figure 13 : Relation profondeur-âge. Les âges ¹⁴ C mesurés sur des foraminifères sont matérialisés par des ronds violets, les âges ¹⁴ C mesurés sur de la matière organique (S. Francavilla) sont indiqués par des carrés rouges et la position chronostratigraphique des excursions paléomagnétiques Mono Lake (32 ka BP) et Laschamp (40,4 ka BP) sont indiquées par des étoiles vertes. Les incertitudes sur les âges sont indiquées par des barres d'erreur verticales. Les tracés en pointillés représentent des extrapolations linéaires des taux de sédimentation établis sur i) les deux derniers âges ¹⁴ C et ii) les quatre derniers points (utilisée pour dater la base de la séquence)	183
Figure 14 : Paramètres magnétiques sur l'échelle d'âge. Les indices de concentration en minéraux magnétiques K (a), ARA (b) et HIRM (c) et les indices de granulométrie magnétique relative ARI/K (e) et ARA(30mT)/ARA (f) sont comparés au log lithologique, au niveau marin relatif (d ; Bard et al, 1998) et à le d ¹⁸ O de la carotte de glace GRIP (Grootes et al, 1993, g). Les points datés sont indiqués à gauche de la figure par des étoiles et les stades isotopiques (MIS) 1, 2 et 3 sont matérialisés par des lignes pointillées.	187

- Figure 15 : Enregistrements isotopiques sur l'échelle d'âge. (a) $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber* et *Neogloboquadrina dutertrei*, (b) $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques *Brizalina sp.* et *Uvigerina peregrina*, (c) $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques et (d) $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. Les limites temporelles des stades isotopiques MIS 1, 2 et 3 sont matérialisés par des lignes pointillées. 189
- Figure 16 : Application de l'équation des paléotempératures. (a) Profils de température en été (juillet-septembre), en hiver (janvier-mars) et moyennes annuelles ; (b) profils de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer. La valeur à 700 m (entre parenthèses) est identique à celle à 400 m. (c) Profils de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite théorique (courbe) et mesurée (étoiles). Le cadre intérieur est un zoom des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ entre 650 et 750 m. 191
- Figure 17 : Indices biogéochimiques de la diagénèse des carbonates. Comparaison de la concentration relative en calcium (a), en soufre (b), de la présence de cristaux de gypse dans les échantillons tamisés (c), de la quantité de foraminifères planctoniques prélevés (d) avec les enregistrements isotopiques sur l'échelle d'âge : $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques (e) et planctoniques et $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (g) et planctoniques (h). Les intervalles contenant beaucoup de Ca, peu de S et de nombreux foraminifères sont sous-lignés en jaune. Les anomalies négatives du $\delta^{13}\text{C}$ et positives du $\delta^{18}\text{O}$ sont sous-lignées en vert. 194
- Figure 18 : Photographies au MEB de deux échantillons : 1300 cm (~16 ka BP) (a) *G. ruber* avec un zoom sur la surface corrodée, (b) *Brizalina spp.*, (c) *U. peregrina* avec des zooms sur des trous de corrosion et (d) cristal de gypse (sélénite $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) typique des sédiments glaciaires (x100). 2501 cm (~28 ka BP) (e) *G. ruber* dont les épines sont encore visibles (x1000) et (f) Aggrégat contenant du gypse (minéraux lamellaires x100)..... 196
- Figure 19 : Photographies au MEB de foraminifères prélevés dans deux niveaux à anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. 1100 cm (12,5 ka BP): (a) *G. ruber*, (b) *N. dutertrei*, dont les pores semblent bouchés (zooms x3500 et x2500) (c), *Brizalina spp.* et (d) *U. peregrina* qui montrent des figures de corrosion (zooms x1500 et x1000). 2720 cm (32 ka BP): (e) *G. ruber*, dont les reliefs sont corrodés et les pores bouchés. 199
- Figure 20 : Relations linéaires entre les compositions isotopiques de *U. peregrina* et *Brizalina spp.* Les coefficients de corrélation (R^2) et les équations de droite sont indiqués. 201
- Figure 21 (page précédente) : Reconstitution des variations paléooceanologiques depuis 40 ka BP. Profils de $\delta^{13}\text{C}$: (a) foraminifères benthiques (diamants violets : *U. peregrina* et cercles bleus : *Brizalina spp.*), (b) *N. dutertrei* (normalisé à *G. ruber*), (c) *G. ruber*. Profils de $\delta^{18}\text{O}$: (d) compilation des deux espèces de foraminifères benthiques, (e) *N. dutertrei* (normalisé à *G. ruber*), (f) *G. ruber*. Les foraminifères benthiques permettent de reconstituer la paléohydrologie des eaux de fond, *N. dutertrei* celle de la thermocline et *G. ruber* celle des eaux de surface. La différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre *G. ruber* et *N. dutertrei* (g) permet d'appréhender la stratification de la colonne d'eau (ou la profondeur de la thermocline). 202

TABLE DES TABLEAUX
METHODES

Tableau 1 : Grandeurs et unités en magnétisme.....	21
Tableau 2 : Minéraux cités dans le texte, leur formule chimique, leur comportement magnétique, leurs valeurs de susceptibilité magnétique volumique (K) et/ou d'aimantation à saturation (Ms) et leur températures de Curie (T _C) ou de Néel (T _N) (de (Thompson and Oldfield, 1986; Hunt et al., 1995; Roberts, 1995; Dunlop and Özdemir, 1997).....	24
Tableau 3 : Paramètres d'hystérésis de particules de magnétite (mono- et polydomaines) et d'hématite (Thompson and Oldfield, 1986).....	26
Tableau 4 : Diamètres établis expérimentalement et théoriquement pour les limites inférieures et supérieures des classes mono- et pseudo-monodomaines pour la magnétite, la titano-magnétite, l'hématite et la pyrrhotite (population de particules équidimensionnelles). D'après a : Dunlop et Özdemir (1997) et b : King <i>et al.</i> (1982).	29
Tableau 5 : Lignes d'interprétation des paramètres magnétiques.....	50

PREMIERE PARTIE

Tableau 1 : Valeurs des paramètres d'hystérésis pour les carottes MD02-2503 et MD02-2504. Les niveaux supposés contenir des sulfures ferrimagnétiques sont indiqués en gras.	79
---	----

DEUXIEME PARTIE

Table 1 : Interpretation guidelines for the magnetic parameters.....	141
Table 2: AMS ¹⁴ C measurements obtained on biogenic carbonates. Foraminifera species, sample depth interval, ¹⁴ C ages and analytical errors; ages were corrected from reservoir age and calibrated as calendar ages. Ages younger than 25 ka BP were calibrated using Calib 5.0 [21]; older ages are calibrated using the equation of Bard et al [22]. In same levels, or when the ages were overlapping within the 2σ errors, ages have been averaged (see text for further explications).....	147

TROISIEME PARTIE

Tableau 1: Récapitulation des âges ¹⁴ C mesurés, puis corrigés de l'âge réservoir et calibrés. La calibration a été réalisée en utilisant le logiciel Calib 5.01 (Stuiver et Reimers, 2005), excepté les âges supérieurs à 25 cal. ka BP (indiqués par un astérisque), qui ont été calibrés en utilisant l'équation de Bard et al (2004), calée sur GISP2.	181
Tableau 2 : Modèle d'âge final. En gras, les niveaux sur lesquels les âges ont été moyennés (arithmétiquement).....	181
Tableau 3 : Ages ¹⁴ C calibrés mesurés sur de la matière organique (S. Francavilla, <i>com. pers.</i>).....	182
Tableau 4 : δ ¹⁸ O de la calcite calculé à partir de l'équation des paléotempératures, δ ¹⁸ O mesuré et différences observées (effet vital).	192

TABLE DES MATIERES

Remerciements.....	3
INTRODUCTION	9
METHODOLOGIE	17
Chapitre I. Principes et Méthodes du magnétisme des sédiments	19
1. Préambule et Définitions	19
1.1. Qu'est ce que le magnétisme des roches?	19
1.2. Au niveau atomique	19
1.3. Grandeurs en magnétisme des roches	20
2. Définition des types de comportements magnétiques et minéralogie magnétique	21
2.1. Le diamagnétisme	21
2.2. Le paramagnétisme	22
2.3. Le ferromagnétisme au sens large.....	23
2.3.1. <i>le ferromagnétisme s.s.</i>	23
2.3.2. <i>le ferrimagnétisme</i>	23
2.3.3. <i>l'antiferromagnétisme imparfait</i>	23
3. Cycles d'hystérésis	25
4. Domaines magnétiques et taille des grains de magnétite	27
4.1. Superparamagnétiques spm	27
4.2. Monodomaines MD (single-domain SD).....	28
4.3. Pseudo-monodomaines PMD (pseudo-single domain PSD).....	28
4.4. Polydomaines PD (multi-domain MD)	28
5. Paramètres d'hystérésis et taille de grains	30
6. Paramètres magnétiques : interprétations et limites	32
6.1. Susceptibilité magnétique volumique en champ faible k.....	32
6.2. Aimantation rémanente naturelle ARN (Natural remanent magnetization NRM) 33	
6.2.1. <i>L'aimantation thermo-rémanente ATR (TRM)</i>	33
6.2.2. <i>L'aimantation rémanente chimique ou cristalline ARC (CRM)</i>	33
6.2.3. <i>L'aimantation rémanente détritique ARD (DRM)</i>	34
6.2.4. <i>L'aimantation rémanente visqueuse ARV (VRM)</i>	35
6.3. Aimantation rémanente anhystérétique ARA (anhysteretic remanent magnetization ARM).....	36
6.4. Aimantation rémanente isotherme ARI (Isothermal remanent magnetization IRM)	36
7. Désaimantation et Traitements des paramètres magnétiques	38
7.1. Désaimantation en champs alternatifs.....	38
7.1.1. <i>Désaimantation de l'ARN</i>	39
7.1.2. <i>Désaimantation des aimantations artificielles</i>	39
7.2. Traitements thermiques	40
7.2.1 <i>Désaimantations thermiques</i>	40

7.2.2. Mesure de susceptibilité à température variable.....	41
8. Les paramètres magnétiques normalisés.....	41
8.1. Reconstitution des variations d'intensité relative du champ magnétique terrestre.....	41
8.1.1. Sélection du normalisateur le plus adéquat.....	41
8.1.2. Limites de validité de la normalisation et discussion.....	43
8.2. Indicateurs de minéralogie.....	45
8.2.1. Identification des (oxy)hydroxydes antiferromagnétiques.....	46
8.2.2. Identification des sulfures ferrimagnétiques.....	47
8.3. Indicateurs de granulométrie.....	48
9. Synthèse.....	50
10. Echantillonnage et appareillage.....	51
10.1. Stratégie d'échantillonnage.....	51
10.2. Appareillage.....	52
Chapitre II. Mesure des isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone.....	53
1. Les carbonates biogéniques : les foraminifères.....	53
2. Rapports isotopiques de l'Oxygène et du Carbone.....	53
2.1. Définitions utiles.....	53
2.2. Fractionnement et rapports isotopiques, effet vital.....	54
3. Préparation des échantillons et Appareillage de mesure.....	55
3.1. Tamisage et piquage.....	55
3.2. Appareillage.....	55
4. Informations fournies par l'analyse des isotopes stables.....	57
4.1. Isotopes stables de l'Oxygène.....	57
4.1.1. Effet de la température sur le $\delta^{18}O_c$	57
4.1.2. Qu'est ce qui fait varier le $\delta^{18}O_w$?.....	57
4.2. Isotopes stables du Carbone.....	58
4.2.1. Qu'est ce qui fait varier le $\delta^{13}C_{CID}$?.....	58
4.2.2. Informations fournies par le $\delta^{13}C_c$ des foraminifères.....	59
PREMIERE PARTIE	
CONDITIONS D'OXYGENATION ET APPORTS TERRIGENES DANS LE BASSIN DE SANTA BARBARA AU COURS DES DERNIERS 35 MILLE ANS : CONTRIBUTION DU MAGNETISME DES SEDIMENTS.....	63
Chapitre I. Introduction.....	65
1. Le Bassin de Santa Barbara : un cas d'école.....	65
2. Intérêt de cette étude.....	66
Chapitre II. Contexte actuel et Description des carottes.....	69
1. Contexte océanographique et climatique actuel.....	69
2. Localisation géographique et description des carottes.....	70
Chapitre III. Chronostratigraphie.....	71
Chapitre IV. Résultats.....	74
1. Propriétés Magnétiques.....	74
1.1 Identification préliminaire des sulfures ferrimagnétiques.....	74

1.1.1. Carotte MD02-2503	76
1.1.2. Carotte MD02-2504	76
1.1.3. Mesures complémentaires : désaimantations thermiques d'ARIs et paramètres d'hystérésis	76
1.2. Tentatives de détection des signaux magnétiques primaires	81
1.2.1. Carotte MD02-2503	81
1.2.2. Carotte MD02-2504	82
1.3. Synthèse des variations temporelles des paramètres magnétiques	86
2. Granulométrie du sédiment total	87
3. Résultats des Mesures Géochimiques	89
3.1. Carbonates et carbone organique du site ODP 893A et teneurs relatives en calcium dans les carottes MD	89
Synthèse	90
3.2. Mesures élémentaires dans la Carotte MD02-2503	92
Synthèse : comparaison avec les paramètres magnétiques	95
3.3. Mesures élémentaires dans la Carotte MD02-2504	97
Synthèse : comparaison avec les paramètres magnétiques	101
Chapitre V. Interprétations et discussion	102
1. Apports terrigènes et paléoclimats	102
2. Formation de minéraux secondaires et conditions d'oxygénation	106
Synthèse	110
3. Conditions d'oxygénation et paléoclimats	111
3.1. Variations temporelles des conditions d'oxygénation : liens avec le climat de l'Hémisphère Nord	111
3.2. Variations des conditions d'oxygénation et rythmes d'apports terrigènes	111
Chapitre VI. Conclusions	113

DEUXIEME PARTIE

APPORTS TERRIGENES DEPUIS 120 MILLE ANS SUR LA MARGE SUD-OUEST DE LA BASSE CALIFORNIE (MEXIQUE)	119
---	------------

Résumé de l'article	121
---------------------------	-----

« Terrigenous inputs response to glacial/interglacial variations over South Baja California : a rock magnetic approach »

Abstract	122
Keywords:	122
1. Introduction	123
2. Current oceanic and climatic context	123
3. Core description	124
4. Analytical Methods	124
4.1. Magnetic parameters	124
4.2. Relative elemental content: XRF measurements	125
4.3. Absolute elemental contents: ICP-OES measurements	125
4.4. Percentages of organic carbon and carbonates	126

4.5. Bulk Sediment Granulometry.....	126
5. Guidelines for the interpretation of the magnetic parameters	126
5.1. Proxies of magnetic grains concentration	126
5.2. Normalised parameters and their limitations	127
6. Results	127
6.1. Sedimentary magnetism results.....	127
6.2. Geochemical results.....	130
6.2.1. Organic carbon and carbonates percentages.....	130
6.2.2. Major and trace elements concentrations.....	131
6.3. Synthesis of the results.....	131
7. Interpretation of the magnetic signal: terrigenous inputs and secondary transformations	132
7.1. Varying terrigenous inputs	132
7.2. Dissolution of the iron and titanium oxi-hydroxides	132
7.3. Summary of mineralogical and granulometric variations.....	133
8. Age Model.....	134
9. Discussion and Conclusion.....	135
Acknowledgments	137
References	138
Figures.....	140

TROISEME PARTIE

45 MILLE ANS DE VARIATIONS CLIMATIQUE ET OCEANOGRAPHIQUES DANS LE GOLFE DE TEHUANTEPEC (MEXIQUE)	153
--	------------

Chapitre I. Introduction.....	155
--------------------------------------	------------

Chapitre II. Contexte actuel et description de la séquence sédimentaire.....	157
---	------------

1. Océanologie et climatologie	157
--------------------------------------	-----

1.1. Variations climatiques saisonnières.....	157
---	-----

1.2. Variations océanologiques saisonnières.....	158
--	-----

1.3. Variations climatiques et océanologiques interannuelles	160
--	-----

2. Localisation de la carotte MD02-2520 et caractéristiques lithologiques	162
---	-----

Chapitre III. Résultats	163
--------------------------------------	------------

1. Paramètres magnétiques.....	163
--------------------------------	-----

1.1. Variations des paramètres magnétiques en profondeur	163
--	-----

1.2. Mesures magnétiques complémentaires.....	166
---	-----

Synthèse	169
----------------	-----

2. Granulométrie du sédiment total.....	169
---	-----

3. Mesures élémentaires	170
-------------------------------	-----

3.1. Relations entre les éléments	172
---	-----

3.2. Variations des concentrations relatives des éléments	173
---	-----

3.3. Synthèse : relation avec les paramètres magnétiques	175
--	-----

4. Isotopes Stables	176
---------------------------	-----

4.1. Enregistrements isotopiques des foraminifères planctoniques.....	176
---	-----

4.2. Enregistrements isotopiques des foraminifères benthiques	178
---	-----

Chapitre IV. Chronostratigraphie.....	180
--	------------

Chapitre V. Interprétations et discussion	184
1. Dynamiques sédimentaires dans le Golfe de Tehuantepec au cours des derniers 45 ka BP	184
1.1. Significations des paramètres magnétiques en terme de magnétisme minéral....	184
1.2. Variations temporelles de l'assemblage magnétique	184
1.3. Discussion : dynamiques sédimentaires et paléoclimatologie.....	185
2. Paléocéanologie du Golfe de Tehuantepec au cours des derniers 45 ka BP	188
2.1. Variations temporelles des conditions hydrologiques.....	190
2.2. Application de l'équation des paléotempératures : validité du signal isotopique	190
2.3. Effet de la diagénèse : indices bio-géochimiques et anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$...	192
2.3.1. Marqueurs biogéochimiques de la diagénèse	192
2.3.2. Impact de la diagénèse sur les rapports isotopiques	197
2.4. Reconstitution des variations temporelles de la paléohydrologie.....	200
Chapitre VI. Synthèse et Conclusions.....	205
1. Apports terrigènes	205
2. Paléohydrologie : upwelling et circulation océanique.....	206
Synthesis and Conclusion.....	208
1. Terrigenous inputs.....	208
2. Paleoceanography: upwelling and oceanic circulation.....	209
CONCLUSIONS GENERALES	213
REFERENCES	223
Table des symboles.....	239
Table des figures	241
Table des Tableaux	249
Table des matières.....	251
Annexes	257
Annexe	259
Annexe	265
Annexe	281

<p>ANNEXES</p>

ANNEXE 1

RESULTATS PALEOMAGNETIQUES

Les directions et intensités de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) après traitement de désaimantation par champs alternatifs (cf. § Méthodologie), ont été utilisées sur les carottes MD02-2520 et MD02-2508 comme marqueurs magnétostratigraphiques.

Des tentatives de reconstitution des variations de paléointensité sont présentées en **figures 1 et 3**, en normalisant l'ARN par la susceptibilité magnétique (K), par l'aimantation rémanente isotherme à -0,3T (ARI_{-0,3T}) et par l'aimantation rémanente anhystérétique (ARA) acquise dans un champ alternatif de 100 mT et un champ direct de 0,1 mT. Les profils des rapports ARN/K, ARN/ARI_{-0,3T} et ARN/ARA étant similaires, nous avons sélectionné le rapport l'ARN/ARA comme indicateur de préliminaire de la paléointensité relative. Sachant que les effets de la diagenèse sont défavorables à la conservation du signal d'intensité du champ, des études complémentaires devront être réalisées pour tester la signification de ce signal.

Les variations du rapport ARN/ARA (désaimanté à certains paliers) sont ensuite comparées à aux variations de direction. Dans chaque site, l'inclinaison moyenne est compatible à la valeur de l'inclinaison du champ engendré à la latitude considérée par un champ dipolaire axial ($\tan I = 2 \tan(\lambda)$; λ est la latitude).

MD02-2508 : latitude de 23° N, I(théorique) = 40° ; I(mesurée) = 39,89° (sur 4 paliers de désaimantation).

MD02-2520 : latitude de 15°N, I(théorique) = 28° ; I(mesurée) = 32,1° (sur 8 paliers de désaimantation).

Les profils de direction d'aimantation (**figures 2 et 4**) présentent des anomalies, dont l'âge est indiqué sur les figures. Trois critères ont été appliqués pour la détection d'éventuelles excursions paléomagnétiques :

- anomalies d'inclinaison et de déclinaison.
- Présence d'un minimum de paléointensité au niveau stratigraphique de ces anomalies (sauf dans les cas les cas d'enrichissement en sulfure ferrimagnétiques)
- l'âge estimé (méthodes de datation indépendantes) proche de l'âge d'une excursion identifiée et datée par ailleurs.

Ainsi, nous avons pu identifier les signatures des excursions Mono Lake, (32 ka BP, Benson et al., 2003), Laschamp (40,4 ka BP, Guillou et al., 2004) et Blake (117-122 ka BP, Fang et al., 1997).

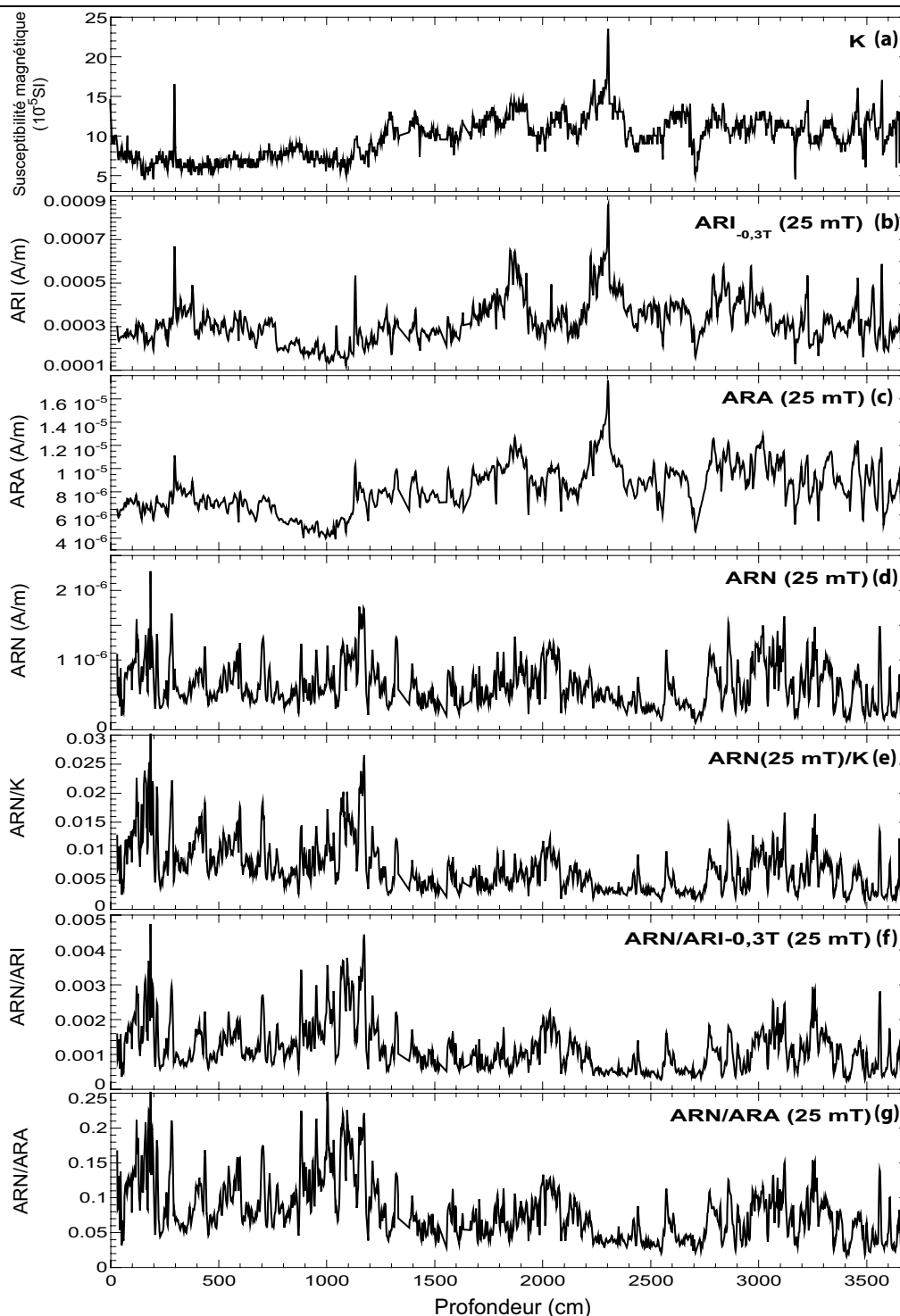


Figure 1 : Normalisation de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) de la carotte MD02-2520. Les aimantations ont été désaimantées en champs alternatifs à 25mT. Profils en profondeur de (a) susceptibilité magnétique (K), (b) aimantation rémanente isotherme à -0,3T (ARI_{0,3T}), (c) aimantation rémanente anhystérétique (ARA) et (d) ARN. Les profils d'ARN/K (e), ARN/ARI_{0,3T} (f) et ARN/ARA (g) sont similaires, permettant d'utiliser ARN/ARA comme paramètre de paléointensité relative.

Normalization of the natural remanent magnetization (NRM) of core MD02-2520. Artificial and natural remanences were AF demagnetized at 25 mT. Depth profiles of (a) magnetic susceptibility (K), (b) isothermal remanent magnetization at -0,3T (IRM_{-0,3T}), (c) anhysteretic remanent magnetization (ARA) and (d) NRM. Profiles of NRM/K (e), NRM/IRM_{-0,3T} (f) and NRM/ARM (g) are similar, allowing the use of NRM/ARM as a proxy of relative paleointensity.

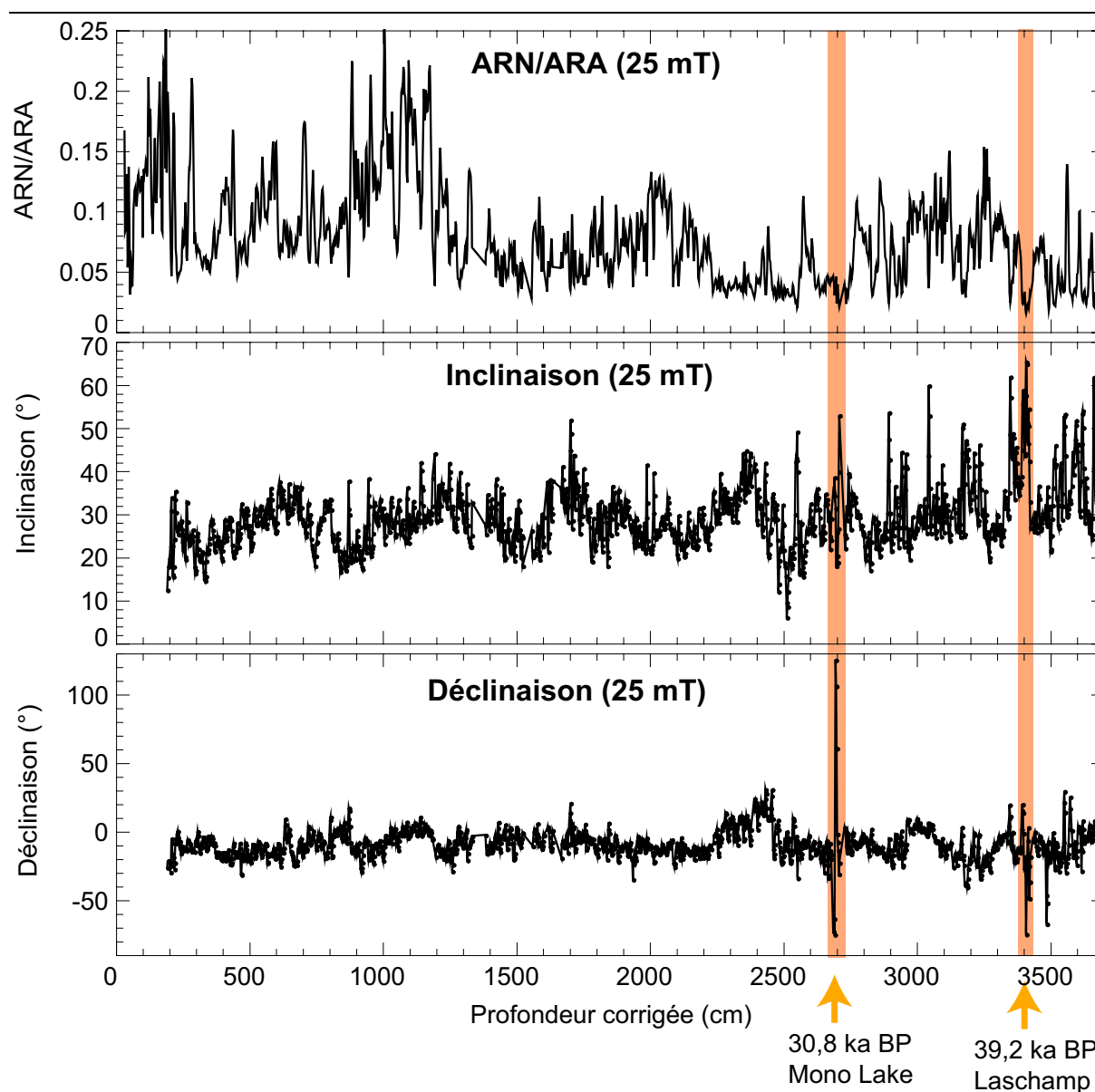


Figure 2 : Profils en profondeur du rapport ARN/ARA et des directions d'ARN, inclinaison et déclinaison, désaimantés en champs alternatifs à 25 mT de la carotte MD02-2520. Les signatures des excursions Mono Lake et Laschamp identifiées par les anomalies directionnelles, accompagnées de faibles paléointensités relatives, sont soulignées et leur âge estimé (datations ^{14}C) est indiqué.

Depth profiles of the ratio NRM/ARM and of the NRM directions, inclination and declination, AF demagnetized at 25 mT of core MD02-2520. The signatures of the Mono Lake and Laschamp excursions, identified by large directional anomalies, accompanied by weak relative paleointensities, are underlined and their estimated age (^{14}C ages) is indicated.

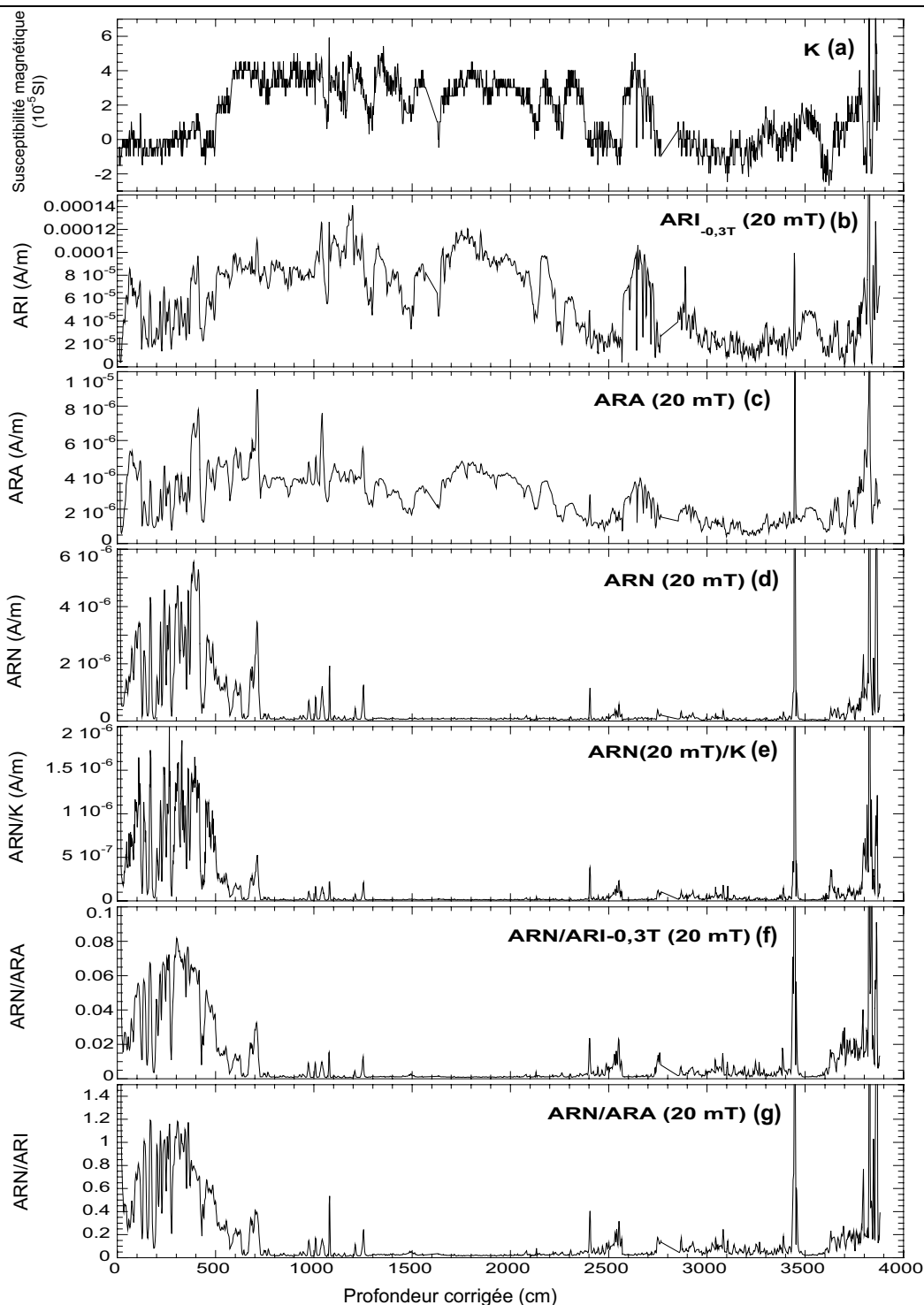


Figure 3 : Normalisation de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) de la carotte MD02-2508. Les aimantations ont été désaimantées en champs alternatifs à 20mT. Profils en profondeur de (a) susceptibilité magnétique (K), (b) aimantation rémanente isotherme à -0,3T ($ARI_{-0,3T}$), (c) aimantation rémanente anhystérétique (ARA) et (d) ARN. Les profils d'ARN/K (e), ARN/ $ARI_{-0,3T}$ (f) et ARN/ARA (g) sont similaires, permettant d'utiliser ARN/ARA comme paramètre de paléointensité relative.

Normalization of the natural remanent magnetization (NRM) of core MD02-2508. Artificial and natural remanences were AF demagnetized at 20 mT. Depth profiles of (a) magnetic susceptibility (K), (b) isothermal remanent magnetization at -0,3T ($IRM_{-0,3T}$), (c) anhysteretic remanent magnetization (ARA) and (d) NRM. Profiles of NRM/K (e), $NRM/IRM_{-0,3T}$ (f) and NRM/ARM (g) are similar, allowing the use of NRM/ARM as a proxy of relative paleointensity

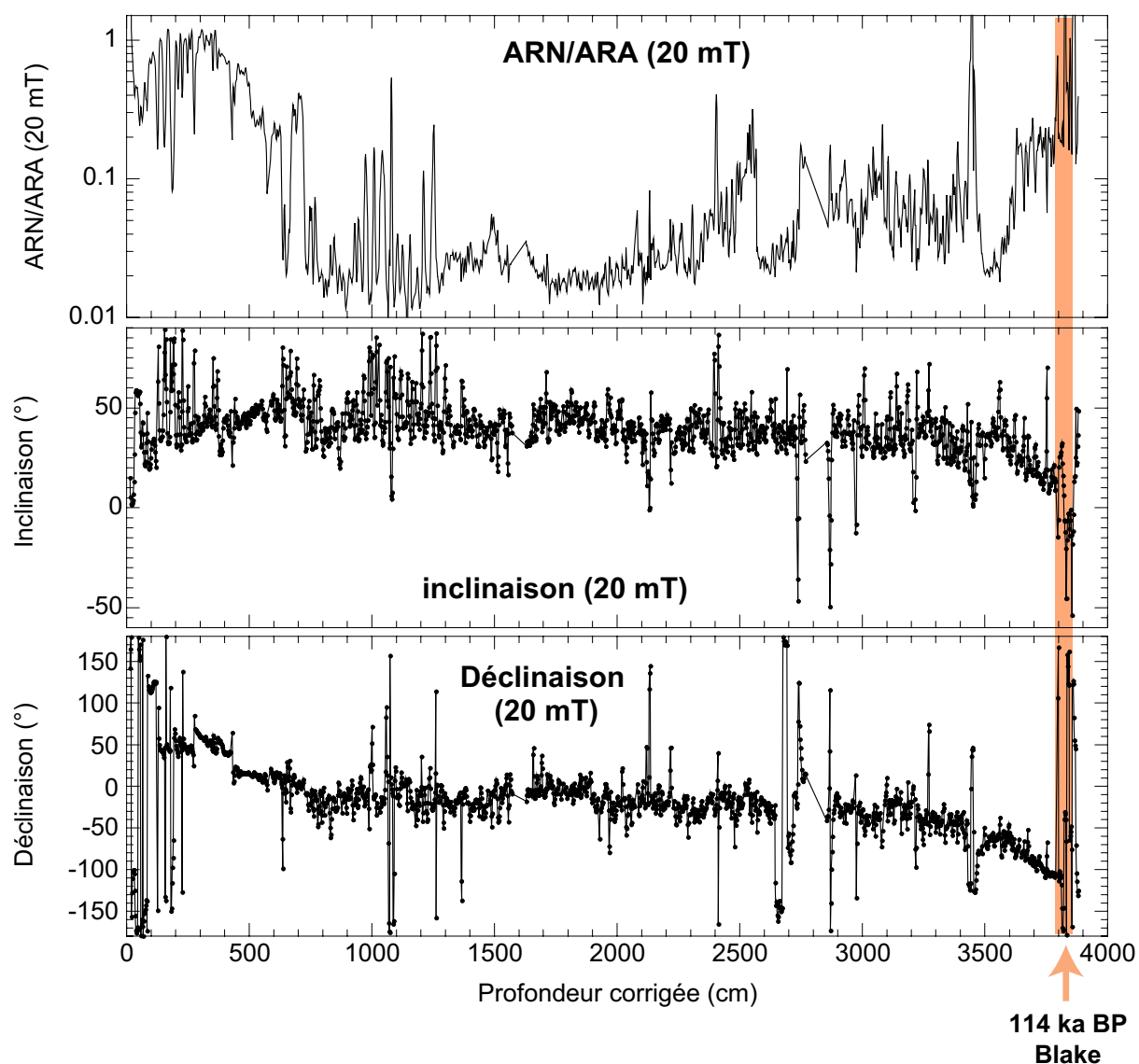


Figure 4 : Profils en profondeur du rapport ARN/ARA et des directions d'ARN, inclinaison et déclinaison, désaimantés en champs alternatifs à 20 mT de la carotte MD02-2508. La signature de l'excursion Blake identifiée par les anomalies directionnelles dans un niveau riche en sulfures ferrimagnétiques, est sous lignée. Son âge est estimé à 114 kABP, ce qui est proche de l'âge déterminé par Fang et al. (1997), à ~117 ka BP.

Depth profiles of the ratio NRM/ARM and of the NRM directions, inclination and declination, AF demagnetized at 20 mT of core MD02-2508. The signature of the Blake excursion, identified by large directional anomalies in a level enriched in ferrimagnetic sulfides, is underlined. Its age is estimated at 114 ka BP, close to the age determined by Fang et al. (1997), at ~117 ka BP.

ANNEXE 2

Article

« Evidence for multiple paleomagnetic intensity lows between 30 and 50 ka BP from a western Equatorial Pacific sedimentary sequence »

Blanchet, C.L., Thouveny, N, and de Garidel-Thoron, T.

Published in *Quaternary Science Reviews* in 2006

Evidence for multiple paleomagnetic intensity lows between 30 and 50 ka BP from a western Equatorial Pacific sedimentary sequence

Cécile L. Blanchet*, Nicolas Thouveny, Thibault de Garidel-Thoron

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE), CNRS-Université Paul Cezanne, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

Received 23 April 2004; accepted 19 September 2005

Abstract

A paleomagnetic study was carried out on the radiocarbon dated MD97-2134 core located in the western Equatorial Pacific (Southern Papua New Guinea margin). Rock magnetic investigations revealed changes of the magnetic mineralogy along the hemi-pelagic sedimentary sequence but the reconstruction of past direction and relative paleointensity variations of the geomagnetic field remained feasible. Four successive paleointensity drops are recorded between 30 and 50 ka BP. The largest one is associated with an abrupt swing of declination and inclination interpreted as a smoothed signature of the Laschamp excursion (~41 ka BP). The succession of four events of weak intensity between 30 and 50 ka BP introduces a complex behaviour of the geomagnetic field in the time interval spanning over the Laschamp and the Mono Lake excursions.

© 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

High-resolution records of the paleomagnetic field provide a series of markers applicable for global scale correlation of paleoclimatic archives. The interval 30–50 ka BP containing important evidence of the variability of the climate during Marine Isotope Stage (MIS) 3 deserves more detailed investigations. The present debate about the Mono Lake and the Laschamp excursions and their respective age illustrates this point. Quasi-reversed magnetizations measured in the Laschamp and Olby lavas (Chaîne des Puys, France) introduced the concept of rapid incomplete reversals (Bonhommet and Babkine, 1967). First dated between 20 and 8 ka BP (Bonhommet and Zahringer, 1969), these lavas later provided K/Ar ages between 40 and 50 ka BP (e.g. Gillot et al., 1979). The excursion was later shown to be associated with weak paleointensities (Roperch et al., 1988). Studies of Maar lake sediments of Lac du Bouchet and Lac St Front (Thouveny et al., 1990, 1993; Vlag et al., 1996) demonstrated that wide departures of the virtual geomagnetic

pole occurred near 37 ka BP (33 ka ¹⁴C BP) during the period of weakest relative paleointensities (RPI). Marine sediments RPI and directional records also helped to better constrain the age of the Laschamp excursion. By correlating a North Atlantic Paleointensity stack (NAPIS) (Laj et al., 2000) to the cosmonuclide ³⁶Cl record of the GRIP ice-core, Wagner et al. (2000) constrained the age of the low RPI event at ~41 ka BP. The excursion, the low RPI event and the associated ¹⁰Be overproduction are recorded 30 cm beneath the signature of Heinrich Event 4 in the Portuguese margin sedimentary sequence, at an interpolated age of ~41 ka BP (Carcaillet et al., 2004; Thouveny et al., 2004). These estimates agree with the mean age 40.4 ± 2 ka computed from Ar/Ar and K/Ar datings of the Laschamp and Olby lava flows (Guillou et al., 2004).

The occurrence of the excursion beyond the European and North Atlantic area was attested by directional anomalies and RPI minima recorded in sedimentary sequences from the southern Atlantic Ocean (Channell et al., 2000) and the southern Indian Ocean (Mazaud et al., 2002).

Studies of lacustrine sequences of the western United States have provided fundamental data about excursions. The Mono Lake excursion was first described in

*Corresponding author. Tel.: +33 442 97 15 81; fax: +33 442 97 15 95.
E-mail address: blanchet@cerege.fr (C.L. Blanchet).

sedimentary outcrops from the Mono Lake Basin, California (Denham and Cox, 1971; Liddicoat and Coe, 1979), and later found in other lake sequences from the same region: Summer Lake (Negrini et al., 1984) and Lake Lahontan (Liddicoat, 1992; Liddicoat, 1996). Preliminarily dated at ~ 24 ka BP (Denham and Cox, 1971), this excursion was recently re-dated at ~ 32 ka BP (Benson et al., 2003) and associated with a low RPI event located at ~ 32 ka BP in the ^{36}Cl record of the GRIP ice-core (Wagner et al., 2000).

The ash layers of Wilson Creek at Mono Lake Basin were recently dated to the interval ranging from 38 to 41 ka BP (Kent et al., 2002). This timing and the absence of a second excursion in the Wilson Creek Formation suggested that the excursion recorded at Mono Lake is actually correlative with the Laschamp excursion. However, at Summer Lake, two distinct excursions are recorded (Negrini et al., 2000; Zic et al., 2002).

Finally, both the NAPIS (Laj et al., 2000) and the GRIP cosmogenic isotope records (Wagner et al., 2000) suggest that two distinct geomagnetic dipole moment lows occurred between 30 and 45 ka, supporting the distinction of the Mono Lake and Laschamp excursions.

This non-exhaustive review of the evidence for the Laschamp and Mono Lake excursions indicates that data about paleomagnetic field changes during the 30–50 ka BP interval are needed, especially from widely distributed regions. Here, we present new paleomagnetic results obtained from a sedimentary core (MD97-2134) collected on the southern margin of Papua New Guinea, in the West Equatorial Pacific, a region where paleomagnetic variations are poorly documented.

2. Geographical setting and core description

The MD97-2134 core (Fig. 1) was retrieved southeast of the Papua New Guinea margin (Lat. $09^{\circ}54.44\text{S}$; Long. $144^{\circ}39.65\text{E}$, 760 m depth). The core, 26.9 m long, was collected using the Calypso corer of the French R.V. Marion Dufresne during the IMAGES III campaign (1997).

Beneath 2 m of oxidized biogenic carbonate ooze, the sediments consist of green-grey hemi-pelagic clays. Iron diagenesis is revealed by the presence of iron sulphide (pyrite) and iron phosphate (vivianite) patches. Two thick tephra layers are identified between 6.3 and 6.8 m and between 15 and 15.3 m with sharp magnetic signatures. Other thinner tephra layers are located at 8.3 and 13.25 m. The depth scale was corrected for two voids caused by gas expansion.

3. Methods

After 4 years of storage in a cold room, the core was subsampled using U-channels (length = 1.5 m; section = 2×2 cm) and using standard 8 cm^3 cubes of plastic pushed into the sediment at regular intervals, in order to

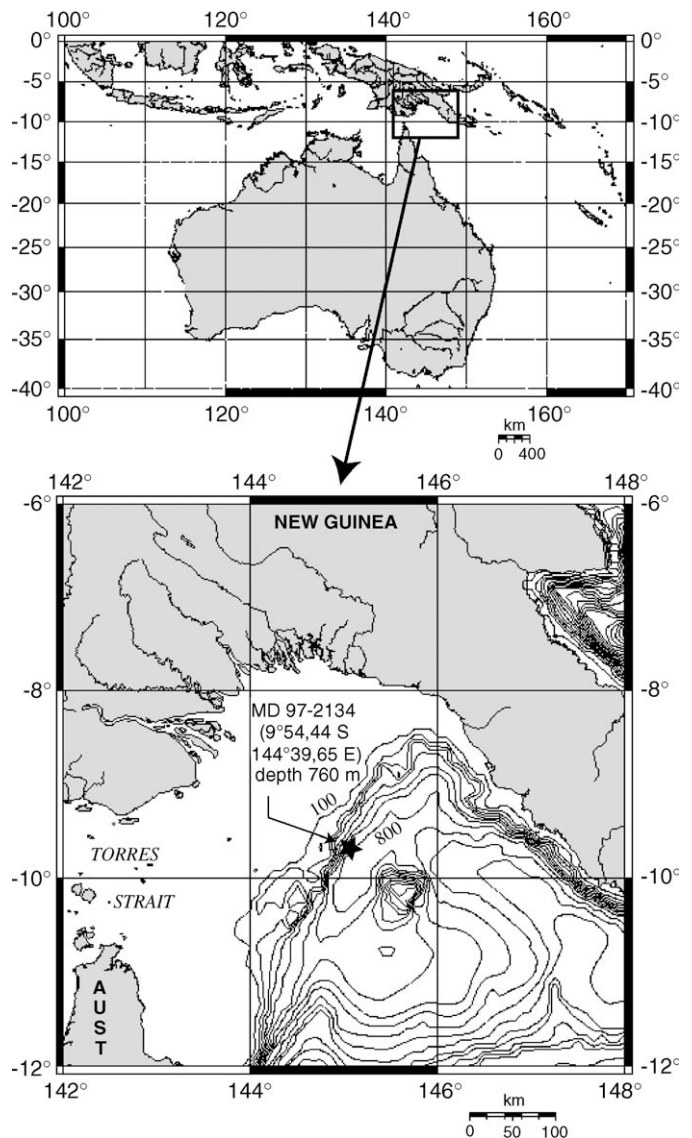


Fig. 1. Geographical location of the Ashmore Trough and Core MD97-2134 (star). The bottom panel presents the bathymetric map of the coring site area and the relation with the coast line and the Fly river delta. Intervals of bathymetric contours are 100 m.

obtain: (i) a low-resolution record (80 cm intervals) of the anisotropy of susceptibility, and (ii) a high-resolution subsampling (2 cm intervals) for the analysis of natural remanent magnetization (NRM) within selected depth intervals.

The magnetic susceptibility (MS) was measured on U-channels samples using a Bartington MS2B probe. The anisotropy of MS was analysed on the cubic samples using a Kly 2 Kappabridge.

Hysteresis loops and demagnetization curves of the saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) were analysed on selected microsamples using a VSM Micromagnetometer (P.M.C., model 3900).

Natural and artificial remanent magnetizations were measured on a three axis direct current SQUID

magnetometer (2G model 760R) with response curves of, respectively, ~ 4 cm (for the X and Y axes) and ~ 6 cm (for the Z axis); this procedure of pass-through measurement implies a slight smoothing of the signal continuously measured on U-channels.

The NRM was measured every 2 cm on U-channels collected along the core and on additional discrete samples. The alternating field (AF) demagnetization was imposed at successive steps [5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 60 and 80 mT] on U-channels and standard specimens. Stepwise thermal demagnetization was imposed at 100, 160, 220, 280, 340, 400 and 500 °C on standard specimens dried in zero field at ambient temperature.

Anhyseretic remanent magnetization (ARM) imparted on U-channels in a 100 mT AF and a 0.1 mT steady field, was measured and demagnetized according to the same AF demagnetization process as the NRM.

Isothermal remanent magnetization (IRM) was imparted in a 1 T direct field (IRM_{1T}) and a 0.3 T backfield ($IRM_{-0.3T}$) by passing U-channels through permanent rare earth magnets (Rochette et al., 2001). In order to study the IRM acquisition, discrete specimens were submitted to stepwise increasing fields from 0 to 3 T on a pulse magnetizer. The IRM acquired at 3 T, called here saturation IRM (SIRM), was then stepwise demagnetized up to 650 °C in an Argon atmosphere.

4. Rock magnetic results

The magnetic susceptibility variations and the natural or artificial magnetizations intensity variations (Fig. 2) present a few notable features: (1) high ARM and NRM intensities at ~ 2.5 m; i.e. near the lithological transition between clays and carbonates, (2) large MS and IRM_0 spikes at the tephra layers and (3) a low MS and low magnetization intensity interval (zone A) defined by sharp boundaries at 8.8 and 11.8 m. AF demagnetization of IRM, ARM and NRM indicate that unblocking fields strongly vary along the sequence (Fig. 2). Such variations are also documented by normalized magnetic parameters (Fig. 3) and indicate changes of the magnetic mineralogy and/or magnetic grain size along the core. Magnetic susceptibility, K (Fig. 3a) is mostly influenced by large ferrimagnets such as coarse (Titanio-) magnetite. The IRM_{1T} is dominantly carried by (Ti-) magnetite and secondarily influenced by high-coercivity minerals, i.e. hematite or goethite. ARM is mostly carried by (Ti-) magnetite; its unblocking field varies with the grain size of this fraction. Therefore, if (Ti-) magnetite is the only contributing ferrimagnetic mineral, the ARM_{30mT}/ARM ratio (Fig. 3c) constitutes a proxy of the ARM medium destructive field (ARM_{MDF}) which in turn can be considered as a proxy of the relative grain size of the (Ti-) magnetite fraction.

In summary, transitions from low to high, or high to low ratios correspond to a decrease, or an increase of the magnetite grain size. In the same conditions of (Ti-) magnetite dominance, $ARM/SIRM$ (Fig. 3b) and $SIRM/K$

(Fig. 3d) are inversely related to the magnetic grain size: low ratios indicate large grain sizes as high ratios indicate small. Such inferences cannot be drawn when other ferrimagnetic minerals such as greigite (Fe_3S_4) and pyrrhotite (Fe_7S_8) are present. Indeed, Roberts (1995) showed that $SIRM/K$ values of greigite are high; and Peters and Thompson (1998) demonstrated that (i) pyrrhotite is also characterized by large $SIRM/K$ values and (ii) that both pyrrhotite and greigite significantly increase the ARM_{30mT}/ARM ratio.

Those considerations imply that if the magnetic fraction of the MD97-2134 was exclusively composed of (Ti-) magnetite, then the three magnetic grain size indicators (Fig. 3b–d) would present parallel variations along the sequence. However, this is clearly not the case, especially between 8 and 11 m (zone A) where $ARM/SIRM$ and $SIRM/K$ both decrease while ARM_{30mT}/ARM abruptly increases. This suggests that the magnetic fraction is a mixture of different ferrimagnetic minerals. This hypothesis can be checked using various coercivity parameters.

The hard IRM [$HIRM = 0.5 (SIRM + IRM_{-0.3T})$] is the fraction of SIRM acquired above 0.3 T i.e. by high-coercivity minerals such as hematite, goethite or iron sulphides (Fig. 3e). The S ratio, [$-(IRM_{-0.3T})/SIRM$] is the ratio of the magnetization of low-coercivity minerals versus the total magnetization of all ferromagnetic minerals.

HIRM variations (Fig. 3e) present several minima at 7–8, 8.8–11.8 (zone A) and at 13.5–14.5 m, indicating low concentration of high-coercivity minerals. The strongly variable S ratio (Fig. 3f) reaches minimum values (0.65) in zone A, further indicating a diagenetic dissolution of the magnetite content.

Complementary information was drawn from hysteresis cycles obtained between -1 and 1 T (Fig. 4a–d) and from stepwise IRM acquisition up to 3 T (Fig. 4e and f). Hysteresis loops, after correction of para- or dia-magnetic contributions, generally indicate low saturation fields (< 0.3 T) and low coercivities ($H_c < 8$ mT). Specimens of zone A have stronger H_c and H_{cr} ($H_c > 10$ mT and $H_{cr} > 20$ mT), indicated by wasp-waisted loops (Fig. 4c) and by a larger IRM increase above 0.3 T (Fig. 4f). Thermal demagnetization of SIRM was conducted up to 650 °C. In all cases, 95% of the SIRM is lost at 580 °C. Specimens of zone A are distinguished by a rapid loss of intensity between 240 and 400 °C that can be related, according to Roberts (1995), to the presence of greigite.

In summary, in zone A, magnetite dissolution is suggested by weak susceptibility and remanence values. The presence of ferrimagnetic iron sulphides is supported, despite weak $SIRM/K$ values, by the: (1) drop of the S ratio, (2) increase of the remanence coercivity (up to 50 mT), (3) wasp-waisted hysteresis loops, (4) accentuated thermal demagnetization of the IRM between 240 and 400 °C and (5) abrupt increase of the ARM_{MDF} at the boundaries of zone A.

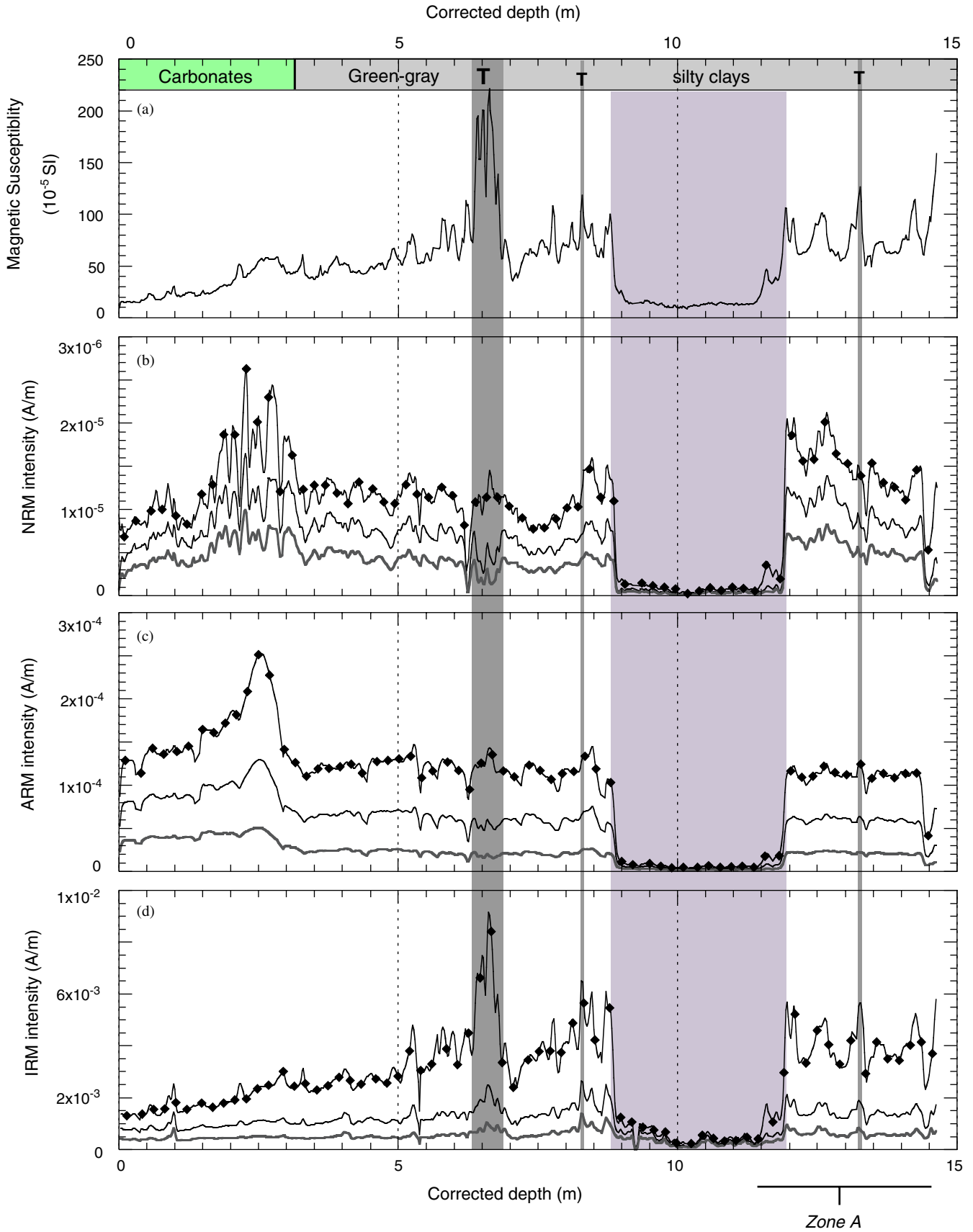


Fig. 2. Lithology, susceptibility and remanences plotted on the corrected depth scale (m) (i.e. after removal of the void lengths). Tephra layers are identified by T and grey bands. (a) Magnetic susceptibility (MS), (b) natural remanent magnetization (NRM), (c) anhysteretic remanent magnetization (ARM) and (d) isothermal remanent magnetization (IRM) intensities. Magnetizations are presented for 0, 20 and 40 mT AF steps. Zone A is underlined by a light-grey area.

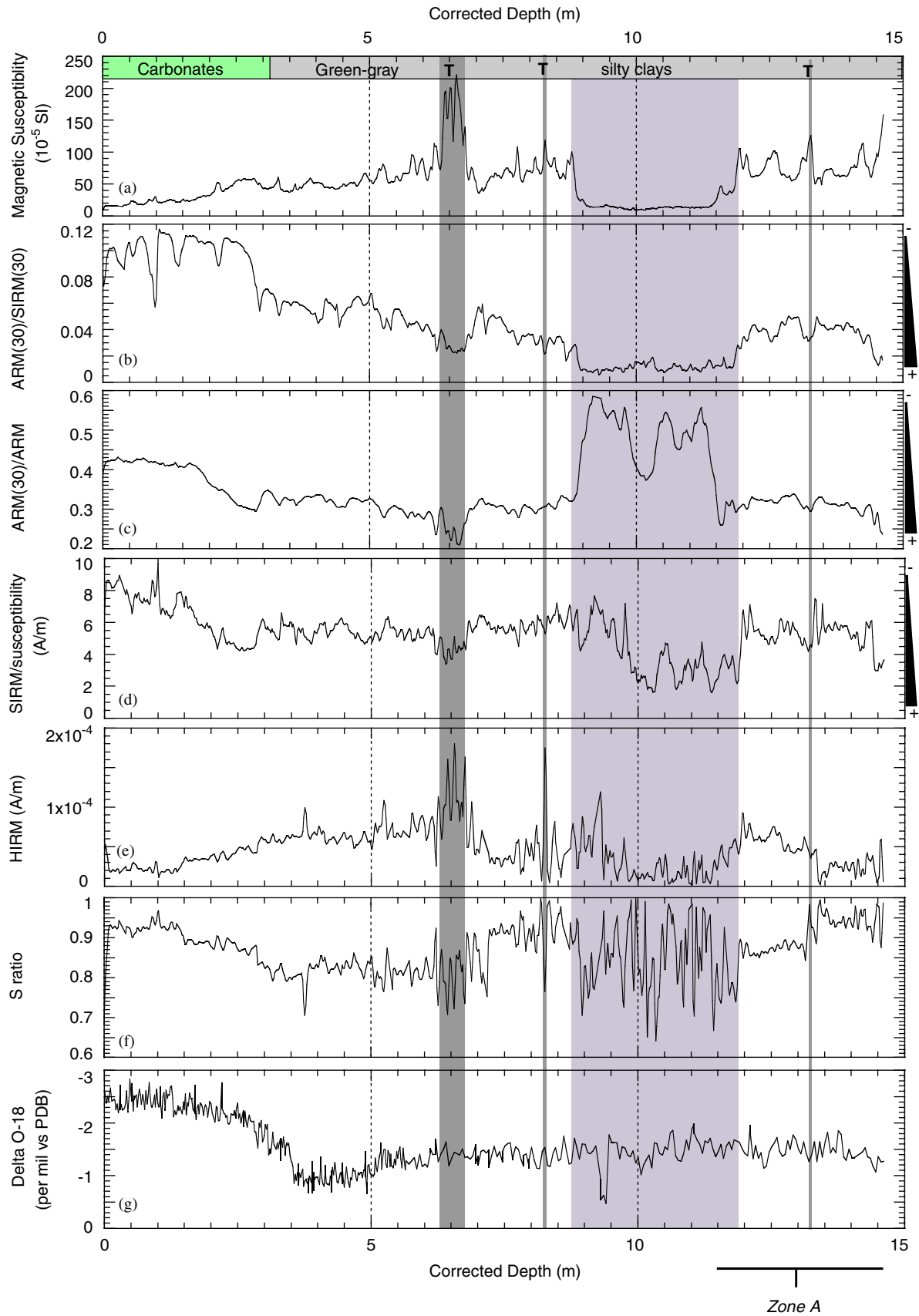


Fig. 3. Magnetic parameters and their ratios plotted on the corrected depth scale (m): (a) MS, (b) $\text{ARM}_{30\text{mT}}/\text{SIRM}_{30\text{mT}}$, (c) $\text{ARM}_{30\text{mT}}/\text{ARM}$, (d) SIRM/K , (e) HIRM, (f) S ratio and (g) $\delta^{18}\text{O}$ of the planktic foraminifera *Globigerinoides ruber*. Interpretation in terms of magnetic grain size is indicated on the right-side of the panels; note the contradictory information brought by the $\text{ARM}_{30\text{mT}}/\text{ARM}$. See details in the text.

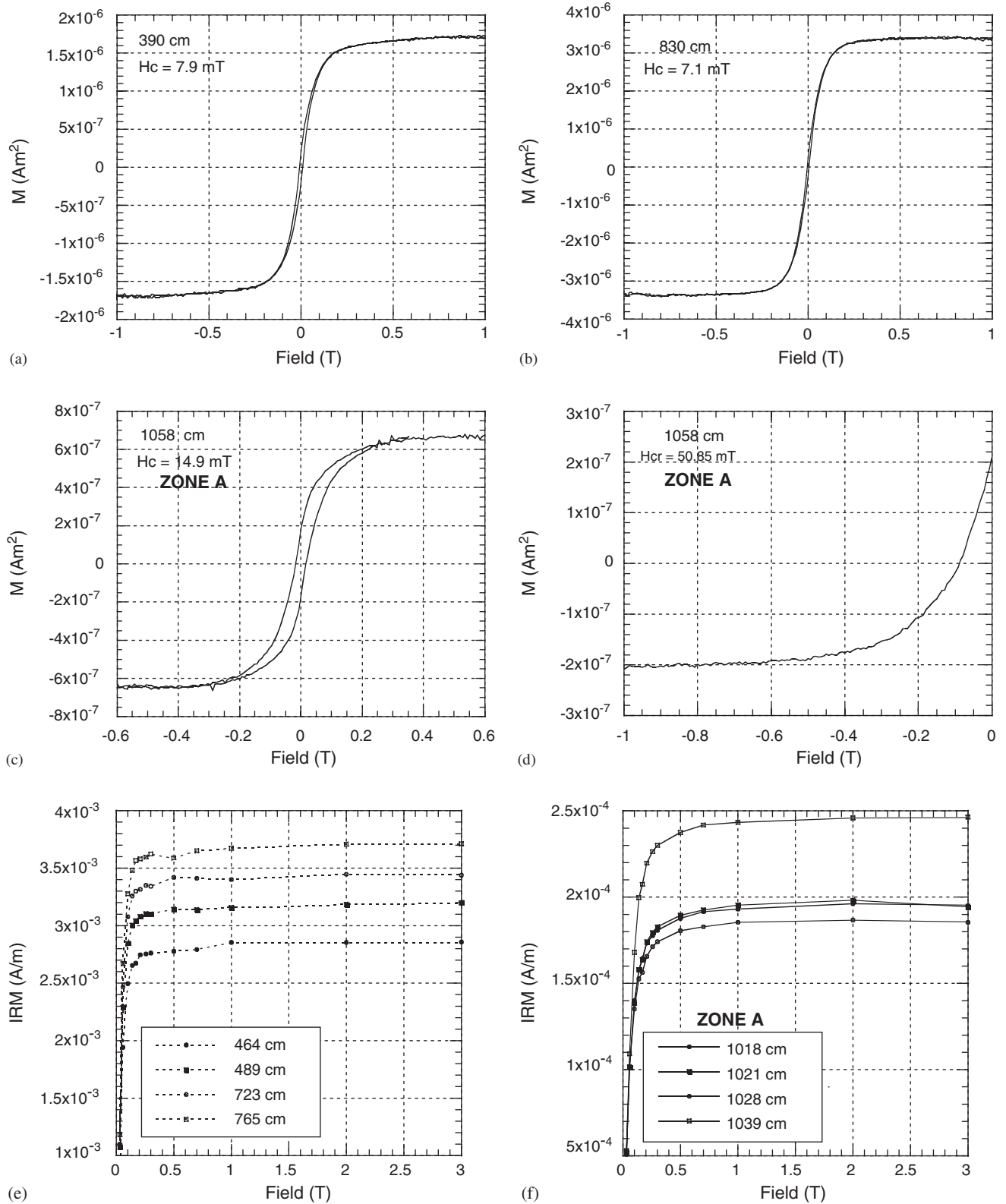


Fig. 4. Coercivity parameters: (a–c) hysteresis loops, (d) IRM demagnetization in reverse fields and (e, f) IRM acquisition up to 3 T. For zone A, note the higher coercivity and the wasp-waisted character of hysteresis cycle (c), high remanence coercivity (d) and high IRM saturation fields (f).

The MD97-2134 sedimentary sequence is affected by large changes of the magnetic fraction (nature, concentration and grain size) but these do not match with the first-

order paleoclimatic information deduced from the classical $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ proxy record (Fig. 3g). Despite such variations, magnetic properties indicate that (Ti-)

magnetite is the main carrier of the NRM throughout the sequence, which allows to consider the paleomagnetic study as feasible.

5. Paleomagnetic results

5.1. Stability of intensity and direction magnetization

The medium destructive field (MDF) of the NRM lies between 25 and 30 mT in hemi-pelagic sediments and above 40 mT in sediments of zone A (Fig. 5a). A low unblocking field magnetization probably of viscous origin was removed below 10 or 15 mT; the characteristic remanent magnetization (ChRM) of selected pilot samples was thus computed on at least five directions obtained between 20 and 60 mT AF using the component analysis (Paleomac 5 software) (Cogné, 2003) (Fig. 5c–e). Thermal demagnetization performed on discrete specimens confirms the reliability of AF demagnetization (Fig. 5b and f–h). For U-channels, the direction of magnetization isolated at 20, 30 and 40 mT is compatible with the ChRM directions obtained on specimens (Fig. 6a and b), although the continuous measurement provides smoother declination and inclination profiles.

Most inclination values (Fig. 6a) range between -35° and -5° . The average inclination (-20°) is fully consistent with the inclination (-19.5°) of the field produced by an axial dipole at the site latitude. The inclination variation defines a regular paleosecular variation (PSV) of $\pm 15^\circ$ with maximum amplitudes in the interval 4–6 and 7–8 m. The signature recorded between 9.5 and 11.5 m is affected by a larger scatter between successive inclination values and characterized by the largest amplitude of the whole record (up to 40° between 10 and 10.5 m).

The declination curve (Fig. 6b) was constructed by adjusting declination patterns at the section boundaries. A correction of $\sim 50^\circ$ was imposed on the declination values in order to present declination curves centred on 0° . The most remarkable feature is a large amplitude swing (up to 70°) recorded between 10 and 10.5 m, affected by a larger scatter between successive declination values. This event corresponds to the anomaly described in the inclination curve.

The most intriguing feature of the directional record is the larger amplitude directional signature associated with larger noise. Stepwise AF and thermal demagnetization performed on specimens attest the stronger resistance of the magnetization (Fig. 5a and b) and the instability of its directions (Fig. 5h).

The anisotropy of magnetic susceptibility was measured in order to check the sedimentary fabric along the core (Fig. 7). Foliation dominates ($F < 8\%$, $L < 2\%$) everywhere (Fig. 7b). Down to 9 m, K_{\max} inclinations range from 0° to 20° , and K_{\min} inclinations generally range around 80° (Fig. 7c). In the 10–10.5 m interval, the scattered paleomagnetic directions are associated with K_{\min} inclinations ranging from 55° to 75° . Since such weak bias does not constitute a

clue for secondary sedimentary fabric due to sediment deformation, the scattered directions can be considered as the expression of geomagnetic direction anomalies linked with an abrupt secular variation or an excursion. However, it should be noted that the computed paleomagnetic pole co-latitudes do not exceed the conventional limit of 45° .

5.2. Estimation of the relative paleointensity variations

The use of normalized NRM intensity to evaluate RPI variations conventionally relies on the reliability criteria established by King et al. (1983) and further refined by Tauxe (1993). In the present case, hysteresis ratios, Hcr/Hc and Mr/Ms, suggest, as it is usually the case in sediment mixtures, that average grain size corresponds to the Pseudo-Single Domain range. It has to be emphasized, however, that such observation could also derive from a mixture of two populations of single domain and multi-domain grains.

The IRM_{\max}/IRM_{\min} ratio, index of ferromagnetic mineral concentration, presents large variations; the highest ratio (excluding the tephra layer) reaches ~ 20 at ~ 9 m and ~ 12 m. This is linked with the reduction and dissolution effects in the zone A sediments that led to a depletion in ferromagnetic minerals. Therefore, we can anticipate the unsuitability of the NRM normalization for reconstruction of the RPI variations across the boundaries of zone A.

The normalized parameters commonly used for deciphering RPI from sediments (NRM/K, NRM/SIRM and NRM/ARM) are presented in Fig. 6. Conventionally, the co-variation of these three parameters is a prerequisite for their use as RPI indicators (Tauxe, 1993).

NRM/K (Fig. 6d) and NRM/SIRM (Fig. 6e) present similar behaviours, both strongly different from the NRM/ARM profile (Fig. 6c). In the upper part, NRM/K and NRM/SIRM regularly decrease in relation with increasing trends of K and SIRM. In the lower part, and specifically across the boundaries of zone A, both exhibit significant jumps linked to changes of mineralogy and/or grain size of the magnetization carriers at the boundaries of zone A.

NRM/ARM varies between 0.05 and 0.28 (Fig. 6c); four intervals contain evidence of minimum NRM/ARM phases (numbered 1–4). The largest amplitude variation is recorded between 8.8 and 12 m. A decreasing trend leads to low phase 3 at 10.3 m, with a noticeable step at 8.8 m coinciding with the upper boundary of zone A. A two-fold increase including phase 4 (at 11.5 m) ends by an abrupt increase coinciding with the lower boundary of zone A. These abrupt steps are linked to mineralogical and/or grain-size changes of magnetization carriers at the boundaries of zone A. However, the continuity of NRM/ARM signal throughout zone A and throughout the adjacent sedimentary units suggests that the NRM/ARM ratio is the most appropriate proxy for the RPI variations.

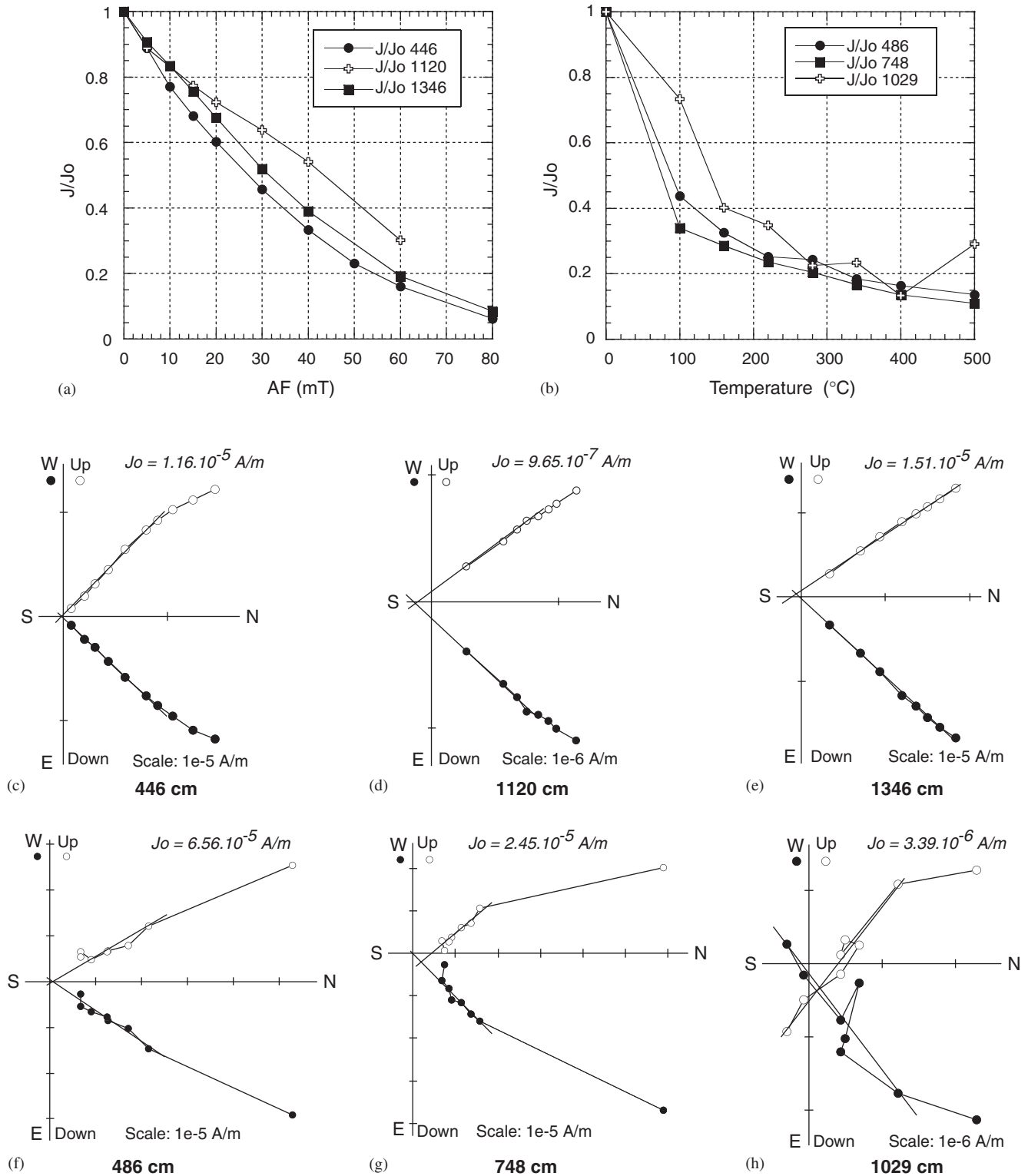


Fig. 5. AF and thermal demagnetization of selected specimens: (a, b) intensity diagrams (J/J_0), (c–e) NRM orthogonal AF demagnetization diagrams, (f–h) NRM orthogonal thermal demagnetization diagrams. Vertical component (white dots), horizontal component (black dots). The direction of the characteristic RM (straight lines) was determined from at least five steps. J_0 values and axis scales are provided in A/m.

Finally, the variations of directions and RPI are compatible with the record of regular PSV, except in the interval 10–11.5 m where large amplitude directional swings occur during a two-fold low RPI phase.

6. Chronological reconstruction and timing of the paleomagnetic variations

The chronology of the sequence is based on 12 ^{14}C ages corrected for a 400-year reservoir effect and calibrated

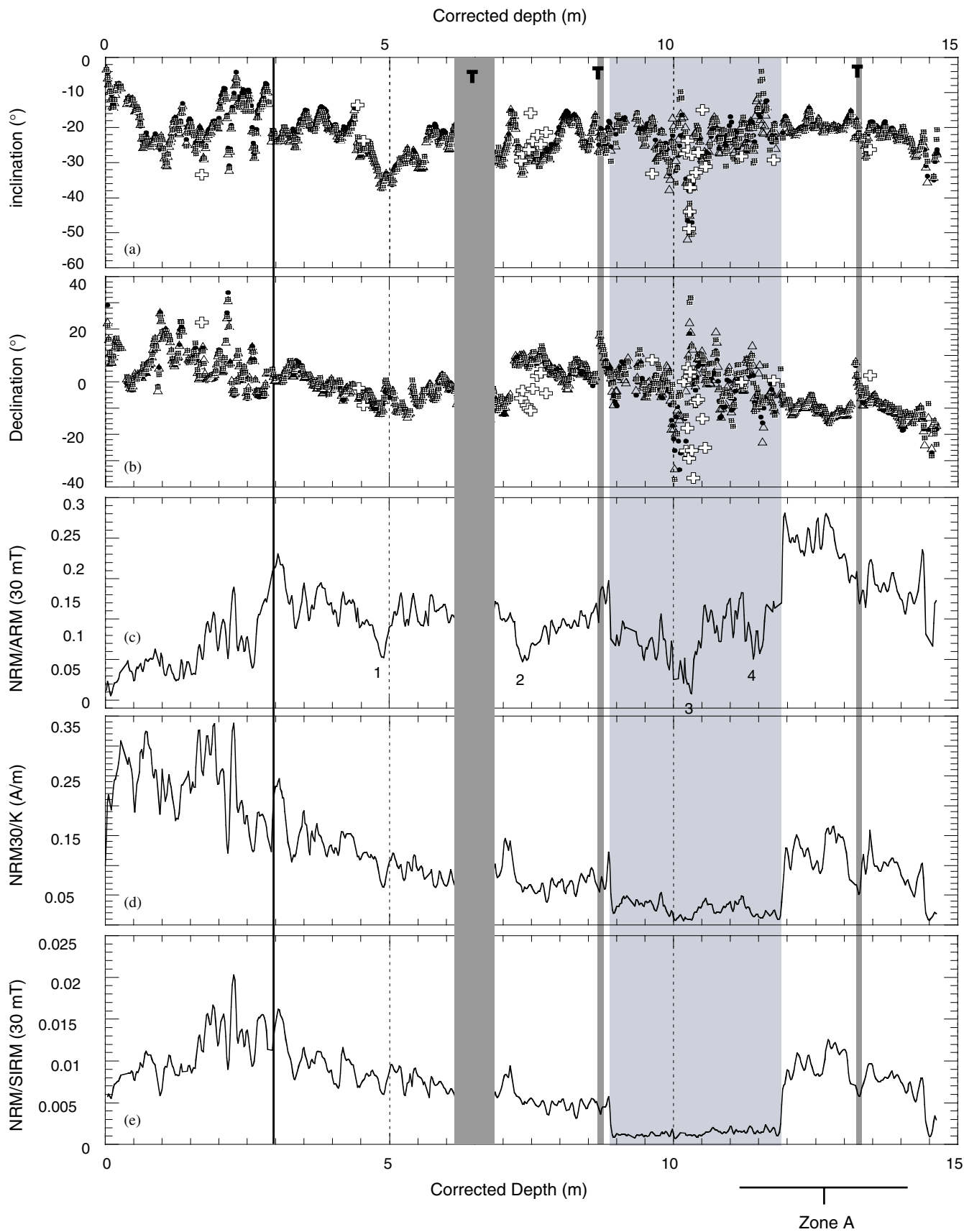


Fig. 6. Directions and normalized NRM intensity measured on U-channels and on discrete samples plotted on the corrected depth scale (m). Data obtained in the upper 3 m, isolated by a black vertical line, are not considered in the text. Data obtained from the pristine tephra layer (6–7 m) are hidden behind a grey band (see text). (a) Inclination and (b) declination at AF steps: black dots (20 mT), white triangles (30 mT), grey squares (40 mT); white crosses for discrete samples directions. Normalized NRM intensity obtained from three parameters: (c) NRM_{30}/ARM_{30} . (d) NRM_{30}/K (A/m), (e) $NRM_{30}/SIRM_{30}$. A light-grey band underlines zone A. The NRM_{30}/ARM_{30} considered as RPI index contains four low-RPI intervals labelled 1–4.

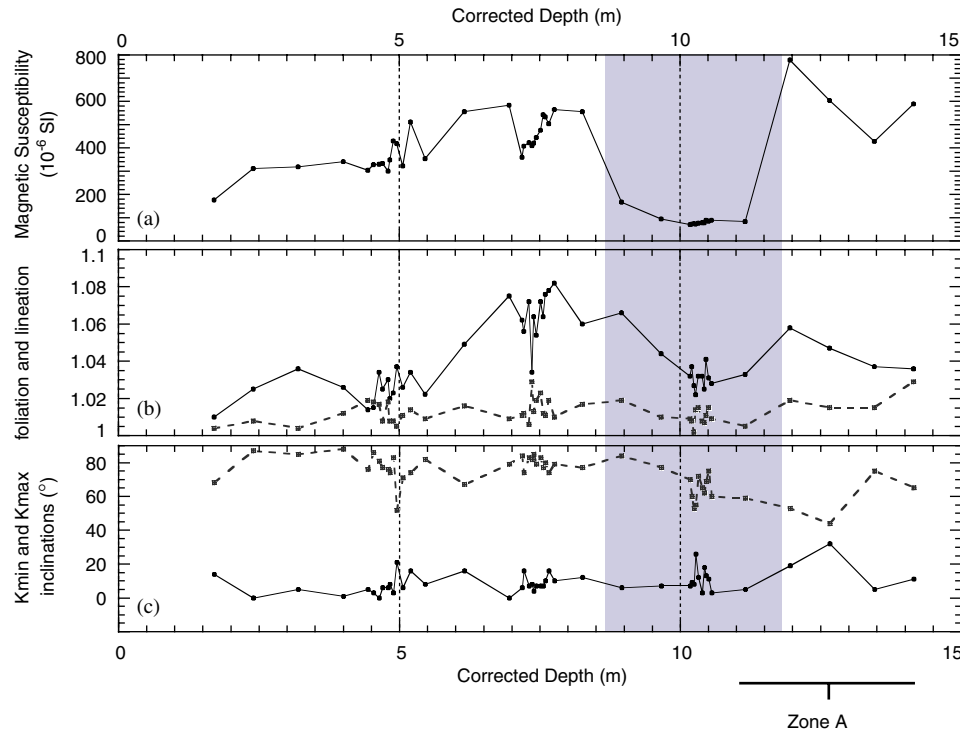


Fig. 7. Anisotropy of MS parameters plotted on the corrected depth (m). (a) MS of the selected specimens, (b) foliation (full line and black dots), lineation (broken line and grey squares), (c) K_{\min} (broken line and grey squares), K_{\max} inclinations (full line and black dots). The sampling resolution was increased in the layers carrying anomalous paleomagnetic signatures. A light-grey band underlines zone A.

Table 1
Calibrated ^{14}C ages (De Garidel-Thoron et al., 2004) used to construct the age-depth model of core MD97-2134

Corrected depth (m)	Calibrated ^{14}C age (ka BP)	1 sigma error (ka)
0	0.418	0.06
0.09	0.768	0.06
0.86	3.844	0.06
1.3	5.407	0.07
1.66	8.082	0.07
2	8.502	0.08
2.93	11.501	0.09
3.34	13.822	0.09
3.58	16.233	0.11
4.58	26.463	0.19
4.92	32.125	0.31
5.67	34.628	0.34
6.2	36.066	0.37

Ages were corrected from a 400 yrs reservoir age, and calibrated using Stuiver et al. (1998) and Bard (1998) methods.

using INTCAL 1998 (Stuiver et al., 1998) for the last 20 ka and the equation proposed by Bard (1998) beyond 25 ka BP (Table 1 and Fig. 8). The oldest chronological tie-point is 59 ka BP and corresponds to the transition from the MIS 4 to 3 (Martinson et al., 1987) identified in the $\delta^{18}\text{O}$ record of planktic foraminifera *Globigerinoides ruber* (De Garidel-Thoron et al., 2004).

After removal of the 66 cm thickness of the pristine tephra inter-bedded at ~ 6.8 m, considered as an instantane-

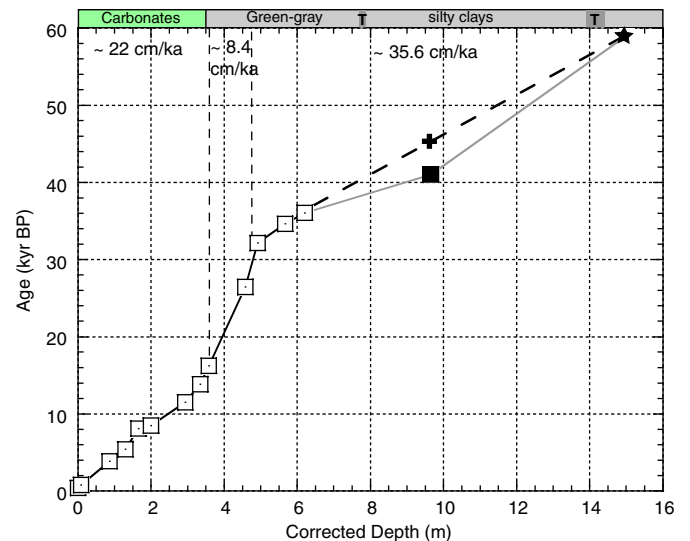


Fig. 8. Chronological data and age/depth relationship used to construct the core time scale. The depth scale is corrected by removal of the 66 cm pristine tephra (see text). Radiocarbon ages (13 data given in Table 1) are represented by white squares including the 1σ error bars. The MIS 3/4 boundary is represented by a black star. The stratigraphic position of the paleomagnetic anomaly is presented as a cross (linear interpolation) and a black square (tuned chronology considering its identification with the Laschamp excursion dated at 41 ka BP). Sedimentation rates are indicated.

ous deposit, we constructed the age model by applying a linear interpolation between the successive tie-points (Fig. 8). Based on this age model, the major paleomagnetic

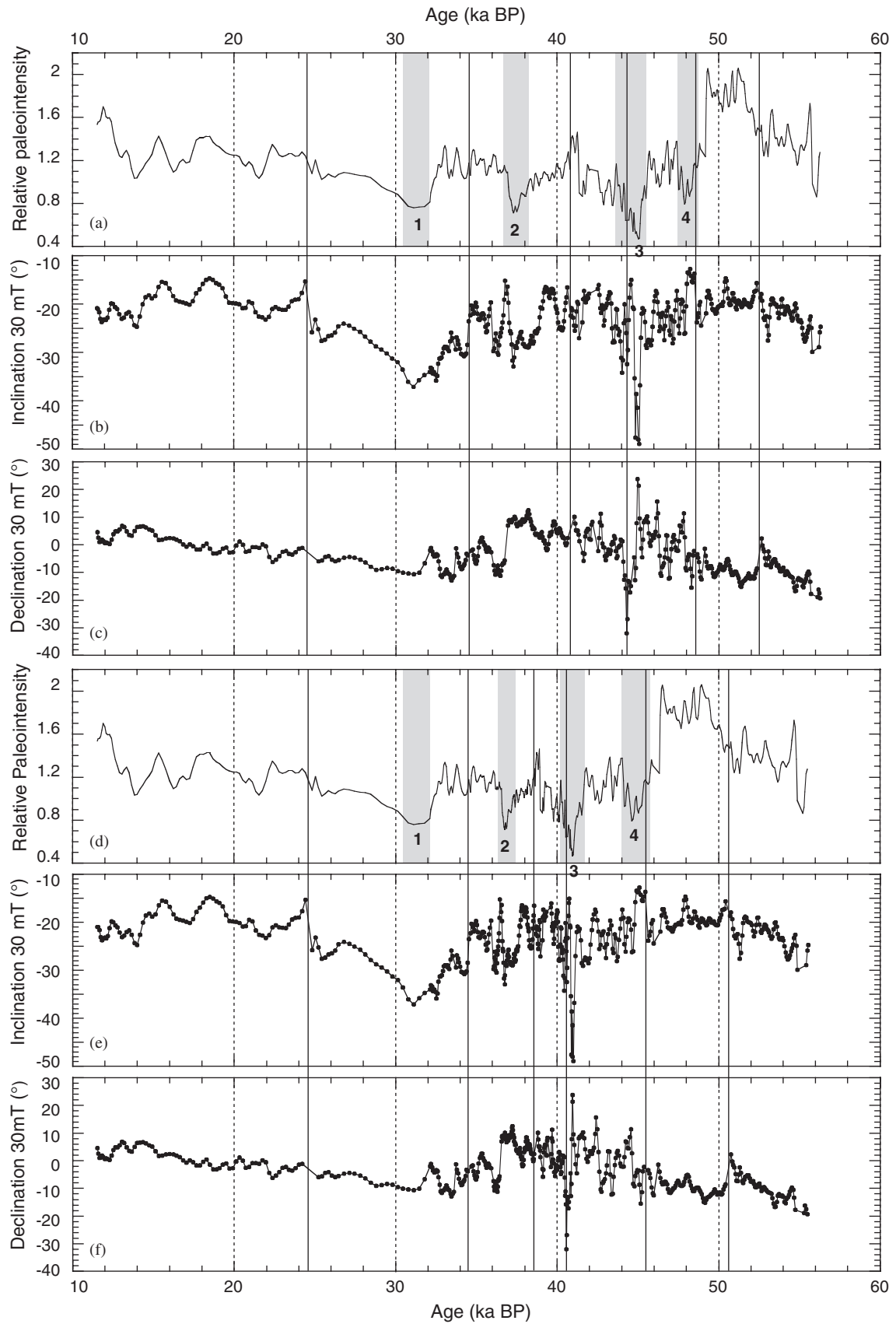


Fig. 9. Paleomagnetic record presented on two time scales version: (a–c) first interpolated time scale (see text for details), (d–f) tuned time scale using the 41 ka BP age as a tie point. (a, d) RPI: normalized NRM_{30}/ARM_{30} values (i.e. divided by the average value computed over the whole record), (b, e) inclination at 30 mT and (c, f) declination at 30 mT. Thin black lines indicate the position of sections limits. Low RPI intervals are labelled 1–4.

features occurred at 31, 37, 45 and 48 ka BP coinciding, respectively, with RPI lows 1, 2, 3 and 4 (Fig. 9a–c). The directional anomaly characterized by highly negative inclinations and eastward declinations is dated at 45 ka BP, and corresponds to the weak RPI low 3. This event is rapidly followed by a return to low negative inclinations accompanied by a westward declination swing. We interpret such a large-scale directional behaviour during a low RPI event as the expression of a smoothed excursion. The geomagnetic excursion classically reported worldwide in the 45–40 ka BP time period is the Laschamp excursion, dated at 40.4 ± 2 ka BP by Ar/Ar (Guillou et al., 2004), and not significantly different from the age of 41 ka BP retained in both NAPIS (Laj et al., 2000) and SAPIS (Stoner et al., 2002) reconstructions.

The accuracy of the chronological reconstruction can be discussed on the ground of this identification. The depth–age function can be improved by adding the age of the Laschamp excursion as a tie-point (41 ka BP at 10.3 m depth). This solution introduces a minor change of apparent sedimentation rates (Fig. 8) in comparison with those occurring at 3.5 and 5 m depths. The age of the older RPI events is thus significantly modified: low RPI event 3 naturally falls at 41 ka BP and the low RPI event 4 now falls at 45 ka BP (from 48 ka BP). Low-RPI events 1 and 2 are tightly constrained by ^{14}C ages at ~ 31 and ~ 37 ka BP, respectively. Despite the absence of concomitant excursional directions, it is possible to propose a correlation of these low RPI events with the events of weak dipole

moment linked to the Mono Lake excursion and to the late part of the Laschamp excursion introduced by Negrini et al. (2000).

7. Discussion

In order to assess the validity of the RPI curve on its tuned chronological scale, we compared it with paleointensity stacks reconstructed for the North Atlantic (NAPIS) and South Atlantic (SAPIS) regions (Fig. 10). These stacks were recently completed with new individual records and merged as a global paleointensity stack (GLOPIS) (Laj et al., 2004). When separately plotted, however, NAPIS and SAPIS still present significant differences in the amplitude and in the structure of the RPI, decrease from ~ 50 to 40 ka BP. SAPIS is characterized by a smaller amplitude and by an additional RPI low at 45 ka BP. A second difference is the timing and structure of the RPI lows recorded after 33 ka BP; i.e. the youngest RPI low is shifted by 3–4 ka.

The timing and structure of RPI lows in the MD97-2134 record better agrees with the SAPIS succession, but it must be emphasized that the larger shifts between the MD97-2134 and NAPIS records may partially be explained by different chronological constraints (^{14}C ages and SPECMAP for MD97-2134 and tuning on GISP2 for NAPIS-75).

Finally, the comparison presented in Fig. 10 suggests a reasonable coherency between the MD97-2134 record with

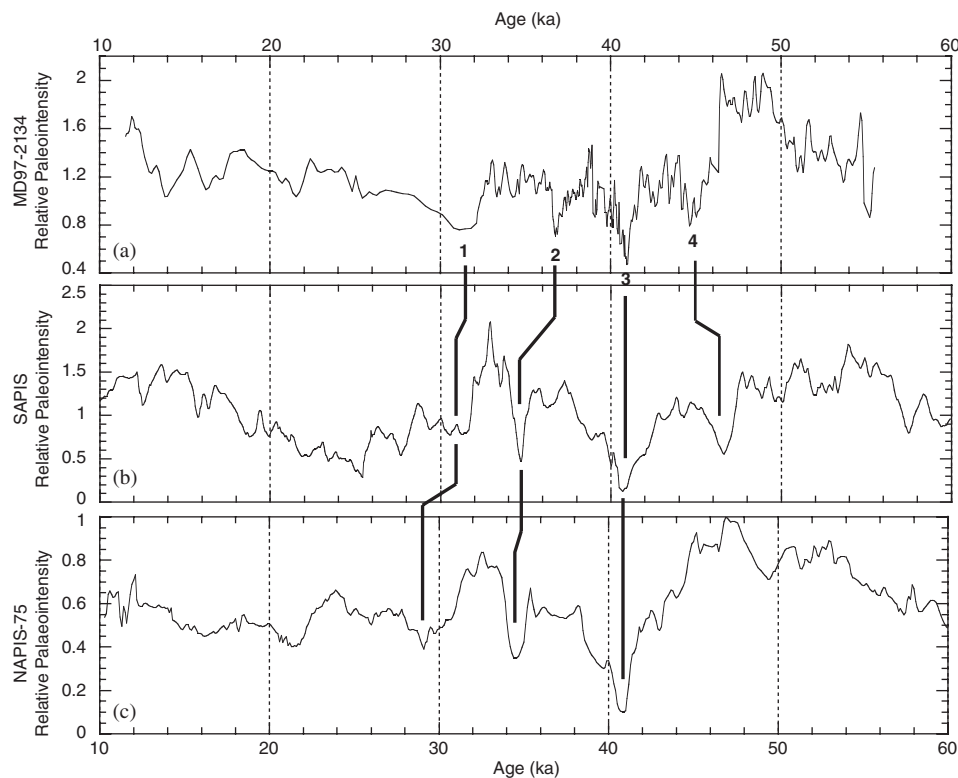


Fig. 10. Comparison of the MD97-2134 RPI record (a) with the SAPIS (b) and NAPIS and (c) RPI stacks. Correlations of major features 1–4 are underlined.

the SAPIS record, but to a lesser extent with the NAPIS record, over the interval 30–50 ka BP.

A detailed study of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio across the 25–55 ka BP interval (Leduc et al., 2004) has been performed in order to assess the reliability of the RPI record (Elsasser et al., 1956; Lal, 1988; Carcaillet et al., 2004). Three significant peaks of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio confirm the overproduction of the cosmogenic nuclide at the time of low-RPI events 1, 2 and 3. Low-RPI event 4 does not seem to be deep enough to induce a significant overproduction. Surprisingly, the largest $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak is not correlated with the most severe low-RPI event 3, assigned to the Laschamp excursion (41 ka BP), but is coeval with the low-RPI event 2 dated at 37 ka BP. These results will be presented in detail and discussed in the light of the paleomagnetic results in another article. They support our paleomagnetic results introducing a complex behaviour of the geomagnetic field, with 3 major and one minor events of weak dipole moment between 30 and 50 ka BP.

Acknowledgements

We thank Luc Beaufort, Chief of the IMAGE II “IPHIS” coring campaign, Yvon Balut, Chief of the operation on board of the *R.V. Marion Dufresne* and the I.P.E.V. (Institut Paul-Emile Victor). We thank Pierre Rochette, David Williamson and Pierre-Etienne Mathé for fruitful discussion. Two anonymous reviewers as well as Professor Jim Rose, Editor in chief of QSR, helped to improve the quality of this manuscript.

References

- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 62, 2025–2038.
- Benson, L., Liddicoat, J.C., Smoot, J., Sarna-Wojcicki, A., Negrini, R., Lund, S., 2003. Age of the Mono Lake excursion and associated tephra. *Quaternary Science Reviews* 22, 135–140.
- Bonhommet, N., Babkine, J., 1967. Sur la présence d'aimantations inverses dans la Chaîne des Puys, Massif Central (France), p. 92.
- Bonhommet, N., Zahringer, J., 1969. Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters* 6, 43–46.
- Carcaillet, J., Bourles, D.L., Thouveny, N., Arnold, M., 2004. An authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations and excursions over the last 300 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 397–412.
- Channell, J.E.T., Stoner, J.S., Hodell, D.A., Charles, C.D., 2000. Geomagnetic paleointensity for the last 100 kyr from the sub-antarctic South Atlantic: a tool for inter-hemispheric correlation. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 145–160.
- Cogné, J.P., 2003. PaleoMac: a Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4 (1), 1 CiteID 1007.
- De Garidel-Thoron, T., Beaufort, L., Bassinot, F.C., Henry, P., 2004. Evidence for large methane releases to the atmosphere from deep-sea gas-hydrates dissociation during the last glacial episode. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 101, 9187–9192.
- Denham, C.R., Cox, A., 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300–30400 years ago. *Earth and Planetary Science Letters* 13, 181–190.
- Elsasser, W., Ney, E.P., Winckler, J.R., 1956. Cosmic-ray intensity and geomagnetism. *Nature* 178, 1226–1227.
- Gillot, P.Y., Labeyrie, J., Laj, C., Valladas, G., Guerin, G., Poupeau, G., Delibrias, G., 1979. Age of the Laschamp geomagnetic polarity excursion revisited. *Earth and Planetary Science Letters* 42, 444–450.
- Guillou, H., Singer, B., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 331–343.
- Kent, D.V., Hemming, S.R., Turrin, B.D., 2002. Laschamp excursion at Mono Lake? *Earth and Planetary Science Letters* 6121, 1–14.
- King, J.W., Banerjee, S.K., Marvin, J., 1983. A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal of Geophysical Research* 88, 5911–5921.
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J.E.T., Beer, J., 2000. North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 358, 1009–1025.
- Laj, C., Kissel, C., Beer, J., 2004. High resolution global paleointensity stack since 75 kyr (GLOPIS-75) calibrated to absolute values. In: *Timescales of the Paleomagnetic Field*. Geophysical Monograph Series, vol. 145, pp. 255–265.
- Lal, D., 1988. Theoretically expected variations in the terrestrial cosmic-ray production rates of isotopes. In: Castagnoli, G.C., Lal, D. (Eds.), *Solar-Terrestrial Relationships*. Soc. Italiana di Fisica-Bologna-Italy, Bologna, pp. 216–233.
- Leduc, G., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Blanchet, C., Carcaillet J., 2004. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ recorded in western Equatorial Pacific sediments over the Laschamp and Mono lake excursions. Implication for cosmogenic production rates. *Eos Transactions AGU* 85(47); Fall Meet, Supplement, Abstract GP 43B-0859.
- Liddicoat, J.C., 1992. Mono lake excursion in Mono Basin, California, and at Carson Sink and Pyramid Lake, Nevada. *Geophysical Journal International* 108, 442–452.
- Liddicoat, J.C., 1996. Mono lake excursion in the Lahontan Basin, Nevada. *Geophysical Journal International* 125, 630–635.
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *Journal of Geophysical Research* 84, 261–271.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital forcing theory of the Ice Ages: development of a Height-Resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- Mazaud, A., Sicre, M.A., Ezat, U., Pichon, J.J., Duprat, J., Laj, C., Kissel, C., Beaufort, L., Michel, E., Turon, J.L., 2002. Geomagnetic-assisted stratigraphy and sea surface temperature changes in core MD94-103 (Southern Indian Ocean): possible implications for North–South climatic relationships around H4. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 159–170.
- Negrini, R.M., Davis, J.O., Verosub, K.L., 1984. Mono Lake geomagnetic excursion found at Summer Lake, Oregon. *Geology* 12, 643–646.
- Negrini, R., Erbes, K.F., Herrera, A.M., Roberts, A.P., Cohen, A., Palacios-Fest, M., Wigand, P.E., Foit, F., 2000. A paleoclimate record for the past 250,000 years from Summer Lake, Oregon, USA: I. Age control and magnetic lake level proxies. *Journal of Paleolimnology* 24, 125–149.
- Peters, C., Thompson, R., 1998. Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides. *Journal of Magnetism and Magnetic Material* 183, 365–374.
- Roberts, A.P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4). *Earth and Planetary Science Letters* 134, 227–236.
- Rochette, P., Vadeboin, F., Clochard, L., 2001. Rock magnetic applications of Halbach cylinders. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126, 109–117.

- Roperch, Y., Bonhommet, N., Levi, S., 1988. Paleointensity of the Earth's magnetic field during the Laschamp excursion and its geomagnetic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 88, 209–219.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T., Kissel, C., 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0–80 ka): implications for inter-hemispheric correlations. *Quaternary Science Review* 21, 1141–1151.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, C.A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083.
- Tauxe, L., 1993. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Review of Geophysics* 31, 319–354.
- Thouveny, N., Creer, K.M., Blunk, I., 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 140–161.
- Thouveny, N., Creer, K.M., Williamson, D., 1993. Geomagnetic moment variations in the last 70,000 years, impact on production of cosmogenic isotopes. *Global and Planetary Change* 7, 157–172.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G., Nérini, D., 2004. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 ka BP: a stacked record of sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 377–396.
- Vlag, P., Thouveny, N., Williamson, D., Rochette, P., Ben Atig, F., 1996. Evidence for a geomagnetic excursion recorded in the sediments of Lac St Front, France: a link with the Laschamp excursion? *Journal of Geophysical Research* 101, 28211–28230.
- Wagner, G., Beer, J., Laj, C., Kissel, C., Masarik, J., Muscheler, R., Synal, H.-A., 2000. Chlorine 36 evidence for the Mono Lake event in the summit GRIP ice core. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 1–6.
- Zic, M., Negrini, R., Wigand, P.E., 2002. Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and the northwestern Great Basin, United States. *Geology* 30, 635–638.

ANNEXE 3

Article

« Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion : A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives »

Leduc, G., Thouveny, N, Bourles, D.L., Blanchet, C.L. and Carcaillet, J.

Published in *Earth and Planetary Science Letters* in 2006

Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion: A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives

G. Leduc*, N. Thouveny, D.L. Bourlès, C.L. Blanchet, J.T. Carcaillet

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Europôle Méditerranéen de l'Arbois,
BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

Received 11 July 2005; received in revised form 9 February 2006; accepted 3 March 2006

Available online 19 April 2006

Editor: V. Courtillot

Abstract

Authigenic ^{10}Be and ^9Be isotope concentrations have been measured in marine sediments deposited between 10 and 60 ka BP in the western equatorial Pacific and their ratio compared to the geomagnetic relative paleointensity (RPI) record obtained from the same core [C.L. Blanchet, N. Thouveny, T. de Garidel-Thoron, New evidences of geomagnetic moment lows between 30 and 45 ka BP from a sedimentary sequence of the west equatorial Pacific, *Quat. Sci. Rev.* (in press)]. Over the studied time interval, dated by radiocarbon and oxygen isotope stratigraphy, three periods of reduced RPI occurring at ~ 32 , 37 and 45 ka, according to the constructed age model, are concomitant with three significant increases in atmospheric ^{10}Be production. Since the most prominent $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak necessarily results from the weakest geomagnetic moment event, i.e. that associated with the Laschamp excursion, we assign to this cosmogenic nuclide event the age of the Laschamp excursion (i.e. 40.4 ± 2.0 ka BP) [H. Guillou, B.S. Singer, C. Laj, C. Kissel, S. Scaillet, B.R. Jicha, On the age of the Laschamp geomagnetic excursion, *Earth Planet. Sci. Lett.* 227 (2004) 331–343].

Cosmogenic nuclide production peaks provide critical complementary evidence for the identification of geomagnetic dipole lows linked to excursions and constitute accurate markers for global intercorrelation of paleoclimatic archives.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: cosmogenic nuclides; geomagnetic field intensity; Laschamp excursion; correlation of geological records

1. Introduction

The geomagnetic field modulation of the production rate of cosmogenic nuclides (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl ...) in the atmosphere theoretically follows a negative power law relation [3,4,5]. This has been experimentally supported by authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ measurements performed on Portuguese margin sedimentary sequences covering the last 300 ka [6], as well as by authigenic

$^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ measured on sedimentary cores that cover the last 200 ka and that are globally distributed [7]. This relationship has been further strengthened by comparisons of paleointensity or VDM variations with cosmogenic nuclide variations over the last 1.3 Ma [8,9]. These comparisons showed that significant cosmogenic nuclide enhancements systematically occurred at the time of excursions or reversals, independently of paleoclimatic conditions (see Fig. 3 in [9]). Thus, whilst it cannot be excluded, environmental and/or climatic influences on the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ authigenic ratio appear to be negligible. The attempts to model

* Corresponding author. Tel.: +33 4 42 97 15 98.

E-mail address: leduc@cerge.fr (G. Leduc).

atmospheric ^{14}C production rate variations using proxies of the geomagnetic moment appear then to be relevant [10–13].

During the last glacial–interglacial cycle, the Laschamp and Mono Lake excursions –dated at 40.4 ± 2.0 [2] and between 31.5 and 33.3 ka BP [14], respectively– correspond to enhanced ^{10}Be deposition rates in marine sediments [15,16]. This increase is consistent with the record of an increase of the cosmogenic ^{36}Cl deposition rate along the Summit GRIP ice core [17]. Recently, a compilation of ^{10}Be and ^{36}Cl fluxes over the last 60 ka BP in Summit ice cores [12,13] confirmed an enhancement of ^{10}Be flux at ~ 38 ka BP using the chronology of Johnsen et al. [18], later revised to an older age of at least 41 ka using the updated GRIP chronology of Johnsen et al. [19]. This enhancement is related to the VDM collapse linked with the Laschamp geomagnetic excursion [20]. The Vostok ice core is also marked by a pronounced increase of ^{10}Be flux at ~ 37 ka [20,21], using the GT4 time scale of Petit et al. [22]. Because of the short atmospheric residence time of ^{10}Be (~ 1 yr), terrestrial records of these ^{10}Be enhancements should be synchronous. Thus, the ^{10}Be peaks recorded in the Greenland and Antarctic ice cores, as well as in marine sediment cores, result from the same geomagnetic phenomenon and can be used to synchronise the paleoclimatic records [20,23]. Therefore, high-resolution chemical stratigraphic studies at the regional scale are necessary to better constrain the global response of cosmogenic nuclides production rates to the geomagnetic signal.

In the present study, beryllium isotopes were measured along a sedimentary core from the west-equatorial Pacific region in which a previous paleomagnetic study [1] allowed identifying multiple drops of the RPI within the Marine Isotope Stage 3.

2. Methodology

2.1. Core description

Core MD97-2134 (22 m long; Lat. $09^{\circ}54.5$ S; Long. $144^{\circ}39.5$ E; 760 m water depth) was collected with the Calypso corer of the French R.V. Marion Dufresne during the IMAGES III campaign. The core was taken off the south-eastern margin of New-Guinea, in the vicinity of the Fly river estuary. The sequence consists of carbonates deposited through the Holocene (0 to ~ 250 cm) and green-grey hemipelagic clays, deposited during marine isotope stages 2 and 3 (~ 250 cm to ~ 1500 cm). A 66 cm thick bed composed of two tephra layers is interbedded between 616–630 and 636–682 cm.

2.2. Summary of paleomagnetic results

Paleomagnetic results fully described in Blanchet et al. [1] are summarized here. The natural remanent magnetization (NRM) and artificially induced magnetizations were continuously measured along core MD97-2134 in order to reconstruct past variations of the intensity and direction of the geomagnetic field. The relative paleointensity (RPI) index was obtained by normalizing NRM intensities by the anhysteretic remanent magnetization (ARM) intensities, which are the best estimates of the concentration of ferromagnetic grains able to align their magnetic moments along the geomagnetic field lines. The NRM/ARM ratio was computed after alternating field (AF) demagnetization at 30 mT (Fig. 1a). Three major RPI lows at 450–500 cm, 700–750 cm and 1000–1050 cm depth, document three successive phases of low geomagnetic moment that should theoretically result in ^{10}Be atmospheric production peaks. As discussed in Blanchet et al. [1], both inclination and declination (Fig. 1b, c) record large amplitude directional swings at the same depth as the three RPI lows, particularly at 1000–1025 cm. Extreme paleomagnetic poles positions, however, do not exceed the conventional limit separating the paleosecular variation domain from the excursion domain (i.e. a colatitude of 45°). As emphasized in [1], the major RPI low occurs within an interval of low magnetic susceptibility (Fig. 1d) linked with a reducing environment favouring partial dissolution of magnetic minerals. The beryllium isotope sampling strategy was based on the RPI results; the sampling resolution was increased in the vicinity of the low RPI intervals.

2.3. Extraction and measurements of Beryllium isotopes

Authigenic Beryllium isotopes were extracted from dried and crushed sediments using a 0.04 M $\text{NH}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$ in a 25% acetic acid leaching solution and following the procedure fully described by Bournès et al. [24].

After removal of a 2 ml aliquot for ^9Be measurements, the remaining leachate was spiked with 300 μl of a 10^{-3} g g^{-1} ^9Be solution. For ^{10}Be measurements, this spiked solution was finally purified by solvent extractions of Be acetylacetonate in that presence of EDTA followed by precipitations of $\text{Be}(\text{OH})_2$ at pH 8.5 and rinsing. The final precipitate, dissolved in a few drops of HNO_3 , is dried and heated at 1000°C to obtain BeO .

^9Be concentrations were measured by graphite furnace atomic absorption spectrophotometry (at CER-EGE on a Hitachi Z-8200) using a Zeeman effect background correction. The reproducibility of standard

addition absorptions and the fit of standard addition lines were then used to determine ^9Be uncertainties. ^{10}Be concentration is deduced from the spiked $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios measured by AMS at the Tandemron facility in Gif-sur-Yvette. The presented data were calibrated directly against the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ standard of the National Institute of Standards and Technology (NIST) standard reference

material (SRM) 4325 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}=2.68 \cdot 10^{-11}$). ^{10}Be uncertainties result from statistical uncertainties linked to the number of ^{10}Be events detected coupled to a 5% analytical uncertainty deduced from the reproducibility of the standard through the measurement sequences. Propagation of the ^{10}Be and ^9Be uncertainties ultimately determines the uncertainty linked to the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio.

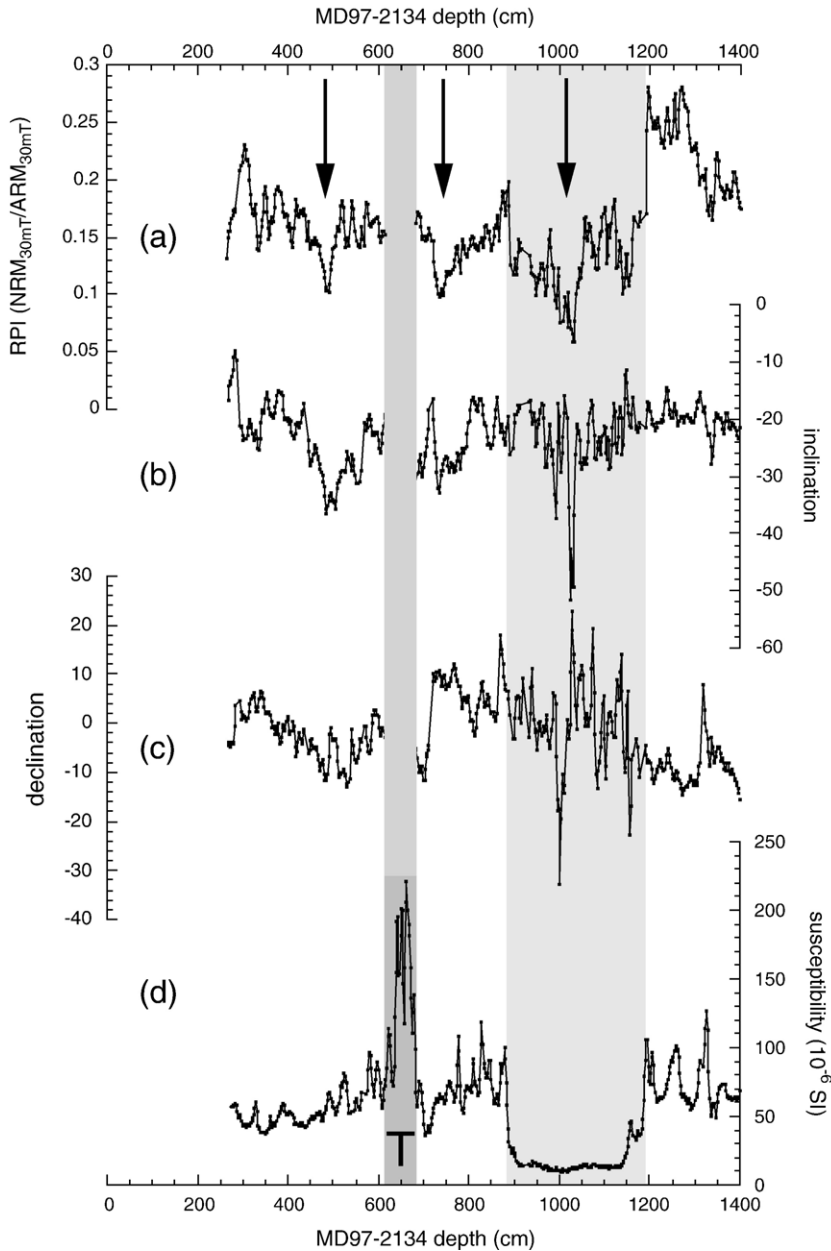


Fig. 1. Paleomagnetic and rock magnetic parameters as a function of depth along core MD97-2134 [1]. The core depth scale has been corrected for several voids due to gas expansion during core extraction (a) NRM/ARM ratio at 30mT AF demagnetization used as a relative paleointensity (RPI) indicator, (b) inclination ($^{\circ}$) at 30mT AF, (c) declination ($^{\circ}$) at 30mT AF and (d) magnetic susceptibility measured on Uchannel series. Black arrows show the three main decreases of the RPI. Light grey area corresponds to the depth interval affected by low susceptibilities. Dark grey area indicates the position of the tephra layer (T).

2.4. Normalization procedure

^{10}Be concentrations measured in marine sediments not only depend on ^{10}Be production rates but also on environmental conditions affecting the chemical and granulometric composition of the sediments [24–26]. Notably, the absolute ^{10}Be concentration of marine sediments is inversely proportional to their carbonate contents [27–29], and proportional to the specific surface of the settling particles, which implies that the total ^{10}Be absolute concentration is meaningless. In order to account for these environmental effects, normalization procedures are required. Both cosmogenic ^{10}Be and stable ^9Be isotopes have the same chemistry but different sources [30]. ^{10}Be is produced in the atmosphere and transferred to the ocean in soluble form [31], while ^9Be is introduced by the detrital inputs of which a small fraction is solubilized. Only the soluble form of both beryllium isotopes can thus be homogenized in the water column before deposition. It has effectively been demonstrated that the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of the authigenic phase from marine sediments – i.e. the fraction due to adsorption from the water column onto particles – represents the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of soluble Be in the deep ocean at the time of deposition [24]. Since the publication of [24], authigenic ^9Be has commonly been used to normalize the authigenic ^{10}Be concentrations in deep-sea sediments [6,15,16,24] and the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio considered as the most appropriate proxy of the atmospheric ^{10}Be production rate. The authigenic ^9Be concentration is most likely more appropriate than the mass of the authigenic fraction (proposed by McHargue and Donahue [32]) to normalize authigenic ^{10}Be concentration. Although both isotope concentrations similarly depend on the particle specific surface, this may not be the case for the total authigenic mass that might also depend on the nature of the settling particles. In addition it remains to be explained why and demonstrated how normalization to the total authigenic mass might be representative of the conditions at the time of deposition.

3. Results

The beryllium isotope concentrations and their ratios are presented in Table 1 and compared to the RPI curve in Fig. 2.

3.1. Authigenic ^{10}Be and ^9Be concentrations

^{10}Be concentrations in the studied sediments vary from 2 to $13.10^{-15}\text{g g}^{-1}$ (Fig. 2a). Three maxima of

authigenic ^{10}Be are recorded at ~ 480 , ~ 730 and $\sim 1020\text{cm}$; two of them show a doubling of the

Table 1

Be isotope concentrations and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio along core MD97-2134 (see text for details)

Corrected depth (cm)	^{10}Be ($\cdot 10^{-15}\text{g g}^{-1}$)	^9Be ($\cdot 10^{-9}\text{g g}^{-1}$)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ($\cdot 10^{-6}$)
300	6.82±0.40	6.25±0.24	1.09±0.08
306	7.20±0.45	4.87±0.18	1.48±0.11
320	7.77±0.85	5.93±0.20	1.31±0.15
354	8.69±0.69	5.70±0.21	1.52±0.13
374	8.86±1.09	4.66±0.20	1.90±0.25
396	8.60±0.50	7.56±0.26	1.14±0.08
420	9.29±0.58	4.56±0.17	2.03±0.15
460	9.03±0.51	5.60±0.30	1.61±0.12
476	11.14±0.72	4.28±0.12	2.61±0.19
482	9.54±0.51	4.85±0.25	1.97±0.15
484	10.69±0.72	4.02±0.18	2.66±0.21
488	9.43±0.54	7.70±0.11	1.23±0.07
492	9.15±0.52	3.80±0.45	2.41±0.32
506	7.47±0.53	5.85±0.26	1.28±0.11
522	6.54±0.38	8.67±0.34	0.75±0.05
548	6.88±0.38	7.01±0.22	0.98±0.06
608	5.55±0.32	8.82±0.39	0.63±0.05
694	6.25±0.34	9.78±0.05	0.64±0.04
712	10.51±0.60	7.62±0.27	1.38±0.09
722	12.31±0.65	6.86±0.36	1.79±0.13
732	14.70±0.87	4.37±0.17	3.36±0.24
736	11.54±0.64	5.87±0.28	1.97±0.14
738	12.36±0.86	5.05±0.06	2.45±0.17
742	11.15±0.59	6.25±0.38	1.79±0.14
748	8.83±0.57	8.32±0.31	1.06±0.08
770	5.03±0.31	13.89±0.12	0.36±0.02
802	3.99±0.23	7.94±0.24	0.50±0.03
862	3.71±0.22	4.96±0.27	0.75±0.06
886	3.08±0.19	7.72±0.37	0.40±0.03
900	2.03±0.13	11.46±0.34	0.18±0.01
934	2.04±0.13	9.88±0.19	0.21±0.01
964	3.40±0.23	13.03±0.07	0.26±0.02
976	5.56±0.42	11.57±0.85	0.48±0.05
986	6.51±0.38	6.52±0.23	1.00±0.07
990	7.53±0.57	6.07±0.23	1.24±0.10
994	6.19±0.39	6.90±0.31	0.90±0.07
1000	7.19±0.61	6.60±0.48	1.09±0.12
1008	6.56±0.38	9.04±0.49	0.73±0.06
1016	7.13±0.63	6.73±0.34	1.06±0.11
1026	5.46±0.37	6.30±0.26	0.87±0.07
1032	5.51±0.33	10.46±0.17	0.53±0.03
1036	5.44±0.48	4.85±0.32	1.12±0.12
1040	4.42±0.29	7.71±0.19	0.57±0.04
1056	3.88±0.26	9.18±0.29	0.42±0.03
1090	4.11±0.28	6.95±0.27	0.59±0.05
1122	4.18±0.28	8.17±0.36	0.51±0.04
1128	4.74±0.33	6.73±0.28	0.70±0.06
1154	4.33±0.30	9.17±0.43	0.47±0.04
1176	3.95±0.28	8.00±0.42	0.49±0.04
1254	3.15±0.19	10.12±0.28	0.31±0.02
1286	4.65±0.34	7.09±0.20	0.66±0.05

authigenic ^{10}Be concentration, while the most prominent peak (~ 700 to 750 cm) shows a three fold increase.

The authigenic ^9Be concentrations vary from 5 to $13 \cdot 10^{-9} \text{ g g}^{-1}$ (Fig. 2b). The record presented shows a

long-term decrease of ^9Be concentrations. It should also be noted that, as expected from the highly particle reactive behaviour of Be, the ^{10}Be and ^9Be concentrations are not influenced by the dissolution of iron oxides

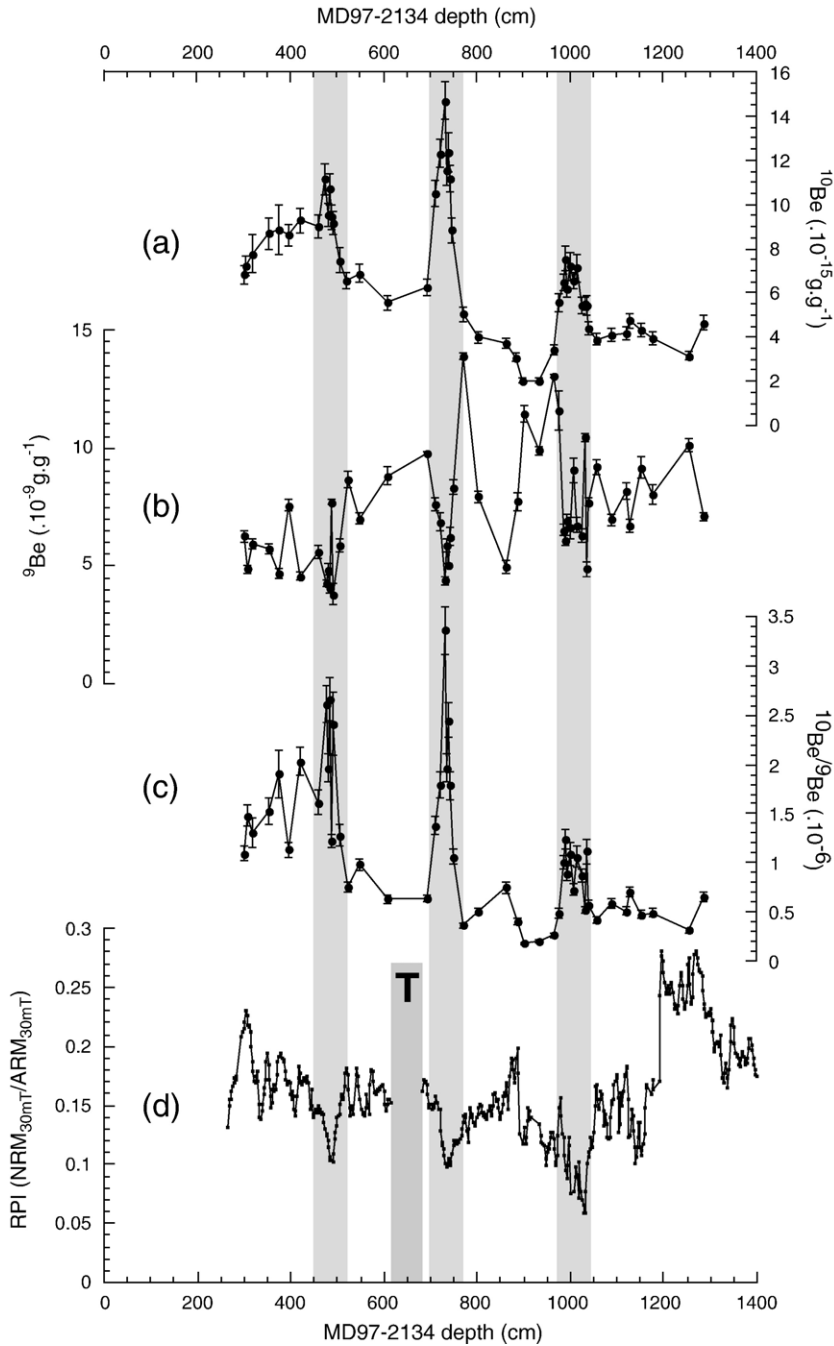


Fig. 2. Authigenic Be isotope concentrations as a function of depth along core MD97-2134. The core depth scale has been corrected for several voids due to gas expansion during core extraction. (a) Authigenic ^{10}Be concentrations, (b) authigenic ^9Be concentrations, (c) authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio, and (d) the RPI index. Light grey areas mark the three significant decreases of the RPI and their corresponding $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio increases. Dark grey area indicates the position of the tephra layer (T).

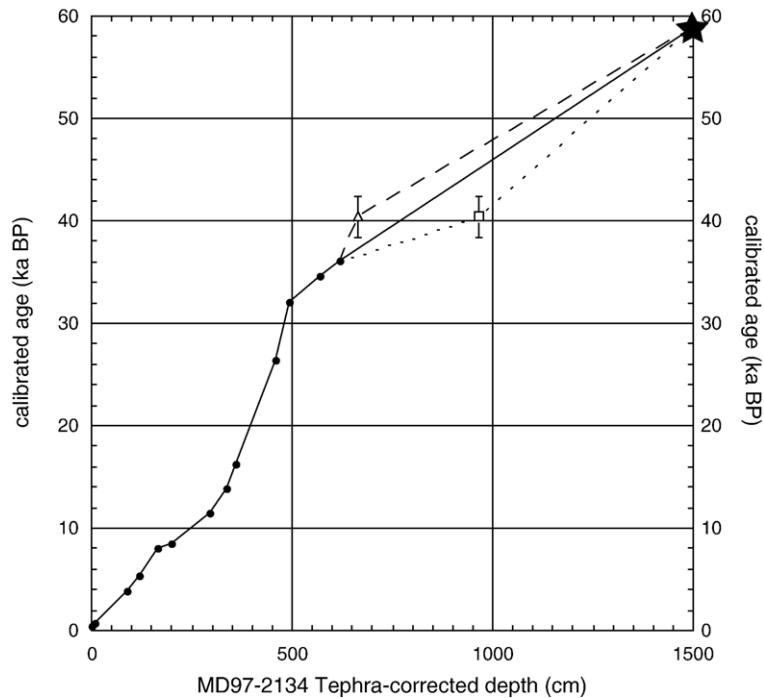


Fig. 3. Core MD97-2134 depth/age relationship [33] derived from radiocarbon measurements performed on planktonic foraminifera (black dots, see Table 2), and from the Marine Isotope Stage 3 boundary (black star) recorded by planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ and dated at 59 ka [36]. The core depth scale has been corrected for several voids due to gas expansion during core extraction and further corrected for the 66 cm thick tephra layer located between 616 and 682 cm depth. Dashed lines indicate alternative depth/age relationship obtained by assigning the Laschamp RPI anomaly at ~ 730 cm depth (open triangle, this study) or at ~ 1020 cm depth (open square, [1]).

shown by the low magnetic susceptibility between 880 and 1180 cm depth.

3.2. Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio

After normalization, the three maxima of ^{10}Be concentration result in three maxima of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (Fig. 2c). As previously discussed, this reflects increased production of cosmogenic nuclides rather than fluctuations in the efficiency of ^{10}Be scavenging that would also be marked by an enhanced ^9Be concentration. On the contrary, the ^9Be concentration appears to slightly decrease prior to the ^{10}Be increase, suggesting that both records may be anticorrelated, which is contradicted by a low (<0.4) correlation coefficient between the two isotopes.

The first significant authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio increase appears at ~ 480 cm depth in a narrow window of low RPI. The most prominent authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak is recorded at 700–750 cm, i.e. within a wide and marked RPI minimum. A minor but significant increase of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio occurs at 980–1050 cm, i.e. at the depth of the RPI drop

situated in the low susceptibility zone linked to iron oxide dissolution [1].

3.3. Age control

Following the strategy developed in [1], the depth/age relationship has been constructed considering the

Table 2
Calibrated ^{14}C ages [33] used to construct the age-depth transformation model of core MD97-2134

Corrected depth (cm)	^{14}C ages (yr)	1σ error (yr)	Calibrated ^{14}C ages (yr)
0	780	60	418
9	1220	60	768
86	3880	60	3844
130	5050	70	5407
166	7630	70	8082
200	8040	80	8502
293	10,510	90	11,502
334	12,320	90	13,822
358	14,010	110	16,233
458	22,880	190	26,463
492	27,850	310	32,124
567	30,090	340	34,628
620	31,390	370	36,066

tephra between 616 and 682 cm depth as instantaneous deposits at the millennial scale; thus the depth scale has been corrected for this thickness before its transformation to a time scale.

The chronology of the sequence is mainly based on 13 radiocarbon ages obtained on the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* ([33], Fig. 3, Table 2). After correction of a 400 yr reservoir age, the radiocarbon ages were converted to calendar ages using the INTCAL98 calibration curve [34] back to 24 ka BP, and using the coral-based calibration of Bard et al. [35] beyond 24 ka BP (Table 2). The oldest age control point at ~59 ka BP [36] is the Marine Isotope Stage 4/3 boundary at ~1500 cm (tephra-corrected depth) in the $\delta^{18}\text{O}$ record of *G. ruber* [33]. The time scale was constructed by linear interpolation between the age control points.

4. Discussion and conclusion

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ presents its most significant variations at (1) 30–32 ka BP, (2) 36–38 ka BP and (3) 44–45 ka BP (Fig. 4). This record is compared to the expected fluctuations of cosmogenic production rate using both the original and the corrected NRM/ARM ratio. Indeed, the RPI record published in [1] is affected by abrupt step-like drops at the limits of a marked low susceptibility zone (Fig. 1a), attributed to partial and selective dissolution of the magnetic carriers (see Section 5.2 in [1]). Therefore, the NRM/ARM ratio curve within this zone appears to be shifted downwards by at least a value of 0.055 that corresponds to the step value at the upper end of the low susceptibility zone, and was thus corrected for such a value before computing the expected ^{10}Be production rate (Fig. 4).

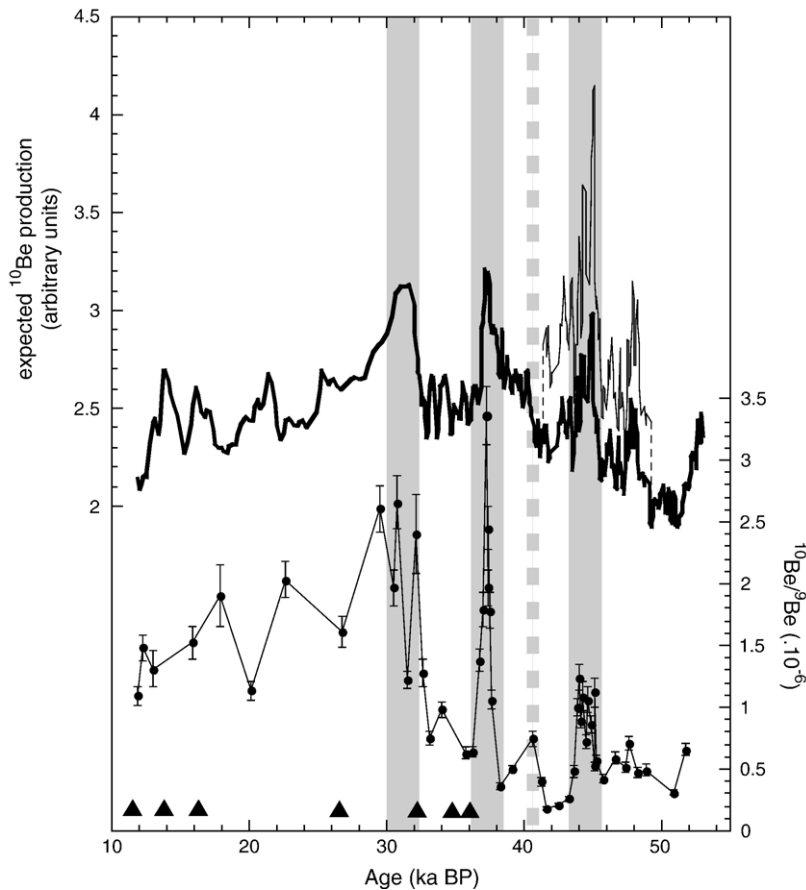


Fig. 4. Comparison of the expected variations of the ^{10}Be production (upper panel) and of the measured authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (bottom panel), as a function of time. The expected ^{10}Be production is calculated from the relationship described in [4] using the uncorrected (thin line) and corrected (thick line) RPI data [1] (see text for details). Grey areas show the three significant decreases of the RPI and their corresponding enhancement of ^{10}Be production. A grey dashed line has been drawn at the age of the Laschamp excursion [2]. Black triangles along the age axis correspond to the calibrated ^{14}C AMS dates.

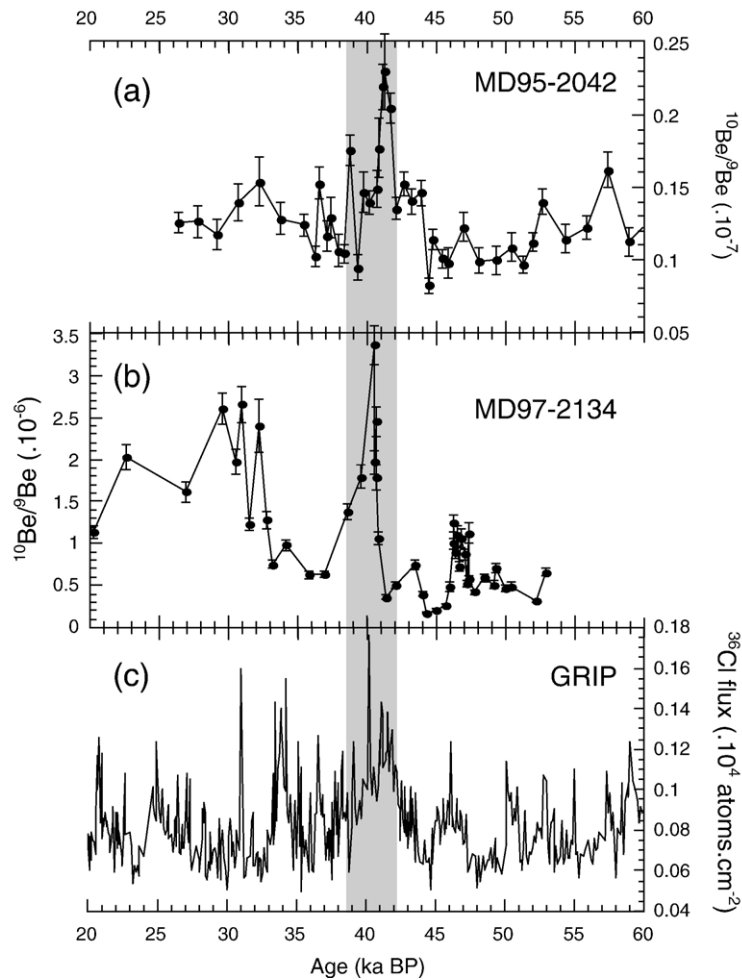


Fig. 5. Comparison of (a) the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of the Portuguese margin core MD95-2042 [6], (b) the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of core MD97-2134 (this work), and (c) the ^{36}Cl flux in the GRIP ice core [11,17] on their respective time scales. The grey area corresponds to the 40.4 ± 2.0 ka BP time interval [2].

Expected ^{10}Be production rate curves were obtained using the following relationship:

$$(P/P_0) = (M/M_0)^{-0.5}$$

where P is the calculated cosmogenic nuclide production rate, M is the RPI value and both P_0 and M_0 are, respectively, the present production rate and the present geomagnetic moment values arbitrarily set to 1. The temporal variations of the modelled ^{10}Be production rate using the corrected NRM/ARM ratio, and of the measured authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios show similar trends (Fig. 4). Both curves document a long-term increase between 50 ka and 30 ka BP, on which abrupt increases are superimposed. A long-term decrease is then documented from 30 to 10 ka BP. At 44–46 ka BP, the enhancement in the corrected expected authigenic

$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio is expressed by a significant, though small amplitude peak of the measured ratio. At 36–38 ka BP, the expected authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio enhancement is well expressed by a large amplitude peak of the measured ratio. At 30–32 ka BP, the expected and the measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio both significantly increase.

The theoretically based [3–5] and demonstrated [6,7,9,26] power law linkage between the ^{10}Be production rate and the geomagnetic field intensity implies that the maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios recorded at 37 ka BP (Fig. 4) should be interpreted as the result of ^{10}Be production enhancements induced by the lowest dipole moment values recorded in the studied time interval, i.e. those linked to the Laschamp excursion [6,11,37].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar ages recently obtained on the Laschamp and Olby lava flows, yielding an average

age of 40.4 ± 2.0 ka BP [2], are in perfect agreement with the occurrence of ^{10}Be and ^{36}Cl flux maxima in the Summit ice cores during interstadial 10 dated at ~ 41 ka BP in the GISP2 chronology [38] and in the recently revised ss09sea GRIP chronology [19]. Therefore, in contrast with the correlation established in [1], we assign the age of 40.4 ± 2.0 ka BP to the maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio located at ~ 664 cm (tephra corrected depth) (Fig. 3).

The authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of core MD97-2134 on its corrected time scale is compared to two cosmogenic nuclide reference records on their own chronologies (Fig. 5): (1) the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of core MD95-2042 [6] and (2) the ^{36}Cl flux record of the GRIP ice core [13,17]. In core MD95-2042, the maximum authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak linked to the Laschamp occurs at 41.2 ka BP (Fig. 5a). In the GRIP core, the revised chronology (ss09sea, [19]) sets the maximum ^{36}Cl flux peak between 40 and 42 ka BP (Fig. 5c). The assignment of the maximum $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peak to an age of 40.4 ± 2.0 ka BP (Fig. 5b) allows a comparison to be made between the three records and identification of the two secondary authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ peaks occurring between 30 and 32 ka BP and at 46–47 ka BP, respectively.

The calibrated radiocarbon age obtained just beneath the youngest cosmogenic nuclide production peak constrains its maximum age to 32.12 ± 0.31 ka, which permits a correlation with the low geomagnetic moment event linked to the Mono lake excursion dated at ~ 32 ka BP in the Mono lake sediments [14], and expressed in the GRIP ice core by a ^{36}Cl flux peak centred at ~ 34 ka BP. The oldest and weaker cosmogenic nuclide production peak at ~ 46 – 47 ka BP in the MD97-2134 core has its counterpart at ~ 46 ka BP in the GRIP ^{36}Cl flux record.

The comparison of the three records thus shows that their only common feature is the significant cosmogenic nuclide production rate enhancement due to the dipole moment low linked to the Laschamp excursion.

The global synchronicity of the dipole moment lows recorded by cosmogenic nuclide and paleomagnetic signals, allows interhemispheric correlations to be established. In the Vostok ice core, the ^{10}Be flux peak [20,21] centred at ~ 37 ka BP according to the GT4 chronology of Petit et al. [22] should be assigned to the Laschamp dipole low centred at 40.4 ± 2 ka BP, allowing correction of the Vostok chronology as suggested by Parrenin et al. [23]. This strategy can be applied to intercorrelate high-resolution marine and continental paleoclimate records.

Despite the increase in available data, the atmospheric radiocarbon content remains controversial beyond 26 ka

BP [39]. The short atmospheric residence time and the long half-life (1500 ka) of ^{10}Be make it a particularly well-suited tool to constrain the origin and the timing of large amplitude $\Delta^{14}\text{C}$ variations during the highly variable dipole moment epoch ranging from 30 to 50 ka BP.

Acknowledgements

We thank Luc Beaufort, Chief of the IMAGE III “IPHIS” coring campaign, Yvon Balut, Chief of the operation on board of the R.V. Marion Dufresne and the I.P.E.V. (Institut Paul Emile Victor). Thanks are due to R. Braucher for his help with ^{10}Be measurements. ^{36}Cl data of the GRIP ice core were kindly provided by Jürg Beer. Three anonymous reviewers helped to improve the manuscript. The help of Christine Paillès and Simon Brewer improved the English expression.

References

- [1] C.L. Blanchet, N. Thouveny, T. de Garidel-Thoron, New evidences of geomagnetic moment lows between 30 and 45 ka BP from a sedimentary sequence of the west equatorial Pacific, *Quat. Sci. Rev.* (in press) (Available on the web at sciedirect.com).
- [2] H. Guillo, B.S. Singer, C. Laj, C. Kissel, S. Scaillet, B.R. Jicha, On the age of the Laschamp geomagnetic excursion, *Earth Planet. Sci. Lett.* 227 (2004) 331–343.
- [3] W. Elsasser, E.P. Ney, J.R. Winckler, Cosmic-ray intensity and geomagnetism, *Nature* 178 (1956) 1226–1227.
- [4] D. Lal, Expected secular variations in the global terrestrial production rate of radiocarbon, in: E. Bard, W.S. Broecker (Eds.), *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, Series I: Global Environmental Change*, vol. 2, 1992, pp. 114–126.
- [5] J. Masarik, J. Beer, Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere, *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 12099–12111.
- [6] J.T. Carcaillet, D.L. Bourlès, N. Thouveny, M. Arnold, A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 397–412.
- [7] M. Frank, B. Schwarz, S. Baumann, P.W. Kubik, M. Suter, A. Mangini, A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ^{10}Be in globally stacked deep-sea sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 149 (1997) 121–129.
- [8] J.T. Carcaillet, N. Thouveny, D.L. Bourlès, Geomagnetic moment instability between 0.6 and 1.3 Ma from cosmogenic nuclide evidence, *Geophys. Res. Lett.* 30 (15) (2003) 1792, doi:10.1029/2003GL017550.
- [9] J.T. Carcaillet, D.L. Bourlès, N. Thouveny, Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma, *Geochim. Geophys. Geosyst.* 5 (2004) Q05006, doi:10.1029/2003GC000641.
- [10] C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, E. Michel, R. Muscheler, J. Beer, Geomagnetic field intensity, North Atlantic Deep Water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr, *Earth Planet. Sci. Lett.* 200 (2002) 177–190.

- [11] K. Huguén, S. Lehman, J. Southon, J. Overpeck, O. Marchal, C. Herring, J. Turnbull, ^{14}C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years, *Science* 304 (2004) 202–207.
- [12] R. Muscheler, J. Beer, G. Wagner, C. Laj, C. Kissel, G.M. Raisbeck, F. Yiou, P.W. Kubik, Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 325–340.
- [13] R. Muscheler, J. Beer, P.W. Kubik, H.A. Synal, Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit cores and ^{14}C , *Quat. Sci. Rev.* 24 (2005) 1849–1860.
- [14] L. Benson, J. Liddicoat, J. Smoot, A. Sarna-Wojcicki, R. Negrini, S. Lund, Age of Mono Lake excursion and associated tephra, *Quat. Sci. Rev.* 22 (2003) 135–140.
- [15] L.M. McHargue, P.E. Damon, D.J. Donahue, Enhanced cosmic-ray production of ^{10}Be coincident with the Mono Lake and Laschamp geomagnetic excursions, *Geophys. Res. Lett.* 22 (5) (1995) 659–662.
- [16] G. Cini Castagnoli, A. Albrecht, J. Beer, G. Bonino, C. Shen, E. Callegari, C. Taricco, B. Ditttrich-Hannen, P. Kubik, M. Suter, G.M. Zhu, Evidence for enhanced ^{10}Be deposition in Mediterranean sediments 35ka BP, *Geophys. Res. Lett.* 22 (6) (1995) 707–710.
- [17] G. Wagner, J. Beer, C. Laj, C. Kissel, J. Masarik, R. Muscheler, H.A. Synal, Chlorine-36 evidence for the Mono Lake event in the Summit GRIP ice core, *Earth Planet. Sci. Lett.* 181 (2000) 1–6.
- [18] S.J. Johnsen, H.B. Clausen, W. Dansgaard, N.S. Gundestrup, C. U. Hammer, U. Andersen, K.K. Andersen, C.S. Hvidberg, D. Dahl-Jensen, J.P. Steffensen, H. Shoji, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. White, J. Jouzel, D. Fisher, The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 26397–26410.
- [19] S.J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J.P. Steffensen, H. B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. White, Oxygen isotopes and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: camp century, dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *J. Quat. Sci.* 16 (2001) 299–307.
- [20] F. Yiou, G.M. Raisbeck, S. Baumgartner, J. Beer, C. Hammer, S. Johnsen, J. Jouzel, P.W. Kubik, J. Lestringuez, M. Stiévenard, M. Suter, P. Yiou, Beryllium 10 in the Greenland ice core project ice core at summit, Greenland, *J. Geophys. Res.* 102 (C112) (1997) 26783–26794.
- [21] G.M. Raisbeck, F. Yiou, D. Bourlès, C. Lorius, J. Jouzel, N.I. Barkov, Evidence for two intervals of enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period, *Nature* 326 (1987) 273–277.
- [22] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [23] F. Parrenin, F. Rémy, C. Ritz, M.J. Siebert, J. Jouzel, New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.* 109 (2004) D20102, doi:10.1029/2004JD004561.
- [24] D.L. Bourlès, G.M. Raisbeck, F. Yiou, ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating, *Geochim. Cosmochim. Acta* 53 (1989) 443–452.
- [25] R.F. Anderson, Y. Lao, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann, W. Wolfi, Boundary scavenging in the Pacific Ocean: a comparison of ^{10}Be and ^{231}Pa , *Earth Planet. Sci. Lett.* 96 (1990) 287–304.
- [26] C. Robinson, G.M. Raisbeck, F. Yiou, B. Lehman, C. Laj, The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80ka, *Earth Planet. Sci. Lett.* 136 (1995) 551–557.
- [27] J.R. Southon, T.L. Ku, D.E. Nelson, J.L. Reys, J.C. Duplessy, J. S. Vogel, ^{10}Be in a deep-sea core: implications regarding ^{10}Be production changes over the past 420ka, *Earth Planet. Sci. Lett.* 85 (1987) 356–364.
- [28] W.U. Henken-Mellies, J. Beer, F. Heller, K.J. Hsü, C. Shen, G. Bonani, H.J. Hofmann, M. Suter, W. Wölfli, ^{10}Be and ^9Be in South Atlantic DSDP Site 519: relation to the geomagnetic reversals and to sediment composition, *Earth Planet. Sci. Lett.* 98 (1990) 267–276.
- [29] Z. Chase, R.F. Anderson, M.Q. Fleisher, P.W. Kubik, The influence of particle composition and particle flux on scavenging of Th, Pa and Be in the ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.* 204 (2002) 215–229.
- [30] E.T. Brown, C.I. Measures, J.M. Edmond, D.L. Bourlès, G.M. Raisbeck, F. Yiou, Continental input of beryllium to the oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.* 114 (1992) 101–111.
- [31] R. Rama, P.K. Zutshi, Annual deposition of cosmic ray produced ^7Be at equatorial latitudes, *Tellus* 10 (1958) 99–103.
- [32] L.R. McHargue, D.J. Donahue, Effects of climate and the cosmic-ray flux on the ^{10}Be content of marine sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 232 (2005) 193–207.
- [33] T. de Garidel-Thoron, L. Beaufort, F. Bassinot, P. Henry, Evidence for large methane releases to the atmosphere from deep-sea gas-hydrate dissociation during the last glacial episode, *Proc. Natl. Acad. Sci.* 101 (25) (2004) 9187–9192.
- [34] M. Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, W. Beck, G. Burr, K. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht, M. Spurk, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP, *Radiocarbon* 40 (1998) 1041–1083.
- [35] E. Bard, M. Arnold, B. Hamelin, N. Tisnerat-Laborde, G. Cabioch, Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals. An updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti, *Radiocarbon* 40 (1998) 1085–1092.
- [36] D.G. Martinson, N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, N.J. Shackleton, Age dating and the orbital forcing theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy, *Quat. Res.* 27 (1987) 1–29.
- [37] N. Thouveny, J. Carcaillet, E. Moreno, G. Leduc, D. Nérini, Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400ka BP: a stacked record of sedimentary sequences of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 377–396.
- [38] M. Stuiver, P.M. Grootes, GISP2 oxygen isotope ratios, *Quat. Res.* 53 (2000) 277–284.
- [39] E. Bard, F. Rostek, G. Ménot-Combes, A better radiocarbon clock, *Science* 303 (2004) 178–179.

RESUME

L'analyse des propriétés magnétiques et géochimiques de quatre carottes de sédiments marins provenant de la marge Nord-Ouest Américaine a permis de reconstituer les dynamiques de la sédimentation terrigène et des processus post-dépôt, liés aux changements climatiques et océanologiques au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire (0-120 000 ans). Les carottes proviennent de trois sites localisés sur les côtes Californienne et Mexicaine : le Bassin de Santa Barbara (35°N), la marge de Basse Californie (23°N) et le Golfe de Tehuantepec (15°N). Les composantes terrigènes et biogènes des sédiments sont apportées suivant une dynamique saisonnière marquée et s'accumulent rapidement (35 à 150 cm/ka). La dégradation de la matière organique et la faible ventilation des eaux engendrent une réduction des taux d'oxygène dissous des eaux entre 300 et 800 m de profondeur, qualifiée de zone de minimum d'oxygène du Pacifique Est. Les paramètres magnétiques permettent de tracer les variations de concentration, nature et taille des grains magnétiques. Deux types de minéraux ferromagnétiques peuvent être détectés : les oxydes de fer terrigènes (magnétite, hématite, goethite) et les sulfures de fer authigènes (greigite, Fe_3S_4 et pyrrhotite, Fe_7S_8). Des mesures d'éléments majeurs et traces par fluorescence X (XRF) sur des intervalles-clés des carottes ont permis de préciser ces interprétations. Les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone mesurés sur des foraminifères planctoniques et benthiques dans la carotte du Golfe de Tehuantepec ont permis de reconstituer les variations des caractéristiques physico-chimiques et la structure de la colonne d'eau. Les séquences sédimentaires, datées par corrélation de profils de susceptibilité magnétique, âges ^{14}C sur des foraminifères et identification d'excursions paléomagnétiques, couvrent la transition glaciaire-interglaciaire (0-40 ka) et l'une d'elles couvre le dernier cycle climatique (0-120 ka). Les fortes concentrations en oxydes de fer dans les sédiments glaciaires des trois sites suggèrent de forts apports terrigènes sur la marge NO américaine et notamment de forts apports éoliens (hématite et goethite) lors du dernier maximum glaciaire (20-16 ka BP). Des sulfures de fer de différents degrés de réduction détectés dans les sédiments du Bassin de Santa Barbara ont été interprétés en termes de conditions d'oxygénation des eaux de fond. La succession de phases anoxiques (pyrite, FeS_2) et dysoxiques (moins anoxiques, sulfures ferrimagnétiques) est en accord avec l'indice de bioturbation de Behl et Kennett (1996) pour les derniers 15 ka et révèle l'existence de périodes dysoxiques lors des refroidissements abrupts de l'Atlantique Nord. Dans le Golfe de Tehuantepec, la thermocline était moins profonde pendant la déglaciation (16-10 ka BP) que pendant l'Holocène (10-0 ka BP) et la présence de gypse (CaSO_4) authigène, formé par réoxydation de pyrite, dans les sédiments suggère une meilleure oxygénation des eaux de fond pendant les stades glaciaires.

Mots clés: Magnétisme sédimentaire, dynamiques sédimentaires, Marge Nord-Ouest Américaine, apports terrigènes, authigénèse, Paléoclimats, paléocéanographie.

SUMMARY

The magnetic and geochemical properties of four marine sediment cores from the North-Western American margin allowed reconstructing the dynamics of the terrigenous sedimentation and the post-depositional processes, related to climatic and oceanological changes during the last glacial-interglacial cycle (0-120,000 yrs). The cores have been retrieved in three sites located on the Californian and Mexican coasts: Santa Barbara Basin (35°N), margin of Baja California (23°N) and Gulf of Tehuantepec (15°N). Terrigenous and biogenic components of the sediments are deposited following a seasonal dynamic and accumulate rapidly (35 to 150 cm/ka). The degradation of the organic matter and weak ventilation of the waters lead to low dissolved oxygen contents in the water masses between 300 and 800 m depth, called the Eastern Pacific oxygen minimum zone. The magnetic parameters are used to trace the concentration, nature or grain sizes changes of the magnetic fraction. Two types of ferromagnetic minerals can be detected: the terrigenous iron oxides (magnetite, hematite, goethite) and the authigenic iron sulfides (greigite, Fe_3S_4 and pyrrhotite, Fe_7S_8). The relative contents of major and trace elements, measured by X-ray fluorescence (XRF) on key interval of the cores, help to improve the interpretations. Isotopic ratios of oxygen and carbon measured on planktonic and benthic foraminifera in the core from Gulf of Tehuantepec allowed the reconstitution of the physical and chemical characteristics and of the structure of the water column. The sedimentary sequences, dated by correlation of magnetic susceptibility profiles, calibrated ^{14}C ages and identification of paleomagnetic excursions, cover the glacial-interglacial transition (0-40 ka) and one of them covers the last climatic cycle (0-120 ka). The high concentration of iron oxides in the glacial sediments in the three sites suggests strong terrigenous inputs on the NW American margin and notably strong aeolian inputs during the last glacial maximum (20-26 ka BP). Iron sulfides species of different reduction levels, detected in the sediments of Santa Barbara Basin, have been interpreted as proxies of bottom waters oxygenation conditions. The succession of anoxic (pyrite, FeS_2) and dysoxic (less anoxic, ferrimagnetic sulfides) phases is in good accordance with the bioturbation index (Behl and Kennett, 1996) for the last 15 ka and revealed dysoxic phases during abrupt cooling of North Atlantic. In the Gulf of Tehuantepec, the thermocline was less deep during the deglaciation (16-10 ka BP) than during the Holocene (10-0 ka BP) and the presence of authigenic gypsum (CaSO_4), formed by reoxidation of pyrite, in the sediments suggests a better oxygenation of the bottom waters during the glacial periods.

Key words: Sedimentary magnetism, sedimentary dynamics, North-Western American margin, terrigenous inputs, authigenesis, paleoclimates, paleoceanography