



HAL
open science

Restitution de la variabilité climatique le long de la marge sud chilienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire : approche sédimentologique et nouvelles applications en téphrochronologie

Mélanie Carel

► **To cite this version:**

Mélanie Carel. Restitution de la variabilité climatique le long de la marge sud chilienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire : approche sédimentologique et nouvelles applications en téphrochronologie. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2012. Français. NNT : 2012PA112352 . tel-00856588

HAL Id: tel-00856588

<https://theses.hal.science/tel-00856588v1>

Submitted on 2 Sep 2013

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.



Université Paris Sud
École doctorale MIPEGE ED 534

« INTERACTIONS ET DYNAMIQUE DES ENVIRONNEMENTS DE SURFACE »
UMR-CNRS 8148
Université Paris Sud, Bâtiment 504
Plateau du Moulon, 91405 Orsay Cedex

THÈSE DE DOCTORAT

Restitution de la variabilité climatique le long de la marge
sud chilienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire :
approche sédimentologique et nouvelles applications en
téphrochronologie

Par Mélanie CAREL

Spécialités : Sédimentologie, climatologie, volcanologie

Date de soutenance : 7 Décembre 2012

Directeur de thèse :
Co-directeur :

Giuseppe SIANI
Guillaume DELPECH

Université Paris Sud
Université Paris Sud

Composition du jury :

Christophe COLIN
Laurent DEZILEAU
Viviane BOUT-ROUMAZEILLES
Xavier QUIDELLEUR
Nejib KALLEL
Emmanuel CHAPRON

Université Paris Sud
Université de Montpellier 2
Université de Lille 1
Université Paris Sud
Université De Sfax (Tunisie)
Université d'Orléans

Président du Jury
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Membre invité

Remerciements

Je tiens tout d'abord à adresser mes remerciements au président du jury de cette thèse **Christophe Colin**, à **Viviane Bout-Roumazeilles** et **Laurent Dezileau** qui ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse ainsi que **Xavier Quidelleur** et **Nejib Kallel** qui en sont les examinateurs. Merci également à **Emmanuel Chapron** qui a pris part à ce jury. Merci pour leur disponibilité et le temps qu'ils ont consacré à la lecture du manuscrit.

Je remercie également le laboratoire IDES qui m'a accueilli ces dernières années ainsi que son directeur M. **Eric Chassefière** et le personnel administratif ainsi que le directeur de l'école doctorale MIPEGE M. **Xavier Quidelleur**, dans laquelle j'ai évolué ces trois dernières années.

Un travail de thèse ne se fait pas seul, je remercie donc les membres de l'équipe « Paléoclimats » de l'Université Paris Sud, avec qui j'ai souvent interagi et eu des échanges scientifiques très intéressants : **Christophe Colin**, **Stéphanie Duchamp-Alphonse** et **Sophie Sépulcre**.

Je remercie bien évidemment mon directeur de thèse **Giuseppe Siani** qui m'a confié ce sujet extraordinaire. Merci de m'avoir fait confiance et de m'avoir transmis ton savoir et tes connaissances. Je te suis très reconnaissante de tes précieux conseils, de m'avoir appris la rigueur et te remercie de ta patience.

J'exprime mes plus vifs remerciements à mon co-encadrant **Guillaume Delpech**, qui m'a permis d'acquérir de précieuses connaissances en géochimie. Qu'il voie ainsi l'expression de ma sincère amitié.

Je remercie aussi tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail. Je pense particulièrement à **Catherine Kissel**, **Elisabeth Michel** et **Vincent Montade** du LSCE avec qui j'ai souvent eu l'occasion d'aborder des discussions scientifiques et d'échanger nos idées ainsi que **l'équipe de la mission Pachiderme** sans laquelle cette thèse n'aurait pu voir le jour.

Ainsi que **Thomas Richter** et **Jean-Pascal Dumoulin**, pour m'avoir permis d'obtenir des données fondamentales en géochimie inorganique et en ^{14}C .

Un remerciement également à **Maxime Debret**, qui m'a beaucoup appris sur les ondelettes et **Yulong Zhao** qui m'a si judicieusement formée aux techniques du DRX et de granulométrie

Merci aux personnes qui m'ont laissé libre court pour l'utilisation des plateformes analytiques, **Frédéric Couffignal** et **Michel Fialin** de l'IPG, **Jean-Luc Devidal** du LMV, **Rémi Pichon** et **Serge Miska** d'IDES.

Un grand merci à mes amis, ceux de longue date...avec lesquels j'ai partagé tant de fous rires, d'apéros enfiévrés suivis d'« afters » au **Café Noir**: **Soso**, **Claire**, **Nico**, **Adrien** (l'Alençonnais pas normand), **Zabardjade**... On se refait les 400 coups quand vous voulez. Merci à **Jess**, pour les matchs animés PSG/OM et les pastas à 5 heures du mat' et à **Émilie** et **Boudou**, pour leur blanquette inégalable. À **Quichon** mon alter ego de M&M's (un jour peut-être on montrera la cacahouète...), **Aurèl**, le nain petit mais vélocé, **Palmito**, **FlicFlacFloc**, **Erell** et **Tomtom**...

...et ceux que j'ai rencontré plus récemment ou appris à mieux connaître, surtout au labo, du bureau d'à côté ou au bout du couloir... **Ponstonyte** le distributeur officiel de cappuccinos qui a supporté mon mauvais caractère pendant plus de 3 ans, merci pour ta présence et ton écoute, ton humour et tes « chtimis cot-cot », sans oublier les innombrables « pauses café-clope », **Sèb** c'est bien, qui m'a fait partagé de bons moments pendant l'opération « inondation salle granulo » et les soirées dînatoires où j'ai découvert le subtil mélange saucisson/saint-nectaire/confiture de tomates vertes.

Merci aussi à ceux qui ont su égayer mes journées par leur présence, leur discussion et leur humour... **Captain Brigaud**, **Sylvain**, **Mélanie** « **Spitz** » et **Popol**, **Rémi** et son monocle, **Ludo**, **mes étudiants** et **les autres**. Sans oublier **Alex**, avec qui j'ai partagé le bureau presque deux ans et qui a

supporté le bruit infernal des touches du clavier.

Et à toi **Morgane**, la seule et l'unique (enfin, pas toujours, des fois, vous êtes plusieurs). J'ai longtemps cherché la raison de ma folie, et elle se trouvait trois bureaux plus loin. Toujours fidèle au poste! Un immense merci pour m'avoir endurée, écoutée et comprise, pour avoir rigolé à mes blagues (pas toujours drôles) et pour m'avoir remonter le moral avec tes blagues (pas toujours drôles non plus d'ailleurs). Je n'oublie pas de remercier ton acolyte **Whisky JB!** Merci pour ses soupes courgette-basilic et son extraordinaire...brioche faite maison.

Merci à **Cat**, la (pas si) sage et **Gillou**, pour leur rosé pamplemousse les chaudes soirées d'été. J'en ai sûrement oublié beaucoup, mais chacun occupe une petite place à part.

J'exprime toute ma gratitude à **mes parents**, toujours présents dans les bons comme dans les mauvais moments, qui m'ont soutenu et n'ont jamais un seul instant douté de moi et à ma grande fratrie, qui a su égayer mes week-ends normands.

Enfin, toutes mes pensées vont à mon **Ben**, l'amour de ma vie. J'espère que tu es fier de ton « petit sucre »...

PROLOGUE

Autoportrait d'une thèse...

Ces trois dernières années peuvent se résumer par des mots simples : un parcours semé de doutes, de déceptions, de remises en questions, de découragements, de nuits blanches, de travail acharné, de solitude, de sacrifices, l'impression d'une quantité de travail insurmontable... C'est dans ces moments où l'on apprend beaucoup de soi-même, où le sens du « repousser ses limites » prend toute sa signification. Mais à quel prix ?

Ce prix, c'est la sensation du travail accompli, l'émerveillement devant mes petits cubes d'échantillon et la prise de conscience de tout ce qu'ils pouvaient représenter. Comment faire tenir de si grandes informations dans une si petite boîte ? Au final, ces trois années m'ont apporté beaucoup plus que je ne pouvais l'espérer.

Un enrichissement scientifique bien sûr, fait de discussions passionnantes avec des personnes qui l'étaient tout autant, de congrès et séminaires intéressants, d'échanges d'idées et de points de vue constructifs pour tenter de remédier au manque de communication que l'on a pu me reprocher par le passé.

Ces trois ans m'ont aussi apporté un regard neuf sur les gens, ceux qui m'ont accompagné tout au long de ce chemin et ceux qui m'ont tourné le dos, ceux pour lesquels mon envie de bien faire était inébranlable et ceux qui n'ont pas cru en moi.

Sur les contacts humains tout simplement...

Bien sûr, tout cela ne figure pas dans ce manuscrit, mais je tenais à vous le faire partager et vous transmettre la fierté que j'ai à vous présenter le fruit de ce labeur.

Bonne lecture...

Liste des Figures

Figure 1: Stratigraphie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des carottes de glace N-GRIP et EPICA collectées au Groenland et en Antarctique respectivement; H1, B/A et YD représentent les évènements de Heinrich 1, du Bölling/Allerød et du Younger Dryas enregistrés dans l'hémisphère nord, ACR représente l'intervalle de l'Antarctic Cold Reversal enregistré dans l'hémisphère sud (Rasmussen <i>et al.</i> , 2006 ; Stenni <i>et al.</i> , 2011).....	2
Figure 1-1: Localisation de la Patagonie et principales structures géologiques (tectoniques, volcaniques, glaciologiques) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119.....	12
Figure 1-2: Carte tectonique de la région des fjords d'Aysen ; Localisation de la zone du LOFS et du CTJ (modifiée d'après Cembrano <i>et al.</i> , 2002) ; Répartition des volcans de la SSVZ (Lopez-Escobar <i>et al.</i> , 1993) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119.....	13
Figure 1-3: Carte géologique la région des fjords d'Aysen avec les formations géologiques dominantes de la chaîne côtière et de la Cordillère andéenne et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119.....	14
Figure 1-4: Localisation des calottes nord et sud-patagoniennes et les glaciers majeurs (modifiée d'après Aniya, 1992; Aniya <i>et al.</i> , 1997; Araneda <i>et al.</i> , 2007) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119.....	18
Figure 1-5: Répartition géographique actuelle de la calotte nord patagonienne (NPI) et sud patagonienne (SPI) par rapport à leur position géographique modélisée (modifiée d'après Singer <i>et al.</i> , 2004) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119.....	19
Figure 1-6: Zones de convergence et de divergence Antarctique à l'origine de la variabilité latitudinale du front polaire Antarctique (Cerveny, 1998).....	20
Figure 1-7: Migration saisonnière de l'ITCZ et du SEPSA pendant l'été boréal et l'été austral, (modifiée d'après van Breukelen <i>et al.</i> , 2008)	21
Figure 1-8: Position de la SWW pendant le glaciaire et à l'actuel, la zone de seuil représente une zone d'instabilité de la cellule des vents (modifiée d'après Toggweiler <i>et al.</i> , 2006)	21
Figure 1-9: Schémas climatiques modernes de la répartition des vents (m/s) au cours de l'hiver et de l'été austral (NCEP/NCAR). Les isothermes correspondent aux températures des eaux de surface, déterminées à partir du NDOC (Atlas mondial des océans, 1998; adaptée d'après Lamy <i>et al.</i> , 2010)	22
Figure 1-10: Circulation océanique de surface le long de la marge sud-est Pacifique avec les courants de surface (rouge et vert), intermédiaires et profonds (bleu).....	24
Figure 2-1: Localisation de la carotte marine MD07-3088 (pastille bleue) parmi les 36 sites d'échantillonnage de la mission Pachiderme (pastilles rouges) et position géographique des centres volcaniques (pastilles grises) ; l'encart montre un agrandissement de la zone de collecte à proximité du principal centre Cénozoïque: l'Hudson et position des deux carottes marines.....	32
Figure 2-2: Carte des précipitations moyennes annuelles; courbes de niveau tous les 2,5 hPa et vitesse des vents (modifiée d'après Garreaud et Aceituno, 2007); Localisation des carottes MD07-3088 (pastille rouge) et MD07-3119 (pastille bleue).....	33
Figure 2-3: Log lithologique de la carotte MD07-3088.....	35
Figure 2-4: Colorimétrie des sédiments de la carotte MD07-3088 déterminée par réflectance (Kissel, 2007).....	36
Figure 2-5: Mesures colorimétriques par spectrophotométrie (composantes a* et b*) comparées à la susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3088.....	37
Figure 2-6: Description et paramètres physiques des niveaux sédimentaires de la carotte MD07-3088 effectuées à bord du Marion Dufresne (Kissel, 2007).....	38
Figure 2-7: Log lithologique de la carotte MD07-3119.....	39
Figure 2-8: Colorimétrie des sédiments de la carotte MD07-3119 déterminée par réflectance (Kissel, 2007).....	41

Figure 2-9: Mesures colorimétriques par spectrophotométrie (composante b*) comparées à la susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3119.....	42
Figure 2-10: Description et paramètres physiques des niveaux sédimentaires de la carotte MD07-3119 effectuées à bord du Marion Dufresne (Kissel, 2007).....	43
Figure 2-11: Distribution de la proportion de particules vitreuses (%) par comptage dans la fraction détritique sur une moyenne d'environ 300 grains. Le pourcentage défini pour les niveaux significatifs représente le double du bruit de fond estimé à 2 %.....	45
Figure 2-12: Distribution de l'indice de cristallinité de l'illite à partir du rapport de l'aire du pic à 5Å et de l'aire du pic à 10Å de la minéralogie des argiles de la carotte MD07-3088. La ligne rouge marque la limite entre des conditions faiblement hydrolysantes et les conditions où l'hydrolyse est plus poussée.....	46
Figure 2-13: Stratigraphie isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ enregistré à partir des tests du foraminifère planctonique <i>G. bulloides</i> (‰ VPDB) et modèle d'âge de la carotte MD07-3088 établi à partir de 23 datations ^{14}C	50
Figure 2-14: Stratigraphie isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ enregistré à partir des tests du foraminifère planctonique <i>G. bulloides</i> (‰ VPDB) de la carotte marine MD07-3119.....	53
Figure 2-15: Comparaison des signaux isotopiques du d18O enregistrés à partir des tests du foraminifère planctonique <i>G. bulloides</i> (‰ VPDB) des deux carottes marines. Les losanges colorés représentent les pointeurs chronologiques synchrones dans les deux enregistrements.....	54
Figure 3-1: Diagramme TAS (Total Alkali Silica, (d'après Le Maître, 1989) des produits des édifices de la SSVZ (Fuenzalida, 1976 ; Futa et Stern, 1988 ; Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005 ; Stern, 2008 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008, 2010).....	61
Figure 3-2: K_2O vs. SiO_2 (d'après Peccerillo et Taylor, 1976) des produits des édifices de la SSVZ (d'après Peccerillo et Taylor, 1976) (Fuenzalida, 1976 ; Futa et Stern, 1988 ; Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005 ; Stern, 2008 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008, 2010)	61
Figure 3-3: Spectre élargi des éléments en trace des basaltes de la SSVZ (D'Orazio <i>et al.</i> , 2003) comparé à ceux des MORB appauvris en incompatibles (N-MORB, Hofmann, 1988) et des OIB (Niu et O'Hara, 2003) normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995)	62
Figure 3-4: Spectres élargis des basaltes, andésites basaltiques, andésites et dacites des volcans de la SSVZ (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005) normalisés par rapport au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995)	64
Figure 3-5: Diagrammes de Harker montrant la distribution d'un élément trace de chaque famille pour chacun des niveaux de téphras ; l'erreur est estimée à 2σ	83
Figure 3-6: Evolution de la teneur en incompatibles et compatible en fonction du Nb.....	84
Figure 3-7: Spectres élargis des éléments traces des 12 niveaux de téphras; les couleurs caractérisent les différents types de produits avec la concentration en SiO_2 associée (% poids). La normalisation au manteau primitif s'est effectuée d'après McDonough et Sun (1995)	88-89
Figure 3-8: Evolution des éléments incompatibles (LILE (Rb), HFSE (Nb) et LREE (La) en ppm) en fonction du SiO_2 et du K_2O (% poids) des 12 niveaux de téphras comparés à la littérature (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008)	91
Figure 3-9: Evolution des éléments incompatibles (LILE (Rb), HFSE (Nb) et LREE (La) en ppm) pour chaque type de roches (andésites basaltiques, andésites et dacites) retrouvés dans les produits émis des édifices de la SSVZ (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008).....	93
Figure 3-10: Spectres élargis en éléments en traces en fonction de chaque type de roches des téphras comparés à ceux de la littérature (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008).....	94
Figure 3-11: Diagrammes élément en trace versus Nb des téphras marins comparés à ceux de la littérature	

(Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) ; L'erreur sur les mesures est à 2σ	96
Figure 3-12: Diagrammes élément en trace versus rapport d'éléments et diagrammes rapports d'éléments des niveaux de téphras comparés à la littérature (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008).....	98
Figure 3-13: Diagramme TAS des produits des éruptions de 6700 BP (Naranjo et Stern, 1998; Stern, 2008) et 3600 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) comparés aux analyses des esquilles volcaniques de 490 cm et 280 cm respectivement.....	100
Figure 3-14: Diagrammes K_2O vs. SiO_2 des 2 niveaux de téphras comparés aux évènements de 6700 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008) et 3600 BP (Naranjo et Stern, 1998; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) comparés aux produits de l'Hudson effusifs (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008).....	101
Figure 3-15: Diagrammes éléments vs. SiO_2 des 2 niveaux de téphras comparés aux évènements de 6700 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008) et 3600 BP (Naranjo et Stern, 1998; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) comparés aux produits de l'Hudson effusifs (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) et aux produits de Cay et Maca (Lopez-Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005)	103
Figure 3-16: Diagrammes éléments vs. Zr des niveaux de téphras correspondant aux éruptions de 6700 et 3600 BP comparés aux niveaux analogues à terre (Naranjo et Stern, 1998; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) et aux produits de l'Hudson effusifs (Lopez Escobar <i>et al.</i> , 1993 ; Bitschene <i>et al.</i> , 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003 ; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008).....	104
Figure 5-1: (A) Modèle d'âge de la carotte MD07-3088 basé sur 23 datations ^{14}C des tests de foraminifères planctoniques <i>Globigerina bulloides</i> ; (B) Ages réservoirs déterminés par corrélation avec 5 évènements volcaniques de l'Hudson d'âge connu et âges réservoirs reconstitués; (C) Différence de l'âge ^{14}C obtenus sur les foraminifères benthiques et celui des foraminifères planctoniques; (D) Différence entre le $d^{13}C$ mesuré sur les foraminifères planctoniques <i>Globigerina bulloides</i> et celui mesuré sur les foraminifères benthiques <i>Cibicides wuellerstorffi</i> ; (E) Températures des eaux de surface ; (F) $\delta^{18}O$ (VPDB) enregistré dans les tests des foraminifères planctoniques <i>Globigerina bulloides</i>	179
Figure 5-2: Profondeur correspondante des douze niveaux de cendres identifiés dans la carotte marine MD07-3088 et corrélations temporelles avec les niveaux datés à terre correspondants à 4 évènements volcaniques du volcan Hudson (Haberle et Lumley, 1998).....	180
Figure 5-3: Corrélations entre les compositions géochimiques en éléments majeurs (a) K_2O vs. SiO_2 et (b) TiO_2 vs. SiO_2 des quatre niveaux de téphras associés aux évènements HW1, HW2, HW3 et HW7 avec les compositions en éléments majeurs des produits volcaniques retrouvés dans des lagunes et associés à plusieurs phases éruptives du volcan Hudson (Haberle et Lumley, 1998)	181
Figure 5-4: Comparaison entre les rapports d'éléments incompatibles des produits volcaniques de chacun des édifices de la SSVZ (Naranjo et Stern, 1998; D'Orazio <i>et al.</i> , 2003; Gutierrez <i>et al.</i> , 2005; Kratzmann <i>et al.</i> , 2008) avec ceux des niveaux de téphras	183
Figure 5-5: Comparaison du $\delta^{18}O$ (A) en ‰ avec les paramètres déterminés par l'étude de sédimentologie marine; le rapport smectite/illite (B); le rapport K/Ti (C); la distribution de la fraction moyennement sableuse ($> 100 \mu m$) (D); les avancées des glaciers identifiées au cours de cette étude (E); l'évolution des proportions des pollens de <i>Nothofagus dombeyi</i> (Montade <i>et al.</i> , 2012, F) et la température des eaux de surface (Siani <i>et al.</i> , 2012, G) de la carotte MD07-3088 depuis le dernier maximum glaciaire.....	185

Annexes

Figure A : Réaction β^- de la transformation de l'azote 14 en carbone 14 radiogénique puis à nouveau en azote 14 par réaction β^+	A1
--	----

Figure B : A) Schéma de montage du carottier géant de type CALYPSO et B) Mise à l'eau du carottier à bord du Marion Dufresne (<i>photo IPEV</i>)	A3
Figure C : Séquence de carottage depuis la descente du tube et de l'ogive jusqu'à la remontée de la carotte (<i>modifié d'après un document IPEV</i>)	A4
Figure D : Microsonde électronique de Castaing (IPGP, Univ. Pierre et Marie Curie) et dispositif interne.....	A8
Figure E : Principe de fonctionnement du LA-ICP-MS (d'après Poitrasson, 2001)	A13
Figure F : Montage et analyse de l'échantillon dans la cellule d'ablation du LA-ICP-MS au LMV.....	A14
Figure G : Spectrogramme du signal en cps enregistré de chaque isotope mesuré pour un verre volcanique andésitique.....	A15
Figure H : Justesse (en %) du BCR-2 G déterminée à partir de la comparaison entre la moyenne de 47 analyses et les valeurs certifiées (base de données GeoReM) pour chacun des éléments en trace.....	A18
Figure I : Représentation graphique de la répétabilité du géostandard BCR-2 G (erreur 1σ) pour chaque session des 3 séances.....	A19
Figure J : Représentation graphique de la reproductibilité du BCR-2 G (erreur à 1σ) par comparaison des sessions moyennées de chaque séance.....	A20
Figure K : Justesse de l'A-THO G déterminée à partir de la comparaison de la moyenne de 22 analyses et les valeurs certifiées (base de données GeoREM) pour chacun des éléments en trace.....	A20
Figure L : Répétabilité de l'A-THO G (erreur à 1σ) par comparaison des sessions moyennées des 2 séances.....	A21
Figure M : Représentation graphique de la reproductibilité de l'A-THO G (erreur 1σ) pour chaque session des 2 séances.....	A21
Figure N : Granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000 (Université Paris Sud)	A24
Figure O : Schéma du montage de la ligne et fonctionnement interne d'un granulomètre laser.....	A25
Figure P : Mesure de la répétabilité entre deux mesures successives pour un même échantillon.....	A26
Figure Q : Courbe du cumulé de la proportion en volume de chaque classe granulométrique pour un échantillon doublé.....	A26
Figure R : Histogramme de distribution du bruit de fond (en rouge) et de l'échantillon (en vert).....	A26
Figure S : Système θ - θ du diffractomètre X'Pert Pro (Université Paris Sud)	A26
Figure T : Comparaison des signaux obtenus en utilisant un masque de 15 mm (courbe verte) et un masque de 10 mm (courbe rouge)	A30
Figure U : Comparaison du signal d'un même échantillon à l'état brut, glycolysé et chauffé.....	A31
Figure V : Diffractogramme Intensité=f(d) montrant les pics d'intensité pour chaque phyllosilicate présent (échantillon glycolysé)	A32
Figure W : Montage des échantillons et masque associé. Lame orientée avec un masque de 15 mm (à gauche) et poudre de roche totale avec un masque de 10 mm (à droite)	A33
Figure X : Diffractogramme d'un échantillon en roche totale I=f(d) montrant les pics des phases minérales présentes, essentiellement dominées par le Quartz.....	A34
Figure Y : Scanner Avaatech XRF du Royal Netherland Institute for sea Research (<i>image laboratoire NIOZ</i>)	A36
Figure Z : Spectre XRF montrant l'intensité des raies $K\alpha^1$ de chaque élément analysé.....	A37
Figure AA : Principe de dispersion des électrons après bombardement de l'échantillon.....	A38
Figure AB : Photographies au MEB en 3D de verres volcaniques (niveaux 610, 870, 1080 et 1140 cm respectivement) montrant la morphologie des verres.....	A39
Figure AC : Photographies au MEB en 3D de verres volcaniques (niveaux 610, 870, 1080 et 1140 cm respectivement) après montage et polissage des pastilles montrant la présence dans certains cas de phénocristaux pour les analyses à la microsonde et au LA-ICP-MS.....	A39
Figure AD : Photographie au microscope optique des cratères d'ablation faite au LA-ICP-MS pour quelques verres des niveaux 490, 750, 1140 et 1390 cm respectivement.....	A40
Figure AE : Morphologie des grains détritiques au MEB (quartz et feldspaths) dans la fraction > 40 μm , puis dans celle > 150 μm	A41

Liste des Tableaux

Tableau 1-1: Tableau récapitulatif descriptif de chacun des édifices de la SSVZ et de l'AVZ.....	16
Tableau 2-1: Modèle d'âge de la carotte MD07-3088 (Siani <i>et al.</i> , 2010 ; Carel <i>et al.</i> , 2011 ; Siani <i>et al.</i> , 2012) à partir de datations radiocarbone convertis en âges calibrés BP (Reimer <i>et al.</i> , 2009).....	51
Tableau 2-1: Corrélation de la profondeur entre la carotte MD07-3088 et la carotte MD07-3119 et des analogues des âges conventionnels calibrés obtenus par spectrométrie AMS sur les foraminifères planctoniques <i>G. bulloides</i> dans la carotte MD07-3088 par le logiciel Calib 6.0 (Reimer <i>et al.</i> , 2009).....	54
Tableau 3-1: Analyse en composantes principales calculée à partir de la matrice de corrélation de Pearson pour chacun des éléments majeurs en trace des niveaux de téphras ; les valeurs colorées représentent des coefficients de corrélation supérieurs à 0,75, en bleu lorsque la corrélation est négative, en vert lorsque la corrélation est positive.....	86
Tableau 5-1: Age des évènements plus grossiers enregistrés depuis le DMG mettant en évidence le forçage climatique à l'origine de ces avancées des glaciers comparé à la position de la cellule des vents et aux avancées historiques des calottes nord et sud patagoniennes.....	189

Annexes

Tableau 1: Analyse des éléments en fonction du standard utilisé, des raies et du détecteur des spectromètres et du temps d'analyse aux laboratoires Camparis (IPGP) et LMV.....	A9
Tableau 2: Composition des standards utilisés à la microsonde de l'IPGP.....	A9
Tableau 3: Comparaison des résultats des analyses en éléments majeurs pour deux verres basaltiques de niveaux de téphras différents ayant subi une taille de spot variable (laboratoire LMV)	A10
Tableau 4: Comparaison entre les données acquises sur le standard A-THO G (rhyolite d'Islande) avec la moyenne des compilations des mesures acquises au LMV et les valeurs certifiées dans la littérature ; l'erreur est donnée à 1σ	A11
Tableau 5: Comparaison entre les données acquises sur le standard VG-A99 (verre basaltique de Kilauea) avec les valeurs certifiées dans la littérature ; l'erreur est donnée à 1σ	A12
Tableau 6: Détermination de l'incertitude à 2σ et de l'écart type relatif sur les données moyennées du géostandard BCR-2G par rapport à la valeur certifiée de GeoReM (USGS, 1996; Gagnon <i>et al.</i> , 2008)	A23
Tableau 7: Détermination de l'incertitude à 2σ et de l'écart type relatif sur les données moyennées du géostandard A-THO G par rapport à la valeur certifiée de GeoReM (USGS, 1996; Gagnon <i>et al.</i> , 2008)	A23
Tableau 8: Classification des courbes granulométriques en fonction des paramètres de tri, de skewness et de kurtosis (Folk et Ward, 1957)	A27
Tableau 9: Estimation semi-quantitative des composants d'un échantillon (en %, S-Q) en roche totale déterminée à partir du logiciel DIFFRACplus EVA. Chaque composé a été identifié d'après la position des pics et corrigé par rapport à l'intensité du pic du corindon (I/Ic). Les paramètres de maille (longueurs, angles, volume) se réfèrent aux grandeurs du parallélépipède de la maille. Y-scale correspond à l'axe des ordonnées des pics, modifiables en fonction de celui du corindon.....	A35

Table des matières

<u>INTRODUCTION GÉNÉRALE</u>	1
<u>CHAPITRE 1 : CONTEXTE DE LA MARGE SUD-CHILIENNE</u>	9
1.1. Contexte géologique	11
1.2. Contexte climatique	20
<i>1.2.1. Circulation atmosphérique</i>	20
<i>1.2.2. Circulation océanique</i>	23
<u>CHAPITRE 2 : STRATÉGIE D'ÉTUDE, MATÉRIEL ET CADRE CHRONOLOGIQUE</u>	29
2.1. La campagne océanographique « Pachiderme »	31
2.2. Localisation et contexte climatique des sites d'étude	33
2.3. Lithologie des carottes MD07-3088 et MD07-3119	34
2.4. Stratégie d'étude	44
2.5. Chronostratigraphie	47
<i>2.5.1. Aspects méthodologiques</i>	48
2.5.1.1. Les datations ¹⁴ C.....	48
2.5.1.2. La stratigraphie isotopique.....	48
2.5.1.3. Les niveaux de téphras.....	49
<i>2.5.2. Modèle d'âge de la carotte MD07-3088</i>	49
<i>2.5.3. Estimation des taux de sédimentation</i>	52
<i>2.5.4. Modèle d'âge de la carotte MD07-3119</i>	52
<u>CHAPITRE 3 : RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE VOLCANIQUE DE LA RÉGION ET NOUVELLES APPLICATIONS EN TÉPHROCHRONOLOGIE : DISCRIMINATION DES SOURCES VOLCANIQUES</u>	57
3.1. Introduction	59
3.2. Signature géochimique du volcanisme de la SSVZ	60
3.3. Téphrochronologie à l'aide des éléments majeurs	65
 <i>Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin: new insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period.</i> <i>Carel et al., 2011, Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>	
3.4. Téphrochronologie à l'aide des éléments en trace	81
<i>3.4.1. Signature géochimique des niveaux de téphras</i>	82
3.4.1.1. Distribution et comportement des éléments en trace.....	82
3.4.1.2. Analyse en composantes principales (ACP).....	85

3.4.2.	<i>Essai de discrimination des sources à l'aide des éléments en trace</i>	90
3.4.2.1.	Discrimination éléments majeurs – éléments traces.....	90
3.4.2.2.	Discrimination type de roche – composition en éléments en trace.....	92
3.4.2.3.	Discrimination éléments traces – éléments traces.....	95
3.4.2.4.	Discrimination par l'utilisation des rapports d'éléments traces.....	97
3.4.3.	<i>Essai de discrimination des éruptions de 6700 et 3600 BP</i>	99
3.5.	Conclusion	104
CHAPITRE 4 : RECONSTITUTION DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE LE LONG DE LA MARGE SUD-CHILIENNE (46°S) DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE		107
4.1.	Restitution de la variabilité climatique à l'Holocène	111
	<i>Highly detailed Holocene terrigenous sediment record and climatic variability along the Southern Chilean margin : new insight on the northern Patagonian ice-field fluctuations.</i> <i>Carel M., Siani, G., Colin, C., Delpech G. prochainement soumis à The Holocene</i>	114
4.2.	Restitution de la variabilité climatique au cours de la dernière période glaciaire et la déglaciation	139
	<i>Late glacial to deglacial sedimentary and geochemical record from the southern Chilean margin and timing of the Patagonian icefield fluctuations</i> <i>Carel, M., Siani, G., Colin, C., Dubois-Dauphin, Q., Duschamp-Alphonse, S., Kissel, C., Michel, E. prochainement soumis à Journal of Quaternary Science</i>	141
CONCLUSION GÉNÉRALE		177
PERSPECTIVES		195
NOMENCLATURE		199
BIBLIOGRAPHIE		203

Annexes

ANNEXE 1 : TECHNIQUES ANALYTIQUES ET PROTOCOLES EXPÉRIMENTAUX.....	A1
1. Chronologie.....	A1
1.1. La datation au Carbone 14.....	A1
1.2. La stratigraphie isotopique.....	A2
2. Échantillonnage.....	A3
3. Géochimie des téphras : mesure des éléments majeurs et traces.....	A6
3.1. Préparation des échantillons.....	A6
3.2. Analyses par microsonde : les éléments majeurs.....	A7
3.2.1. Principe de la méthode	
3.2.2. Les effets de matrice	
3.2.3. Conditions d'analyse	
3.2.4. Méthodologie d'analyse et exploitation des résultats	
3.3. Analyse par LA-ICP-MS : les éléments en trace.....	A13
3.3.1. Principe de la méthode	
3.3.2. Conditions d'analyse et détermination des standards	
3.3.2.1. Conditions d'analyse	
3.3.2.2. Choix des standards	
3.3.3. Limite de détection, justesse et fidélité	
3.3.4. Méthodologie d'analyse et exploitation des résultats	
4. Sédimentologie marine.....	A24
4.1. Etude granulométrique.....	A24
4.1.1. Préparation des échantillons	
4.1.2. Principe de la méthode	
4.1.3. Conditions d'analyse	
4.1.4. Exploitation des résultats	
4.2. Etude des cortèges argileux.....	A28
4.2.1. Préparation des échantillons	
4.2.2. Principe de la méthode de diffraction aux Rayons X	
4.2.3. Conditions d'analyse et choix du masque	
4.2.4. Exploitation des résultats	
5. Fluorescence aux Rayons X.....	A36
5.1. Principe de la méthode.....	A36
5.2. Conditions d'analyse et exploitation des résultats.....	A36
6. Microscopie électronique à balayage.....	A38
6.1. Principe de la méthode et conditions d'analyse.....	A38
6.2. Utilisation en téphrochronologie.....	A38
6.3. Application en sédimentologie marine.....	A41

ANNEXE 2 : Southern Ocean deglacial réservoir age changes and timing of three episodes of upwelling
G. Siani, E. Michel, R. De-Pol Holz, F. Lamy, **M. Carel**, A. Laurantou,
submitted to Science

ANNEXE 3 : Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian
margin : Paleoclimate implications
G. Siani, C. Colin, E., Michel, **M. Carel**, T. Richter, C., Kissel, F ; Dewilde, **2010**,
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 297, 26–36

BIBLIOGRAPHIE

Introduction générale

''Le passé est la clé des possibilités futures''

W.H. Berger et L.D. Labeyrie,

Abrupt Climatic Change, 1987

Déjà, dans les années 80, il s'est imposé comme une évidence que la reconstitution des changements climatiques passés permettait d'anticiper les changements futurs. A une époque où l'impact anthropique et le réchauffement climatique soulèvent des interrogations quant au devenir du climat, la communauté scientifique s'intéresse à quantifier les changements climatiques actuels et passés par le développement de modèles numériques et l'étude d'un grand nombre d'archives marines, continentales et glaciologiques.

Il est ainsi possible de faire appel à différentes études telles que la sédimentologie marine et/ou lacustre, l'océanographie, la glaciologie ou la palynologie... qui constituent d'excellentes disciplines en apportant des informations précieuses sur les fluctuations du climat à différentes échelles de temps. Les renseignements apportés par ces archives climatiques permettent de mieux documenter le rôle de l'océan, principal contributeur des variations climatiques et les interconnexions qui existent avec la circulation atmosphérique.

Dans ce contexte, le climat Quaternaire est marqué par d'importantes variations climatiques organisées selon une cyclicité de l'ordre de 100 000 ans, illustré par une alternance de périodes froides « glaciaires » et chaudes « interglaciaires » à l'origine de la variation des paramètres astronomiques qui modifient le régime d'insolation (Milankovitch, 1941).

Depuis la dernière période glaciaire, les anomalies climatiques découvertes dans les carottes de glace du Groenland ont mis en évidence des changements abrupts du climat (Johnsen *et al.*, 1992 ; Dansgaard *et al.*, 1993 ; **Fig. 1**). La connaissance des processus et des mécanismes qui régissent les changements climatiques rapides (échelle millénaire) lors de la dernière période glaciaire, et en particulier lors de la dernière déglaciation, représente à l'heure actuelle un défi majeur dans le domaine de la paléoclimatologie. Dans la région nord Atlantique, d'importants et abrupts changements de température ont été documentés à des intervalles de l'ordre de quelques milliers d'années et connus comme événements d'Heinrich et de Dansgaard-Oeschger. L'origine de ces événements est généralement attribuée à une réorganisation de la circulation thermohaline en Atlantique (Rahmstorf, 2002) associée aux variations des échanges entre l'océan et l'atmosphère. Ces interactions instables entre l'océan et l'atmosphère sont fortement influencées par les variations de températures des eaux de surface dans l'océan Pacifique Tropical (Rind *et al.*, 1986 ; Cane, 1998).

De plus, les interconnexions entre les tropiques et les hautes latitudes semblent vraisemblablement avoir joué un rôle actif dans le déclenchement de ces changements climatiques rapides (Cane, 1998 ; Knorr et Lohmann, 2003). L'hypothèse d'un changement piloté par les tropiques est supportée par des études effectuées aux basses latitudes du Pacifique, indiquant une variabilité millénaire significative liée vraisemblablement à des modifications à long terme des phénomènes de type ENSO (El-Niño Southern Oscillation) sensibles aux cycles saisonniers tropicaux (Cane, 1998 ; Koutavas *et al.*, 2002; Stott *et al.*, 2002 ; Weaver *et al.*, 2003). Les modèles suggèrent que ce système, étroitement lié au forçage orbital, module le cycle annuel d'insolation et affecte l'intensité saisonnière des vents et des upwellings (Clément *et al.*, 1999).

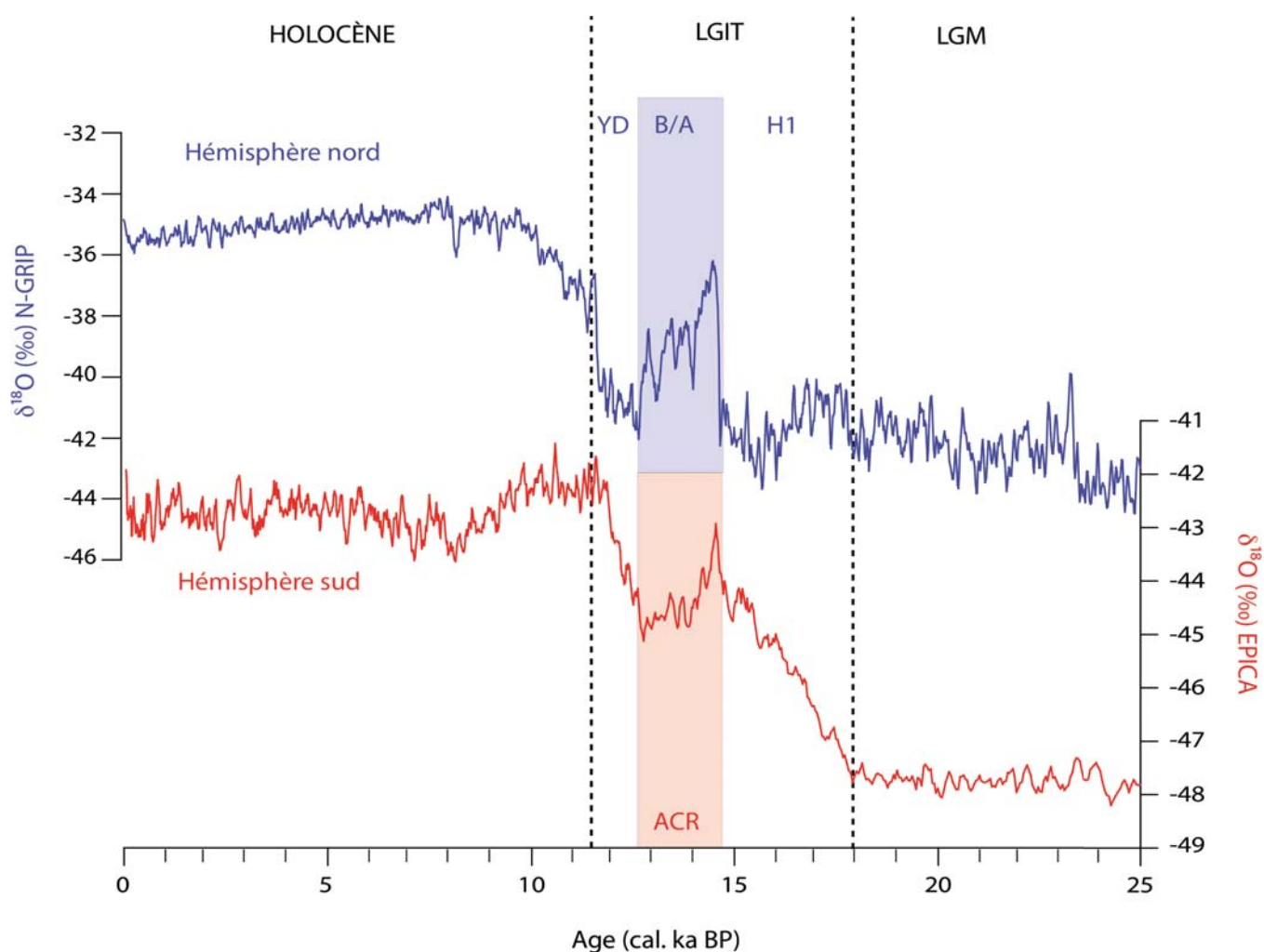


Figure 1: Stratigraphie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des carottes de glace N-GRIP et EPICA collectées au Groenland et en Antarctique respectivement; H1, B/A et YD représentent les événements de Heinrich 1, du Bölling/Allerød et du Younger Dryas enregistrés dans l'hémisphère nord, ACR représente l'intervalle de l'Antarctic Cold Reversal enregistré dans l'hémisphère sud (Rasmussen *et al.*, 2006 ; Stenni *et al.*, 2011)

De plus, plusieurs études portant sur les changements climatiques et les mécanismes des interactions inter-hémisphériques se sont focalisées sur la comparaison entre les enregistrements issus des carottes de glace du Groenland et de l'Antarctique (Blunier et Brook, 2001). Ces comparaisons

révèlent des changements climatiques asynchrones entre les deux Hémisphères (Blunier *et al.*, 1998, **Fig. 1**), en accord avec le mécanisme de « bascule » du transport nord-sud de chaleur (« bipolar sea-saw ») caractérisé par un réchauffement de l'Hémisphère Sud en réponse à un ralentissement de la circulation thermohaline (Stocker et Schmittner, 1997 ; Broecker, 1998). Cet effet résulte de la modification de la circulation méridienne des eaux atlantiques (AMOC) provoquée par l'arrivée d'importantes masses d'eaux froides aux hautes latitudes nord par fonte intensive des glaces générant un stockage de la chaleur plus intense dans l'hémisphère sud.

D'autres part, des études à partir de séries continentales localisées aux moyennes latitudes de l'Hémisphère Sud indiquent à la fois un synchronisme (Denton *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 2001) et un non-synchronisme (Bennett *et al.*, 2000) interhémisphérique. Par ailleurs, les liens climatiques entre les deux hémisphères demeurent toujours mal compris et nécessitent d'être documentés en détail.

À cet effet du « Bipolar Seesaw », l'autre hypothèse évoquée pour expliquer ce décalage chronologique entre les deux hémisphères implique l'influence des vents d'ouest des hautes latitudes (Westerlies) qui modifie la circulation océanique et induit des changements dans les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère (Toggweiler *et al.*, 2006 ; Bush et Philander, 1999 ; Tschumi *et al.*, 2008). En effet, des évidences d'un déplacement latitudinal vers le sud de la ceinture des vents d'ouest ont été enregistrées en accord avec le déplacement synchrone de la zone de convergence inter-tropicale liée à l'extension de la glace de mer dans l'hémisphère nord (Denton *et al.*, 2010). Selon les modèles, la migration saisonnière vers le sud des vents d'ouest, associée au déplacement latitudinal du courant circumpolaire Antarctique serait la cause d'un dégazage plus important de CO₂ depuis l'océan austral profond jusqu'à l'atmosphère (Toggweiler, 2009) à l'origine de l'augmentation du CO₂ atmosphérique depuis la dernière déglaciation (Monnin *et al.*, 2001).

Toutefois, à l'heure actuelle, les données provenant de l'océan Austral sont insuffisantes pour comprendre le rôle des hautes et basses latitudes dans les forçages climatiques et les mécanismes d'interaction inter-hémisphériques. La variabilité du transport circumpolaire (McCulloch *et al.*, 2000) et des échanges de propriétés avec les trois autres océans, la variabilité des formations des eaux intermédiaires et profondes et des remontées d'eaux profondes en fonction de la position du front polaire sont autant de points à comprendre et à quantifier pour les climats du passé ou futurs (McCartney, 1977; Piola et Georgi, 1982, Piola et Gordon, 1989; Talley, 1996; Keeling *et al.*, 2001). Les interprétations actuelles reposent sur des connaissances encore très limitées des mécanismes et de leurs couplages. En effet, les séries de données instrumentales passées et actuelles acquises dans l'océan Austral sont beaucoup moins abondantes qu'au nord et surtout beaucoup moins longues dans le temps (White et Peterson, 1996). Ces informations sont donc nécessaires afin de comparer l'histoire climatique de l'hémisphère Sud à celle mieux établie par les domaines tropicaux et de l'hémisphère Nord.

La campagne MD159 Pachiderme (Pacifique-CHili : Dynamique des Eaux interMEdiaires), réalisée en février 2007 a ainsi été organisée afin de pallier au manque de données. Effectuée dans le cadre du programme international IMAGES (International Marine Global changES) à bord du N.O Marion Dufresne, elle a permis l'acquisition de 36 enregistrements marins entre 39 et 60°S le long de la marge et des fjords chiliens (Kissel, 2007). La marge chilienne occupe une position idéale pour la reconstruction des mécanismes climatiques car elle est située dans une zone où se forment une partie des masses d'eaux océaniques qui seront ensuite redistribuées dans l'océan mondial. De plus, le continent chilien constitue également dans tout l'hémisphère sud, la seule masse topographique continentale qui va intercepter l'intégralité de la ceinture des Westerlies depuis les moyennes jusqu'aux hautes latitudes. De ce fait, on observe à terre la mise en place d'un gradient de précipitations depuis les basses latitudes à climat semi-aride passant progressivement à des conditions hyper-humides aux plus hautes latitudes (Garreaud, 2007). A terre, la présence des Andes influence également la distribution spatiale des précipitations puisque suivant un transect ouest-est, les gradients de précipitations augmentent depuis les plaines et bas reliefs côtiers (1500 mm/an en moyenne) jusqu'aux hautes Andes (3500 mm/an ; Boninsegna, 2009).

Les hautes latitudes sud sont également le siège d'importantes débâcles des glaciers en raison de la présence permanente des calottes nord et sud patagoniennes qui dominent en partie les hauts-reliefs de la Cordillère Andéenne. Pendant les périodes glaciaires, leur extension est maximale tandis que pendant la déglaciation, elles se sont retirées sur le continent bien que les reliques soient encore en place actuellement (Holling et Schilling, 1981). Ces fluctuations associées aux variations glacio-eustatiques engendrent la décharge considérable de sédiments en mer lors des évènements intenses de fonte. La réponse du flux terrigène très sensible à ces décharges glaciaires génère des taux de sédimentation colossaux dans cette région (Thornburg et Kulm, 1987).

Étudier la distribution et les apports sédimentaires le long de la marge sud-chilienne présente donc un intérêt fondamental pour les reconstructions paléoclimatiques en raison des forts taux de sédimentation qui permettent l'enregistrement par les sédiments marins de l'intégralité de l'histoire paléo-environnementale de la région.

Les études de sédimentologie marine ont déjà fait l'objet de plusieurs travaux à la fois au nord de 41°S (Lamy *et al.*, 1998 ; 1999 ; 2001 ; Stuut *et al.*, 2007 ; Saukel *et al.*, 2011) et au sud de 51°S (Moy *et al.*, 2011 ; Schimpf *et al.*, 2011) laissant une bande climatiquement active encore partiellement inexplorée (41 à 51°S) rendant difficile les corrélations entre les différents enregistrements. Ces études ont permis de mieux caractériser la variabilité saisonnière de la position et de l'intensité de la cellule des vents d'ouest, bien que le nombre d'archives climatiques soit encore insuffisant pour valider les hypothèses à toutes les latitudes.

C'est dans ce contexte que se sont développés les axes de recherche de cette thèse. Ce travail présente les résultats obtenus à partir de l'étude de deux carottes marines. La carotte marine MD07-3088 a été collectée à la latitude de 46°S au large de la région des fjords d'Aysen, entre l'archipel des Chonos au nord et la péninsule de Taitao au sud. La carotte marine MD07-3119, collectée à la même latitude a été prélevée plus au large, de l'autre côté de la fosse du Pérou-Chili.

Il a tout d'abord été nécessaire d'établir un cadre chronologique précis et détaillé de chacun de ces enregistrements. Concernant la carotte MD07-3088, l'élaboration du modèle d'âge repose sur le couplage de datations radiocarbone et d'une étude téphrochronologique à partir des niveaux de téphras identifiés le long de la carotte. Le second enregistrement a été daté par comparaison du modèle d'âge de la carotte MD07-3088 à partir de l'identification de pointeurs stratigraphiques communs entre les deux carottes. Le deuxième objectif vise à la reconstruction de la dynamique des glaciers patagoniens alimentés par les fortes précipitations. La chronologie de la fluctuation des glaciers constitue un outil intéressant puisqu'elle permet d'établir une échelle solide pour identifier les phases d'avancées et de retraite des glaciers andins et les changements dans le régime des précipitations pilotés par les variations dans la position et l'intensité de la cellule des vents dominants.

Ce travail de thèse s'inscrit dans une démarche pluridisciplinaire, tout d'abord par une approche téphrochronologique. La mise en évidence de niveaux de téphras intercalés dans les niveaux sédimentaires nous a conduit à utiliser ces niveaux de cendres pour établir des corrélations terre-mer à partir d'âges ^{14}C obtenus sur les foraminifères contenus dans les niveaux de téphras et mieux calibrer le modèle d'âge établi. Puis le couplage entre la datation radiocarbone et les compositions géochimiques de ces téphras ont permis de mieux documenter l'histoire volcanique de la région par comparaison avec les produits analogues continentaux.

Ensuite, par une approche sédimentologique à partir de traceurs sédimentaires déterminés par la minéralogie des argiles et la granulométrie laser dans l'optique finale de retracer les variations paléo-environnementales qui ont affecté l'océan sud-est Pacifique et le continent sud chilien depuis la dernière période glaciaire. Cette élaboration de comparaisons multi-proxies au sein des deux enregistrements basé sur un modèle d'âge bien contraint permettra contrôler l'existence éventuelle d'événements synchrones ou asynchrones aux échelles régionales et inter-hémisphériques.

Cette thèse est divisée ainsi en quatre chapitres. Le premier chapitre du manuscrit se focalise sur la présentation générale du contexte géologique, volcanologique puis climatique de la marge sud-chilienne avant de converger vers la présentation du site de carottage dans le deuxième chapitre, en abordant les caractéristiques climatiques que l'on rencontre aux hautes latitudes sud.

La dernière partie du deuxième chapitre est consacrée à la construction d'une échelle chronologique robuste à l'aide de datations radiocarbone et par l'identification détaillée des téphras sédimentés dans la carotte MD07-3088 et la datation de l'enregistrement MD07-3119 par comparaison stratigraphique avec le précédent. L'identification des produits éruptifs continentaux équivalents aux téphras marins

repose principalement sur la similitude i) de la composition chimique des éléments majeurs et traces des particules de verres volcaniques et ii) de leur position chronostratigraphique. Cette corrélation a permis de mieux contraindre l'âge réservoir des eaux de surface au cours du temps soit la différence d'âge ^{14}C entre l'océan et l'atmosphère, un pré requis nécessaire à l'établissement d'un modèle d'âge précis afin de faciliter dans le futur la corrélation des enregistrements climatiques des archives marines, continentales et cryosphériques.

Dans le troisième chapitre du manuscrit, j'ai abordé une étude téphrochronologique détaillée de la carotte MD07-3088 afin de retracer l'histoire de la province volcanique au sud du Chili depuis la dernière période glaciaire par le biais de corrélations terre-mer avec des dépôts continentaux bien contraints chronologiquement (Naranjo et Stern, 1998 ; Haberle et Lumley, 1998).

Cette étude a permis aussi de développer des nouvelles applications en téphrochronologie marine par l'analyse « mono-échantillons » des compositions géochimiques des niveaux de téphras. Cela a permis pour la première fois de bien caractériser les processus magmatiques qui affectent les édifices volcaniques de la région sud-chilienne à partir d'archives sédimentaires marines. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans le journal « *Journal of Volcanology and Geothermal Research* » (Carel *et al.*, 2011)

Le quatrième chapitre s'attache à reconstituer en détail et à ultra-haute résolution, les variations climatiques qui ont affecté la marge sud-chilienne au cours de l'Holocène puis depuis la dernière période glaciaire et plus particulièrement depuis les 22,000 dernières années par l'utilisation de traceurs sédimentaires déterminés à partir des deux carottes marines. Cette reconstitution climatique s'est réalisée par le biais de divers outils sédimentologiques, qui couplés aux données isotopiques de l'oxygène, permettent l'identification des phases d'avancées et de retraites des glaciers andins en combinant la minéralogie des cortèges argileux, la géochimie élémentaire et la granulométrie afin de restituer de manière la plus précise possible les grands événements climatiques.

Chapitre 1

Contexte de la marge sud-chilienne



*Fjords chiliens
Photo : A. Lorgnier*

Chapitre 1 – Contexte de la marge sud-chilienne

1.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La Patagonie est la région du sud-est Pacifique la plus étendue du continent sud-américain et s'étend depuis le fjord de Reloncavi (41,5°S) jusqu'au Cap Horn (55,9°S), couvrant environ 240 000 km² sur les territoires chilien et argentin (**Fig. 1-1**). Sa morphologie côtière, d'aspect déchiqueté, résulte de la présence de nombreuses petites îles, péninsules, fjords et vallées. Les fjords et vallées chiliens reçoivent régulièrement des apports en eaux douces à partir des rivières locales prenant leur source dans les bassins versants de la haute chaîne andine et des eaux de ruissellement, alimentées par les fortes précipitations et les glaciers (Pantoja *et al.*, 2011). Ils se caractérisent par des faciès irréguliers induits par l'érosion suite aux avancées et retraites successives des glaciers depuis la dernière glaciation (Clapperton et Sugden, 1988).

La région sud chilienne (40 à 48°S) est caractérisée par un contexte géodynamique complexe issu de la subduction de trois plaques: la plaque Nazca (ou plaque Farallon), la plaque Antarctique et la plaque Sud-Américaine (**Fig. 1-1**) qui favorise le développement de la fosse du sud du Chili (fosse Perú-Chile), caractérisée par les plus forts taux de sédimentation de marge continentale active au monde, de l'ordre de 0,3 à 1 m/ka (Behrmann et Kopf, 2001; Kilian *et al.*, 2003). Ces forts taux de sédimentation résultent d'un budget sédimentaire considérable contrôlé par les apports fluviaux, alimentés par les fortes précipitations (3000 à 7500 mm/an; Miller, 1976 ; Douglass *et al.*, 2005) et par les glaciers (Clapperton et Schubert, 1990). Il y a ainsi un équilibre entre les sédiments accrétés dans les prismes d'accrétion deltaïques et dans la fosse et les sédiments enfouis au cours de la subduction. L'estimation de ce ré-équilibre suggère des taux de sédimentation supérieurs à 80 km³/ Ma (Behrmann et Kopf, 2001).

La particularité de cette zone est la subduction de la ride chilienne active sous la marge continentale sud-américaine à la latitude de 46°12'S (Herron *et al.*, 1981) avec des taux d'accrétion de plancher océanique estimés à approximativement 6 cm/an (Cande et Kent, 1992). Cette configuration particulière forme le Point Triple du Chili (Chile Triple Junction, CTJ) qui marque la limite tectonique des trois plaques (**Fig. 1-1 et 1-2**), dont l'amorce de la cinématique actuelle a été estimée aux alentours du Miocène Supérieur (15 Ma) (Guivel *et al.*, 1999). Il apparaît cependant que le CTJ a été actif bien avant le Miocène puisqu'il s'est développé pendant l'Eocène Moyen (48 Ma) avant de migrer vers le nord (Cembrano *et al.*, 1996; Kilian et Behrmann, 2003, **Fig. 1-2**).

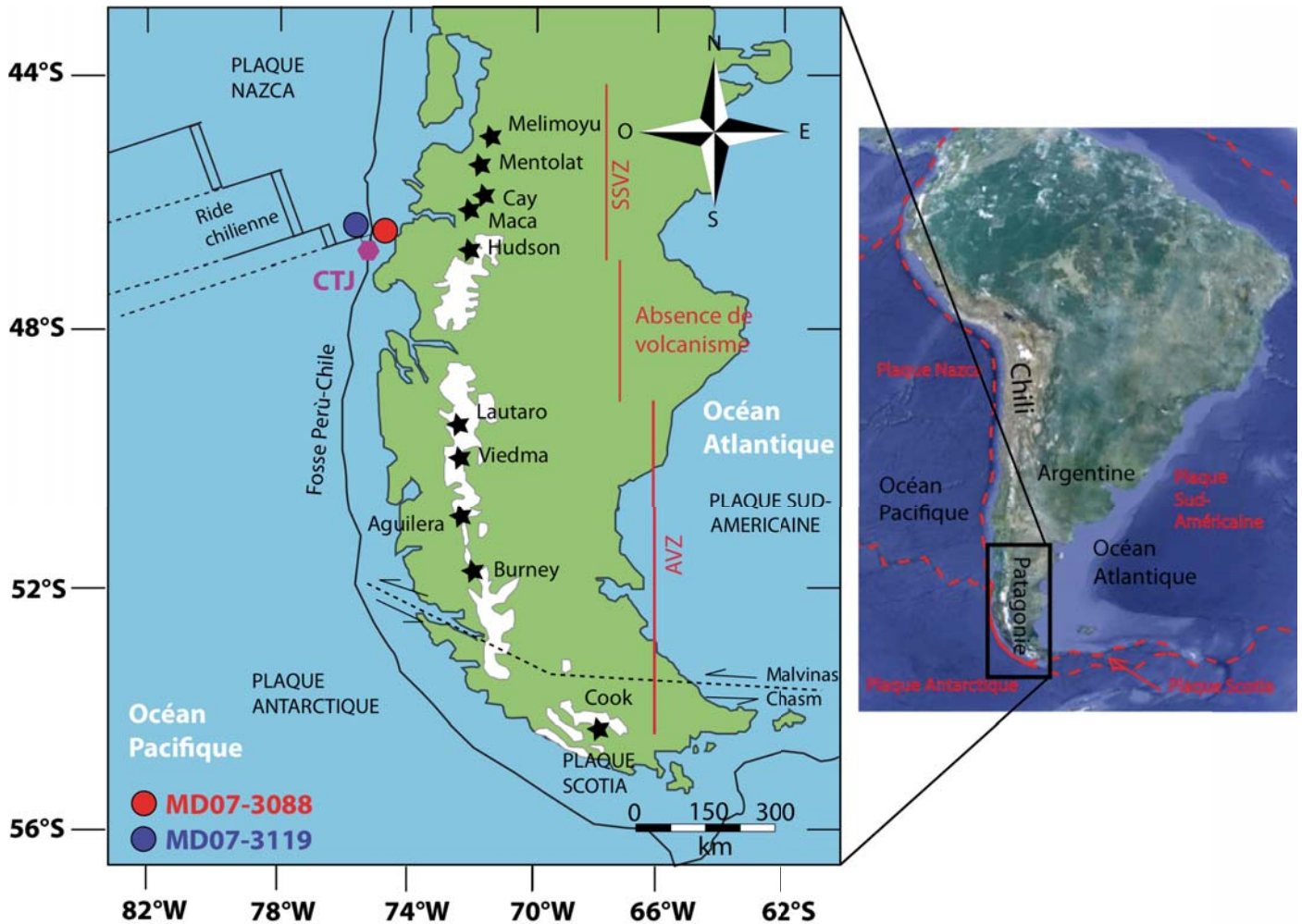


Figure 1-1: Localisation de la Patagonie et principales structures géologiques (tectoniques, volcaniques, glaciologiques) et position des deux carottes marines

Au nord du CTJ, la plaque Nazca est subductée selon une direction NE sous l'Amérique du Sud à des taux entre 8 et 9 cm/ka tandis que la plaque Antarctique, au sud du CTJ, est subductée avec des taux de convergence de l'ordre de 2 à 3 cm/ka (**Fig. 1-2**; Minster *et al.*, 1974; Cande et Leslie, 1986). Des études sismiques ont permis de mettre en évidence la géométrie du plan de Wadati-Benioff sous la marge active qui plonge d'environ 15-20°E entre 39 et 46°S correspondant à la mise en place du volcanisme de la Southern Volcanic Zone (SVZ) (Bangs *et al.*, 1992), tandis que l'angle de plongement est d'environ 35° entre 49 et 54°S, favorisant la mise en place du volcanisme de l'Austral Volcanic Zone (AVZ). Entre les latitudes 46 et 49°S, la subduction de la ride chilienne provoque une absence de volcanisme sur 350 km de long (Ramos et Kay, 1992), endroit sous lequel la croûte océanique jeune (< 6 Ma) est subductée (Stern *et al.*, 1984; Stern et Kilian, 1996) (**Fig. 1-2**). La subduction de la ride engendre la formation du système de failles de Liquiñe-Ofqui (Liquiñe-Ofqui Fault System, LOFS) parallèles à la fosse, antérieurement appelée Liquiñe-Reloncavi Fault Zone (Hervé *et al.*, 1974; Lopez-Escobar et Moreno, 1994) (**Fig. 1-2**).

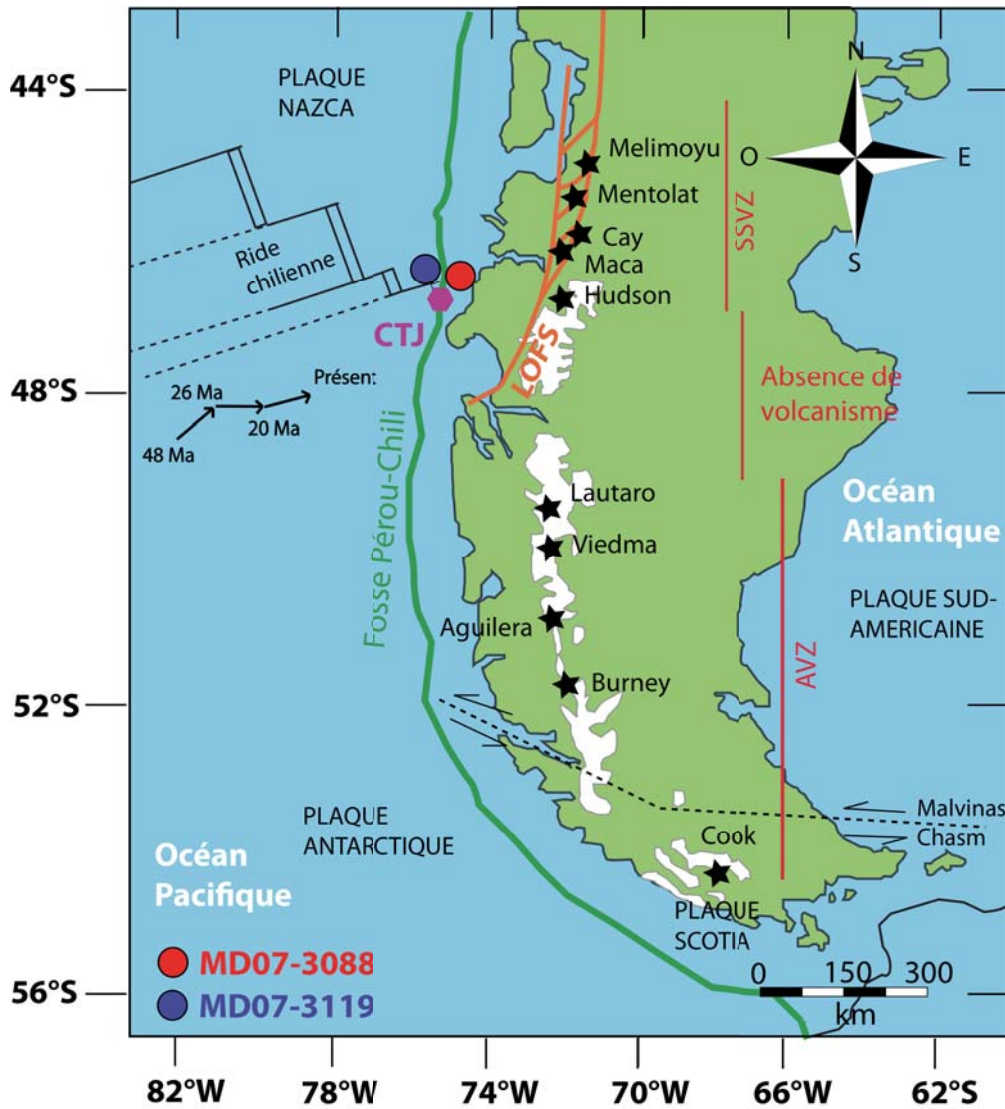


Figure 1-2: Carte tectonique de la région des fjords d'Aysen ; Localisation de la zone du LOFS et du CTJ (modifiée d'après Cembrano *et al.*, 2002) ; Répartition des volcans de la SSVZ (Lopez-Escobar *et al.*, 1993) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119

Le LOFS, le long duquel s'alignent les centres volcaniques Cénozoïque, se caractérise par deux lignées de failles rectilignes dextres de direction NNE, associées à un système de failles à rejet horizontal et des structures incurvées qui évitent la linéarité du système vers le NO (Cembrano *et al.*, 1996; Arancibia *et al.*, 1999). Il s'étend sur environ 1000 km entre 38 et 47°S au travers des formations plutoniques Cénozoïque déformées du batholite Patagonien et dans son substratum métamorphisé (Hervé, 1984; Thiele *et al.*, 1986; Lopez-Escobar *et al.*, 1993; Cembrano *et al.*, 1996).

Cette segmentation tectonique favorise la mise en place de deux chaînes, la Chaîne côtière et la Cordillère andéenne (Niemeyer *et al.*, 1984; Zeil, 1986). Au sud de 33° S, la Chaîne côtière est séparée de la Cordillère andéenne par une zone de dépression longitudinale formant la Dépression Chilienne Centrale. Au nord de 42°S, cette vaste dépression est absente et laisse place à plusieurs bassins alluviaux (Zeil, 1986; Jordan et Gardeweg, 1989). Au sud de 42°S, la dépression centrale comblée d'environ 4000 m de séquences alluviales est totalement ennoyée par la mer. La Chaîne

côtière atteint des élévations inférieures à 500 m, et est dominée par des formations plutoniques faiblement métamorphisées (Martin *et al.*, 1999). Elle est associée à des phases accessoires (sédiments marins Crétacé Supérieur à Tertiaire, roches volcaniques et ophiolites) (Thornburg et Kulm, 1987 ; **Fig. 1-3**).

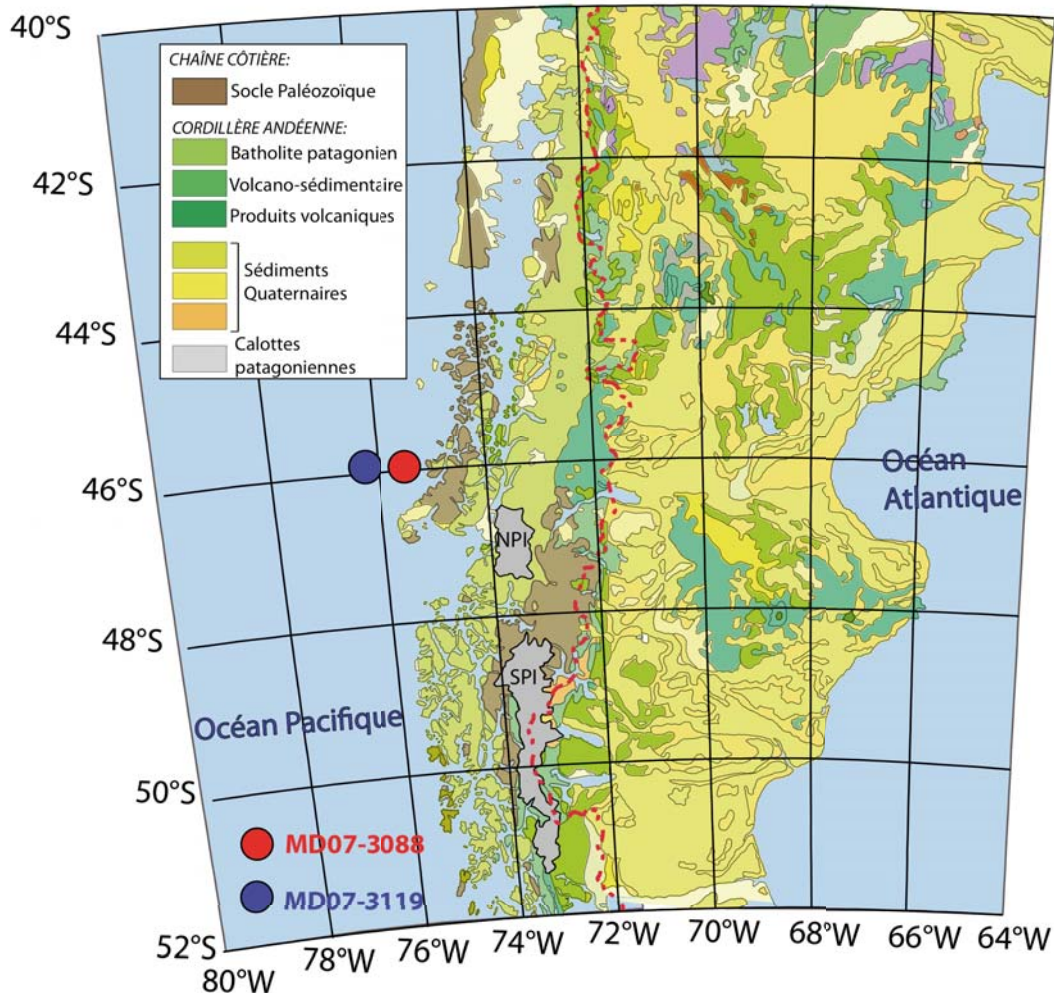


Figure 1-3: Carte géologique la région des fjords d'Aysen avec les formations géologiques dominantes de la chaîne côtière et de la Cordillère andéenne et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119

La Cordillère andéenne atteint des élévations de 2000 à 3000 m. Les parties basales (500 premiers mètres) sont principalement constituées par des roches du socle plutonique d'âge Mésozoïque et des roches ignées Mésozoïque et Cénozoïque intermédiaires formant le batholite Patagonien associées à des roches sédimentaires déformées pendant l'exondation, amorcée au Crétacé Moyen et Supérieur (Bruhn et Dalziel, 1977; Stern et Kilian, 1996). Les Hautes Andes (500 – 2000 m) sont dominées par des produits volcaniques Plio-Quaternaires basaltiques à andésitiques résultant de l'activité récente depuis le Pliocène (Thornburg et Kulm, 1987) et de l'augmentation de l'angle de subduction de la plaque Pacifique (Lowrie et Hey, 1981).

Le volcanisme Quaternaire de la Patagonie (Southern Volcanic Zone, SVZ ; Austral Volcanic Zone, AVZ) est limité au nord par la subduction de la dorsale Juan Fernández et la fosse Peru-Chile et au sud par le point triple du Chili (**Fig. 1-2**; Lopez-Escobar *et al.*, 1993). Cette zone volcanique sud a été subdivisée en deux sous-provinces par Futa et Stern (1988), une partie nord (Northern Southern Volcanic Zone, NSVZ) distribuée entre 33 et 37°S et une partie sud (Southern South Volcanic Zone, SSVZ) entre 37 et 46°S. La SSVZ est caractérisée par l'activité de 5 strato-volcans composites (du nord au sud, Melimoyu, Mentolat, Cay, Maca et Cerro Hudson, **Fig. 1-1 et 1-2, Tableau 1-1**). Ce sont des édifices d'âge Pléistocène à l'actuel (Kilian et Lopez-Escobar, 1989 ; Kilian *et al.*, 1991 ; Lopez-Escobar *et al.*, 1991 ; 1993).

Au sud du point triple, l'AVZ est caractérisée par six centres volcaniques: du nord au sud, Lautaro (49°02'S, 73°55'O, 3607 m), Viedma (49°36'S, 73°28'O, 1500 m), Aguilera (50°33'S, 73°75'O, 2546 m), reclus (50°96'S, 73°59'O, 1000 m), Mont Burney (52°33'S, 73°40'O, 1758 m) et Cook Island (54°40'S, 71°59'O) (Stern et Kilian, 1996; Stern, 2004; Stern *et al.*, 2007) (**Fig. 1-1, Tableau 1-1**), ayant tous des signatures géochimiques identiques, de type andésites adakitiques et dacitiques (Stern *et al.*, 1984; Kilian, 1990 ; Stern et Kilian, 1996).

NOM	LOCALISATION	ÉLÉVATION	TYPE DE ROCHES	ÉRUPTIONS HISTORIQUES	PARTICULARITÉS MORPHOLOGIQUES	RÉFÉRENCES
SSVZ						
MELIMOYU	44°08'S; 72°88'O	2400 m	Série calco-alkaline	850 AD 200 AD	Caldeira centrale comblée par un glacier	Lopez-Escobar et al., 1993 Naranjo et Stern, 1998
MENTOLAT	44°70'S; 73°08'O	1660 m	Série calco-alkaline Ponces et scories	7000 BP	Caldeira de 6 km remplie par un glacier Importants niveaux de ponces et scories	Lopez-Escobar et al., 1993 Naranjo et Stern, 1998
MACA	45°05'S; 73°10'O	2960 m	Série calco-alkaline (basaltes aux dacites) Coulées de laves basaltiques et hyaloclastites	410 AD	10 km de long pour 3 km de large Cratère égueulé associé à des cônes parasites	Miyashiro, 1974 Demand et al., 1994 D'Orazio et al., 2003
CAY	45°02'S; 72°59'O	2090 m	Série calco-alkaline (basaltes aux dacites)	?	Structure conique et cônes parasites	Miyashiro, 1974 D'Orazio et al., 2003
HUDSON	45°54'S; 72°58'O	1905 m	Série calco-alkaline des basaltes jusqu'aux dacites Produits pré-caldeiriques basaltiques et hyaloclastites Produits post-caldeiriques basaltiques (coulées de lave, scories et lapilli)	1971 1991	Caldeira volcano-tectonique de 10 km de diamètre rempli par 2,5 km ³ de glace Édifice principal associé à des cônes monogéniques	Stern, 1991 Naranjo et Stern, 1998 Gutierrez et al., 2005
LAUTARO	49°02'S; 73°55'O	3607 m	Série adakitique moyennement potassique Dépôts de cendres dacitiques	1959	Stratovolcan composite Édification à l'intérieur de la calotte Cratère excentré d'un km de large	Martinic, 1988 Motoki et al., 2006
VIEDMA	49°36'S; 73°28'O	1500 m	Série adakitique moyennement potassique Dépôts pyroclastiques, cendres et ponces	1988	Volcan sub-glaciaire Grandes coulées de boues par fonte intense de la calotte	Shipton, 1960 Kilian et al., 1991
AGUILERA	50°33'S; 73°75'O	2546 m	Série adakitique moyennement potassique Dépôts de tephras	3600 BP		Stern et Kilian, 1996
RECLUS	50°96'S; 73°59'O	1000 m	Série adakitique faiblement potassique Plusieurs niveaux de tephras	3780 BP	Cratère sommital d'1 km creusé dans le cône dacitique pyroclastique	Stern, 2004
MT BURNEY	52°33'S; 73°40'O	1758 m	Série adakitique faiblement potassique Coulées de lave andésitiques et dacitiques et pyroclastites	1910 AD	Construit sur la bordure ouest d'une caldeira de 6 km de diamètre, partiellement comblée par des dépôts pyroclastiques	Stern et Kilian, 1996
COOK ISLANDS	54°40'S; 71°59'O	?	Série adakitique faiblement potassique Coulées de lave andésitiques nombreuses	?	Contact direct sur le Batholithe, chapelet de dômes post-glaciaires imbriqués	Puig et al., 1984 Heusser et al., 1990 Stern et Kilian, 1996
AVZ						

Tableau 1-1: Tableau récapitulatif descriptif de chacun des édifices de la SSVZ et de l'AVZ

L'arrière pays chilien est caractérisé par la présence de 2 larges calottes: la calotte Nord Patagonienne (Northern Patagonian Icefield, NPI ou Hielo Patagonico Norte), la calotte Sud Patagonienne (Southern Patagonian Icecap, SPI ou Hielo Patagonica Sur), considérées comme des réservoirs d'eaux douces de grande échelle (**Fig. 1-4**), associées à plus petites calottes éparses. En terme de superficie, la NPI et la SPI sont les calottes majeures de Patagonie, avec des extensions moyennes de l'ordre de 4200 km² pour la NPI et 13000 km² pour la SPI, qui représente la plus grande masse de glace continentale tempérée de l'hémisphère sud (Aniya, 1988; 1992).

La SPI s'étire de 48°20'S à 51°30'S suivant la longitude de 73°30'W sur une distance de 300 km pour une largeur de 60 km (**Fig. 1-4**). Elle est fréquemment soumise à un fort taux d'ablation en raison des fortes précipitations qui affectent la région à ces latitudes. La NPI est située entre 46°30' et 47°30'S le long du méridien 73°30'W avec une longueur d'environ 100 km dans la direction N-S et large de 40 à 45 km. (**Fig. 1-4**). La présence de ces calottes de haute altitude (confinées sur les volcans Quaternaires) s'explique par l'apport de fortes précipitations annuelles induites par le déplacement continu des masses d'air humides sur les Hautes Andes en provenance de la SWW, combiné à la migration saisonnière du Front Polaire Austral (Clapperton, 1994). La réponse du système glaciaire a fluctué au cours du temps (alternance régressions/avancées) entre les transitions glaciaires et interglaciaires (Heusser, 1989).

Les glaciers d'exutoire des deux calottes patagoniennes sont soumis à l'influence des forts gradients climatiques, ce qui les rend extrêmement sensibles aux variations du climat (Aniya et Enomoto, 1986 ; Kerr et Sugden, 1994). L'identification des phases d'expansion et de récession des calottes permet ainsi de mieux documenter les mécanismes de forçage climatique tels que la migration de la cellule des vents et des courants océaniques associés (Steig *et al.*, 1998 ; Denton *et al.*, 1999). La NPI est contrôlée par les conditions du système climatique des moyennes latitudes (précipitations abondantes, forts taux d'ablation, fortes vitesses de déplacement de la glace) associé à la topographie locale escarpée permettant le fonctionnement d'un système glaciaire très actif de type tempéré (Warren et Sugden, 1993).

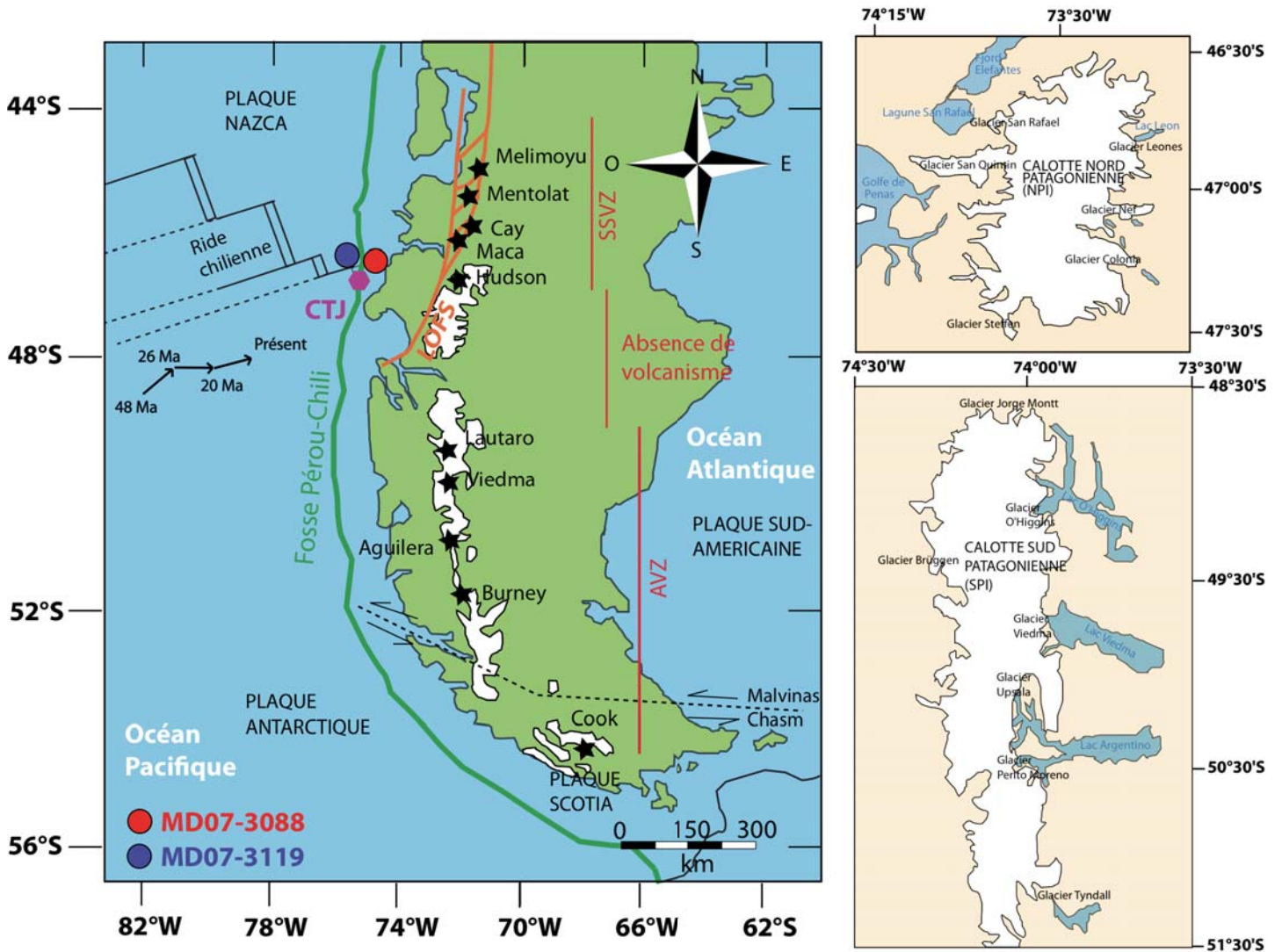


Figure 1-4: Localisation des calottes nord et sud-patagoniennes et les glaciers majeurs (modifiée d'après Aniya, 1992; Aniya *et al.*, 1997; Araneda *et al.*, 2007) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119

A l'heure actuelle, la plupart des glaciers de la NPI sont en récession par rapport à leur position maximale modélisée pendant la dernière glaciation (Singer *et al.*, 2004 ; Rabassa, 2008; **Fig. 1-5**) et par rapport à leur position maximale enregistrée pendant le Petit Age Glaciaire, entre 1900 et 1200 AD (Harrison et Winchester, 2000).

Cependant, le manque d'informations sur le comportement des glaciers antérieurement au Petit Age Glaciaire ne permet pas d'estimer précisément l'amplitude de la fluctuation des glaciers.

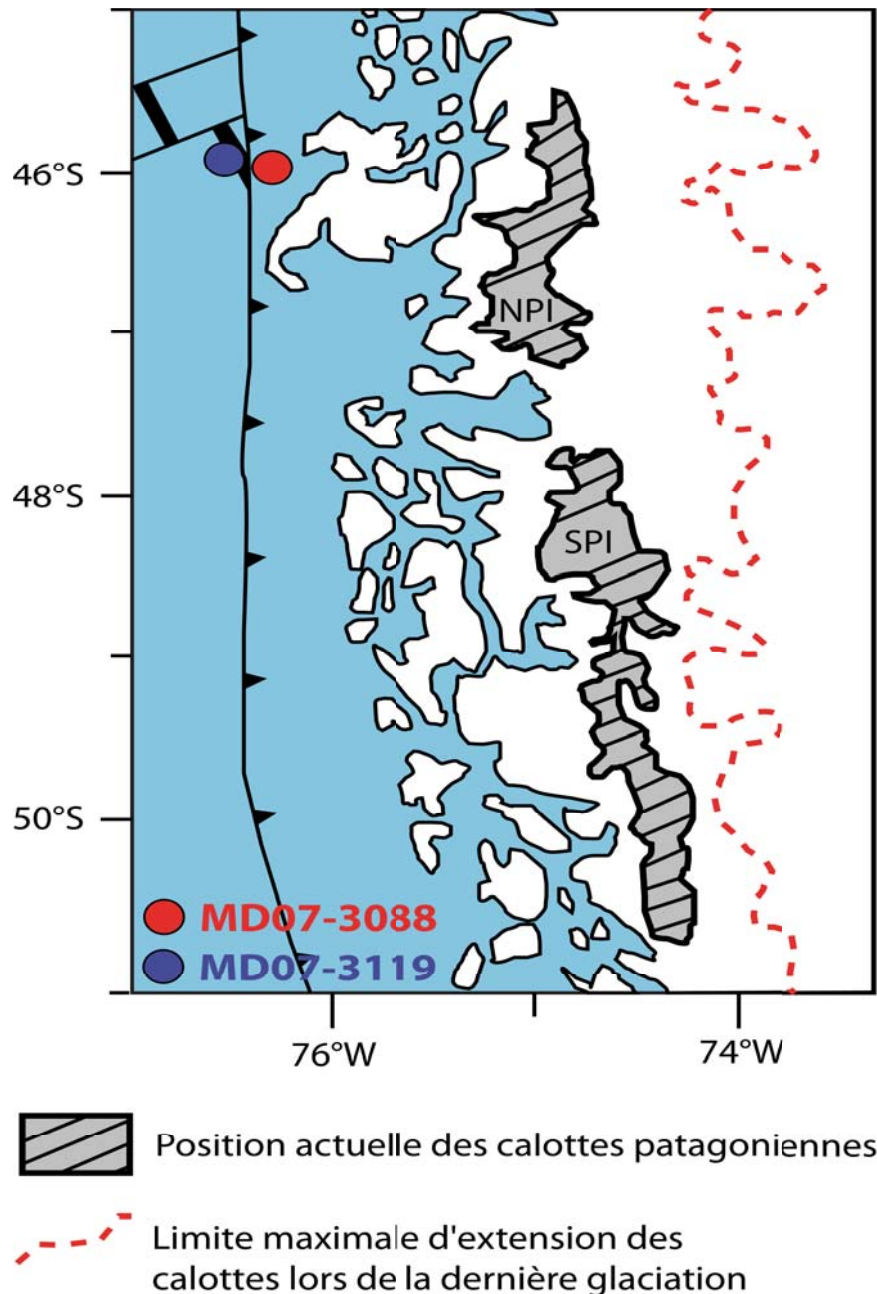


Figure 1-5: Répartition géographique actuelle de la calotte nord patagonienne (NPI) et sud patagonienne (SPI) par rapport à leur position géographique modélisée (modifiée d'après Singer *et al.*, 2004) et position des deux carottes marines MD07-3088 et MD07-3119

1.2. CONTEXTE CLIMATIQUE

1.2.1. Circulation atmosphérique

La Patagonie est positionnée à l'intersection entre l'anticyclone sub-tropical du sud-est Pacifique (South-Eastern Pacific Subtropical Anticyclone, SEPSA) au nord et le front polaire (ou convergence Antarctique) au sud (Trenberth, 1991; Cerveny, 1998).

- Le front polaire se caractérise par une bande étroite circulant tout autour de l'Antarctique (**Fig. 1-6**). Ce front polaire marque la frontière d'extension maximale de la banquise hivernale Antarctique et ondule entre 50° S en été et 40-45°S en hiver (Miller, 1976; Thompson *et al.*, 2000; Waldmann *et al.*, 2009).

- L'anticyclone sub-tropical du sud-est Pacifique est une cellule de hautes pressions atmosphériques générées par les masses d'air descendantes de la cellule de Hadley et confiné entre la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ) et le Front Polaire. En réponse à la migration saisonnière de l'ITCZ (jusqu'à 13°N pendant l'été boréal (Juin à Septembre) à 5°N pendant l'hiver boréal (Décembre à Mars) (Kalnay *et al.*, 1996; Strub *et al.*, 1998; Varma *et al.*, 2011), le SEPSA va subir des perturbations latitudinales (**Fig. 1-7**) (Rutllant *et al.*, 2004; Renault, 2008).

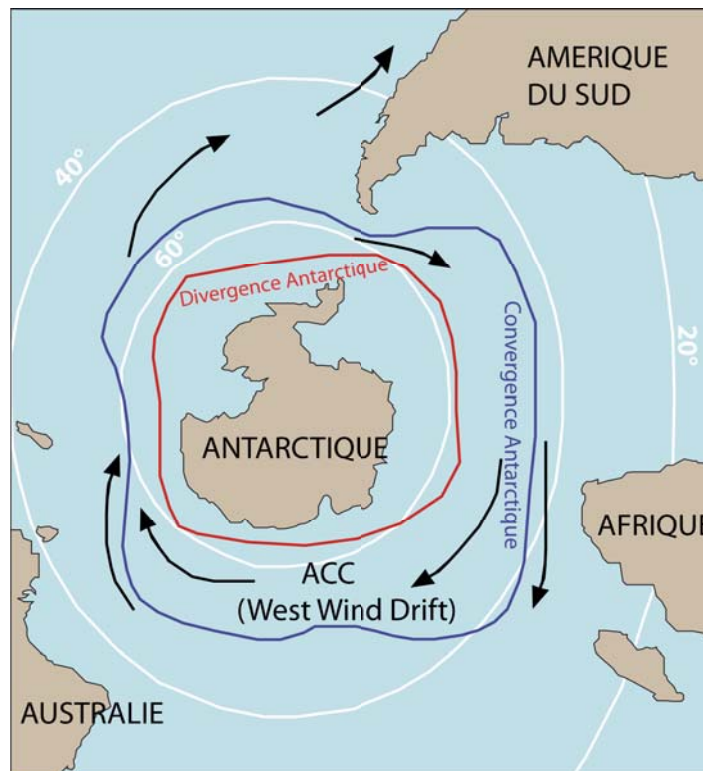


Figure 1-6: Zones de convergence et de divergence Antarctique à l'origine de la variabilité latitudinale du front polaire Antarctique délimité entre la zone de convergence et la zone de divergence Antarctique

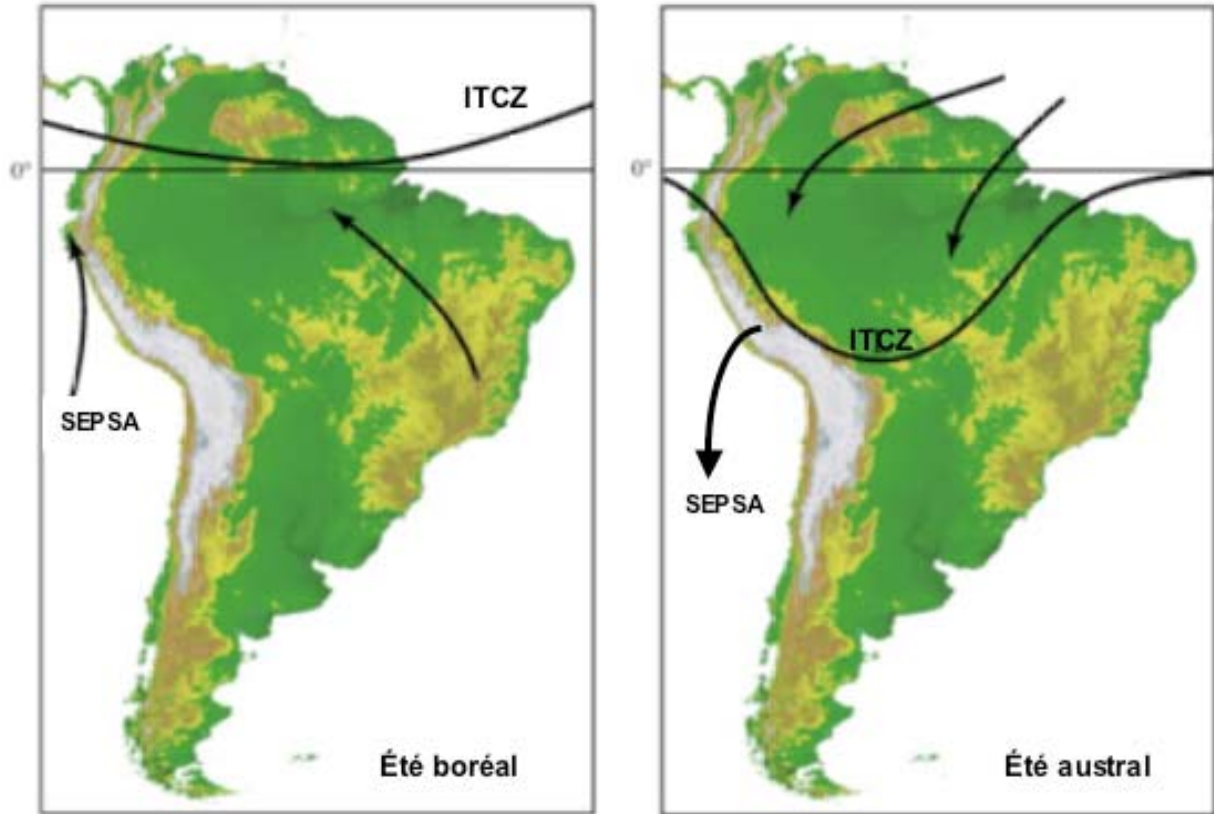


Figure 1-7: Migration saisonnière de l'ITCZ et du SEPSA pendant l'été boréal et l'été austral, (modifiée d'après van Breukelen *et al.*, 2008)

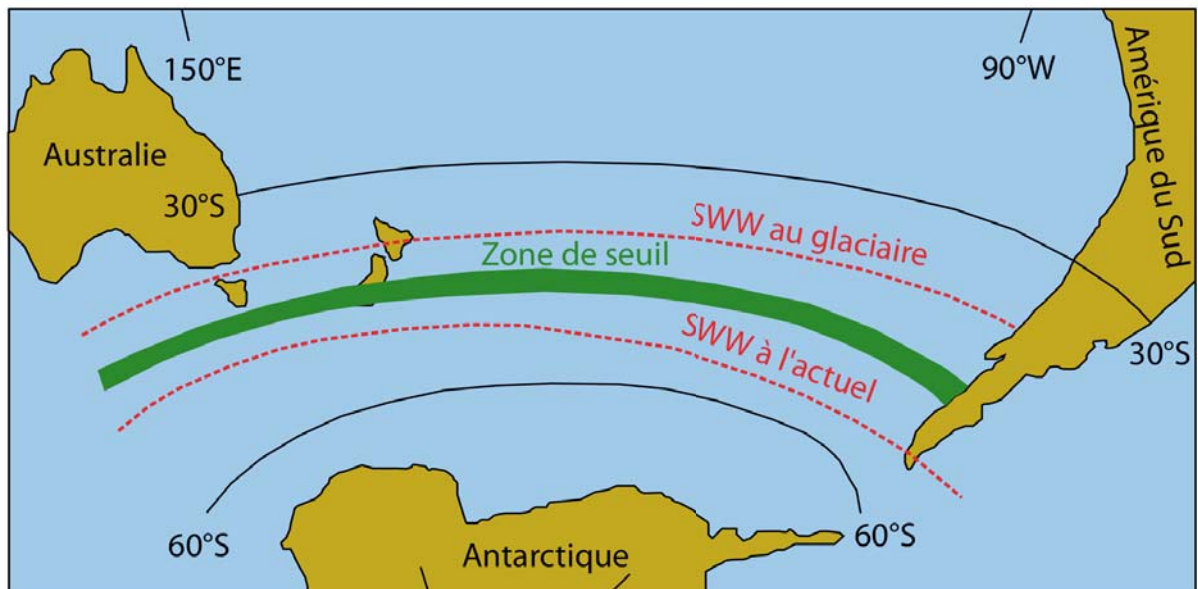


Figure 1-8: Position de la SWW pendant le glaciaire et à l'actuel, la zone de seuil représente une zone d'instabilité de la cellule des vents (modifiée d'après Toggweiler *et al.*, 2006)

L'effet combiné des variations du SEPSA et du front polaire va engendrer des modifications importantes de la circulation océanique et atmosphérique.

Pendant l'hiver austral, le SEPSA et le front polaire migrent vers l'équateur et inversement pendant l'été austral. De la même manière, la cellule des vents dominants, entraînée par le mouvement des masses d'air Pacifique migre saisonnièrement, vers l'équateur pendant les saisons froides (hiver austral) et vers le pôle pendant les saisons chaudes (été austral). Lorsque la ceinture des vents migre vers le nord, elle se dilate apportant des précipitations plus intenses aux latitudes sud du Chili (33 – 40°S); les vents dans le noyau de la cellule sont donc atténués aux latitudes entre 50 et 55°S. En revanche, pendant l'été austral, la ceinture se contracte, provoquant une aridité plus prononcée au nord et centre du Chili et une intensification des vents au sud (Lamy *et al.*, 2010 ; **Fig. 1-8 et 1-9**).

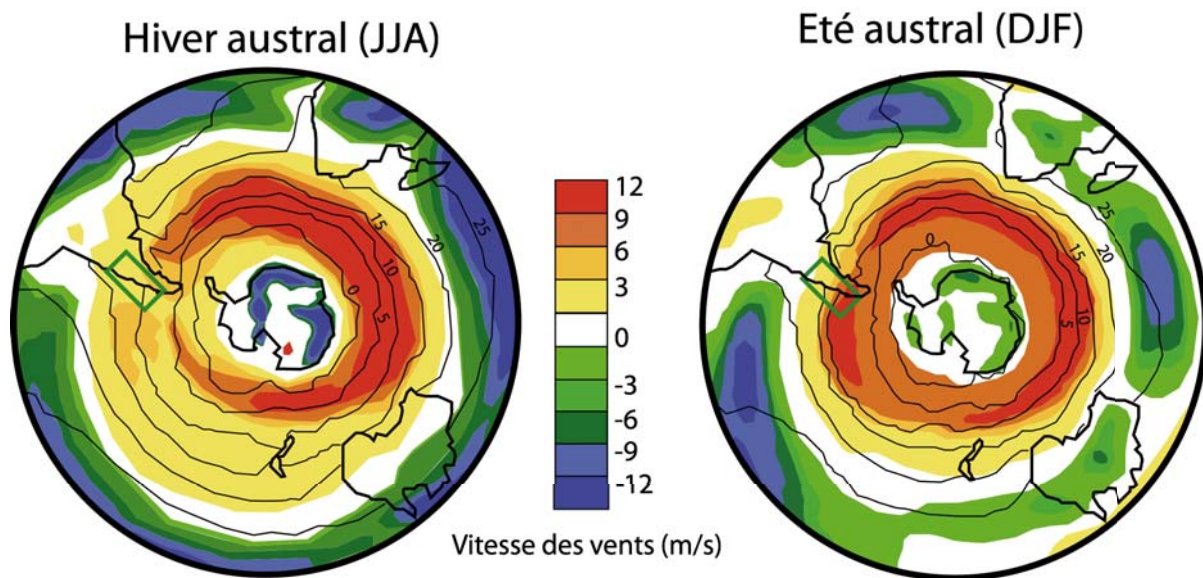


Figure 1-9: Schémas climatiques modernes de la répartition des vents (m/s) au cours de l'hiver et de l'été austral (NCEP/NCAR). Les isothermes correspondent aux températures des eaux de surface, déterminées à partir du NDOC (Atlas mondial des océans, 1998; adaptée d'après Lamy *et al.*, 2010)

D'autres facteurs plus ponctuels, comme l'oscillation sud d'*El-Niño* (ENSO) peuvent avoir un impact sur la migration de la cellule des Westerlies. Pendant les phases chaudes, *El-Niño* va induire un affaiblissement de l'activité de l'anticyclone sud-est Pacifique et ainsi une migration vers le nord de la SWW, apportant une humidité plus marquée dans le centre du Chili (Karoly, 1989; Ruttlund et Fuenzalida, 1991). A l'inverse, pendant les phases froides, le phénomène *La Niña* provoque l'intensification et l'expansion vers le pôle de l'anticyclone et entraîne une migration vers le pôle de la SWW, centrée sur le sud du Chili.

Les effets combinés de ces facteurs conduisent à la mise en place d'un gradient de précipitations extrême Nord-Sud, depuis un climat aride au nord de 33°S (pluviométrie quasi nulle) (Bruniard, 1982; Potter, 1994), un climat semi-aride de type méditerranéen à pluies d'hiver entre 33 et 40°S (400 à 2000 mm/an; Miller, 1976; Lamy *et al.*, 1999) et un climat océanique plus humide au sud de 40°S dans la région des fjords (3000 à 7500 mm/an; Miller, 1976 ; Douglass *et al.*, 2005) avec des températures moyennes entre 11°C à 42°S et 5,5°C à 54°S (Miller, 1976; Pantoja *et al.*, 2011).

A ce gradient extrême Nord-Sud, vient s'ajouter un gradient Ouest-Est dû à la présence des massifs orogéniques. Aux hautes latitudes de l'hémisphère Sud, le climat et les précipitations sont contrôlés par la ceinture des Westerlies (Southern Westerly Winds, SWW), cellule des vents dominants soufflant d'ouest dont la position actuelle se situe aux environs de 50° de latitude sud et varie saisonnièrement de 45 à 50°S (**Fig. 1-8**). Les précipitations orographiques augmentent avec l'élévation, induites par une augmentation dans l'atmosphère des masses d'air Pacifiques humides par rapport aux zones de plus faible élévation, dû à l'effet de barrière de la cordillère andéenne (Schneider *et al.*, 2003; Tonello *et al.*, 2009). Ce gradient croissant est rompu à l'est des Andes, où des conditions plus sèches prédominent (Garreaud *et al.*, 2009), excepté pour les régions les plus orientales où l'humidité est contrôlée par les incursions du front océanique de l'Atlantique sud (diminution du potentiel évaporitique des vents de foehn). Lorsque la SWW migre vers le nord, cette incursion est inhibée et l'évaporation à l'origine des conditions climatiques plus sèches s'intensifie (McGlone *et al.*, 1993; Garreaud, 2007; Hendon *et al.*, 2007).

1.2.2. Circulation océanique

La circulation océanique de surface dans cette région est en effet dominée par le courant froid circumpolaire Antarctique (ACC) se propageant d'Ouest en Est et contrôlée par les vents d'Ouest (**Fig. 1-10**). Actuellement, ce courant atteint la côte chilienne entre 40°S et 46°S et se sépare alors en deux branches : le courant Pérou-Chili qui se dirige vers l'équateur en longeant la côte occidentale de l'Amérique du sud sur environ 40° de latitude (Berger *et al.*, 1987) et le courant du cap Horn qui se dirige vers les hautes latitudes (Strub *et al.*, 1998). Par ailleurs, l'intensité des vents d'ouest et des courants associés subit une variation saisonnière en fonction notamment de la position du front de convergence intertropicale (**Fig. 1-6 et 1-7**).

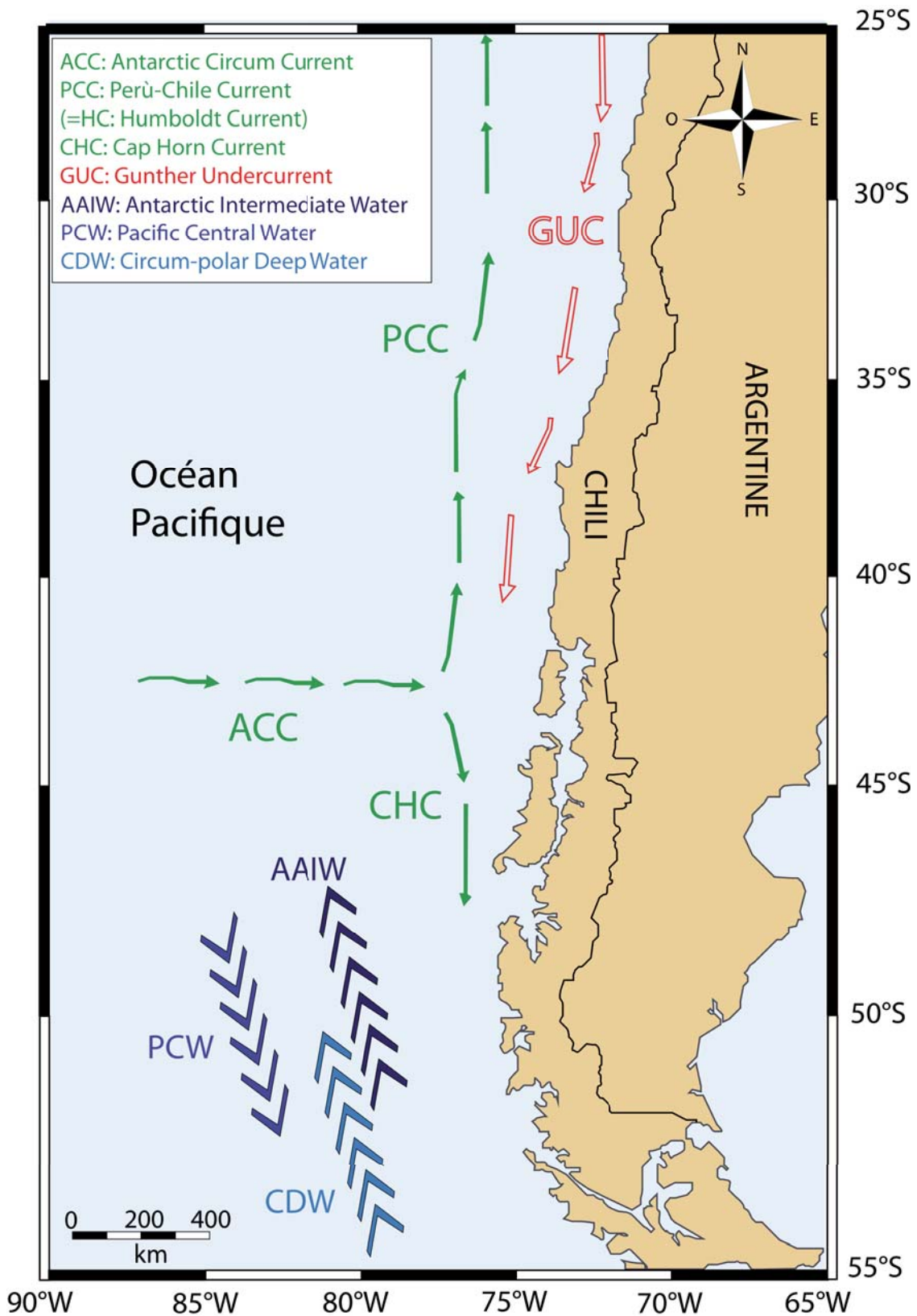


Figure1-10: Circulation océanique de surface le long de la marge sud-est Pacifique avec les courants de surface (rouge et vert), intermédiaires et profonds (bleu)

Les courants plus profonds incorporent les eaux Antarctiques Intermédiaires (AAIW) se dirigeant vers le nord entre 500 et 1000 m de profondeur (**Fig. 1-10**). Cette eau représente une source majeure d'oxygène et d'eau douce vers l'océan global et elle joue donc un rôle primordial sur la circulation thermohaline globale. Elle est située au-dessous de la majorité des thermoclines océaniques et est décrite comme un « conduit » à travers lequel les anomalies des hautes latitudes sont transmises vers les basses latitudes (Talley, 1996). À une profondeur plus importante correspondante à environ 3000 m, le courant circumpolaire profond (CDW) se répand vers le nord (Tsuchiya et Talley, 1998). Après avoir transité vers le Pacifique nord où elle accumule des nutriments, cette masse d'eau retourne vers le sud pour former l'eau Pacifique Centrale qui se situe entre 1000 et 3000 m de profondeur (PCW). Ce contre-courant, riche en nutriments et pauvre en oxygène, joue un rôle important pour la distribution globale des nutriments (Reid, 1973 ; Berger *et al.*, 1997).

Au niveau de la fosse Pérou-Chili, les parties les plus profondes sont affectées par la circulation des eaux de fond Antarctiques (Antarctic Bottom Water, ABW), vers le nord (Ingle *et al.*, 1980).

Chapitre 2

Stratégie d'étude, matériel et cadre chronologique



Chapitre 2 – Stratégie d'étude, matériel et cadre chronologique

Dans ce chapitre, après avoir brièvement présenté les objectifs de la campagne PACHIDERME, les particularités de la zone d'étude seront détaillées en faisant une description complète de la zone d'échantillonnage et du contexte climatique local. Ce chapitre va donc se consacrer à la description des carottes marines MD07-3088 (46°04.30' S, 75°41.23' W, 1536 m; 18,9 m de long), et MD07-3119 (46°05' S, 76°06' W, 3250 m; 32,5 m de long) collectées au large de la marge sud-chilienne afin de mieux cerner l'utilité de l'étude d'une archive sédimentaire marine à ultra-haute résolution.

2.1. LA CAMPAGNE OCÉANOGRAPHIQUE « PACHIDERME »

Dans le cadre du programme IMAGES (International MARine Global changES), la campagne océanographique "PACHIDERME" (MD-159), a eu pour objectif d'une part de compenser le manque d'archives sédimentaires disponibles dans les hautes latitudes sud et d'autre part d'étudier (1) les grands systèmes de circulation océan-atmosphère dans l'Hémisphère Sud et (2) les interactions terre-océan dans les fjords. Elle avait aussi pour but de mieux cerner l'influence des vents d'ouest sur les précipitations au cours de la déglaciation et de l'Holocène. Cette campagne a permis de récolter de longues séries sédimentaires dans la zone pour documenter les changements paléo-environnementaux, paléo-climatiques et paléo-océanographiques dans le Sud-Est du Pacifique le long de la marge chilienne (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). Durant le mois de février 2007, à bord du navire océanographique "Marion Dufresne II" de l'Institut Polaire Paul-Emile Victor (IPEV), 36 carottes marines ont ainsi été prélevées entre Punta Arenas (~53°S) et Puerto Montt (~41°S) aussi bien dans les fjords qu'en océan ouvert (**Fig. 2-1**).

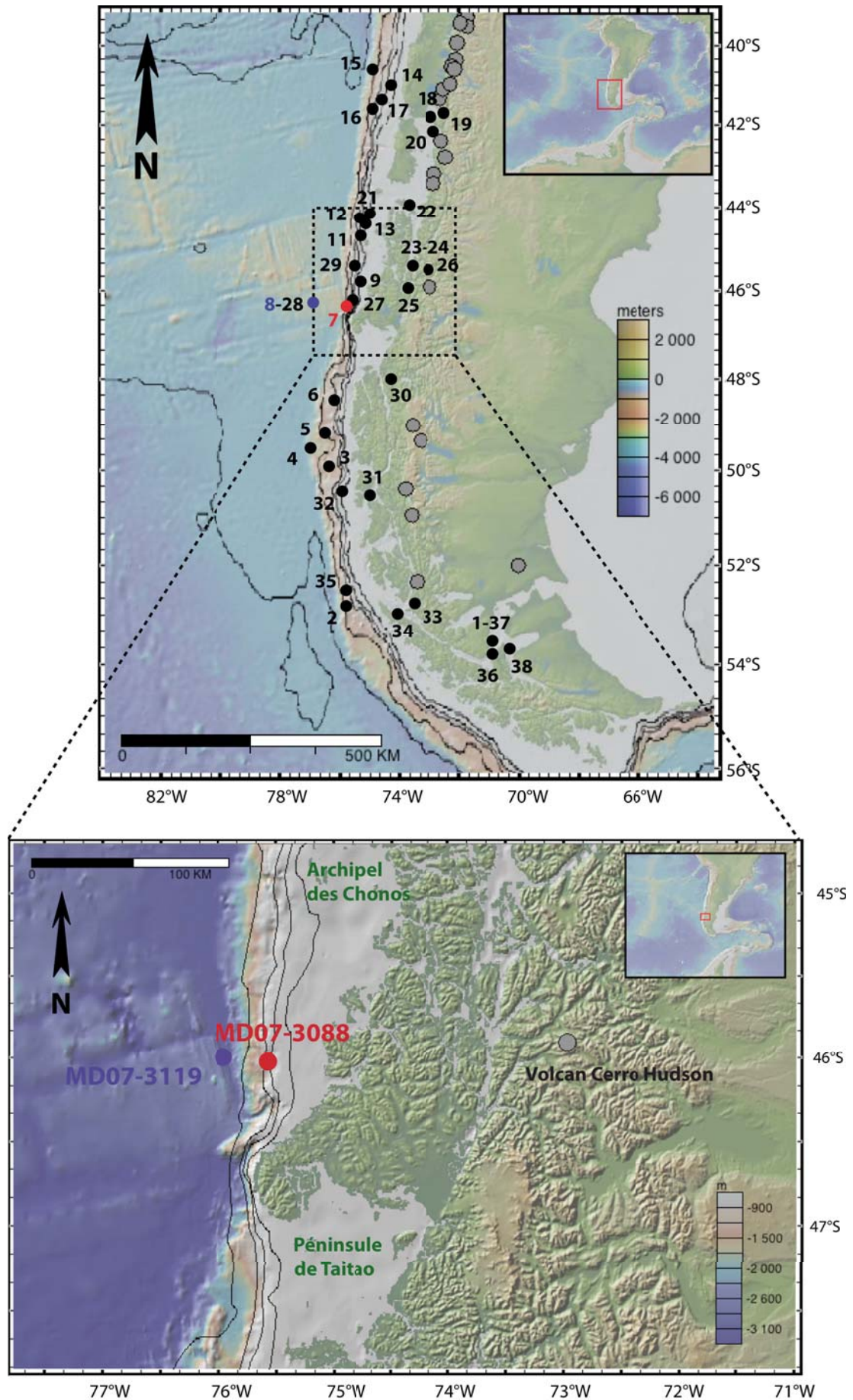


Figure 2-1: Localisation des carottes marines MD07-3088 et MD07-3119 (pastilles rouge et bleue) parmi les 36 sites d'échantillonnage de la mission Pachiderme (pastilles rouges) et position géographique des centres volcaniques (pastilles grises) ; l'encart montre un agrandissement de la zone de collecte à proximité du principal centre Cénozoïque : l'Hudson et position des deux carottes marines

2.2. LOCALISATION ET CONTEXTE CLIMATIQUE DES SITES D'ÉTUDE

La région chilienne des fjords d'Aysen, localisée entre l'archipel des Chonos au nord et la péninsule de Taitao au sud, représente un complexe d'îles, de chenaux, et petites baies issus de l'érosion des glaciers patagoniens qui couvraient cette région pendant les dernières glaciations. Actuellement, cette région est soumise à de très fortes précipitations produites par l'influence du front polaire sud sur le système atmosphère-océan (Strub *et al.*, 1998). Ce front migre saisonnièrement entre environ 50°S au cours de l'été et 40°-45°S en hiver. Cette zone est donc soumise à l'influence directe des Westerlies, qui vont contrôler la distribution des précipitations, le budget sédimentaire par les fleuves et les glaciers, les régimes d'altération et/ou d'érosion et les interactions entre l'océan et l'atmosphère. A cette latitude, le climat est tempéré hyper-humide avec des températures moyennes annuelles de l'ordre de 10°C et des précipitations annuelles oscillant entre 2000 et 4000 mm (Miller, 1976 ; Markgraf *et al.*, 1995 ; Garreaud et Aceituno, 2007, **Fig. 2-2**). L'intensification des Westerlies favorise une dynamique plus soutenue de la circulation océanique de surface et les apports d'eaux froides en provenance du pôle sont donc plus intenses pendant les périodes de refroidissement, alimentées par de plus fortes précipitations (Haberle et Bennett, 2004). Ces effets expliquent en partie les nombreuses évidences de fluctuations des calottes patagoniennes à l'échelle séculaire à millénaire, dont la dynamique croît exponentiellement à partir de 46°S. Elle résulte de la combinaison de plusieurs paramètres : la température de l'air, le bilan radiatif solaire et les précipitations (Ooelermans, 2005).

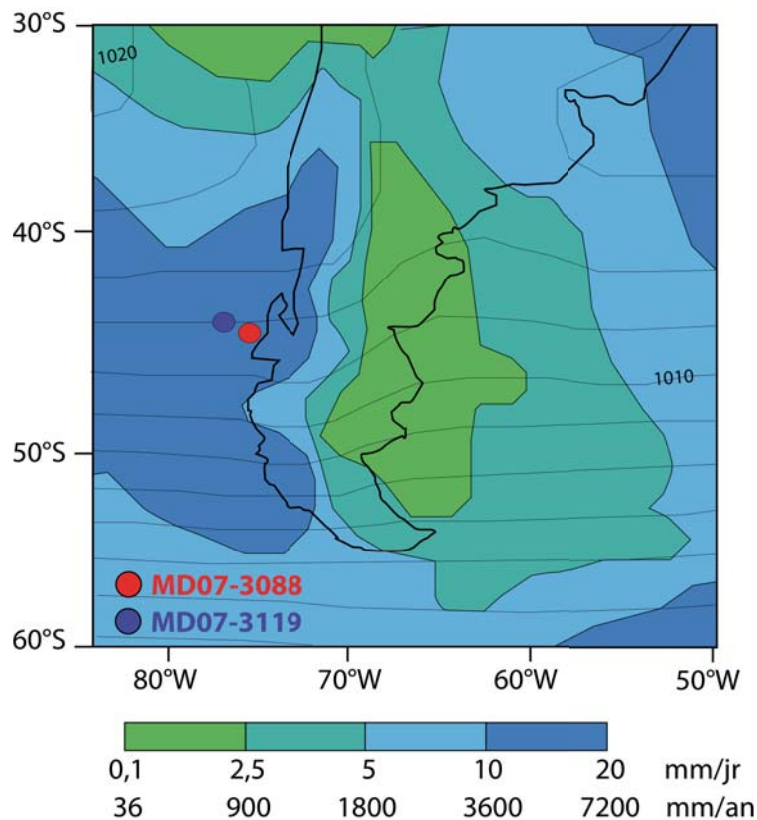


Figure 2-2: Carte des précipitations moyennes annuelles; courbes de niveau tous les 2,5 hPa (modifiée d'après Garreaud et Aceituno, 2007); Localisation des carottes MD07-3088 (pastille rouge) et MD07-3119 (pastille bleue)

La carotte marine CALYPSO MD07-3088 (46°04.30' S, 75°41.23' W) a été collectée au cours de la campagne océanographique PACHIDERME (station 7, pastille rouge, **Fig. 2-1**) entre la péninsule de Taitao (au sud) et l'archipel des Chonos (au nord) à une profondeur de 1536 mètres (**Fig. 2-1**). La carotte marine CALYPSO MD07-3119 (46°05 S, 76°06 W) a également été collectée au cours de cette même campagne au large de la région chilienne des fjords d'Aysen à la profondeur de 3250 mètres (station 8, pastille bleue, **Fig. 2-1**). À cette latitude, nous pourrions ainsi restituer la variabilité climatique de la ceinture des vents d'Ouest associée à celles des calottes et glaciers andins, jusqu'à présent bien documentée aux latitudes plus basses que 41°S (Lamy *et al.*, 2001 ; 2004).

De plus, la proximité de ces sites de prélèvement à un grand nombre de centres volcaniques actifs (pastilles grises, **Fig. 2-1**), permet l'accumulation de nombreux niveaux de téphra. L'identification des centres d'émission de ces téphras couplée à une comparaison avec les niveaux repérés dans les séries sédimentaires à terre et lacustres (Naranjo et Stern 1998 ; Haberle et Lumley, 1998) permettra d'obtenir des niveaux datés en complément des datations radiocarbone et de la stratigraphie isotopique afin d'établir un cadre chronologique fiable et précis.

2.3. LITHOLOGIE DES CAROTTES MD07-3088 ET MD07-3119

Une analyse de la lithologie des deux carottes a été effectuée à bord du Marion Dufresne lors de la campagne MD 159–Pachiderme et a permis de construire un log représentatif des composantes des deux enregistrements marins.

Les six premiers mètres de l'enregistrement MD07-3088 sont constitués d'une succession relativement uniforme de sédiments silto-argileux de couleur noirs-olive à gris-olive. Les 13 mètres restants sont dominés par du matériel argilo-silteux de couleur gris-olive à gris, fréquemment intercalé avec des niveaux plus grossiers silto-sableux (**Fig. 2-3 ; 2-4**).

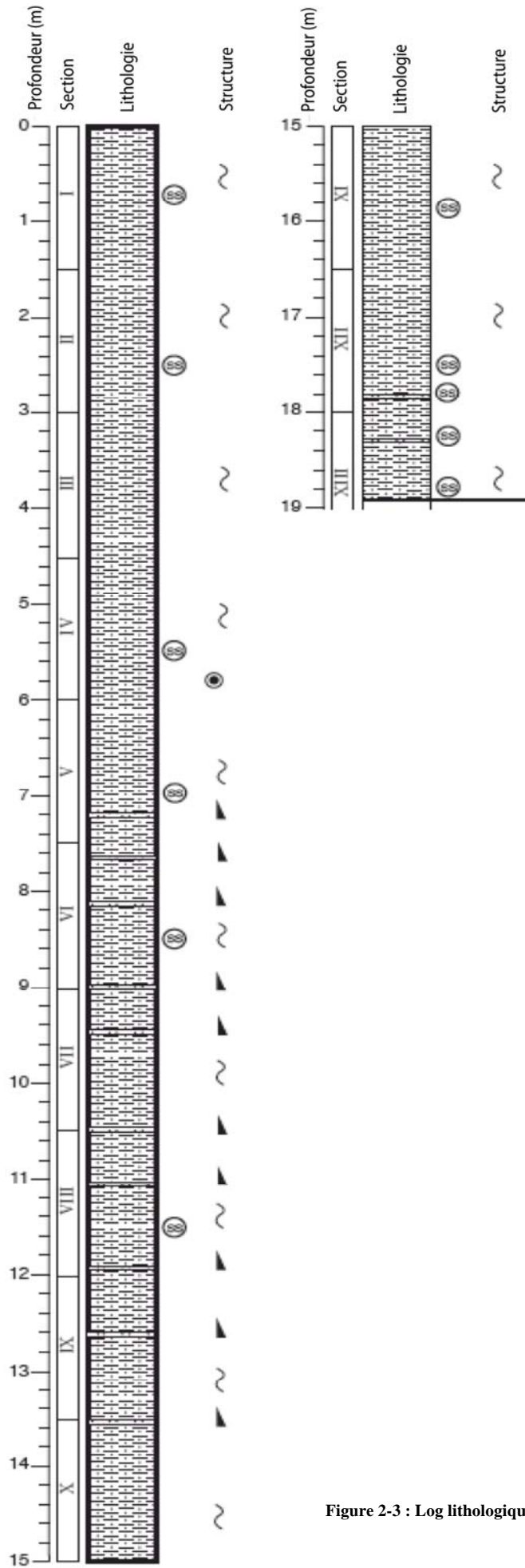


Figure 2-3 : Log lithologique de la carotte MD07-3088

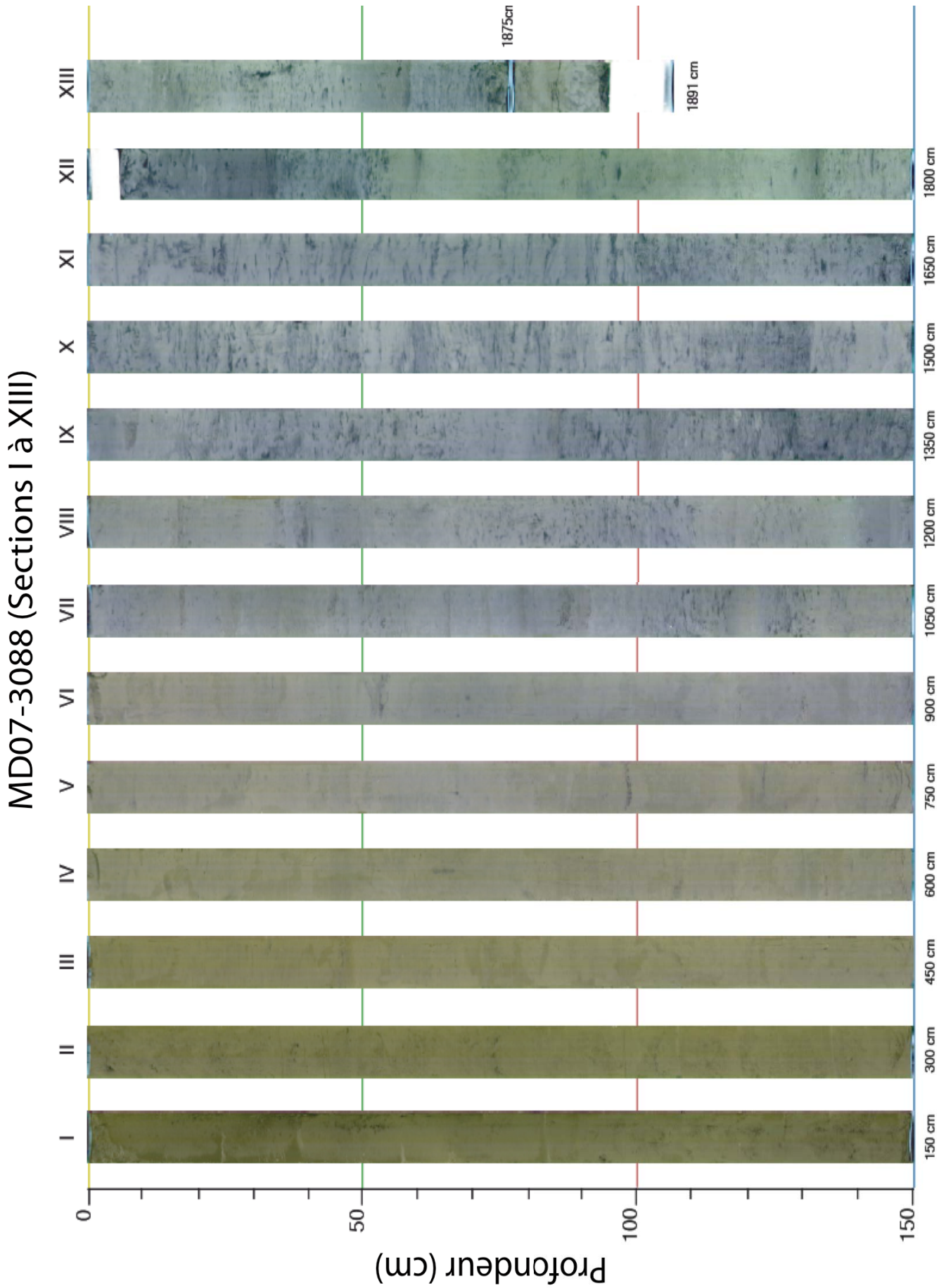


Figure 2-4 : Colorimétrie des sédiments de la carotte MD07-3088 déterminée par réflectance (Kissel, 2007)

La susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3088 est relativement faible sur les sept premiers mètres et montre une forte variabilité d'amplitude sur les 12 derniers mètres (**Fig. 2-5 et 2-6**). Ces variations de susceptibilité sont corrélées avec les changements observés dans la distribution des mesures de colorimétrie par spectrophotométrie et plus précisément les variations observées des paramètres a^* (gamme de 600 niveaux de couleurs de l'axe rouge vers l'axe vert) et b^* (gamme de couleurs de 600 niveaux de l'axe jaune vers l'axe bleu), témoignant de changements significatifs de la teneur en matière organique et/ou en oxydes.

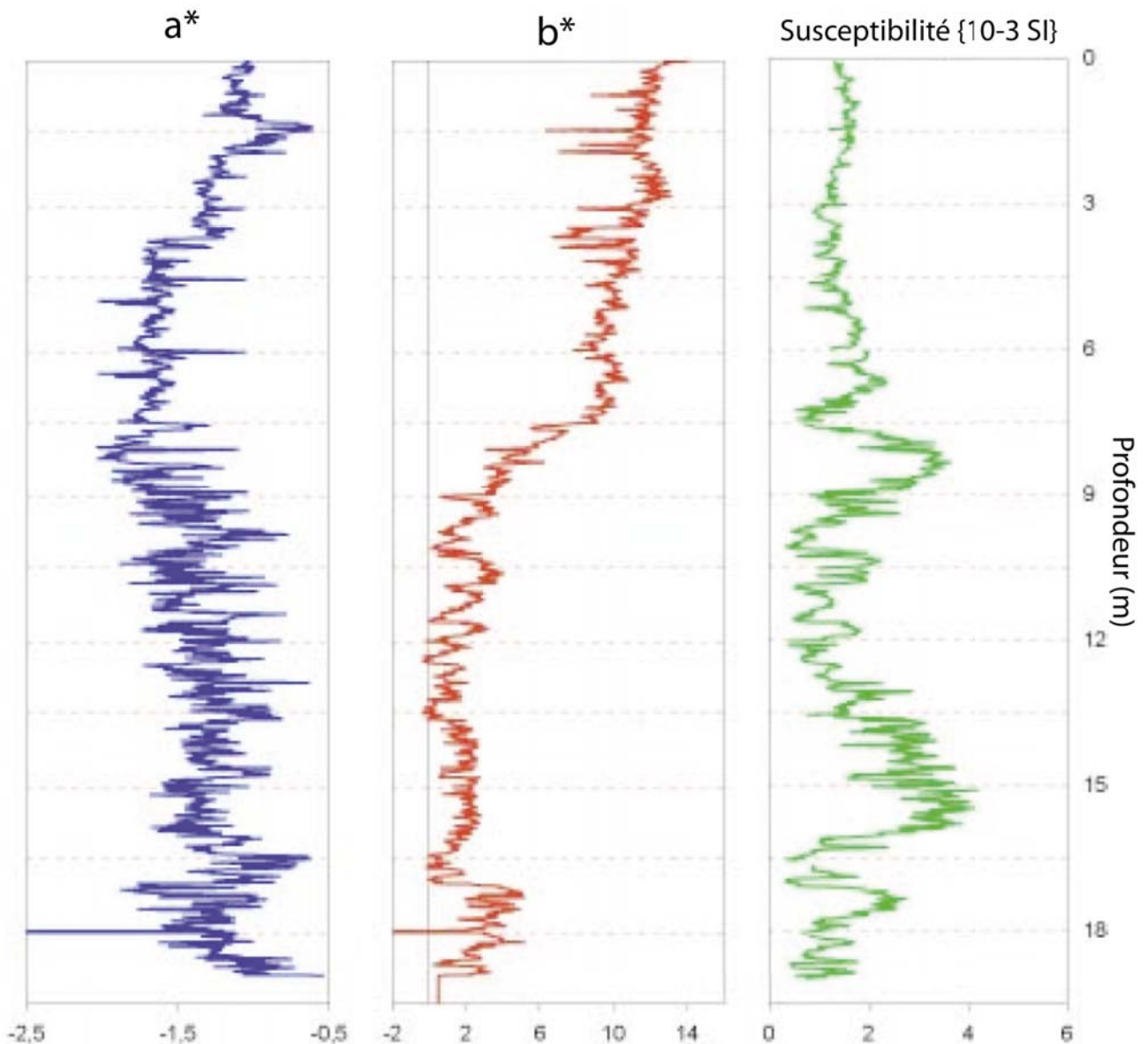


Figure 2-5 : Mesures colorimétriques par spectrophotométrie (composantes a^* et b^*) comparées à la susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3088

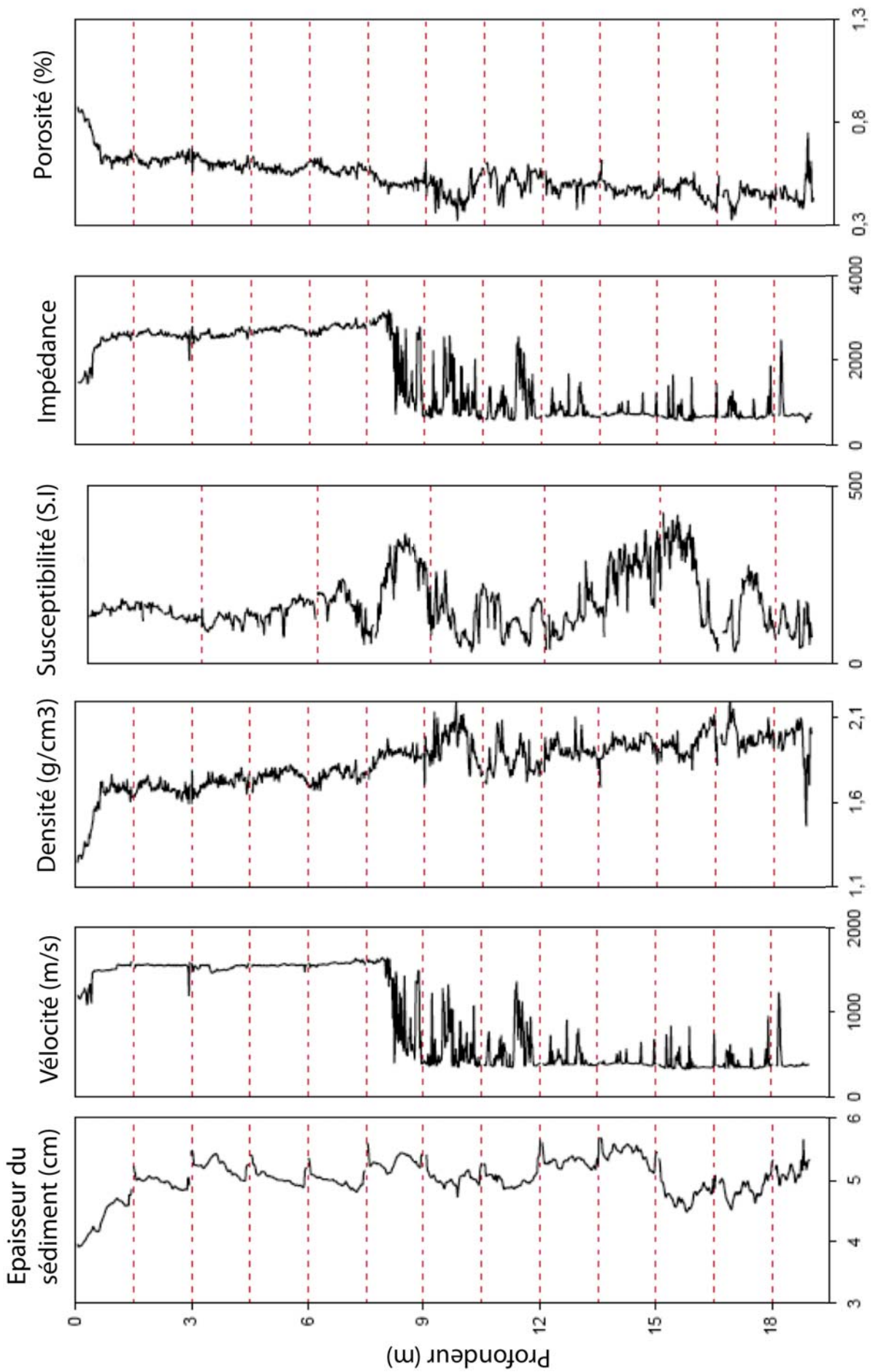


Figure 2-6 : Description et paramètres physiques des niveaux sédimentaires de la carotte MD07-3088 effectuée à bord du Marion Dufresne (Kissel, 2007)

La lithologie de la carotte MD07-3119 est composée de niveaux argileux à diatomées de couleur gris-olive homogènes et bioturbés avec des intercalations de niveaux silto-sableux (Fig. 2-7 et 2-8).

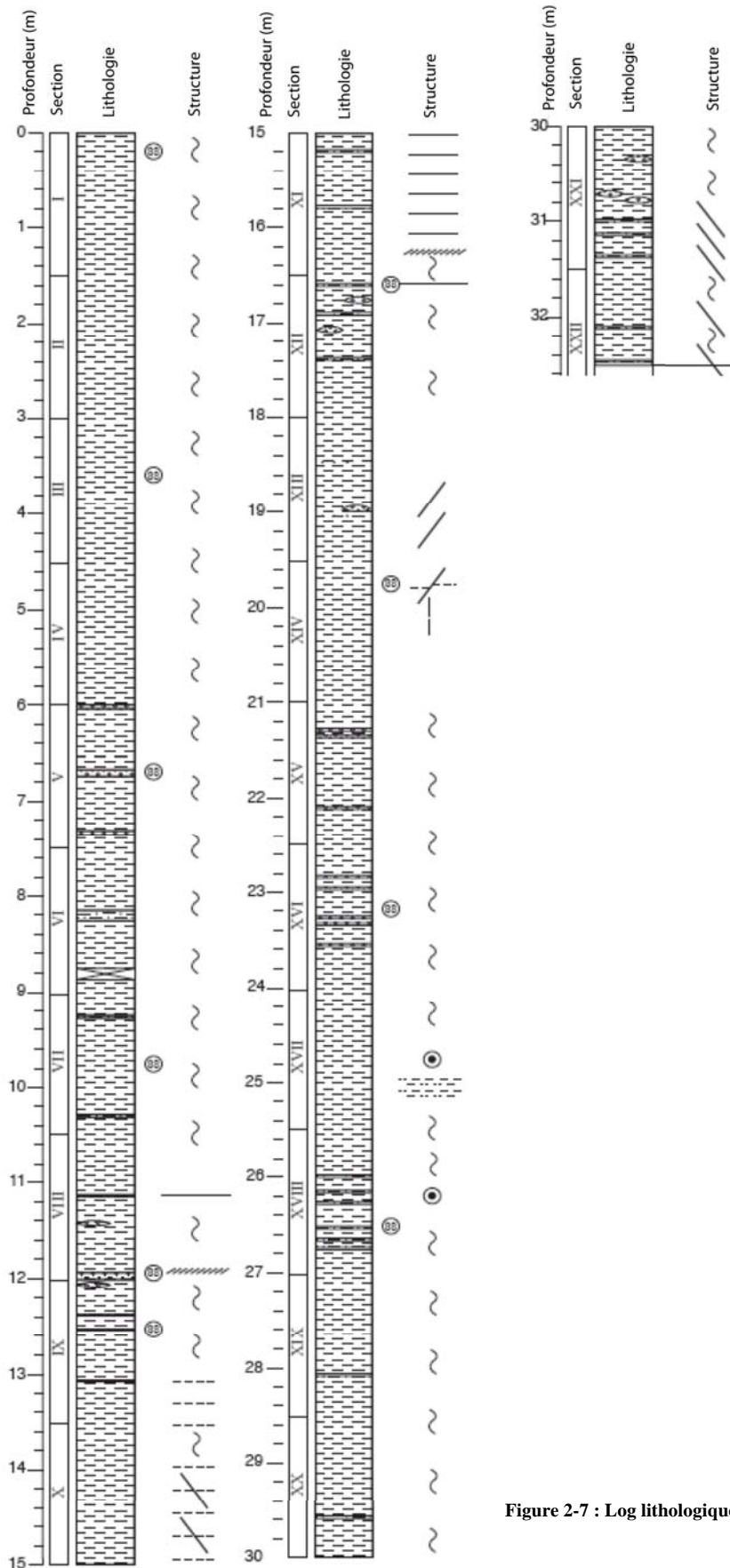
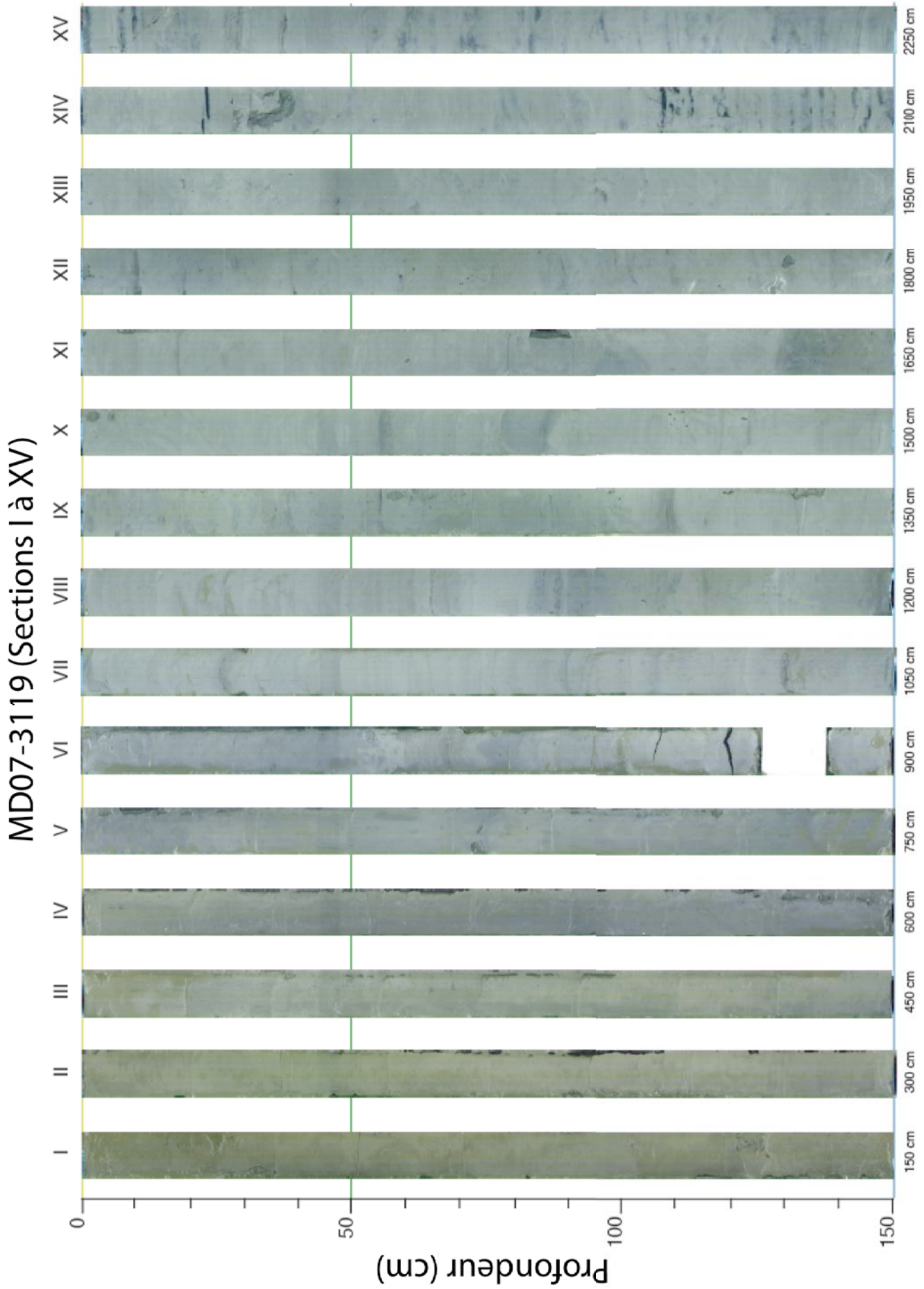


Figure 2-7 : Log lithologique de la carotte MD07-3119



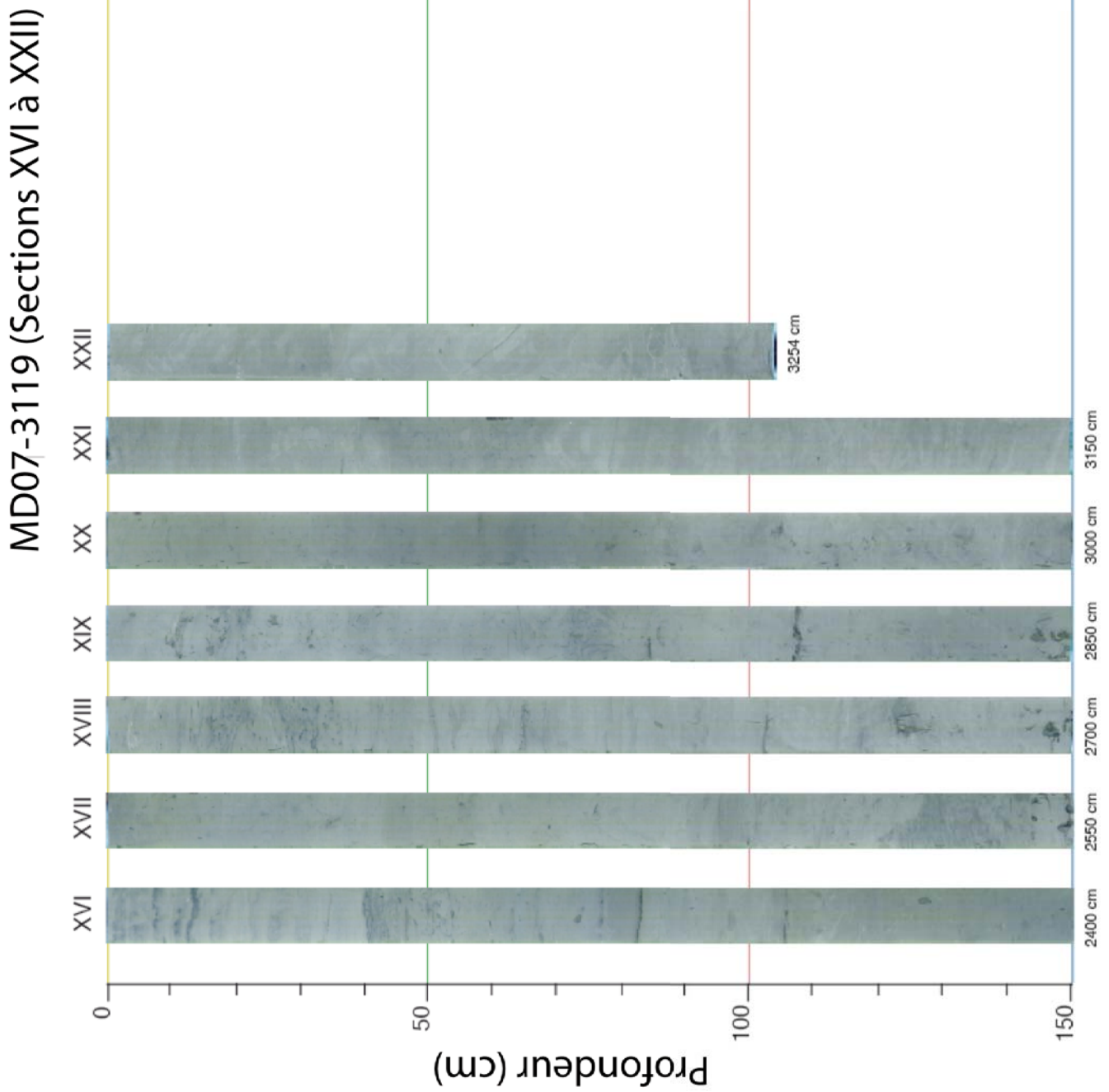


Figure 2-8 : Colorimétrie des sédiments de la carotte MD07-3119 déterminée par réflectance (Kissel, 2007)

La susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3119 est caractérisée par des faibles valeurs sur les neuf premiers mètres et une variabilité plus marquée en amplitude dans les niveaux sédimentaires plus profonds (Fig. 2-9 et 2-10).

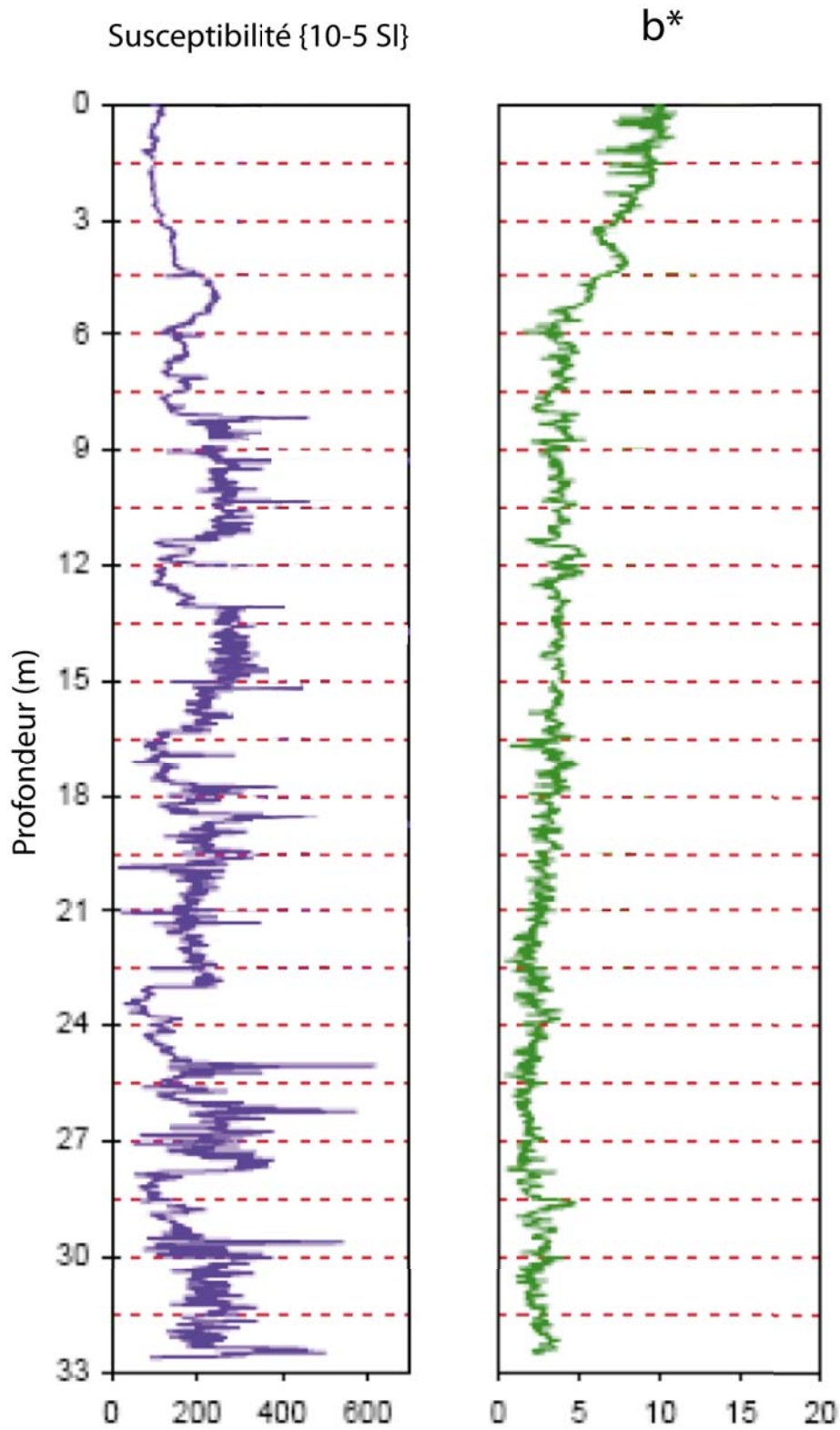


Figure 2-9 : Mesures colorimétriques par spectrophotométrie (composante b*) comparées à la susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3119

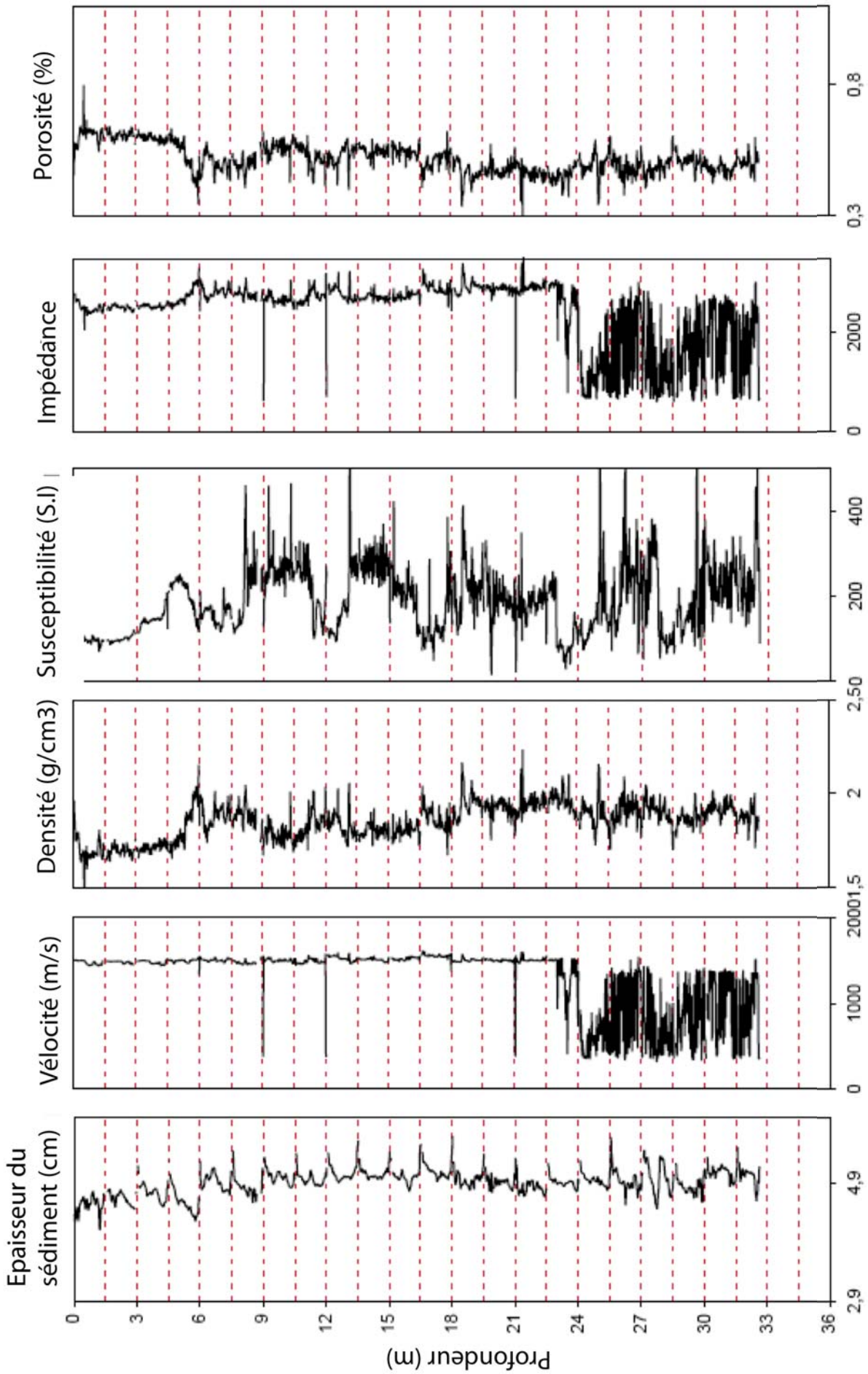


Figure 2-10 : Description et paramètres physiques des niveaux sédimentaires de la carotte MD07-3119 effectuée à bord du Marion Dufresne (Kissel, 2007)

2.4. STRATEGIE D'ETUDE

La thématique abordée au cours de ce travail nécessite l'utilisation de méthodes différentes, qui sont détaillées dans l'*Annexe 1*. L'étude téphrochronologique repose premièrement sur la comparaison entre les âges ^{14}C obtenus sur les foraminifères planctoniques dans le niveau de téphras concerné avec les datations ^{14}C de la matière organique contenue dans les niveaux volcaniques à terre et deuxièmement sur la comparaison des compositions géochimiques des niveaux marins avec les niveaux de cendres continentaux analogues en terme d'âge.

Les reconstructions paléoclimatiques sont, elles, basées sur la combinaison de trois principaux outils: la granulométrie laser, la minéralogie du cortège argileux (DRX) et la fluorescence X (XRF) dont la finalité est la définition d'indicateurs sédimentaires (« proxies ») qui vont permettre de tracer la variabilité des sources détritiques et permettre de caractériser la dynamique du vecteur de transport de la fraction terrigène.

A) La datation ^{14}C

Les datations ^{14}C ont été réalisées sur les tests des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* et présentées dans les travaux de Siani *et al.*, 2010 et Siani *et al.*, 2012 (cf. *Annexe 2 et 3*).

B) La géochimie des téphras

L'étude téphrochronologique s'est axée sur l'analyse géochimique de chacune des esquilles volcaniques répertoriées dans les niveaux dans lesquels la proportion de verres était significative (> 4%, **Fig. 2-11**). Le comptage des particules volcaniques dans les niveaux détritiques avec un pas d'échantillonnage tous les 10 cm a permis l'identification d'au moins 14 niveaux de téphras bien individualisés en raison des forts taux de sédimentation qui permettent d'attribuer chacun de ces niveaux à des évènements éruptifs différents. L'obtention des compositions en éléments majeurs à la microsonde électronique et en éléments en trace au LA-ICP-MS des niveaux de téphras constitue une base solide offrant la possibilité de corréler les téphras marins avec des évènements volcaniques identifiés à terre et ainsi faciliter la discrimination des sources volcaniques (volcans émetteurs). Ces corrélations permettent entre autre d'établir des nouveaux pointeurs chronologiques pour améliorer et préciser le modèle d'âge du site d'étude (cf. *Annexe 1*, §3). Basées à la fois sur la similarité en terme d'âge et de compositions géochimiques, ces corrélations terre-mer permettent de retrouver le volcan émetteur de ces niveaux de cendres et même d'identifier l'évènement éruptif à l'origine de leur dépôt.

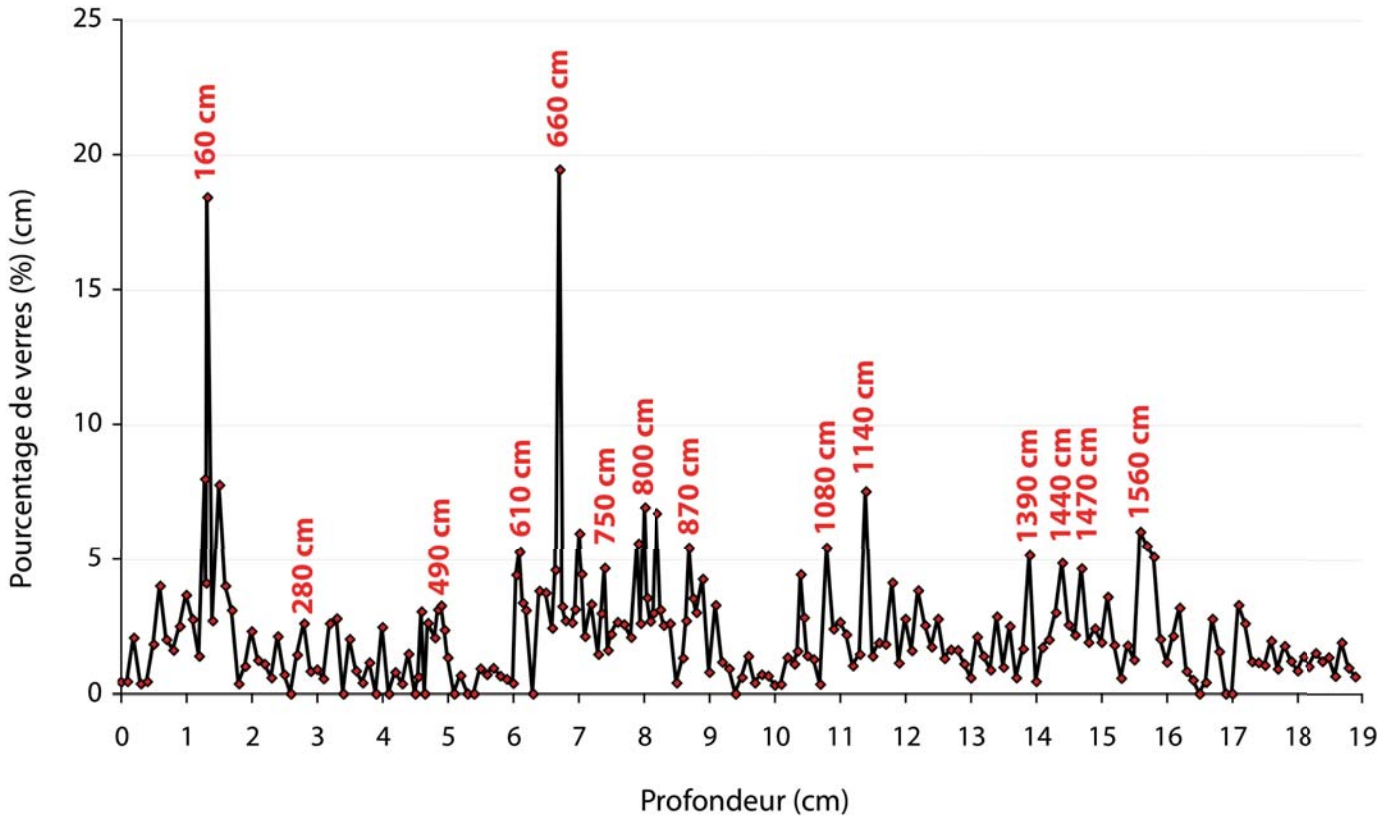


Figure 2-11: Distribution de la proportion de particules vitreuses (%) par comptage dans la fraction détritique sur une moyenne d'environ 300 grains. Le pourcentage défini pour les niveaux significatifs représente le double du bruit de fond estimé à 2 %

C) La granulométrie laser

La granulométrie laser est un outil utilisé pour déterminer la taille des particules d'un niveau sédimentaire et en particulier la mesure du rayon de ces particules dans une gamme de distribution entre 0,05 et 2000 μm . Elle permet ainsi de quantifier la proportion de la fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$), silteuse (2-63 μm), sableuse ($> 63 \mu\text{m}$) et sableuse moyenne ($> 150 \mu\text{m}$). Le pas d'échantillonnage a été fixé tous les 2 cm (cf. *Annexe 1*, §4.1) pour la carotte MD07-3088 et tous les 5 cm pour la carotte MD07-3119. La variation relative des tailles de particules permet d'identifier des niveaux sableux plus grossiers dont l'origine sera discutée ultérieurement.

D) La minéralogie des argiles

L'étude des cortèges argileux permet de retracer la nature de la source mère et les régimes d'érosion et/ou d'altération. Leur présence et leur proportion sont étroitement liées aux conditions d'hydrolyse et climatiques d'une zone donnée. De plus, la nature des formations géologiques environnantes joue également un rôle dans la signature minéralogique des sédiments détritiques dont

ils dérivent. Le long de la marge sud chilienne, la géologie est essentiellement dominée par des formations plutoniques faiblement métamorphisées de la Chaîne côtière et des formations volcaniques constituant les hauts reliefs de la Cordillère andéenne. Ces deux grandes unités sont donc susceptibles de contribuer à la formation des minéraux argileux.

Les cortèges argileux sont communément dominés par quatre types d'argiles dont l'origine est très largement établie (Chamley, 1989). La chlorite et l'illite sont associées à l'érosion physique des minéraux micacés des formations ignées et/ou à faible degré de métamorphisme, dont la Chaîne côtière serait le principal contributeur. La smectite est associée à l'altération, sous des conditions plus hydrolysantes des formations volcaniques, i.e. de la Cordillère andéenne, tandis que la kaolinite se forme sous des conditions hydrolysantes beaucoup plus poussées (cf. *Annexe 1*, §4.2). Cependant, les analyses obtenues sont semi-quantitatives et ne sont donc pas représentatives du sédiment total. En raison de la différence de la nature de la source, l'utilisation des rapports smectite/illite ou smectite/chlorite constitue un bon outil pour la caractérisation de la variabilité dans la contribution de l'une ou l'autre source.

La détermination du rapport Illite (5Å)/Illite (10Å) permet de renseigner de la cristallinité de l'illite et sert de témoin pour caractériser les conditions d'hydrolyse. En effet, l'hydrolyse est très faible lorsque ce rapport est inférieur à 0,4.

La **Fig. 2-12** montre la distribution de ce rapport le long de la carotte marine et les faibles variations enregistrées témoignent de conditions globalement peu hydrolysantes.

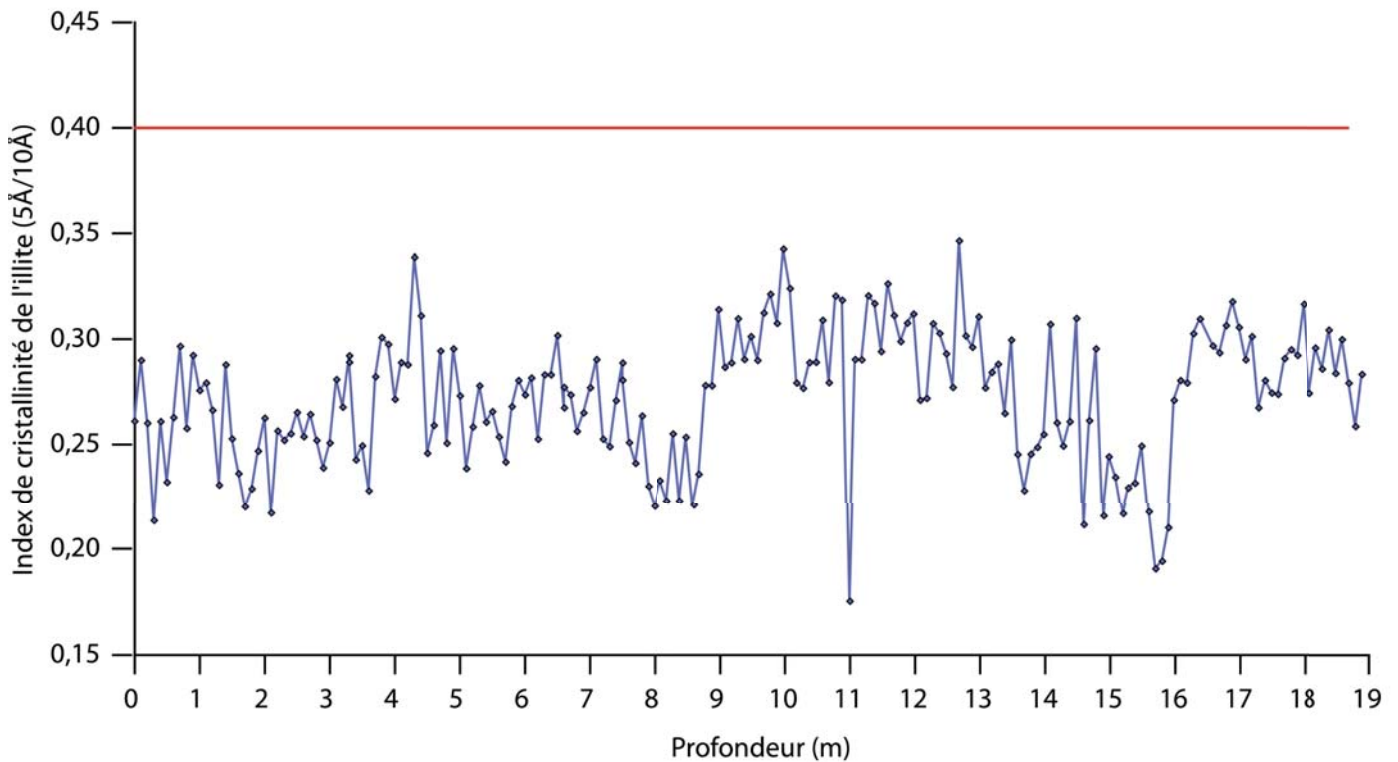


Figure 2-12 : Distribution de l'indice de cristallinité de l'illite à partir du rapport de l'aire du pic à 5Å et de l'aire du pic à 10Å de la minéralogie des argiles de la carotte MD07-3088. La ligne rouge marque la limite entre des conditions faiblement hydrolysantes et les conditions où l'hydrolyse est plus poussée

Dans le cadre de notre étude, le pas d'échantillonnage a été défini tous les 2 cm (cf. *Annexe I*, §4.2) pour la carotte marine MD07-3088 et tous les 5 cm pour la carotte marine MD07-3119.

E) La fluorescence aux rayons X

La fluorescence X est une technique d'analyse élémentaire qui permet de qualifier et de quantifier de manière relative les éléments chimiques présents dans un échantillon donné (cf. *Annexe I*, §5). Cette technique a été appliquée uniquement pour la carotte marine MD07-3088 avec un pas d'échantillonnage tous les cm. Il a ainsi été possible d'acquérir les compositions relatives des éléments tels que le Ti, le Fe, Le K et le Zr.

Ces éléments ont été utilisés en tant que traceurs de source en raison de leur abondance variable dans les unités physiographiques de la Chaîne côtière et de la Cordillère andéenne. En effet, le K est essentiellement concentré dans les formations ignées et faiblement métamorphisées de la Chaîne côtière tandis que le Ti ou le Fe sont concentrés dans les roches volcaniques qui forment la Cordillère andéenne. Il est alors possible pour retracer la variabilité des sources, d'utiliser le rapport Ti/K afin d'observer le balancement entre la contribution de l'une ou l'autre source.

Par ailleurs, l'acquisition des compositions en Zr, à ultra haute résolution permet de faire le lien avec les résultats granulométriques puisque comme l'a démontré Bertrand *et al.*, (2011), le Zr est un élément qui va s'associer aux fractions détritiques les plus grossières. Il va être alors possible de corréler les résultats obtenus par granulométrie laser et minéralogie des argiles à ceux obtenus par fluorescence X.

2.5. CHRONOSTRATIGRAPHIE

L'établissement du cadre chronologique des carottes marines se fait habituellement à l'aide de la stratigraphie isotopique en oxygène 18, utilisée pour la construction des échelles d'âge des enregistrements sédimentaires. Cependant, du fait de sa précision insuffisante, c'est une méthode qui reste difficilement applicable pour l'identification et la corrélation des événements paléoclimatiques sur de courtes échelles de temps, séculaires et millénaires. Pour optimiser la datation des carottes sédimentaires, il est nécessaire de faire appel à d'autres outils chronologiques, qui vont apporter une meilleure contrainte temporelle de ces événements. L'outil de datation le plus fréquemment utilisé pour dater les dépôts sédimentaires des derniers 40 à 50 ka est la mesure du carbone-14 des tests calcitiques des foraminifères.

2.5.1. Aspects méthodologiques

2.5.1.1. Les datations ^{14}C

Les datations ^{14}C ont été réalisées sur les tests de foraminifères planctoniques et benthiques monospécifiques *Globigerina bulloides* dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$, en spectrométrie de masse AMS (Pelletron 3 MeV) au laboratoire UMS-ARTEMIS (CNRS-CEA Saclay, France) selon la méthode standard décrite par Tisnérat-Laborde *et al.* (2001) (cf. *Annexe 1.1.*). Les datations ^{14}C effectuées sur les foraminifères planctoniques doivent être corrigées de la différence ^{14}C entre l'atmosphère et la surface de l'océan qui ne sont pas en équilibre isotopique. Cette différence est due à l'advection et à la désintégration du ^{14}C dans la colonne d'eau, ce qui conduit à un « âge apparent » ou « âge réservoir » des eaux de surface. La différence moderne a été mesurée à partir de datations ^{14}C de matériaux océaniques comme les coraux, les mollusques ou du $^{14}\text{CO}_2$ dissous dans les eaux. Dans le passé, le mélange des masses d'eaux océaniques a varié en fonction des fluctuations du climat, et donc par conséquent les âges réservoirs. Ainsi, la comparaison des événements climatiques entre les environnements marins et continentaux ne peut être effectué directement dans le passé sans une quantification des âges réservoirs marins (Bard *et al.*, 1994 ; Siani *et al.*, 2001). Pour cette étude, l'âge réservoir utilisé pour corriger les âges ^{14}C est de 800 ans pour l'Holocène et le dernière déglaciation et de 1300 ans pour la dernière période glaciaire.

2.5.1.2. La stratigraphie isotopique

La stratigraphie isotopique est couramment employée en paléoclimatologie car elle constitue une base solide pour la reconnaissance des grands changements climatiques (*Annexe 1*). L'obtention de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ est également réalisée à partir des tests des foraminifères planctoniques et benthiques. Les foraminifères planctoniques, et en particulier les Globigerinidae comptent parmi les organismes les plus usuels pour les reconstructions paléoclimatiques en raison de leur sensibilité aux variations environnementales, leur forte abondance relative et leur bonne préservation qui en font un excellent support chronostratigraphique (Bé et Tolderlund, 1971 ; Hemleben *et al.*, 1989 ; Feldberg et Mix, 2003). Le signal des rapports isotopiques de l'oxygène est exprimé en ‰ VPDB (standard Vienna Pee Dee Belemnite, coquille de *Belemnitella americana* d'âge Crétacé du site fossilifère de Pee Dee, Caroline du Sud, Etats-Unis, Copen, 1988) et a été obtenu à partir d'une dizaine de tests du foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* dans une gamme de taille comprise entre 250 et 315 μm , avec un pas d'échantillonnage de 5 cm (Siani *et al.*, 2010; *Annexe 3*).

2.5.1.3. Les niveaux de téphras

Les niveaux de téphras permettent de mieux contraindre la chronologie, car les cendres issues des éruptions volcaniques de la SSVZ dispersées dans l'atmosphère se déposent aussi bien dans l'océan que sur le domaine continental. De tels niveaux de cendres représentent donc d'excellents marqueurs stratigraphiques pour les corrélations entre les carottes de sédiments marins et entre les enregistrements continentaux et océaniques (Bard *et al.*, 1994 ; Sikes *et al.*, 2000 ; Siani *et al.*, 2001, 2012, *Annexe 1*). Sur la marge sud chilienne, les niveaux de cendres identifiés peuvent être attribués à différents événements éruptifs de la SSVZ, et bien que les édifices et donc par extension les panaches de cendres soient orientés en sens contraire aux vents dominants soufflant d'ouest en est par rapport à la position de la carotte, les produits volcaniques des éruptions les plus explosives sont susceptibles d'être conservés dans les sédiments marins.

2.5.2. Modèle d'âge de la carotte MD07-3088

Le modèle d'âge de la carotte MD07-3088 a été établi à l'aide de la stratigraphie isotopique de l' ^{18}O obtenue sur les foraminifères planctoniques, des datations radiocarbone et par la présence de téphras repérés tout le long de la carotte.

La stratigraphie de la carotte MD07-3088 a été obtenue à partir de la variation de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) mesurée sur le foraminifère planctonique *Globigerina bulloides*. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ varient entre -0,25‰ et 4 ‰ tout le long des 19m de la carotte montrant ainsi d'importantes fluctuations qui caractérisent la variabilité typique de la dernière transition glaciaire/interglaciaire et de l'Holocène (**Fig. 2-13**).

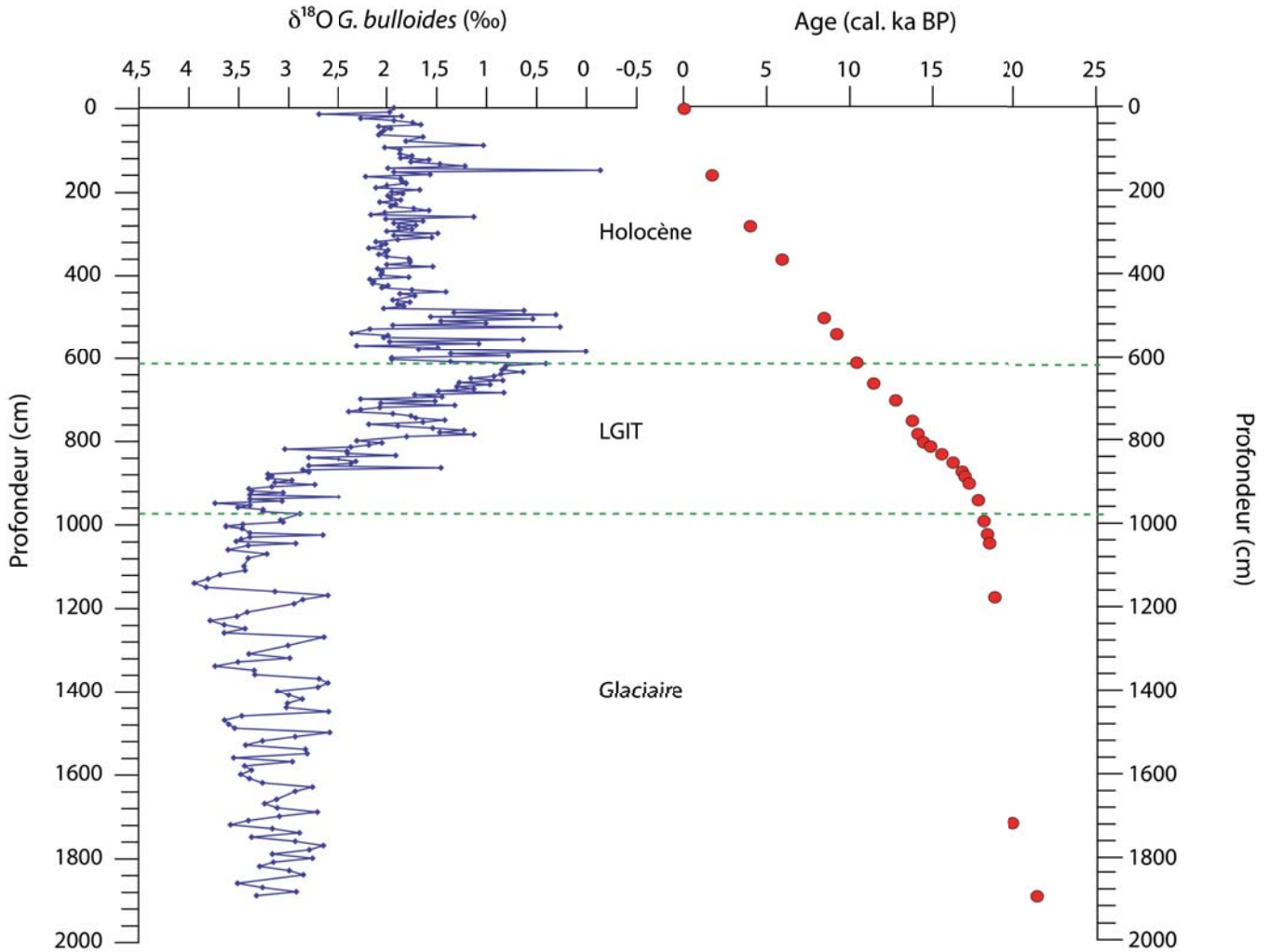


Figure 2-13: Stratigraphie isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée à partir des tests du foraminifère planctonique *G. bulloides* (‰ VPDB) et modèle d'âge de la carotte MD07-3088 établi à partir de 23 datations ^{14}C

Au cours de la déglaciation, la composition en $\delta^{18}\text{O}$ diminue progressivement, de 4 à 0,5 ‰, marquant un changement climatique important par rapport au dernier maximum glaciaire, durant lequel les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus élevées et relativement constantes, variant entre 4 et 2,5 ‰. Pendant l'Holocène, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus faibles, comprises entre -0,5 et 2,5 ‰. Elles restent relativement stables excepté pour l'Holocène inférieur pour lequel d'importantes fluctuations sont observées (Fig. 2-13). Nous pouvons aussi remarquer que pour chaque phase climatique l'enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ est caractérisé par une forte variabilité en particulier au cours de la dernière période glaciaire. De telles fluctuations de $\delta^{18}\text{O}$ seraient liées à des modifications hydrologiques locales dues à des changements de température et/ou de salinité des eaux de surface associés à l'avancée ou au retrait des glaciers andins.

Le modèle d'âge est complété par vingt-trois datations ^{14}C obtenues sur les foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* (fraction > 150 μm). Les analyses ont été réalisées par spectrométrie de masse AMS (Pelletron 3 MeV) au laboratoire UMS-ARTEMIS (CNRS-CEA Saclay, France, **Tableau 2-1**).

Profondeur (cm)	Matériel	Age ^{14}C radiocarbone	Erreur $\pm 1\sigma$	Age calibré (cal. ans BP)
160	<i>G. bulloides</i>	2510	30	1695
280	<i>G. bulloides</i>	4475	30	4015
360	<i>G. bulloides</i>	5975	35	5940
500	<i>G. bulloides</i>	8430	30	8435
539	<i>G. bulloides</i>	9080	30	9250
610	<i>G. bulloides</i>	10050	35	10450
660	<i>G. bulloides</i>	10880	35	11300
700	<i>G. bulloides</i>	11765	35	12760
750	<i>G. bulloides</i>	12885	40	13840
780	<i>G. bulloides</i>	13185	45	14085
800	<i>G. bulloides</i>	13755	35	14465
810	<i>G. bulloides</i>	13840	45	14835
830	<i>G. bulloides</i>	14290	50	15530
850	<i>G. bulloides</i>	14560	50	16205
870	<i>G. bulloides</i>	14970	80	16735
880	<i>G. bulloides</i>	15145	50	16935
900	<i>G. bulloides</i>	15365	50	17175
940	<i>G. bulloides</i>	15540	70	17700
990	<i>G. bulloides</i>	16295	50	18065
1020	<i>G. bulloides</i>	15590	50	18235
1040	<i>G. bulloides</i>	15755	45	18420
1170	<i>G. bulloides</i>	16320	45	18730
1710	<i>G. bulloides</i>	17610	50	19960
1890	<i>G. bulloides</i>	18800	60	21415

Tableau 2-1: Modèle d'âge de la carotte MD07-3088 (Siani *et al.*, 2010 ; Carel *et al.*, 2011 ; Siani *et al.*, 2012) à partir de datations radiocarbone convertis en âges calibrés BP (Reimer *et al.*, 2009)

De plus, l'identification des centres d'émission des téphras de la SSVZ (Carel *et al.*, 2011) couplé à une comparaison avec des niveaux identifiés dans des séquences continentales lacustres (Naranjo et Stern, 1998; Haberle et Lumley, 1998) a permis d'obtenir des niveaux datés en complément des datations radiocarbones et de la stratigraphie isotopique afin d'établir un cadre chronologique précis. Ces corrélations ont aussi permis d'estimer l'âge réservoir ^{14}C des masses d'eau de surface en permettant l'établissement d'une chronologie précise nécessaire à la comparaison des enregistrements climatiques marins et continentaux (Siani *et al.*, 2012, *Annexe 2*). Par la suite, les âges radiocarbones ont été convertis en âges calendaires BP à l'aide de la courbe de calibration INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009) du logiciel Calib.6.0 (Stuiver et Reimer, 1993). La calibration inclut une

correction de l'âge réservoir des eaux superficielles estimées au sud-est Pacifique à ~ 800 ans pendant l'Holocène et la déglaciation ~ 1300 ans pendant la dernière période glaciaire (Siani *et al.*, 2012, *Annexe 2*). Par ailleurs, l'établissement d'une chronologie précise de cette série sédimentaire marine prélevée le long de la marge sud chilienne est un pré requis important pour mieux comprendre la variabilité climatique de cette région et de préciser les éventuelles téléconnexions à l'échelle régionale et inter-hémisphérique des changements climatiques.

2.5.3. Estimation des taux de sédimentation de la carotte MD07-3088

À partir du modèle d'âge, on peut déduire les taux de sédimentation pour chacun de ces intervalles de temps. Une des particularités de cette zone d'étude est le fort taux de sédimentation qui affecte la marge sud chilienne, contrôlé par les forts apports détritiques en provenance de l'arrière-pays continental. Ce taux de sédimentation donne une moyenne de l'ordre de ~ 60 cm/ka pour l'Holocène et la dernière déglaciation et de ~ 300 cm/ka au cours de la dernière période glaciaire.

Ces taux de sédimentation exceptionnels permettent d'obtenir une résolution temporelle de ca. 35 ans pour l'Holocène, 40 ans pour la transition glaciaire-interglaciaire et 8 ans pour la dernière période glaciaire à partir des analyses granulométriques et de la minéralogie des argiles qui ont été effectuées avec un pas d'échantillonnage de 2 cm. La résolution est encore plus affinée avec les XRF, qui ont été obtenus avec un pas d'échantillonnage tous les cm, soit équivalents à une résolution temporelle de ca. 18 ans pour l'Holocène, 20 ans pour la déglaciation et 4 ans pour le Dernier Maximum Glaciaire. La résolution temporelle à partir de la signature isotopique est plus large de l'ordre de 100 ans pour l'Holocène et la déglaciation et d'environ 40 ans pour la dernière période glaciaire. Les corrélations temporelles basées sur l'étude sédimentologique, minéralogique et géochimique (granulométrie, argiles et XRF) permettront ainsi de distinguer des événements ponctuels annuels à décennaux.

Il faut également prendre en considération le fait que les effets de la bioturbation ne puissent être négligés, puisque quelques niveaux bioturbés ont été observés lors de l'échantillonnage à bord du bateau.

2.5.4. Modèle d'âge de la carotte MD07-3119

Le modèle d'âge de la carotte MD07-3119 a été établi à partir de la composition isotopique de ^{18}O obtenue sur les foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* dans la fraction comprise entre 250 et 315 μm avec un pas d'échantillonnage tous les 10 cm le long de la carotte. Les résultats ont ensuite été normalisés au standard VPDB (**Fig. 2-14**).

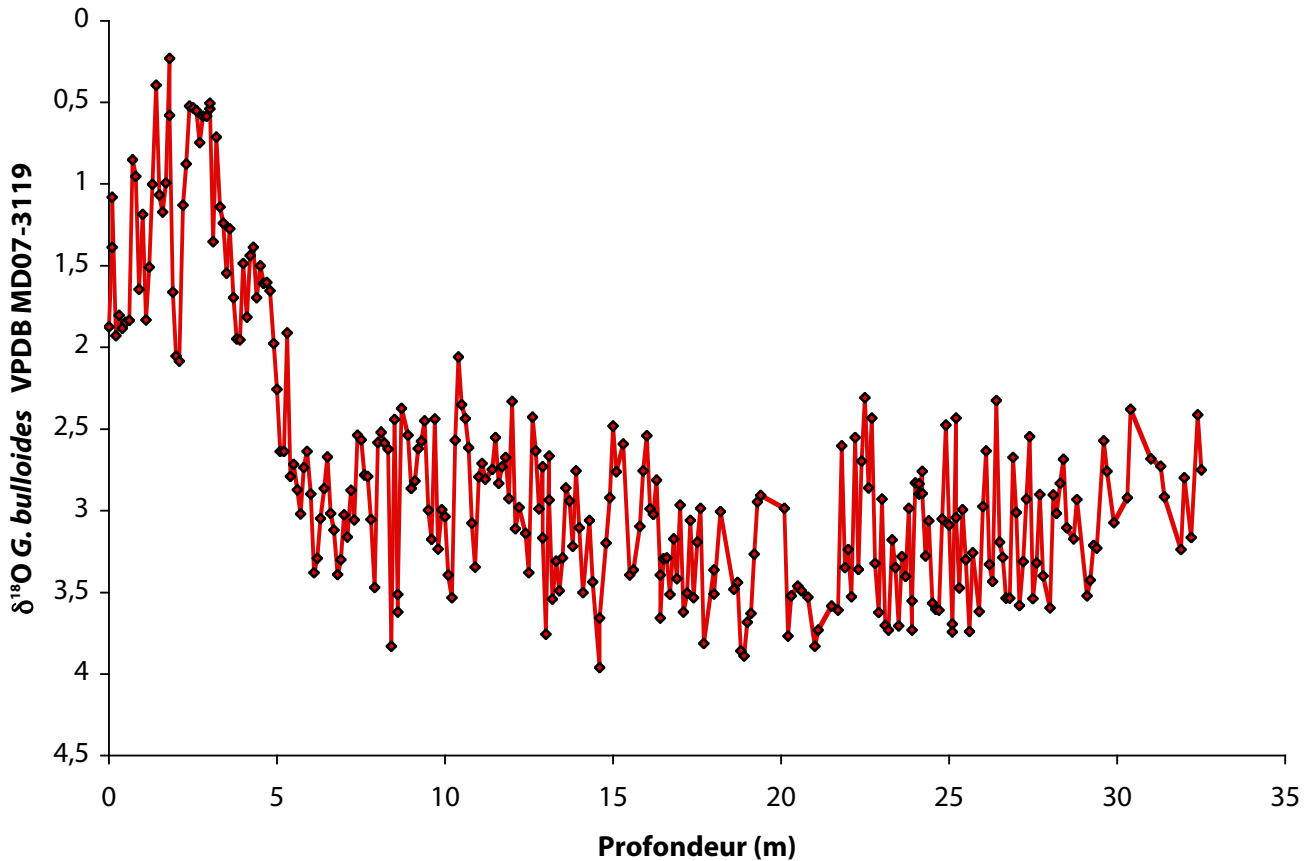


Figure 2-14: Stratigraphie isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée à partir des tests du foraminifère planctonique *G. bulloides* (% VPDB) de la carotte MD07-3119

L'Holocène et la dernière déglaciation correspondent aux premiers 7,5 m de la carotte avec des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles comprises entre 2 et 0,3 ‰ avec des fluctuations plus abruptes entre 3 et 3,7 m. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ pendant cet intervalle atteignent les valeurs les plus faibles. Au cours de la déglaciation, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ augmentent fortement jusqu'à 3,5 ‰ pour atteindre 4 ‰ pendant la dernière période glaciaire (**Fig. 2-14**).

Cependant, aucune datations radiocarbones n'ont été effectuées pour cette carotte. Le modèle d'âge a donc été mieux contraint en comparant le signal isotopique de cet enregistrement avec celui de la carotte MD07-3088. La similarité entre les deux courbes a permis de définir des pointeurs stratigraphiques et donc d'établir une bonne chronologie de la carotte MD07-3119 (**Fig. 2-15** et **Tableau 2-2**).

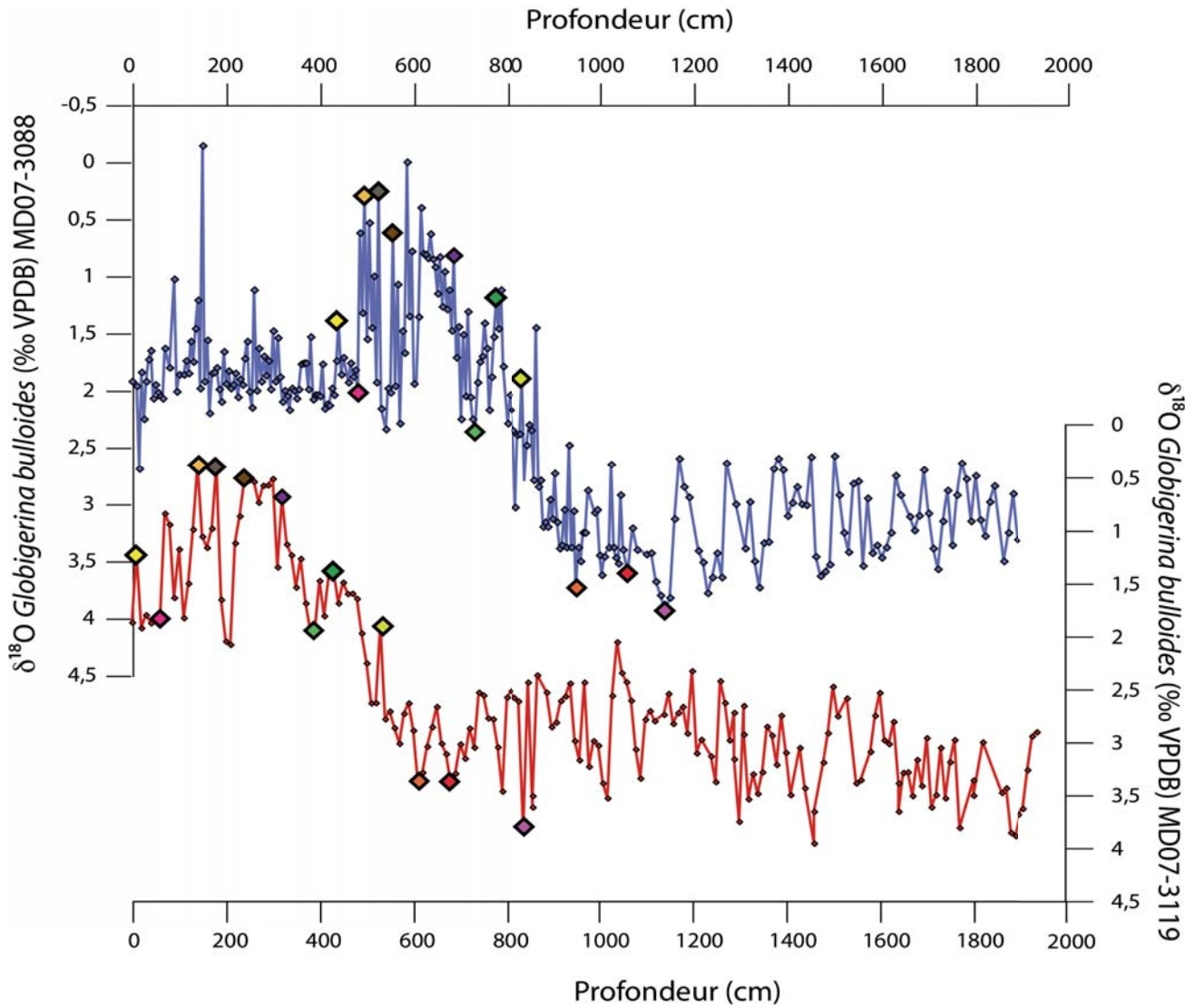


Figure 2-15: Comparaison des signaux isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrés à partir des tests du foraminifère planctonique *G. bulloides* (% VPDB) des deux carottes marines. Les losanges colorés représentent les pointeurs chronologiques synchrones dans les deux enregistrements

Profondeur (cm) MD07-3119	Profondeur (cm) MD07-3088	Matériel	Age calibré (cal. ans BP)
10	440	<i>G. bulloides</i>	7358
60	480	<i>G. bulloides</i>	8076
140	495	<i>G. bulloides</i>	8345
180	525	<i>G. bulloides</i>	8944
210	540	<i>G. bulloides</i>	9250
320	685	<i>G. bulloides</i>	12115
390	730	<i>G. bulloides</i>	13510
435	795	<i>G. bulloides</i>	14390
510	820	<i>G. bulloides</i>	15183
610	950	<i>G. bulloides</i>	17773
680	1005	<i>G. bulloides</i>	18491
840	1140	<i>G. bulloides</i>	18657

Tableau 2-2: Corrélation de la profondeur entre la carotte MD07-3088 et la carotte MD07-3119 et des analogues des âges conventionnels calibrés BP obtenus par spectrométrie AMS sur les foraminifères planctoniques *G. bulloides* dans la carotte MD07-3088 par le logiciel Calib 6.0 (Reimer *et al.*, 2009)

Chapitre 3

**Reconstitution de l'histoire volcanique de la région
et nouvelles applications en téphrochronologie :
discrimination des sources volcaniques**



Nous avons vu dans le chapitre précédent que l'identification des niveaux de cendres dans les zones distales continentales et/ou marines est un outil utile pour les corrélations stratigraphiques et chronologiques des événements climatiques permettant l'établissement d'un modèle d'âge très précis.

Dans ce troisième chapitre, nous utiliserons les téphras identifiés dans la carotte MD07-3088 pour retracer l'histoire volcanologique de la région de Taitao par une approche géochimique très détaillée. Grâce à une chronologie bien contrainte, il est ainsi possible d'identifier le ou les édifices à l'origine de ces éjectas.

Nous allons donc nous intéresser à la discrimination des sources potentielles des douze niveaux de téphras identifiés dans la carotte marine à partir de la géochimie en éléments majeurs et traces, obtenue sur chacune des esquilles de verre. L'interprétation des données géochimiques en éléments majeurs a fait l'objet d'une publication dans la revue *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, sous le titre : « **Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin : New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period** » (Carel *et al.*, 2011). Cette étude a permis d'identifier avec certitude l'Hudson comme source de quatre de ces niveaux de téphras. Pour les huit niveaux restants, la géochimie en éléments majeurs a suggéré l'Hudson comme source probable, bien que l'hypothèse que d'autres volcans de la région tels que le Cay ou le Maca aient pu contribuer à l'émission de certains niveaux ne puisse être écartée.

En complément des éléments majeurs, la géochimie en éléments en trace a été acquise sur les mêmes esquilles volcaniques. Il s'agit d'une nouvelle application de la téphrochronologie marine car c'est la première fois que ce type d'étude est effectué à partir d'enregistrements marins. L'utilisation des éléments en trace sur « mono-échantillons » constitue un outil plus robuste que les éléments majeurs car plus sensibles aux variations de sources, du fait de leur plus faible abondance dans les produits volcaniques. L'interprétation de la variation de leurs teneurs va ainsi faciliter la discrimination des sources volcaniques et permettre de confirmer ou d'infirmer plus solidement les observations faites à l'aide des éléments majeurs et les hypothèses qui en découlent.

Les corrélations géochimiques et temporelles des niveaux de téphras avec les produits continentaux bien contraints améliorent la compréhension de l'activité volcanique des édifices sud chiliens, et en particulier depuis les derniers 22 ka.

Chapitre 3 – Reconstitution de l’histoire volcanique de la région et nouvelles applications en téphrochronologie : discrimination des sources volcaniques

3.1. INTRODUCTION

Le volcanisme de la Cordillère Andéenne résulte d’un magmatisme de collision continent-océan et s’apparente en terme de processus de formation à celui d’Indonésie (McDermott *et al.*, 1993) ou du Kamchatka (Turner *et al.*, 1998). Bien que les Andes soient souvent citées comme exemple pour illustrer la formation d’un arc volcanique dans un contexte de subduction, il existe une différence entre les zones nord (NVZ ; Northern Volcanic Zone), centrale (CVZ ; Central Volcanic Zone) et sud (SVZ ; Southern Volcanic Zone). Les régions septentrionale (3–6°S) et centrale (15–27°S) sont relativement bien étudiées en raison de l’activité récurrente des volcans, de leur dimension et de leur forte explosivité (Barberi *et al.*, 1995 ; Hall *et al.*, 2008 ; Robin *et al.*, 2008 pour la NVZ ; Risacher et Alonso, 2001 ; Schnurr *et al.*, 2007 ; Bouvet de Maisonneuve *et al.*, 2012 pour la CVZ).

En revanche, peu d’études depuis la dernière décennie ont été consacrées au volcanisme de la zone sud. En effet, tous les travaux menés jusqu’à présent se limitaient aux produits explosifs et effusifs déposés à terre (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; D’Orazio *et al.*, 2003 ; Gutierrez *et al.*, 2005). Cependant, la présence permanente des calottes patagoniennes qui recouvrent les édifices volcaniques empêche donc le dépôt et/ou la bonne préservation des niveaux d’origine volcanique notamment pendant les phases glaciaires, périodes pendant lesquelles les calottes s’étendent jusqu’à la côte. Il s’avère donc difficile de retrouver sur le continent des dépôts volcaniques antérieurs à 15 ka, période à laquelle s’achève la dernière période glaciaire. Pour pallier au manque de données induit par les archives continentales, une attention croissante se porte désormais sur l’étude des enregistrements marins.

Le carottage de l’enregistrement marin MD07-3088 a été effectué dans une zone stratégique, de par sa proximité avec les centres volcaniques du sud de la SVZ et parce que c’est une région affectée par des forts taux de sédimentation qui facilitent le repérage et une excellente conservation des niveaux de cendres. Très fréquemment basée sur des corrélations terre-mer, une étude téphrochronologique nécessite, au-delà d’un support chronologique fiable, une bonne connaissance des produits volcaniques continentaux, leur nature, leur source, leur mode de formation et leur signature géochimique qui constituent des informations fondamentales pour la solidité des comparaisons et le traçage de source des dépôts volcaniques en mer.

3.2. SIGNATURE GÉOCHIMIQUE DU VOLCANISME DE LA SSVZ

Dans toutes les zones de convergence mondiales, le magmatisme de subduction possède une signature géochimique caractéristique qui se distingue de celle des autres contextes géodynamiques (Wilson, 1989).

Au regard des éléments majeurs, il se définit notamment par l'émission de produits appartenant à la série calco-alcaline, avec des teneurs en potassium variables. Le magmatisme de la SSVZ n'échappe pas à la règle comme le montre la distribution des compositions en alcalins en fonction de la silice des édifices de la SSVZ (**Fig. 3-1**). Les résultats de la littérature reposent sur les travaux pionniers de Tobar en 1972 et Fuenzalida en 1976 qui ont été parmi les premiers à acquérir une base de données préliminaire des compositions géochimiques du volcan Hudson. Cette base de données du volcan Hudson puis des autres édifices de la SSVZ s'est par la suite étoffée en résultat des travaux de Futa et Stern (1988) et de Lopez-Escobar *et al.*, (1993) et est ainsi devenue suffisamment consistante par l'obtention des compositions géochimiques minérales, en éléments majeurs, en trace et isotopes. Depuis, d'autres études ont été réalisées à l'échelle régionale par comparaison des compositions géochimiques des édifices entre eux (Stern et Kilian, 1996 ; D'Orazio *et al.*, 2003) et à l'échelle locale afin de mieux caractériser les processus magmatiques au sein d'un édifice et d'améliorer la chronologie et la récurrence des éruptions explosives (Naranjo et Stern, 1998 ; Gutierrez *et al.*, 2005 ; Kratzmann *et al.*, 2008). La compilation de tous les résultats obtenus sur roches totales par la méthode de fluorescence aux rayons X (XRF) a mis en évidence que les produits émis par chacun des volcans se distribuent exclusivement entre le domaine tholéitique et le domaine alcalin, de part et d'autre de la droite d'alcalinité définie par Irvine et Baragaar (1971) et forment une série complète depuis les basaltes jusqu'aux dacites. Les teneurs globales en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varient de 3% pour les produits les plus mafiques (48 à 52% de SiO_2) et atteignent environ 10% pour les produits les plus acides ($> 65\%$ de SiO_2). Les fortes concentrations en alcalins résultent des teneurs importantes en potassium comme le montre le diagramme K_2O vs. SiO_2 (**Fig. 3-2**) dans lequel les produits de la SSVZ se distribuent entre la série calco-alcaline moyennement riche en potassium et la série calco-alcaline riche en potassium.

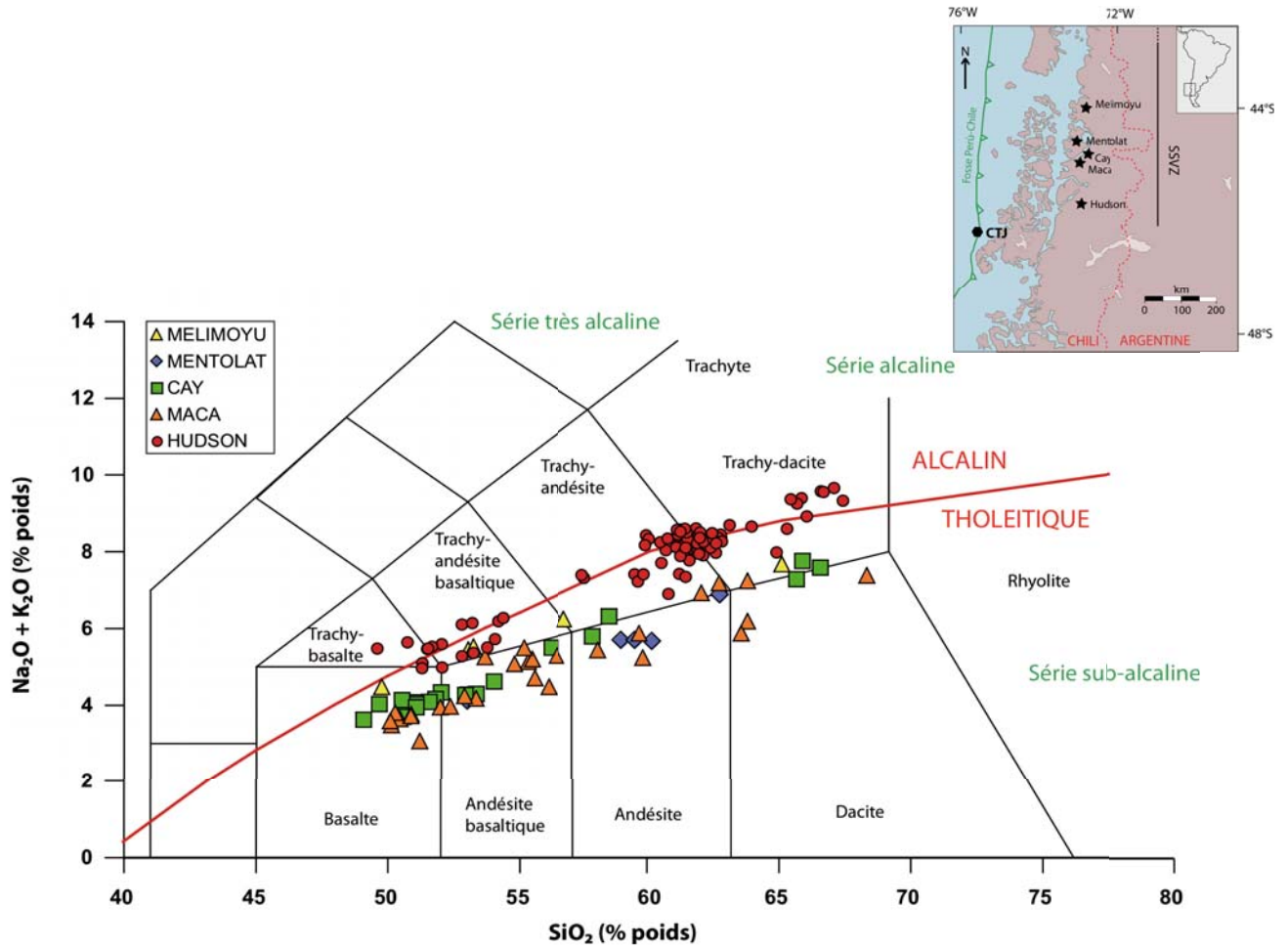


Figure 3-1: Diagramme TAS (Total Alkali Silica, d'après Le Maître, 1989) des produits des édifices de la SSVZ (Fuenzalida, 1976 ; Futa et Stern, 1988 ; Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Gutierrez *et al.*, 2005 ; Stern, 2008 ; Kratzmann *et al.*, 2008, 2010)

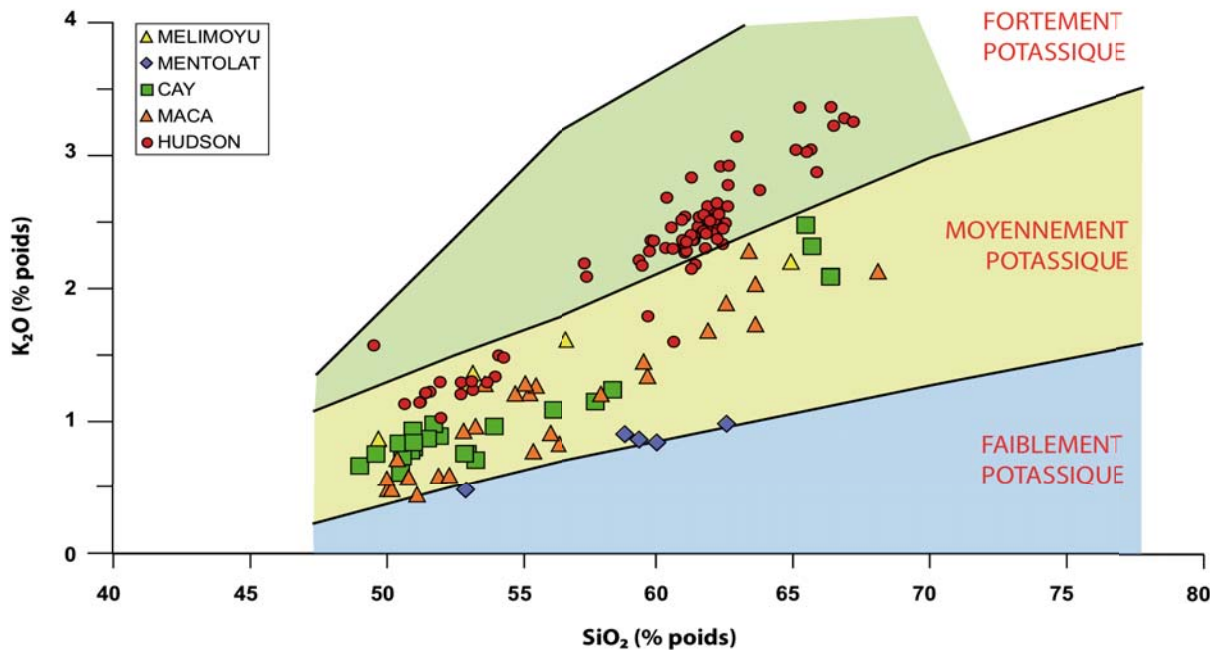


Figure 3-2: K_2O vs. SiO_2 (d'après Peccerillo et Taylor, 1976) des produits des édifices de la SSVZ (d'après Peccerillo et Taylor, 1976) (Fuenzalida, 1976 ; Futa et Stern, 1988 ; Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Gutierrez *et al.*, 2005 ; Stern, 2008 ; Kratzmann *et al.*, 2008, 2010)

De même que pour les compositions en éléments majeurs, les produits issus du magmatisme de zones de subduction possèdent des compositions particulières en éléments en trace, également déterminées sur roches totales par XRF. Les éléments traces se classent en fonction de leur comportement dans les minéraux ou dans le liquide magmatique résiduel, de leur valence ionique et de leur rayon ionique. On distingue ainsi les incompatibles (concentrés dans le liquide résiduel) des compatibles (substitués aux éléments majeurs dans les minéraux). Parmi les éléments incompatibles, on trouve les éléments à forts rayons ioniques ou LILE (K, Rb, Ba, Cs, Sr), les éléments à forte valence ionique ou HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U) et les terres rares légères à moyennes (LREE et MREE). Les éléments compatibles sont essentiellement représentés par les éléments réfractaires (Ni, Cr, Sc) et certaines terres rares lourdes (HREE). Dans chacune de ces familles, les éléments ont souvent un comportement identique même si les teneurs varient sensiblement d'un élément à l'autre dans des conditions pétrogénétiques similaires.

De manière générale, les basaltes d'arcs de la SSVZ sont intermédiaires entre les basaltes de ride océanique (MORB; Mid-Oceanic Ridge Basalts) et les basaltes d'îles océaniques (OIB; Oceanic Islands Basalts) (Wilson, 1989, **Fig. 3-3**). Leurs concentrations en éléments à grand rayon ionique (LILE, Large Ion Lithophile Element, Rb, Ba, Sr) et en terres rares légères (LREE, Light Rare Earth Elements, La à Pm) sont enrichies par rapport aux MORB tandis que les terres rares moyennes (MREE, Middle Rare Earth Elements, Sm à Ho) et lourdes (HREE, Heavy Rare Earth Elements, Er à Lu) sont appauvries par rapport aux LREE. La signature typique des magmas d'arcs est nettement marquée par des concentrations nettement plus pauvres (« anomalies négatives ») en éléments à fort rapport charge/rayon (HFSE ; High Field Strength Element, Nb, Ta, Zr, Hf). Cette anomalie s'explique par le comportement immobile des HFSE dans les fluides libérés par la déshydratation de la plaque plongeante et par leur concentration élevée dans certains minéraux accessoires (par ex. le rutile) des roches subductées ou des roches du coin de manteau (Albarède, 2001).

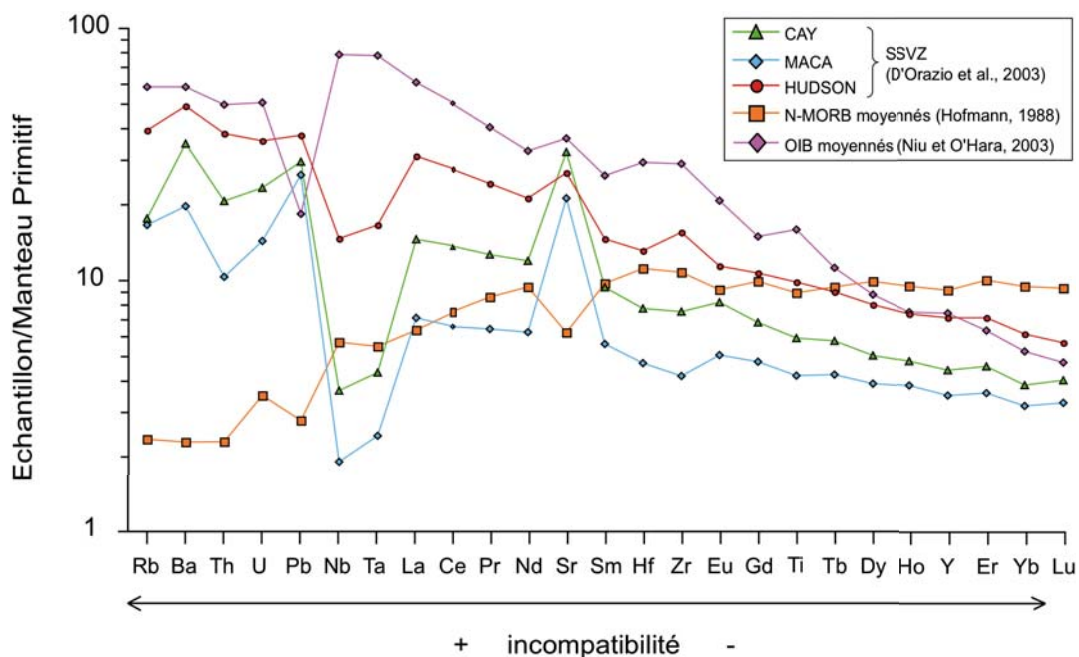


Figure 3-3: Spectre élargi des éléments en trace des basaltes de la SSVZ (D'Orazio *et al.*, 2003) comparé à ceux des MORB appauvris en incompatibles (N-MORB, Hofmann, 1988) et des OIB (Niu et O'Hara, 2003) normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995)

Cependant, même si tous les édifices de la SSVZ montrent les mêmes tendances géochimiques en éléments majeurs et traces, des différences sont observables entre les édifices. La **fig. 3-1** montre également que les produits de l'Hudson sont plus enrichis en alcalins que les autres volcans de la SSVZ. Les compositions en alcalins varient entre 5-6 % poids pour les produits basiques et 8-10% poids pour les produits acides contre 3-4 % poids et 6-7 % poids respectivement pour les autres volcans de la SSVZ (Futa et Stern, 1988 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Gutierrez *et al.*, 2005). Sur la **fig. 3-2**, nous remarquons que la série calco-alkaline de l'Hudson se distribue dans le domaine moyennement à fortement potassique depuis 1% poids de K_2O pour 50% poids de SiO_2 jusqu'à 3,5% poids de K_2O pour des teneurs en silice de 67% poids. En revanche, les produits des autres édifices montrent des séries calco-alkalines moyennement potassiques affichant des valeurs de K_2O d'environ 0,5% poids jusqu'à 2,5% poids respectivement pour des teneurs en silice égales.

Cette singularité dans la signature géochimique des produits de l'Hudson transparait également dans les teneurs en éléments en trace (**Fig. 3-4**). Pour chacun des types de roches de la série (basalte, andésite basaltique, andésite et dacite), on remarque systématiquement que les produits volcanique de l'Hudson sont enrichis en tous les éléments en trace par rapport aux produits des autres volcans de la SSVZ (Cay, Maca, Melimoyu et Mentolat). Pour les produits basiques (basaltes et andésites basaltiques) les tendances entre les édifices restent similaires avec un enrichissement en LILE, en HFSE et LREE par rapport aux MREE et HREE (Naranjo et Stern, 1998 ; Gutierrez *et al.*, 2005 ; Kratzmann *et al.*, 2008). Cependant les anomalies négatives en HFSE sont moins prononcées pour l'Hudson que pour les autres édifices. Pour les produits différenciés (andésites et dacites), les spectres montrent une plus grande variabilité géochimique dans la signature des produits et certaines anomalies sont différentes voire même inversées. Nous pouvons prendre en exemple le Sr et l'Eu qui sont parmi les éléments sensibles à la cristallisation fractionnée. Leurs teneurs montrent un appauvrissement plus prononcé dans les dacites de l'Hudson par rapport aux autres édifices suggérant ainsi un plus fort pourcentage de cristallisation du feldspath plagioclase dans les produits différenciés de l'Hudson que dans ceux des autres volcans. Les différences des pourcentages de minéraux cristallisés dans les produits émis expliquent en partie les différences de composition géochimique d'un volcan à l'autre.

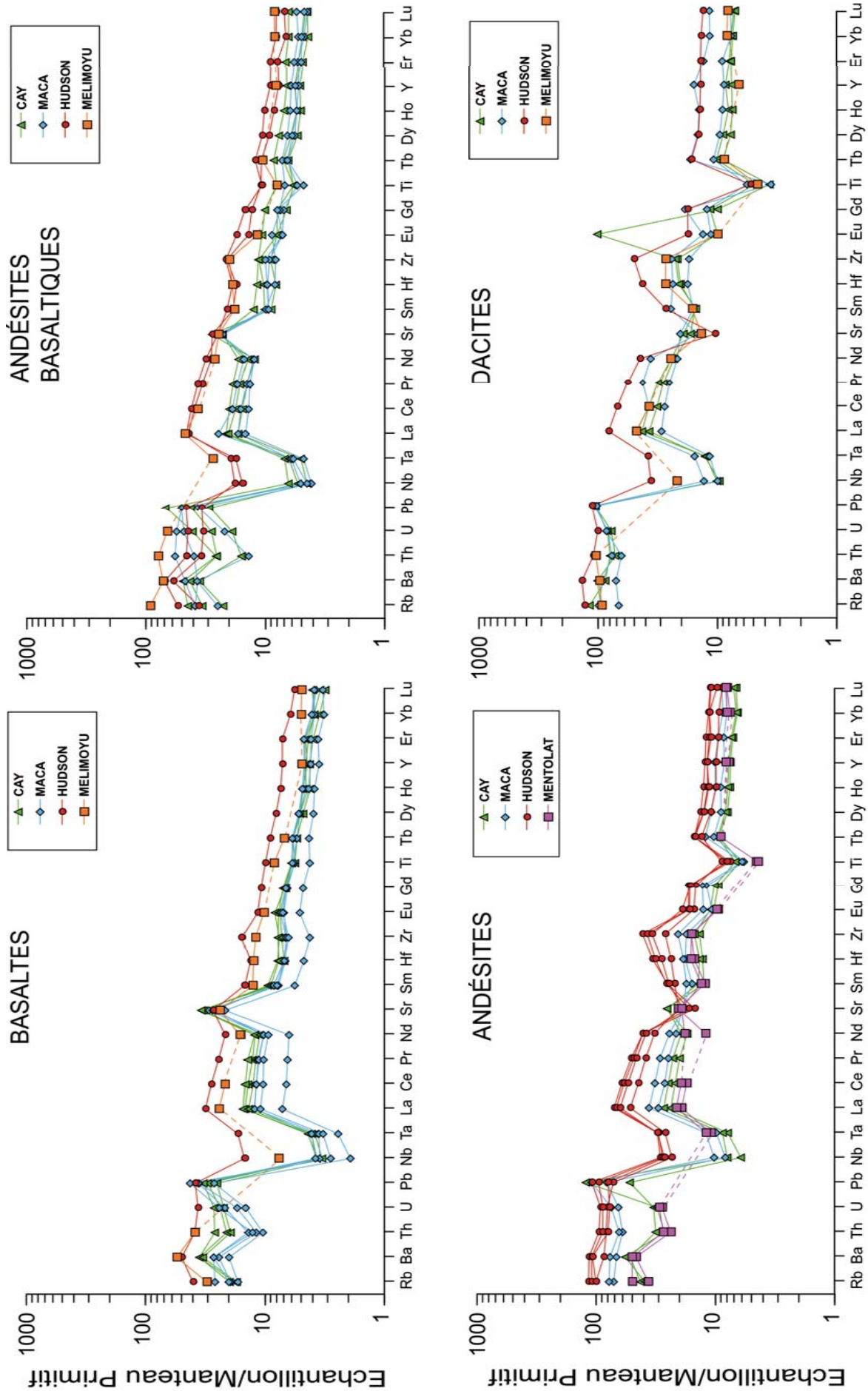


Figure 3-4: Spectres élargis des basaltes, andésites basaltiques, andésites et dacites des volcans de la SSVZ (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Gutierrez *et al.*, 2005) normalisés par rapport au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995)

3.3. TÉPHROCHRONOLOGIE À L'AIDE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Depuis les travaux de Naranjo et Stern (1998) sur la reconstruction de l'histoire éruptive Holocène du volcan Hudson, l'étude des dépôts de retombées proximaux a démontré que ce volcan a connu au moins 12 évènements explosifs au cours des 11,5 derniers ka, incluant les trois éruptions les plus explosives (6700 ans, 3600 ans et Août 1991) et implique que le volcan Hudson a été continuellement actif pendant l'Holocène (Naranjo et Stern, 1998). Les autres volcans de la SSVZ, bien que moins étudiés en détail ont également été actifs au cours de l'Holocène puisque des dépôts de retombées et des épanchements laviques leur sont associés (D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005). L'activité explosive récurrente des édifices de la SSVZ en fait des sources potentielles à l'origine de la présence de niveaux marins de cendres déterminés à partir d'une identification rigoureuse de téphras dans la carotte marine MD07-3088.

Ce paragraphe est consacré à la reconnaissance et à la discrimination des sources volcaniques des niveaux de téphras identifiés, par le biais des comparaisons temporelles et géochimiques avec des dépôts à terre bien contraints temporellement et pour lesquels des données géochimiques existent (Miyashiro, 1974; Futa et Stern, 1988; Lopez-Escobar *et al.*, 1993; Bitschene *et al.*, 1993; Naranjo et Stern, 1998 ; Haberle et Lumley, 1998 ; Ippach, 2001; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Stern, 2008; Kratzmann *et al.*, 2008). La discrimination des sources potentielles grâce à des corrélations terre-mer, combinant la datation ^{14}C et les compositions géochimiques en éléments majeurs a fait l'objet d'une publication intitulée:

**« Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the South Chilean margin :
New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period »,**

Carel, M., Siani, G., Delpech, G., 2011.

Journal of Volcanology and Geothermal Research, 208, 99–111.

Résumé

Une étude téphrostratigraphique détaillée basée sur des datations radiocarbone, la stratigraphie isotopique de l'oxygène et des analyses géochimiques a été réalisée sur une carotte marine collectée au large de l'archipel de Chonos-Taitao (Chili méridional), à proximité des centres volcaniques andéens de la zone volcanique sud (SVZ). Le comptage des esquilles volcaniques dans la carotte a mis en évidence la présence de douze niveaux de téphra sur les 22 derniers ka BP. Leur origine a été déterminée à partir de la comparaison des âges ^{14}C et de la géochimie en éléments majeurs des niveaux de cendres avec des téphra continentaux identifiés dans des dépôts de retombées attribués à l'activité des volcans du sud de la zone volcanique sud (SSVZ). Quatre de ces douze niveaux de cryptotéphra dans la partie sommitale de la carotte étudiée (1,9 à 16,1 ka BP) peuvent être faiblement corrélés à différents événements éruptifs attribués au volcan Cerro Hudson HW7, HW3, HW2 et HW1.

Pour les huit niveaux restants déposés entre 16,1 et 20 ka BP, aucune corrélation n'est possible avec des produits continentaux ; cependant, les compositions géochimiques en éléments majeurs des verres volcaniques suggèrent fortement que le Cerro Hudson serait la source la plus probable de l'émission de ces niveaux.

Par ailleurs, l'absence des deux éruptions les plus explosives de l'Hudson (3,6 et 7,5 ka BP) dans la partie supérieure de la carotte marine peut résulter d'un changement dans la position de la ceinture des vents dominants (SWW) soufflant d'ouest en est en réponse à la forte variabilité climatique enregistrée en Patagonie du Nord au cours de l'Holocène.



Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin: New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period

Mélanie Carel*, Giuseppe Siani, Guillaume Delpéch

Univ. Paris-Sud, Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), UMR CNRS 8148, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 July 2011

Accepted 13 September 2011

Available online 5 October 2011

ABSTRACT

A detailed tephrostratigraphy study supported by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ^{14}C dating, stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$) and geochemical analyses has been carried out from a deep-sea core collected offshore the Chonos–Taitao archipelago (southern Chile), close to the main Andean volcanic centres of the Southern Volcanic Zone (SVZ). Counting of glass-shards in the drill core revealed the occurrence of twelve ash layers over the last 22 ka BP. Their provenance was determined by comparing the ^{14}C age and major-element geochemistry of glass shards with tephra recovered in terrestrial fallout deposits from the Southern South Volcanic Zone (SSVZ). Four cryptotephra layers in the uppermost part of the studied core (1.9–16.1 ka BP) can be confidently correlated to the corresponding Cerro Hudson volcanic eruptive events HW7, HW3, HW2 and HW1. For the eight remaining tephra layers deposited between 16.1 ka and 20 ka BP, no direct correlation is possible with onland volcanic products; however the major-element geochemistry of the glass shards strongly suggests the Cerro Hudson as the volcanic source for these tephra. On the other hand, the lack of two of the largest Hudson Holocene eruptions (3.6 and 7.5 ka BP) in the uppermost part of deep-sea core may be linked to changes in the position of the Southern Westerlies Wind belt (SWW) as a response to the climate variability in Northern Patagonia during the Holocene.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Volcanic ash-layers preserved in geological records represent an invaluable tool for reconstructing past volcanic eruption histories of a given area but constitute also key stratigraphic markers for palaeoenvironmental studies and for investigating volcanic impacts on the environment. However, terrestrial fallout deposits may not be preserved because they are easily eroded, reworked or buried during subsequent volcanic activity. The occurrence of preserved ash layers interbedded in oceanic sediment sequences is a powerful tool for deciphering better the terrestrial stratigraphy of pyroclastic deposits, and to reconstruct explosive activity and magmatic evolution of volcanic provinces (i.e. Scheiddeger, 1973; Keller et al., 1978; Paterne et al., 1988, 1990, 2008). In addition to their direct relevance to volcanology, an additional identification of tephra layers in distal continental and/or marine areas represents powerful chronological tool for correlating climatic, geological and/or archaeological events (Bard et al., 1994; Sikes et al., 2000; Siani et al., 2001; Ton-That et al., 2001; Lane et al., 2010).

Marine tephrochronology has a high potential along the southwestern Chilean margin because of the highly explosive behaviour of volcanic activity in this region as reported since the first pioneer studies of Salmi (1941) and Auer (1965). Since then, numerous studies were

conducted in southern Chile on proximal fallout deposits or in more distal environments such as in lacustrine sediment sequences in southern Chile, and were mainly restricted to Holocene volcanic activity (Stern et al., 1984; Haberle and Lumley, 1998; Naranjo and Stern, 1998; Kilian et al., 2003; Villarosa et al., 2006; Bertrand et al., 2008). Indeed, the occurrence since the last glacial period of a permanent ice cap in Northern and Southern Patagonia (Clapperton, 1995) prevented a continuous record of the volcanic activity in this area at least before 14.5 ka BP (Haberle and Lumley, 1998).

In the present study we report the first continuous marine tephrochronological record since the last glacial period from a deep-sea core recovered off the south Chilean margin (46°S) by the R/V Marion Dufresne. The chronology of marine tephra was determined by coupling oxygen isotope measurements and AMS ^{14}C dating performed on monospecific planktonic foraminifera (Siani et al., 2010). Based on the morphological characteristics of pristine vitreous fragments, the origin of marine ash-layers was assessed by comparing their major element compositions (WDS microanalytical facilities) and age estimates with previously published well-dated subaerial tephra and pyroclastic deposits.

2. Study area and geological setting

The study area is located in the North Patagonia off the Chilean region of Aysen fjords between the northern Chonos archipelago and southern Taitao peninsula (Fig. 1).

* Corresponding author. Tel.: +33 01 69 15 67 47.

E-mail address: melanie.carel@u-psud.fr (M. Carel).

The regional geological setting indicates two main units from west to east: the Coastal Range and the Andean Cordillera (Fig. 1). The Coastal Range is about 100–150 km wide and is mainly composed of pre-Jurassic low-grade metamorphic basement rocks, ophiolites and plutonic rocks, and interbedded sedimentary and volcanic material (Palaeozoic basement) (Forsythe et al., 1986). The Andean Cordillera reaches altitudes higher than 3000 m and, in the south Chilean area, large glaciers cover these high reliefs. The geological units correspond to Cretaceous to Miocene plutonic rocks (Patagonian Batholith) such as granites overlain by upper Cenozoic volcanic centres.

The region of Aysen fjords is also situated directly above the Chile Triple Junction (CTJ), where the present geodynamic setting is controlled by interaction of Antarctic, Nazca and South American plates. Subduction beneath the South American plate induces an important volcanic activity in the Andean belt marked by large Quaternary volcanic centres that constitute the Southern Volcanic Zone (SVZ; Stern et al., 1984) and the Austral Volcanic Zone (AVZ; Stern et al., 1984). These volcanoes define two different volcanic fields, which are separated by a 350 km long volcanic gap exactly located at the position of the CTJ (Fig. 1; Ramos and Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; Gutiérrez et al., 2005).

The SVZ is subdivided into two parts, the Northern South Volcanic Zone (NSVZ), distributed between 33 and 37°S, and the Southern South Volcanic Zone (SSVZ) between 37 and 46°S (Fig. 1; Futa and Stern, 1988). Volcanoes of the SVZ are mainly calc-alkaline with high alumina basalts and andesites (Lopez-Escobar et al., 1995;

Corgne et al., 2001; D’Orazio et al., 2003). Along the SSVZ segment between 44°S and 46°S, five main active stratovolcanoes are located, from north to south (Fig. 1): Melimoyu (44.08°S; 72.88°W; 2400 m), Mentolat (44.70°S; 73.10°W; 1660 m), Cay (45.05°S; 72.98°W; 2090 m), Maca (45.10°S; 73.20°W; 3028 m) and Hudson (45.54°S; 72.58°W; 1905 m).

Melimoyu and Mentolat stratovolcanoes represent the northernmost edifices in this section of the SSVZ. Geochemical compositions of their products identify a basalt to dacite suite (Naranjo and Stern, 2004). The Melimoyu volcano proximal deposits are characterized by dacitic pumices and dark basaltic scoria (Naranjo and Stern, 2004). However, its volcanic activity still remains largely unknown, except for two Holocene eruptions younger than 2.8 ka and 1.7 ka BP respectively (Naranjo and Stern, 2004). The Mentolat volcano is formed by Pleistocene to Holocene basaltic andesites lava flows (Lopez-Escobar et al., 1993). No historic activity has been recorded so far except for one Holocene explosive eruption dated at ~6.7 ka BP (Naranjo and Stern, 2004).

Maca and Cay volcanoes are two highly eroded large adjacent edifices, separated by about 30 km (Fig. 1). Volcanic products of Maca range from basalts to andesites, whereas volcanic products of Cay show a more evolved trend, from andesites to dacites (Futa and Stern, 1988; Lopez-Escobar et al., 1993; D’Orazio et al., 2003).

Hudson volcano lies in the southernmost edifice of the SSVZ and has been subject to numerous studies (Futa and Stern, 1988; Stern, 1991, 1992, 2008; Naranjo and Stern, 1998; Gutiérrez et al., 2005;

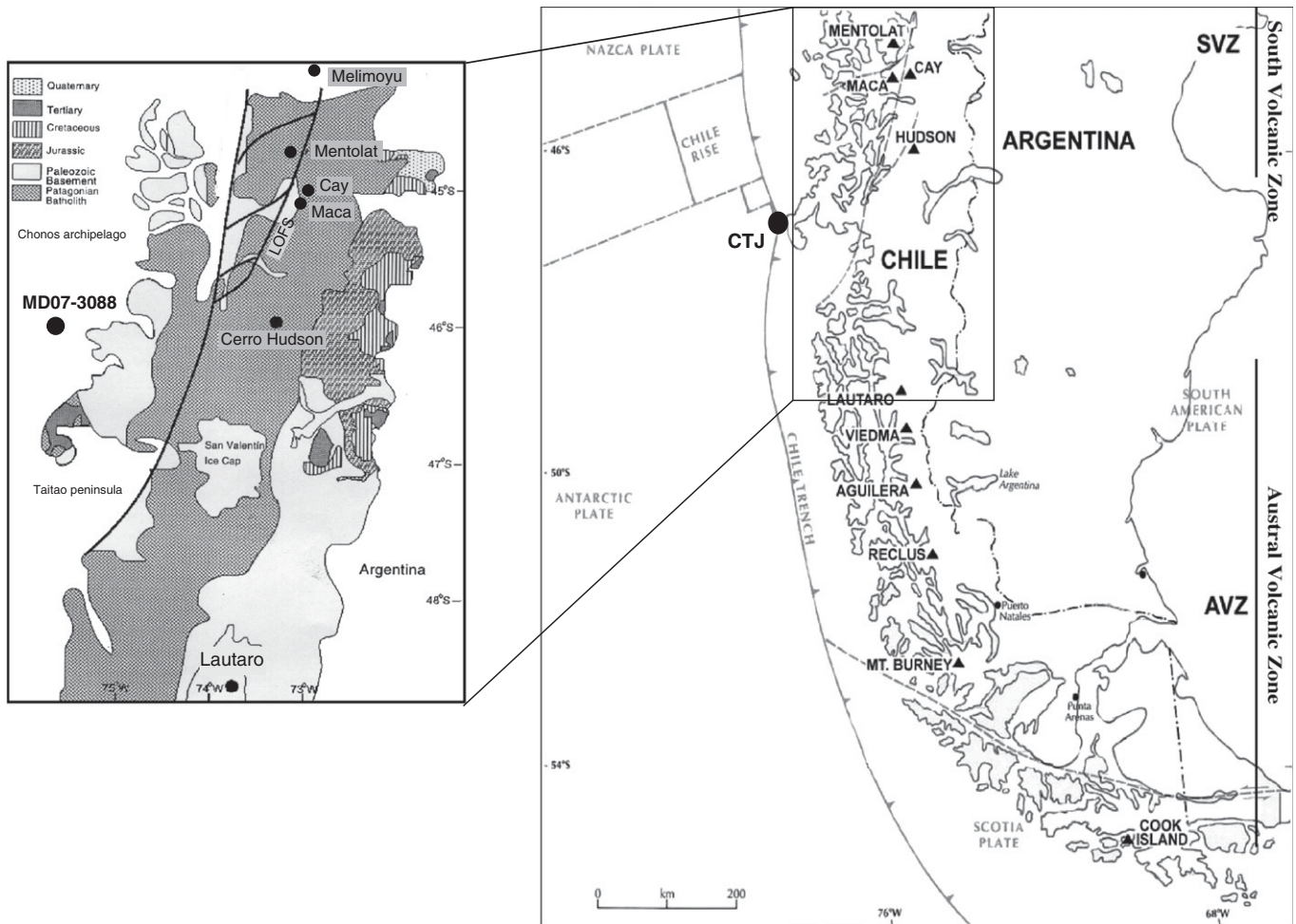


Fig. 1. Geological map showing the tectonic and the active volcanic areas of the South Volcanic Zone (SVZ) and the Austral Volcanic Zone (AVZ) (after Niemeyer et al., 1984 and Stern, 2008) and the Chile Triple Junction (CTJ) (Cembrano and Hervé, 1996). The inset shows the position of the deep-sea core MD07-3088, the schematic geological units of the studied area, the main volcanoes of the Southern South Volcanic Zone (SSVZ) and the location of the LOPS (Liquiñe-Ofqui Fault System).

Kratzmann et al., 2008, 2010). Emplaced on a 30 km-thick crust (Kilian and Behrmann, 2003), it covers an area of approximately 300 km², with a summit constituted by a 10 km wide circular caldera (Naranjo and Stern, 1998). The summit caldera is filled by approximately 2.5 km³ of ice which feeds and drains the northwest Huemules glacier (Naranjo and Stern, 1998). Several Holocene ashfall deposits of eruptive events have been identified (Auer, 1974; Stern, 1991; Haberle and Lumley, 1998; Naranjo and Stern, 1998), suggesting that Hudson volcano has been active repeatedly throughout the Holocene. It is constituted by strombolian lapilli and thin lava flows, which shows a complete typical calc-alkaline serie ranging from basalts to dacites (Futa and Stern, 1988; Naranjo and Stern, 1998; Gutiérrez et al., 2005). Pyroclastic deposits in a close road-cut outcrop have provided a fairly continuous Holocene record of the Hudson activity marked by at least twelve highly to low explosive eruptions (Naranjo and Stern, 1998) but K/Ar dating on lavas and juvenile ejecta indicates volcanic activity since about 1 million years (Orihashi et al., 2004).

The study area is situated within a zone of high precipitation driven by the dominant Southern Westerly Wind belt (SSW) and marked by annual mean precipitation in the order of 3000 mm (Fujiyoshi et al., 1987). Although the study site is located westward with respect to the main volcanic centres and in opposite direction to the prevailing winds, products of some eruptions are likely to be recovered in the sedimentary sequence, as previously shown by Haberle and Lumley (1998) in the neighbouring lacustrine sequences from Taitao peninsula and Chonos archipelago.

3. Material and analytical methods

Calypso core MD07-3088 (46°04.30' S, 75°41.23' W, 1536 m; 18.9 m length) was collected on February 2007 during the MD159-PACHIDERME/IMAGES cruise (Kissel, 2007) by the French R/V Marion Dufresne.

The upper 6 m of this 18.9 m long deep-sea core is composed of diatom-rich grey-olive clayey layers and the remaining 12.9 m by

greyish olive to grey silty clay with some intercalations of silty/sandy layers, respectively (Fig. 2; Siani et al., 2010).

Marine ash-layers were identified by the relative abundance of glass shards as previously described in Siani et al. (2004). Counting of glass shards from 210 samples was conducted on the detrital fraction every 10 cm along the 18.9 m of the core, with resolution of 5 cm between 600 cm to 900 cm, owing to the occurrence of several eruptions closely spaced in time. After washing and sieving, all the samples in the fraction >40 μm were rinsed in a 10% HCl solution in order to remove the carbonate fraction. At least 300 detrital particles were counted in each sample to evaluate the proportion of glass shards, crystals and lithics. Volcanic glass-shards are present throughout the core at a background level of around 2% in number of detrital particles, so we considered as tephra layers only the peaks of abundance larger than two times the 2% background. Before determining their chemistry, individual glass-shard morphology was studied using a stereomicroscope and a Philips XL30 scanning electron microscope (SEM) at IDES, University Paris XI (France). Glass shards were then handpicked and mounted on epoxy resin beads and polished on an automated polish wheel to avoid compositional variations due to surficial alteration processes.

Major-element analyses were performed on CAMECA-SX 100 Electron Microprobe (EPMA-CAMPARIS) at the University Paris VI (France). Ten elements were analysed (Na, Mg, Si, Al, P, K, Ca, Ti, Mn and Fe) using an accelerating voltage of 15 kV, a current of 10 nA and a beam size of 5 μm to minimise loss of alkalis such as Na. Precisions on individual shards (1σ) were better than 0.6% for Si, ~1% for Al, <3% for Ca and Mg, <4% for Na, <5% for Fe, <6% for K, 10% for Ti and about 30% for P and Mn. Analytical data of individual glass-shards analyses have been normalized to 100% wt. (Table 1).

Radiocarbon dating were performed on monospecific planktonic foraminifera shells of *Globigerina bulloides* in the size fraction >150 μm at UMS-ARTEMIS (Pelletron 3 MV) AMS facilities (CNRS-CEA Saclay, France). ¹⁴C analyses were done with the standard procedure described by Tisnérat-Laborde et al. (2001).

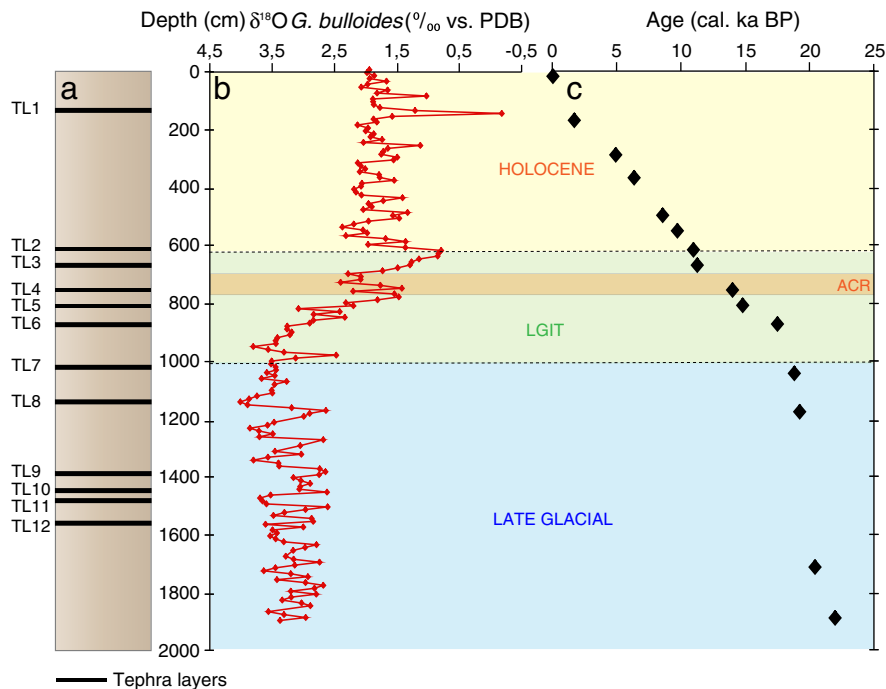


Fig. 2. a) Lithology as a function of depth of the core MD07-3088 and location of the tephra layers (TL1 to TL12, black lines) b) Variations in oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) of the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* (250–315 μm) versus depth. Oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) measurements were performed with a sampling resolution every 10 cm with a Finnigan Delta + mass spectrometer. Results were normalised relative to PDB (Pee Dee Belemnite) standard (‰). ACR = Antarctic Cold Reversal. c) Age–depth relation for core MD07-3088 based on fifteen linearly interpolated ¹⁴C-AMS dates. ¹⁴C ages are shown in calendar ka BP with a reservoir age correction according to Ingram and Southon (1996).

Table 1

Major elements compositions of the twelve tephra layers recognised in core MD 07–3088 (see text for details). Values are normalised to 100 wt.%.

<i>160 cm (TL1)</i>																		
SiO ₂	54.38	54.54	54.98	55.14	55.33	55.31	55.62	55.62	57.17	60.64	62.28	65.88	66.00	66.33	66.59	66.65	68.52	
TiO ₂	2.28	1.77	2.69	1.55	2.12	2.68	2.04	2.11	1.98	1.31	1.4	1.38	1.06	1.06	0.97	1.27	0.8	
Al ₂ O ₃	15.12	14.75	13.61	15.56	14.96	14.45	12.8	15.97	15.69	16.86	16.18	15.84	16.02	16.12	15.78	15.56	16.21	
FeO	10.69	0.12	10.3	8.92	10.59	10.07	12.93	8.88	8.05	6.97	5.78	4.05	4.08	5.01	4.12	4.11	2.94	
MnO	0.16	0.12	0.17	0.09	0.25	0.22	0.19	0.19	0.18	0.18	0.26	0.26	0.09	0.24	0.11	0.08	0.15	
MgO	3.81	4.05	3.87	4.79	3.66	3.97	3.41	3.43	3.41	1.41	1.33	1.16	1.03	1.08	1.14	1.18	0.61	
CaO	7.64	8.00	7.73	8.27	7.33	7.58	7.49	7.2	6.6	5.27	5.28	2.81	2.34	2.57	2.43	2.52	1.49	
Na ₂ O	4.11	4.02	4.03	3.96	3.84	2.88	3.84	4.59	4.3	5.42	4.48	5.4	5.77	4.37	5.3	5.39	5.71	
K ₂ O	1.28	1.02	1.55	1.14	1.4	1.8	1.22	1.27	1.84	1.52	1.83	2.88	3.29	2.86	3.26	2.92	3.37	
P ₂ O ₅	0.54	0.34	1.06	0.58	0.53	1.03	0.45	0.75	0.76	0.41	1.19	0.33	0.32	0.37	0.3	0.33	0.2	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
<i>610 cm (TL2)</i>																		
SiO ₂	55.26	55.35	55.64	56.33	57.02	57.04	57.64	59.67	59.69	60.18	60.71	64.56	64.6	66.32	69.12			
TiO ₂	2	1.79	1.74	1.61	1.59	1.96	1.71	1.6	1.7	1.58	1.5	1.52	1.29	1.22	0.65			
Al ₂ O ₃	16.05	16.47	16.21	15.85	15.97	14.21	16.25	16.37	15.12	16.32	16.33	16.27	15.94	16.66	16.16			
FeO	9.37	9.69	9.38	10.1	8.44	10.35	8.39	7.06	9.72	8.06	7.03	6.17	5.27	4.41	3.43			
MnO	0.19	0.23	0.18	0.19	0.13	0.22	0.21	0.15	0.23	0.22	0.17	0.15	0.16	0.21	0.16			
MgO	3.59	4.24	4.31	4.09	3.64	3.83	3.05	2.73	2.84	3.14	2.27	2.08	1.46	1.25	0.73			
CaO	6.8	8.01	7.78	7.83	6.63	7.21	6.15	5.39	6.33	6.35	4.62	4.54	2.97	2.57	1.5			
Na ₂ O	4.64	2.1	2.58	2.02	4.21	2.54	4.41	4.46	2.07	1.83	4.48	1.88	5.28	4.14	5.04			
K ₂ O	1.49	1.48	1.38	1.34	1.71	1.91	1.49	1.98	1.79	1.73	2.25	2.31	2.67	2.87	3.06			
P ₂ O ₅	0.6	0.65	0.81	0.63	0.66	0.72	0.7	0.6	0.51	0.59	0.65	0.52	0.36	0.35	0.14			
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100			
<i>660 cm (TL3)</i>																		
SiO ₂	53.83	56.57	56.67	56.92	56.97	57.69	57.93	58.09	58.95	60.7	60.7	61.08	61.2	67.14	67.42	67.48	67.61	68.56
TiO ₂	2.05	1.85	2.17	1.68	1.88	1.76	1.63	1.66	1.71	1.5	1.64	1.61	1.51	0.95	0.99	0.75	1.03	0.61
Al ₂ O ₃	16.2	16.09	15.34	16.6	16.82	16.49	16.72	16.59	16.16	16.02	16.83	16.05	16.19	16.2	16.35	15.9	16.71	16.18
FeO	9.42	8.68	8.3	8.2	7.99	7.06	7.25	7.22	6.95	6.64	6.13	6.21	6.15	3.33	3.64	3.45	3.61	3.27
MnO	0.23	0.02	0.2	0.05	0.24	0.2	0.19	0.15	0.13	0.25	0.24	0.13	0.15	0.19	0.06	0.19	0.09	0.32
MgO	3.82	3.27	3.19	3.35	2.98	3.23	2.97	3.06	2.97	2.2	2.14	2.07	2.22	0.91	0.92	0.75	0.9	0.87
CaO	7.62	7.18	6.05	7.21	6.55	6.23	5.93	6.05	5.7	4.9	4.67	4.48	4.5	2.11	2.04	1.47	2.73	2.21
Na ₂ O	4.52	4.48	5.56	4.17	3.95	5.07	5.03	4.97	4.98	4.89	4.88	5.11	5.08	5.95	5.27	6.23	4.17	4.61
K ₂ O	1.38	1.44	1.68	1.38	1.59	1.57	1.67	1.61	1.82	2.18	2.29	2.58	2.25	2.91	3.1	3.55	2.9	3.19
P ₂ O ₅	0.93	0.42	0.84	0.43	1.04	0.69	0.69	0.61	0.63	0.72	0.49	0.69	0.77	0.31	0.22	0.23	0.25	0.18
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<i>750 cm (TL4)</i>																		
SiO ₂	54.14	56.51	59.55	60.92	61.42	63.68	65.91	65.92	66.44	66.87	66.97	67.57	67.57	69.17	69.88			
TiO ₂	1.98	1.84	1.63	1.92	1.56	1.49	1.41	1.25	1.08	1.08	0.95	0.97	1.08	0.79	0.91			
Al ₂ O ₃	15.21	16.21	16.33	16.44	16.43	16.22	15.64	16.28	16.47	16.74	16.09	16.02	15.7	16.09	15.65			
FeO	9.67	8.19	6.56	6.73	5.77	4.57	4.75	3.77	3.74	3.86	3.37	3.5	3.66	3.7	2.88			
MnO	0.26	0.26	0.21	0.21	0.13	0.31	0.14	0.15	0.14	0.26	0.13	0.25	0.41	0.14	0.11			
MgO	4.51	3.29	2.74	2.77	2.23	1.49	1.31	1.07	1.12	1.15	0.97	1.02	0.89	0.91	1.64			
CaO	8.13	6.79	5.32	5.29	4.48	3.44	2.66	2.49	2.68	2.31	2.07	2.58	1.8	2.28	1.88			
Na ₂ O	4.05	4.67	4.93	2.95	5.17	5.87	5.08	5.96	5.39	4.85	6.08	4.84	5.53	3.7	4.86			
K ₂ O	1.43	1.57	2.07	2.02	2.27	2.46	2.69	2.78	2.67	2.62	3.14	2.99	3.12	2.96	3.04			
P ₂ O ₅	0.63	0.68	0.65	0.73	0.54	0.46	0.42	0.34	0.27	0.26	0.21	0.27	0.24	0.26	0.14			
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100			
<i>800 cm (TL5)</i>																		
SiO ₂	54.46	55.22	55.7	57.66	57.97	59.11	61.54	61.81	63.78	65.48	65.6	67.36	68.24	68.28				
TiO ₂	1.7	2.07	2.04	1.68	2.06	1.64	1.61	1.4	1.54	1.2	1.25	1	0.94	0.82				
Al ₂ O ₃	15.92	15.25	15.97	16.36	15.93	16.26	16.16	16.78	15.9	15.74	16.13	15.97	15.79	16.19				
FeO	8.86	9.16	8.66	7.47	7.45	7	5.96	5.91	5.2	4.31	4.65	3.28	3.24	3.87				
MnO	0.13	0.22	0.09	0.26	0.16	0.27	0.11	0.16	0.1	0.13	0.11	0.19	0.18	0.12				
MgO	4.86	4.21	3.79	2.93	3.02	2.81	2.14	2.33	1.55	1.27	1.54	0.79	0.94	0.88				
CaO	8.28	7.32	7.14	6.38	5.74	5.73	4.21	4.86	3.3	2.76	3.62	1.73	2.13	1.8				
Na ₂ O	3.83	4.29	4.48	4.91	4.79	4.77	5.27	4.32	5.8	5.65	4.16	6.23	5.22	4.82				
K ₂ O	1.25	1.26	1.37	1.6	1.78	1.65	2.42	1.92	2.4	3.05	2.54	3.26	3.09	3.03				
P ₂ O ₅	0.72	0.99	0.75	0.76	1.1	0.76	0.58	0.52	0.43	0.4	0.4	0.19	0.25	0.2				
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100				
<i>870 cm (TL6)</i>																		
SiO ₂	53.27	53.92	55.77	60.07	62.05	64.92	66.85	68.03	68.24									
TiO ₂	1.88	2.24	1.74	1.76	1.29	1.31	0.8	1.13	0.8									
Al ₂ O ₃	16.17	15.44	16.17	16.59	16.28	16.09	16.17	15.24	16.56									
FeO	9.64	9.86	8.06	6.46	5.68	4.57	3.93	3.69	2.79									
MnO	0.13	0.05	0.12	0.28	0.22	0.23	0.24	0.18	0.1									
MgO	4.41	3.97	4.02	2.36	2.05	1.33	1	0.85	0.62									
CaO	8.22	7.24	7.83	5.13	4.35	2.72	2.6	2.32	1.38									
Na ₂ O	4.44	4.72	4.35	4.64	5.35	5.44	4.96	5.14	6.29									
K ₂ O	1.17	1.62	1.15	2.15	2.21	3.04	3.08	3.14	3.07									
P ₂ O ₅	0.66	0.93	0.8	0.55	0.54	0.33	0.37	0.26	0.14									
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100									

Table 1 (continued)

<i>1080 cm (TL7)</i>																
SiO ₂	52.05	53.67	54.08	54.26	54.41	55.56	56.84	56.84	57.81	58.03	58.7	59.3	60.22	63.19	65.14	69.85
TiO ₂	2.08	1.95	1.62	1.58	1.8	1.73	1.64	1.9	1.98	1.44	1.98	1.66	1.51	1.36	1.11	0.63
Al ₂ O ₃	15.4	16.71	15.28	16.18	16.27	16.85	15.26	15.99	16.33	16.46	15.14	16.96	16.34	16.37	16.27	16.43
FeO	11.45	9.33	10.92	9.37	9.66	8.91	9.36	8.85	9.16	7.62	8.43	7.75	7.06	5.6	4.81	3.14
MnO	0.17	0.19	0.21	0.22	0.19	0.14	0.17	0.19	0.16	0.18	0.19	0.21	0.15	0.16	0.12	0.14
MgO	4.5	4.86	4.63	4.91	4.61	4.49	4.16	3.14	3.26	3.33	3	3.12	2.45	1.83	1.33	0.68
CaO	8.51	8.64	9.04	9.09	8.34	8.27	7.74	6.17	6.9	6.39	5.72	6.08	5.06	3.66	2.91	1.63
Na ₂ O	4.38	2.82	2.74	2.71	2.71	2.47	2.61	4.55	2.25	4.34	4.08	2.53	4.6	4.92	5.24	4.68
K ₂ O	0.97	1.08	1.18	1.26	1.38	1.16	1.73	1.69	1.56	1.67	1.82	1.79	2.12	2.42	2.73	2.68
P ₂ O ₅	0.48	0.74	0.29	0.43	0.63	0.41	0.49	0.69	0.59	0.55	0.94	0.59	0.50	0.38	0.14	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<i>1140 cm (TL8)</i>																
SiO ₂	53.93	54.05	56.38	56.43	56.46	58.16	58.2	61.79	62.28	63.7	67.71					
TiO ₂	1.95	1.58	1.92	2.02	1.8	1.76	1.55	1.74	1.65	1.37	1.38					
Al ₂ O ₃	16.19	16.61	16.58	15.63	15.27	16.55	16.43	15.97	16.06	16.69	15.32					
FeO	9.43	8.91	9.44	10.57	9.34	7.61	7.7	7.52	8.03	5.15	4.49					
MnO	0.16	0.24	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.12	0.21	0.17	0.16					
MgO	4.12	4.75	3.57	3.41	3.85	2.62	2.93	2.51	2.41	1.88	0.83					
CaO	7.88	8.61	7.11	6.99	7.09	5.55	5.98	5.04	5.04	3.7	2.01					
Na ₂ O	4.24	3.8	2.3	2.32	3.88	5	4.58	2.51	1.42	4.67	4.57					
K ₂ O	1.39	1.05	1.54	1.6	1.44	1.98	1.79	2.08	2.11	2.19	3.11					
P ₂ O ₅	0.71	0.4	0.98	0.85	0.68	0.6	0.67	0.72	0.79	0.48	0.43					
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100					
<i>1390 cm (TL9)</i>																
SiO ₂	53.63	54.74	62.25	67.92	69.51											
TiO ₂	1.93	2.53	1.25	0.96	0.77											
Al ₂ O ₃	16.6	14.26	15.94	16.8	16.28											
FeO	9.73	10.78	7.98	3.86	3.11											
MnO	0.18	0.22	0.16	0.15	0.12											
MgO	4.26	3.63	2.62	0.99	0.64											
CaO	8.94	7.63	5.48	2.59	1.59											
Na ₂ O	3.05	3.67	1.71	3.61	4.57											
K ₂ O	1.19	1.71	2.1	2.87	3.18											
P ₂ O ₅	0.51	0.83	0.51	0.23	0.22											
Total	100	100	100	100	100											
<i>1440 cm (TL10)</i>																
SiO ₂	54.38	55.86	56.17	56.2	58.03	59.45	60.57	61.36	61.81	61.9						
TiO ₂	1.8	2.1	1.94	1.59	1.42	1.58	1.39	1.26	1.53	1.51						
Al ₂ O ₃	16.66	15.36	16.03	16.14	16.55	16.29	16.3	16.43	17.61	15.91						
FeO	8.88	10.11	9.82	9.53	8.15	7.57	7.29	6.89	6.19	6.74						
MnO	0.15	0.22	0.15	0.18	0.15	0.22	0.15	0.15	0.14	0.15						
MgO	4.1	3.49	3.83	4.32	3.19	2.98	2.66	2.42	2.47	2.3						
CaO	7.89	6.37	7.86	8.21	6.3	5.58	5.39	4.87	5.39	5.02						
Na ₂ O	4.13	3.87	2	2.02	3.66	3.95	3.58	3.96	2.31	3.82						
K ₂ O	1.38	1.73	1.56	1.29	1.79	1.89	2.1	2.22	2	2.23						
P ₂ O ₅	0.63	0.88	0.65	0.51	0.74	0.49	0.59	0.45	0.54	0.42						
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100						
<i>1470 cm (TL11)</i>																
SiO ₂	54.09	54.13	54.31	55.38	57.57	57.88	65.22									
TiO ₂	1.77	2.05	2.08	1.53	1.74	1.87	1.36									
Al ₂ O ₃	15.78	15.42	16.15	16.61	17.27	15.94	16									
FeO	8.71	10.8	9.77	9.23	8.06	9.54	5.46									
MnO	0.12	0.15	0.18	0.16	0.16	0.12	0.16									
MgO	4.85	4	4.13	4.74	3.01	3.38	1.43									
CaO	6.92	7.06	7.08	8.17	6.27	6.63	4.09									
Na ₂ O	5.32	4.2	4.05	2.24	3.66	2.33	3.43									
K ₂ O	1.52	1.49	1.48	1.26	1.53	1.67	2.39									
P ₂ O ₅	0.91	0.69	0.76	0.6	0.75	0.63	0.44									
Total	100	100	100	100	100	100	100									
<i>1560 cm (TL12)</i>																
SiO ₂	54.97	55.54	56.15	56.45	56.69	57.4	58.99	59.61	65.17	65.92						
TiO ₂	1.87	1.63	2.13	1.58	1.72	1.65	1.4	1.72	1.1	1.02						
Al ₂ O ₃	16.21	16.54	15.8	15.96	16.2	16.55	16.76	15.94	16.25	16						
FeO	10.05	9.15	8.69	8.23	8.64	7.94	7.08	7.62	5.22	4.67						
MnO	0.18	0.22	0.16	0.12	0.18	0.17	0.17	0.23	0.14	0.11						
MgO	4.31	4.46	3.65	3.85	3.42	3.26	2.76	2.62	1.41	1.25						
CaO	8.22	8.11	6.76	7.49	6.55	6.52	5.52	5.28	3.35	3.07						
Na ₂ O	2.32	2.1	4.23	4.33	4.16	4.24	5.07	4.38	4.65	4.89						
K ₂ O	1.34	1.55	1.55	1.41	1.81	1.66	1.93	2.02	2.4	2.81						
P ₂ O ₅	0.53	0.7	0.88	0.58	0.63	0.62	0.33	0.58	0.31	0.25						
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100						

Table 2
Conventional ^{14}C ages obtained by Accelerator mass spectrometry (AMS) dating on monospecific planktonic foraminifera and corresponding calendar ages converted with the CALIB 6.0 software (Reimer et al., 2009). The six last tephra layers were dated by linear interpolation. Morphological characteristics of glass shards were determined by SEM imaging and sea–land correlations relied on comparison with onland deposits corresponding to well-known Hudson eruptive events (Haberle and Lumley, 1998).

Core depth (cm)	Conventional radiocarbon age	$\pm 1\sigma$ error	Species	Calibrated age (cal. yrs BP)	Tephra code	Characteristics of glass shards	Correlations with onland deposits	References
160	2,510	30	<i>G.bulloides</i>	1,920	TL1	2 poles: basaltic and trachytic, honey and translucent shards, slightly vesiculated	HW7 (Hudson)	Haberle and Lumley, 1998
610	10,050	35	<i>G.bulloides</i>	10,750	TL2	Andesites to dacites, with few transitive products, honey to colourless shards, highly vesiculated	Oprasa 4?	Haberle and Lumley, 1998
660	10,880	35	<i>G.bulloides</i>	12,000	TL3	Dark layer, most basic products (lots of honey shards), less K-rich evolved colourless shards, poorly vesiculated	HW3 (Hudson)	Haberle and Lumley, 1998
750	12,885	40	<i>G.bulloides</i>	14,110	TL4	Basaltic andesites more abundant than dacites and rhyolites (more honey shards than translucent)	HW2 (Hudson)	Haberle and Lumley, 1998
800	13,755	35	<i>G.bulloides</i>	16,100	TL5	Less basaltic composition, abundance of colourless glass shards, highly K-rich and coalescence of vesicles	HW1 (Hudson)	Haberle and Lumley, 1998
870	14,970	80	<i>G.bulloides</i>	17,350	TL6	Basic composition (abundance of honey shards), few intermediate products but presents the most evolved shards to rhyolites, large vesicles filled with cristobalite	Hudson	Not previously recognised
1080	Interpolated age	–	–	18,750	TL7	Most basic compositions (majority of honey shards) from basalts to andesitic trachytes, moderately vesiculated	Hudson	Not previously recognised
1140	Interpolated age	–	–	18,900	TL8	Relatively basic composition, only few trachytic samples, large vesicles	Hudson	Not previously recognised
1390	Interpolated age	–	–	19,450	TL9	Andesitic to trachytic compositions, poorly vesiculated	Hudson	Not previously recognised
1440	Interpolated age	–	–	19,600	TL10	Most complete series from basalts to trachytes, homogenous content of honey and translucent particles	Hudson	Not previously recognised
1470	Interpolated age	–	–	19,660	TL11	Honey andesitic shards to colourless dacitic shards, poorly vesiculated	Hudson	Not previously recognised
1560	Interpolated age	–	–	19,860	TL12	Andesitic to dacitic compositions, very poorly vesiculated, sub-rounded morphology	Hudson	Not previously recognised

4. Chronology and age model

The oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) stratigraphy of the deep-sea core MD07-3088 is detailed in Siani et al. (2010) and illustrated in Fig. 2. $\delta^{18}\text{O}$ values range between -0.1% and 3.9% and show variations characteristic of the last Glacial/Interglacial transition (LGIT) and Holocene. For each climatic period, $\delta^{18}\text{O}$ values record significant short-term fluctuations, mostly during the last glacial period when they range between 2.5 and 3.9% . These $\delta^{18}\text{O}$ fluctuations can be explained by strong variability of the local hydrologic network, due to changes in temperature and/or salinity associated to either advance, or melting of the northern Patagonian ice field (Siani et al., 2010).

The age model of core MD07-3088 integrates four new AMS ^{14}C ages (Table 2), which complete the previously published radiocarbon data set (Siani et al., 2010). The conventional radiocarbon ages were subsequently converted into calendar ages according to INTCAL09 radiocarbon age calibration curve (Reimer et al., 2009) by using Calib 6.0 software (Stuiver and Reimer, 1993). The calibration integrates an average marine $\Delta R = 200$ yr (Taylor and Berger, 1967; Ingram and Southon, 1996) which corresponds to a reservoir ^{14}C age correction of ca. 600 years as previously outlined by Siani et al. (2010). However, it is worth noting that temporal variability of reservoir ^{14}C age could have limited the accuracy of ^{14}C chronology.

According to the age model, the 18.9 m long-core covers the last 18.8 ^{14}C ka, corresponding to the last ca. 22 cal ka BP. The mean sedimentation rate during this time interval was estimated at about 60 cm/ka for the upper 870 cm depth during the last deglaciation and the Holocene, and 300 cm/ka between 870 and 1,890 cm for the last glacial, resulting in a temporal resolution of ca. 150 and 30 yrs, respectively. Hereafter, all ages will be discussed as cal ka BP.

5. Results and discussion

5.1. Origin of the marine ash layers

Twelve cryptotephra were recognised along the core MD07-3088 at depths of 160 cm, 610 cm, 660 cm, 750 cm, 800 cm, 870 cm, 1,080 cm, 1,140 cm, 1,390 cm, 1,440 cm, 1,470 cm and 1,560 cm respectively (Fig. 2). Tephra were labelled TL1 to TL12 from the top to the bottom of the core (Table 2; Fig. 2). Based on isotope stratigraphy and age model, one tephra layer were identified during the Holocene (TL1), one at the boundary of Holocene and LGIT (TL2), four during the LGIT (TL3, TL4, TL5, TL6) and six during the last glacial period (TL7 to TL12; Fig. 2).

SEM imaging of glass shards revealed fresh unaltered material, characterized by highly vesicular to vesicular colourless to light brownish to honey-coloured particles (Fig. 3). Their morphology indicates pristine volcanic material. Major-element compositions of individual marine glass shards of the twelve tephra layers are reported in a K_2O vs. SiO_2 diagram of Peccerillo and Taylor (1976) (Fig. 4, Table 1). Glass shards display a continuous range of compositions between basaltic andesite to rhyolite and define a calc-alkaline trend with the most silica-rich distributing in the high-K calc-alkaline domain. Highly vesicular colourless glass shards were identified as rhyolitic or dacitic in composition, whereas vesicular brownish/honey glass shards are generally andesitic/basaltic andesitic in composition.

The potential volcanic sources for the tephra layers recovered in the core MD07-3088 are the neighbouring volcanic centres, mainly those of the SSVZ (Hudson, Maca, Cay, Mentolat, Melimoyu), even though a possible affinity with AVZ volcanoes cannot be discarded. To discriminate the main potential sources of the marine tephra, we compared their geochemical composition with those of the terrestrial effusive and pyroclastic/fallout deposits of SSVZ and AVZ volcanoes.

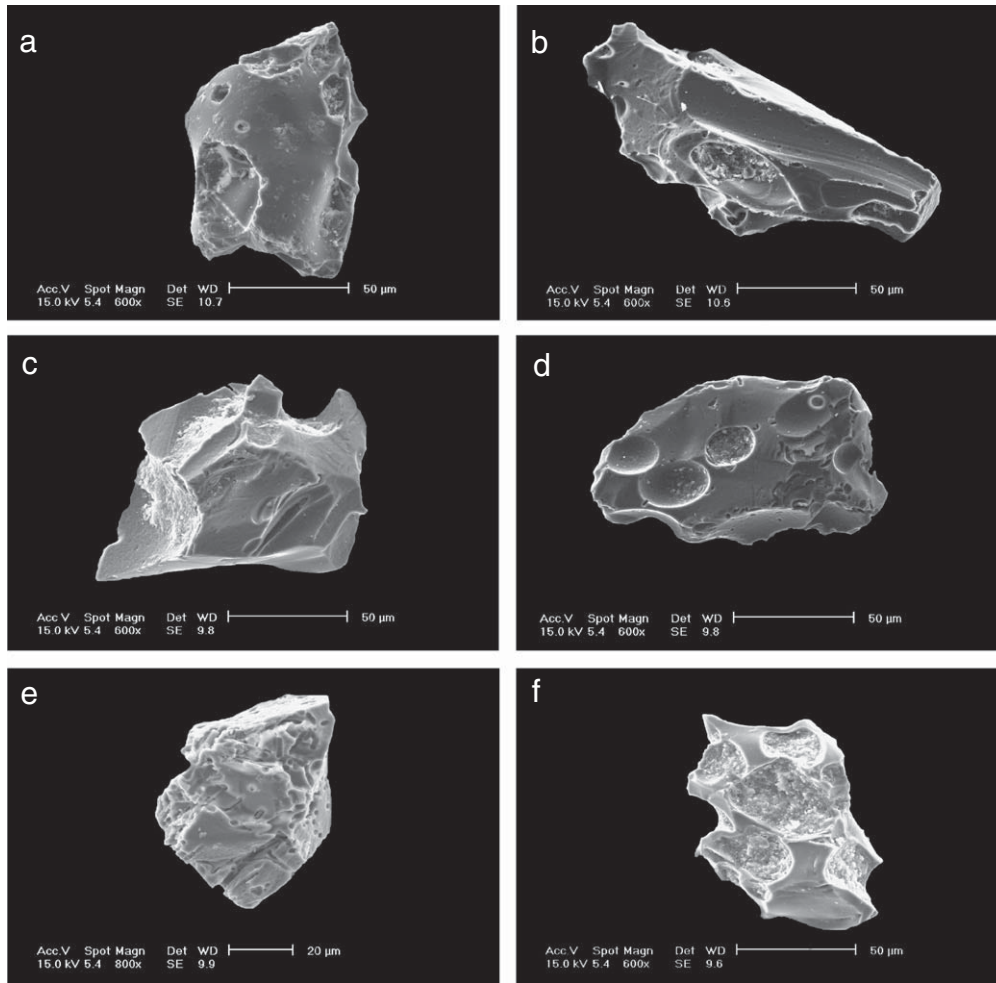


Fig. 3. SEM pictures of pristine glass fragments from the marine tephra layers. a, b, c, d: basaltic to andesitic glass shards with large and scattered vesicles with thin walls; e, f: dacitic and rhyolitic glass shards with small and coalescent vesicles with thick walls (sometimes filled with cristobalite).

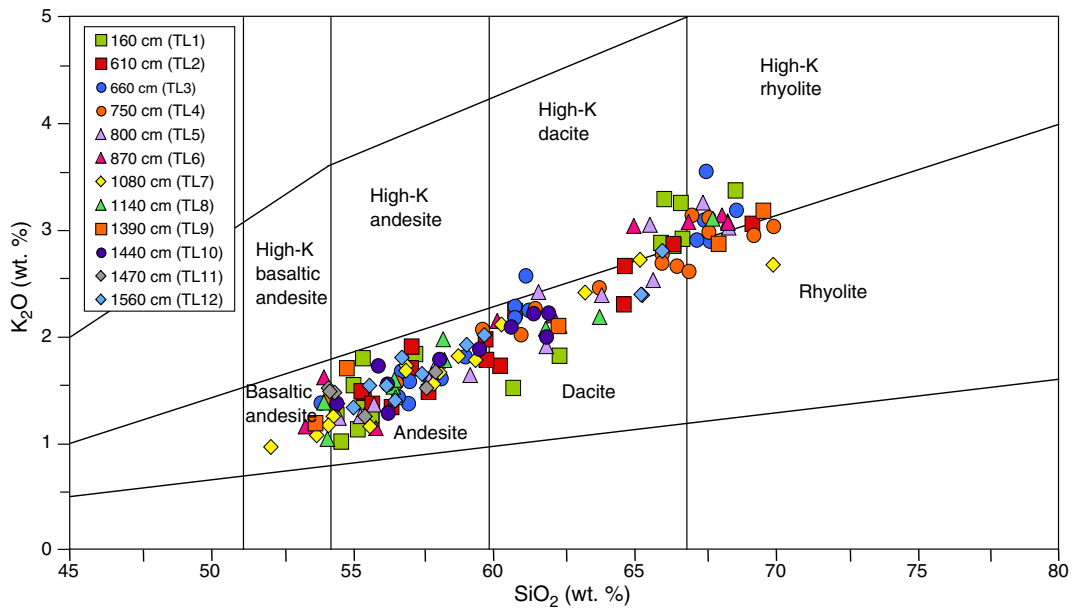


Fig. 4. K_2O vs. SiO_2 diagram showing the geochemical compositions of the marine ash-layers in core MD 07-3088 (modified after Peccerillo and Taylor, 1976).

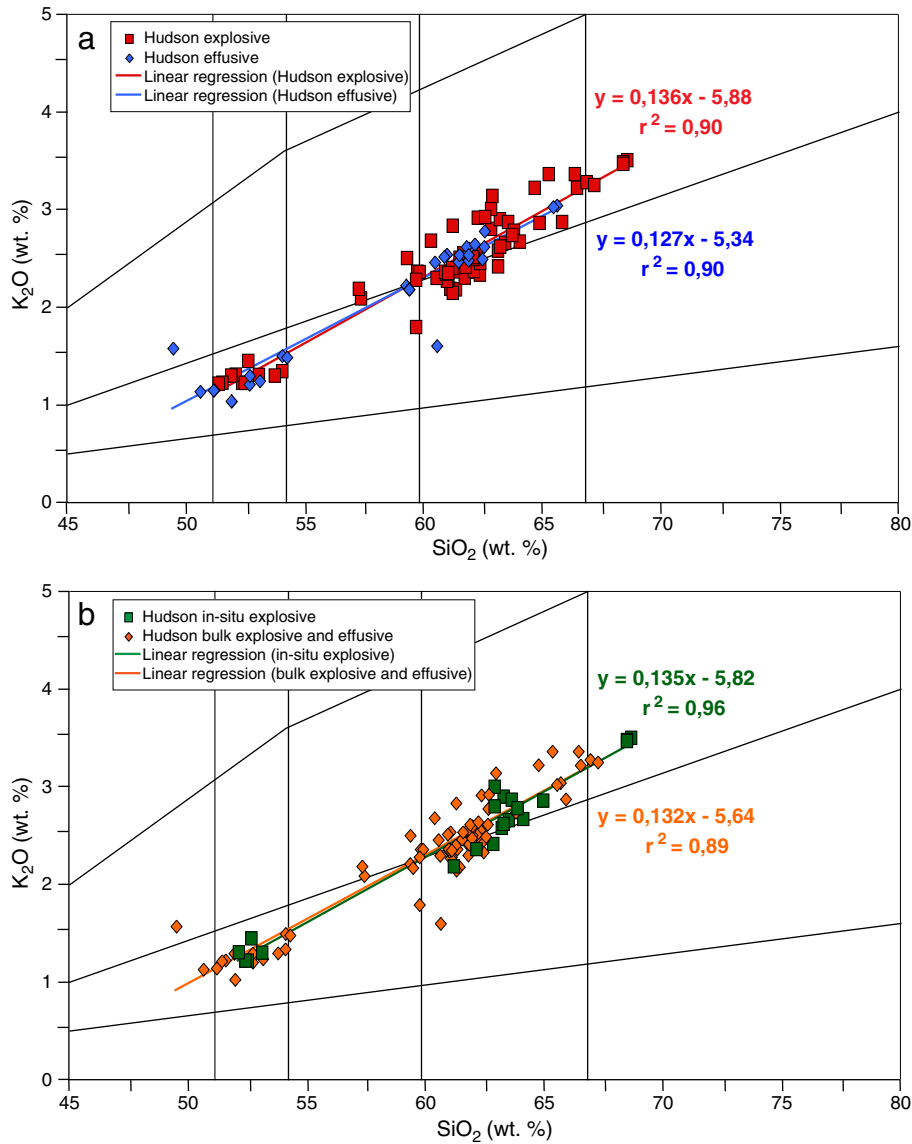


Fig. 5. K₂O vs. SiO₂ diagram showing the comparison between the geochemistry of a) the Hudson effusive (lava flows) and explosive products (pumices, ashes and glasses) and b) volcanic material analysed with bulk-rocks vs. in-situ geochemical methods. The slope and r² are calculated from the linear regression provided by each data array.

Available geochemical analyses on continental volcanic products have been obtained on different types of geological materials, using bulk rock geochemical methods on lavas, pumices and ashes and in-situ methods on glass shards and tephra (Futa and Stern, 1988; Haberle and Lumley, 1998; Naranjo and Stern, 1998; D’Orazio et al., 2003; Kilian et al., 2003; Gutiérrez et al., 2005; Kratzmann et al., 2008, 2010; Stern, 2008). Consequently, before addressing the issue of potential sources for the tephra layers, we first tested the feasibility of comparing geochemical data obtained using bulk or in-situ methods from continental deposits.

In Fig. 5a, geochemical data for effusive (lava) and explosive volcanic material (bulk pumices, bulk ashes, glasses) from the most documented Hudson volcano are compared in a K₂O vs. SiO₂ diagram. In both cases, the data array display similar trends of increasing K₂O wt.% for increasing SiO₂ wt.% although explosive products with SiO₂ > 60 wt.% yield more variable compositions than effusive products. Both types of material (effusive vs. explosive) display a compositional gap between 55 and 59 wt.% SiO₂. The resulting linear correlations prove a similar distribution between effusive and explosive data arrays with a good fit (r² = 0.90) and close slopes (0.127 vs. 0.136 respectively; Table 3).

On the other hand, geochemical data on explosive products have been acquired either with a bulk method, i.e. XRF on bulk pumices, bulk ashes and bulk tephra, or with an in-situ method, i.e. EMP on glasses and individual tephra. Fig. 5b shows K₂O–SiO₂ distribution of Hudson samples (same as in Fig. 5a) analysed with a bulk rock method (effusive and explosive) and with an in-situ method (mainly explosive material). There is also a good correlation with close slopes (0.132 vs. 0.135, respectively) and a good fit (r² = 0.89 vs. 0.96) (Table 3).

Thus, based on the similarity between slopes of all geochemical data arrays, we can confidently conclude that a geochemical comparison in K₂O–SiO₂ wt.% of marine tephra and continental volcanic products is a reliable way to determine the provenance of marine tephra.

In Fig. 6a, geochemical data in K₂O–SiO₂ from continental volcanic products of the AVZ and the SSVZ are compared with those of marine tephra.

The volcanic products of the SSVZ range between 0.5 and 3.5 wt.% K₂O for SiO₂ varying from 50 to 67 wt.% whereas those from the AVZ display more enriched SiO₂ contents (59–75%), with similar K₂O contents. On that basis, AVZ volcanic centres can be discarded as

Table 3

Equations and determination coefficients of linear regressions of each type of analysed material (effusive and/or explosive) for the volcanoes of the SSVZ, the onland lacustrine sequences and the marine tephra using K₂O vs. SiO₂ and TiO₂ vs. SiO₂ data arrays.

Sample	Location	Volcanic products	Material	Geochemical method	Equation	r ²	Equation	r ²	References
Mentolat	44.70°S; 73.10°W;	Effusive	Lava flows	Bulk	K2O vs. SiO2 $y = 0.053x - 2.32$	0.93	TiO2 vs. SiO2 $y = -0.021x + 2.08$	0.91	Lopez-Escobar et al. (1993)
Cay	45.05°S; 72.98°W;	Effusive	Lava flows	Bulk	$y = 0.093x - 3.96$	0.90	$y = -0.017x + 1.98$	0.24	Lopez-Escobar et al. (1993); Naranjo and Stern (1998); D'Orazio et al. (2003); Gutiérrez et al. (2005)
Maca	45.10°S; 73.20°W;	Effusive	Lava flows	Bulk	$y = 0.100x - 4.47$	0.87	$y = -0.014x + 1.82$	0.13	Futa and Stern (1988); Lopez-Escobar et al. (1993); D'Orazio et al. (2003); Gutiérrez et al. (2005)
Hudson	45.54°S; 72.58°W;	Effusive	Lava flows	Bulk	$y = 0.127x - 5.34$	0.90	$y = -0.052x + 4.59$	0.54	Futa and Stern (1988); Lopez-Escobar et al. (1993); Naranjo and Stern (1998); Gutiérrez et al. (2005); Stern (2008); Kratzmann et al. (2010)
		Explosive	Pumices, ashes, tephra	Bulk	$y = 0.138x - 5.95$	0.86	$y = -0.085x + 6.52$	0.69	
		Explosive	Glasses, tephra	In-situ	$y = 0.135x - 5.82$	0.96	$y = -0.105x + 7.88$	0.97	
		Hudson explosive mean value			a = 0.136	0.91	a = -0.095	0.83	
Hudson total mean value (effusive + explosive)				a = 0.133	0.92	a = -0.080	0.73		
Onland sequences	Taitao continental sediment sequences	Explosive	Tephra	In-situ	$y = 0.127x - 5.57$	0.69	$y = -0.068x + 5.67$	0.41	Haberle and Lumley (1998)
Marine tephra	46°04.30' S; 75°41.23' W	Explosive	Tephra	In-situ	$y = 0.128x - 5.67$	0.91	$y = -0.074x + 5.99$	0.76	This study

potential volcanic sources for marine ash layers. Higher K₂O and lower SiO₂ contents of marine glass shards form a compositional trend similar to that of the SSVZ volcanoes (Fig. 6a) with a regression line coefficient ($a = 0.128$; Table 3) very close to that of Hudson volcanic products ($a = 0.133$; Table 3) and to that of tephra recovered in continental sequences ($a = 0.127$) attributed to the Hudson volcano (Haberle and Lumley, 1998).

A better discrimination of the probable volcanic source inside the SSVZ is shown using a TiO₂ vs. SiO₂ diagram. Fig. 6b shows that the chemical composition trend defined by the marine tephra largely overlap that of the Hudson volcanic products. However, TiO₂ values at low SiO₂ contents (50–55 wt.%) of marine and onland glass shards are more scattered than at higher SiO₂ contents. This discrepancy probably reflects geochemical heterogeneity induced by in-situ analytical method related to various amounts of early fractionated/accumulated Fe-Ti oxides in the magma droplets forming the glass shards. Nevertheless, slopes defined by marine and onland tephra (-0.074 and -0.068 , respectively; Table 3) are close to that of the Hudson volcanic products (-0.080 ; Table 3) and much steeper than those defined by the Maca, Cay and Mentolat volcanic products (-0.014 , -0.017 and -0.021 , respectively; Table 3).

Thus, on the basis of the comparison of SiO₂, K₂O and TiO₂ wt.% amounts in marine glass shards and volcanic products from the SSVZ and the AVZ, it is safe to attribute reasonably the twelve cryptotephra layers to the explosive activity of volcanoes of the SSVZ and particularly to the Hudson volcano during the last 22 ka BP.

5.2. Land–sea correlations

In order to further constrain the origin of marine ash layers, we have compared both their ¹⁴C age and geochemical compositions to those of onland well-dated tephra layers recovered in eight continental sedimentary sequences within small lakes in the Taitao peninsula and Chonos archipelago (Haberle and Lumley, 1998). Among the seven volcanic events identified in lacustrine sequences (HW1 to HW7, Haberle and Lumley, 1998) covering the last 14.5 ka BP, we can confidently attribute the origin of four marine tephra layers to the explosive activity of the Hudson volcano (Fig. 7; Haberle and Lumley, 1998).

One of these eruptions occurred during the late Holocene (TL1), and three during the last Glacial/Interglacial transition (TL3, TL4 and TL5; Fig. 2).

The tephra recovered at 160 cm (TL1) settled during the late Holocene and was dated at 1.9 ka BP. Its chemical composition (Fig. 7) and ¹⁴C age are very similar to that of the eruption HW7 related to Hudson volcano and dated onland at about 1.7 ka BP (Haberle and Lumley, 1998).

The tephra recovered at 660 cm (TL3) was dated at 12 ka BP. Its stratigraphic position in the core, as displayed by the oxygen isotope record, indicates that it was deposited during the late glacial/Holocene transition (Fig. 2). We attribute the TL3 tephra to the Hudson eruption HW3 recovered in several small lakes in Taitao peninsula and Chonos archipelago and dated at 11.1 ka BP (Haberle and Lumley, 1998) (Fig. 7). The occurrence of HW3 tephra is coeval with the increase in dominance of *Tepualia* and *Weinmannia* pollen recorded in the lake sequences of Chonos Archipelago, also indicating the onset of warmer conditions (Haberle and Bennett, 2004).

The stratigraphic position of the cryptotephra recovered at 750 cm (TL4) and 800 cm (TL5) and dated at 14.1 ka and 16.1 ka BP respectively, can be correlated to HW2 (13.9 ka) and HW1 (14.6 ka) eruptions of the Hudson volcano (Fig. 7; Haberle and Lumley, 1998). TL5 tephra occurred during the last deglaciation in the southern hemisphere just before the Antarctic Cold Reversal (ACR) event (Fig. 2) and was coeval with the increase of *Nothofagus* forest cover in Taitao and Chonos archipelago (Haberle and Bennett, 2004), whereas TL4 tephra occurred during the ACR. HW1 and HW2 tephra were previously attributed to the Hudson volcano postglacial explosive activity (Haberle and Lumley, 1998; Haberle and Bennett, 2004).

The age of HW3 and HW1 tephra, dated onland at ca 11.1 ka and 14.6 ka BP respectively, are younger than the corresponding marine tephra TL3 and TL5. This age discrepancy is likely due to underestimation of sea-surface reservoir ¹⁴C age correction adopted for the marine radiocarbon dates before age calibration. Indeed, since the last deglaciation, several lines of evidence indicate changes in the oceanic circulation pattern in the Southern Ocean (Bostock et al., 2004, 2010; Vázquez-Riveiros et al., 2010), and consequently of the oceanic radiocarbon variability (Mangini et al., 2010; Rose et al., 2010; Skinner et al., 2010). Increased penetration of ¹⁴C depleted intermediate and

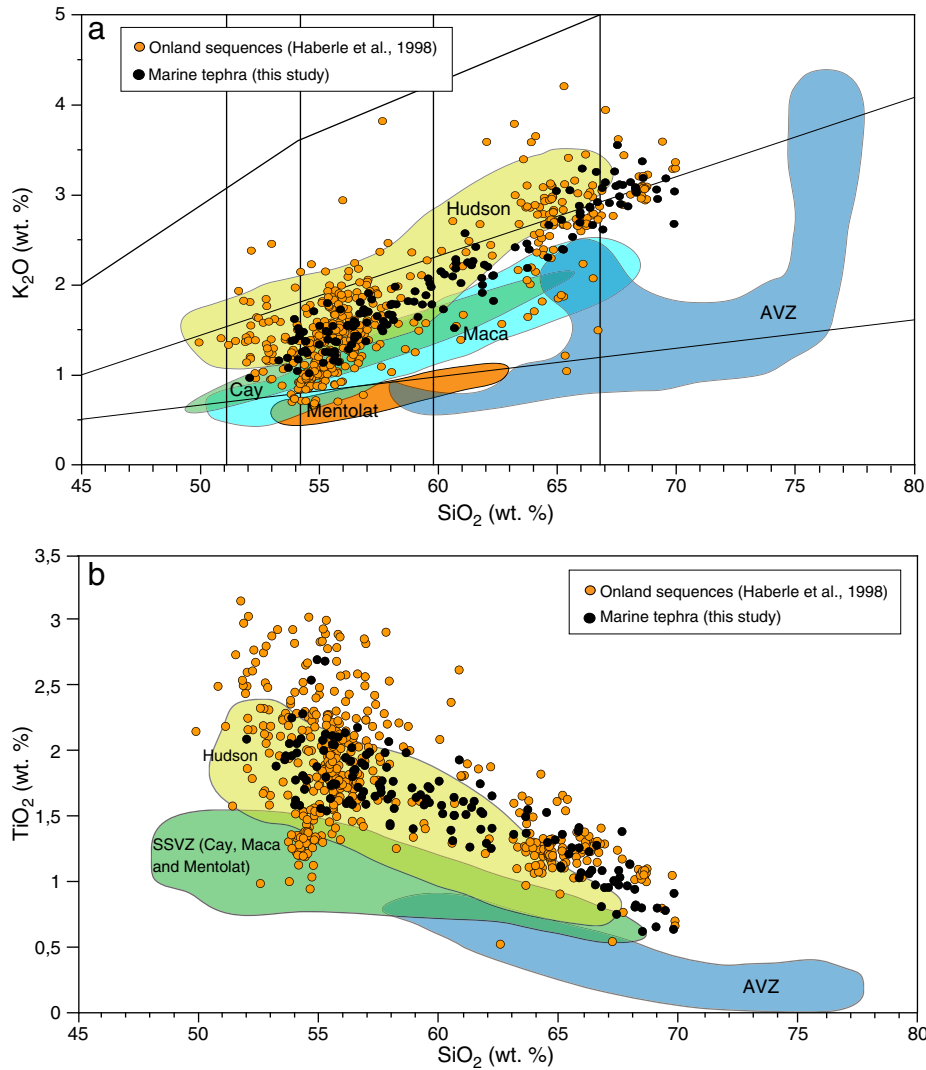


Fig. 6. K₂O vs. SiO₂ (a) and TiO₂ (b) showing the geochemical composition of the marine cryptotephra (this study), the onland lacustrine sequences (Haberle and Lumley, 1998) and the different volcanic provinces of the SSVZ (Futa and Stern, 1988; Lopez-Escobar et al., 1993; Naranjo and Stern, 1998; D’Orazio et al., 2003; Kilian et al., 2003; Gutiérrez et al., 2005 and Kratzmann et al., 2010).

deep Antarctic waters to the mixed layers of the ocean during the last deglaciation could explain the ageing of sea surface waters. In addition, older radiocarbon ages were previously estimated for sub-polar waters in the southwest Pacific ocean for the same climatic period and related to decreased ocean ventilation during this period (Sikes et al., 2000).

For the other marine tephra layers, we cannot confidently constrain the volcanic source due to lacking data associated with on land deposits. One exception relates to the tephra recovered at 610 cm (TL2) and dated at 10.7 ka. Haberle and Lumley (1998) identified an unknown tephra layer, deposited at the same stratigraphic position between HW3 (11.1 ka) and HW4 (7.5 ka) events. As a consequence, this tephra layer could be tentatively attributed to the Hudson explosive event labelled Oprasa 4 and recovered in the lower Holocene lacustrine series in the Chonos archipelago (Haberle and Lumley, 1998).

Concerning the remaining marine ash layers labelled TL6 to TL12; correlations with the onland tephra are hampered by the lack of preserved volcanic products due to the presence of a permanent icecap during the last glacial period in the Taitao region and Chonos archipelago (Clapperton, 1995; Glasser et al., 2004). However, geochemical compositions of Hudson volcanic products as pointed out by SiO₂, K₂O and TiO₂ contents (Fig. 6). Our record identifies occurrence of

seven new volcanic events closely spaced in time dated between 17.3 to 19.8 ka BP. This finding makes it possible to extend and refine the explosive activity of Hudson volcano back to the last glacial period providing new insights into its volcanic history that significantly exceeds, in number and time span, previous records reconstructed from fieldwork.

5.3. Impact of climate variability on the geographical distribution of tephra layers

As shown above, at least four tephra layers from deep-sea core MD07-3088 were correlated to well known on land deposits related to Hudson volcanic activity. Previous studies in a road-cut outcrop close to Hudson volcano have shown strong Holocene activity of Hudson marked by both major and less explosive volcanic events (Naranjo and Stern, 1998). Three largest Holocene eruptions occurred at around 7.5 ka (H1), 3.6 ka (H2) and August 1991, respectively (Naranjo and Stern, 1998). In particular, H1 eruption was considered as one of the largest explosive event in the southern Andes as also pointed out by the occurrence of distal deposits observed in the southernmost part of Patagonia and Tierra del Fuego (Stern, 1991, 1992, 2008; Waldmann et al., 2010). However, neither H1 nor H2 eruptions nor August 1991 event are clearly documented in core MD07-3088.

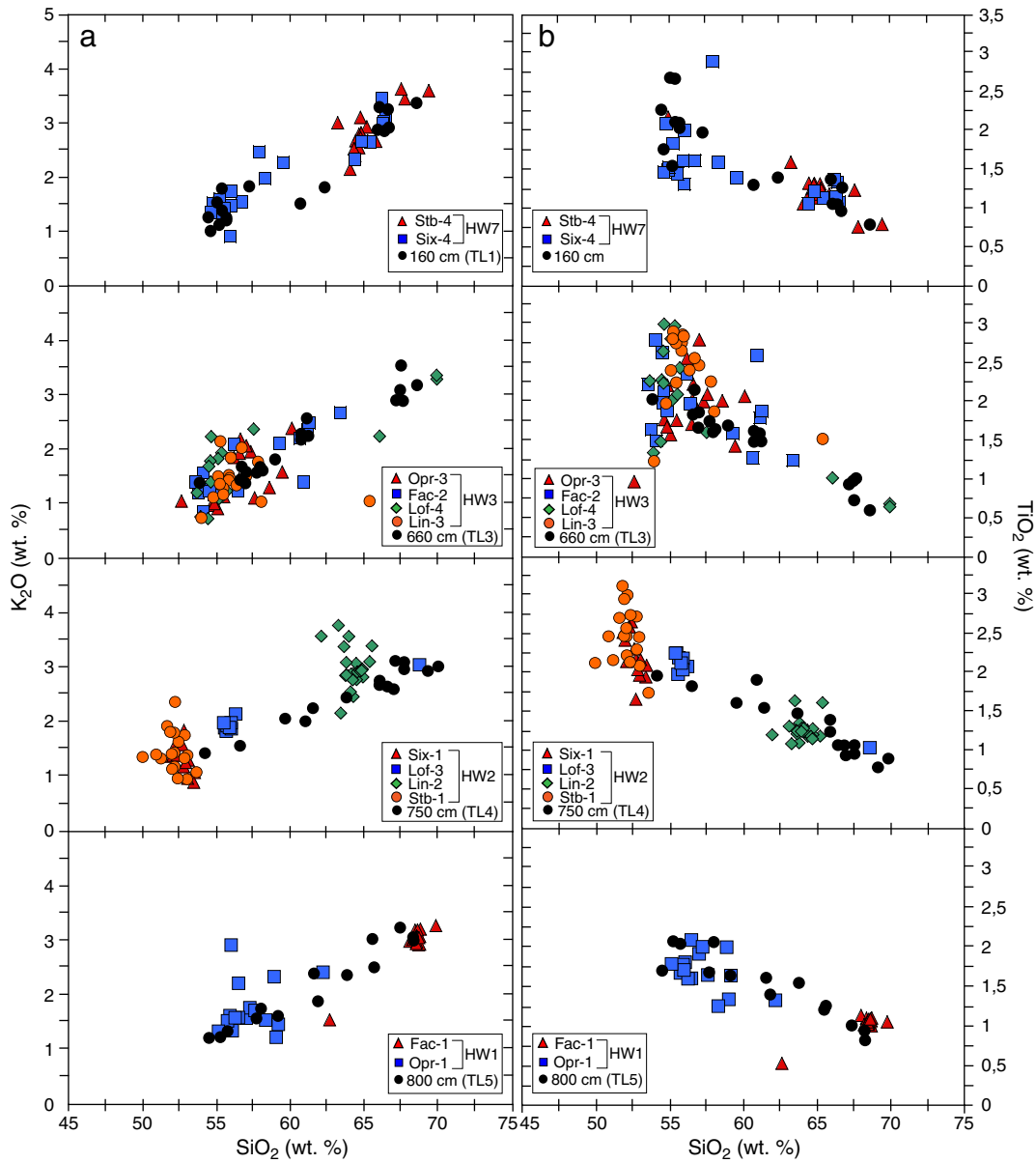


Fig. 7. a) K₂O vs. SiO₂ (a) and TiO₂ (b) showing the correlation between four cryptotephra layers (160 cm (TL1), 660 cm (TL3), 750 cm (TL4) and 800 cm (TL5)) and several well-dated onland deposits from lacustrine sequences attributed to the explosive activity of the Hudson (Haberle and Lumley, 1998).

The lack of the August 1991 eruption can be explained by coring process preventing recovery of the upper part of the core. On the other hand, the south-eastward dispersal of ash cloud falls of H1 and H2 events, as already revealed by isopach maps (Naranjo and Stern, 1998), can account for lacking tephra from these eruptions in core MD07-3088. The lack of these two Holocene tephra layers in core MD07-3088 can be also closely linked to changes in position of the southern hemisphere westerly winds (SWW) belt. Today, the southern Westerlies shift poleward by about 10° latitude, from about 40° to 50°S, leading to seasonal displacements in the storm tracks and hence in precipitations (Markgraf, 1998). Recent studies from southern Chile marine and continental sedimentary archives have shown changes during the Holocene in the position and intensity of SWW (Lamy et al., 2010; Moreno et al., 2010). These changes were marked by strengthening of SWW starting between 7.8 to 6.8 ka (Moreno et al., 2010) and coeval to Neoglacial advances in central Patagonia at ca. 46°S (Douglass et al., 2005). Conversely, during the Late Holocene,

more humid and colder conditions were recorded at mid-latitudes inducing a shift of SWW toward the equator (Heusser, 1989; Markgraf et al., 1992; Lamy et al., 2001, 2010). Thus, the climatically induced position as well as the intensity (strong winds in the study area) of SWW could explain that the two historical eruptions H1 and H2 from Hudson during the Early/Middle Holocene are lacking offshore. In a similar way, the largest occurrence of marine tephra between 22 ka to ca. 11 ka BP can be related to the latitudinal position of the SWW belt. During the Late Glacial, at least six tephra were recovered in core MD07-3088 between 19.8 ka to 18.7 ka. According to Toggweiler et al. (2006), during the Last Glacial Maximum (ca. 19 ka to 21 ka BP), the SWW were located north of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) compared to the present-day position between 40°S to 44°S. As a result, the produced ash cloud formed during the past explosive activity of the Hudson was likely less affected by intensive west-to-east dominant winds. Such climatic scenario could have favoured deposition of tephra fall products from Hudson in the studied core.

6. Concluding remarks

The detailed tephrochronologic study, carried out on the deep-sea core MD07-3088 extends the previously eruptive chronology of the volcanic history of the south Chilean volcanic province, allowing the identification of twelve ash layers distributed between the Holocene, the glacial–interglacial transition and the last glacial period. Four of the twelve discovered tephra layers, deposited during the Holocene and the last Glacial–Interglacial transition, were attributed to known events of Hudson volcanic activity. We propose that the absence in the marine record of the three most explosive Holocene eruptions of the Hudson volcano (H1, 7.5 ka; H2, 3.6 ka; August 1991) can be linked to intensification of the Southern Westerly Wind belt (coeval with the onset of the Neoglaciation period), which probably controlled deposition of ashfalls in this strongly climate-dependant area.

For the other ash layers, no correlations were possible due to the permanent North Patagonian Ice Cap that covered a large area during the glacial period. However, major-element geochemistry of marine glass shards strongly suggests Hudson as the volcanic source. As above, these evidences allow to refine better and to extend volcanic activity of the Hudson volcano over the past 22 ka BP.

Acknowledgments

Financial support for this study was provided by the French INSU-LEFE-Pachiderme project. This study has been conducted in the framework of the international IMAGES programme and the MD159-PACHIDERME/IMAGES cruise. We express our thanks to the crew of the R/V Marion Dufresne as well as the French Polar Institute (IPEV). We also thank Bernard Bonin, Bernard Platevoët, Christophe Colin, Martine Paterne, Elisabeth Michel, Catherine Kissel and Gulai Isguder for useful discussions, and C. Moreau, J-P. Dumoulin and UMS-ARTEMIS group in charge for AMS radiocarbon dating. Michel Fialin and Frederic Couffignal (Université Paris 6, CAMPARIS) are gratefully acknowledged for major element analyses, Rémy Pichon (Université Paris 11, IDES) for SEM images acquisition and Simon G. Haberle, for providing geochemical analyses of tephra from the Chonos archipelago and Taitao lacustrine sequences. The authors also thank two anonymous referees for their appreciated suggestions, as well as the editor in chief Lionel Wilson.

References

Auer, V., 1965. The Pleistocene of Fuego-Patagonia Part IV: Bog Profiles. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, Series A II 80, 1–160.

Auer, V., 1974. The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonian and Fennoscandian ocean level transgression of the latest glaciation. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae Series A 3* (115), 1–188.

Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sönstegaard, E., Duplessy, J.-C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface ¹⁴C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters* 26 (4), 275–287.

Bertrand, S., Castiaux, J., Juvigné, E., 2008. Tephrostratigraphy of the late glacial and Holocene sediments of Puyehue Lake (Southern Volcanic Zone, Chile, (40°S). *Quaternary Research* 70 (3), 343–357.

Bostock, H.C., Opdyke, B.N., Gagan, M.K., Fifield, L.K., 2004. Carbon isotope evidence for changes in the Antarctic intermediate water circulation and ocean ventilation in the southwest Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography* 19, PA4013. doi:10.1029/2004PA001047.

Bostock, H.C., Opdyke, B.N., Williams, M.M., 2010. Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using δ ¹³C and other geochemical tracers. *Deep-Sea Research I* 57, 847–859.

Cembrano, J., Hervé, F., 1996. The Liquiñe–Ofqui fault zone: long-lived intra-arc fault system in Southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55–66.

Clapperton, C.M., 1995. Fluctuations of local glaciers at the termination of the Pleistocene: 18–8 ka BP. *Quaternary International* 28, 41–50.

Corgne, A., Maury, R.C., Lagabriele, Y., Bourgois, J., Suarez, M., Cotton, J., Bellon, H., 2001. The diversity of basalts from Patagonia at the latitude of the Chile triple junction (46°–47°s). Additional data and implications on the subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 333, 363–371.

D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (45°S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 219–242.

Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology* 33, 237–240.

Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Hervé, M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., Harambour, S., 1986. Pliocene near trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23–27.

Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J., Yamada, T., 1987. Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in Northern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 4, 15–24.

Futa, K., Stern, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centres of the Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 88 (3–4), 253–263.

Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43, 79–101.

Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16 (1), 1–17.

Gutiérrez, F., Gioncada, A., Gonzalez Ferran, O., Lahsen, A., Mazzuoli, R., 2005. The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): An example of volcanism associated with ridge-trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 207–233.

Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 23, 2433–2452.

Haberle, S.G., Lumley, S.H., 1998. Age and origin of tephra recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84, 239–256.

Heusser, C.J., 1989. Southern westerlies during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 31, 423–425.

Ingram, B.L., Southon, J.R., 1996. Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarine waters. *Radiocarbon* 38 (3), 573–582.

Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D., Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geological Society of America Bulletin* 89, 591–604.

Kilian, R., Behrmann, J.H., 2003. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *Journal of the Geological Society* 160, 57–70.

Kilian, R., Hohner, M., Biester, H., Wallrabe-Adams, H.J., Stern, C.R., 2003. Holocene peat and lake sediment tephras record from the southernmost Chilean Andes (53–55°S). *Revista Geologica de Chile* 30 (1), 23–37.

Kissel, C., 2007. The shipboard Scientific party, MD159-PACHIDERME-IMAGES XV, cruise report. Les rapports de campagne à la mer. Institut Paul-Emile Victor. 105 pp.

Kratzmann, D.J., Carey, S., Scasso, R., Naranjo, J.A., 2008. Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*. doi:10.1007/s00445-008-0234.

Kratzmann, D.J., Carey, S., Fero, J., Scasso, R.A., Naranjo, J.A., 2010. Role of cryptic amphibole crystallization in magma differentiation at Hudson volcano, Southern Volcanic Zone, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 237–264.

Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369–382.

Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., François, J.P., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience* 3, 695–699.

Lane, C.S., Blockley, S.P.E., Lotter, A.F., Finsinger, W., Filippi, M.L., Matthews, I.P., 2010. A regional tephrostratigraphic framework for central and southern European climate archives during the Last Glacial to Interglacial transition: comparisons north and south of the Alps. *Quaternary Science Reviews* 1–9.

Lopez-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., Tagiri, M., 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30 and 46°00, Chile. *Revista Geologica de Chile* 20 (1), 33–55.

Lopez-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geologica de Chile* 22 (2), 219–234.

Mangini, A., Godoy, J.M., Godoy, M.L., Kowsmann, R., Santos, G.M., Ruckelshausen, M., Schroeder-Ritzrau, A., Wacker, L., 2010. Deep sea corals off Brazil verify a poorly ventilated Southern Pacific Ocean during H2, H1 and the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 269–276.

Markgraf, V., 1998. Past climates of South America. In: Hobbs, J.E., Lindesay, J.A., Bridgman, H.A. (Eds.), *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*. Wiley, New York, pp. 107–134.

Markgraf, V., Dodson, J.R., Kershaw, A.P., McGlone, M.S., Nicholls, N., 1992. Evolution of Late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics* 6, 193–211.

Moreno, P.I., François, J.P., Moy, C.M., Villa-Martinez, R., 2010. Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology* 38, 727–730.

Naranjo, J.A., Stern, C.R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology* 59, 291–306.

Naranjo, J.A., Stern, C.R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30′–45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geologica de Chile* 31 (2), 225–240.

- Niemeyer, H.R., Skarmeta, J.M., Fuenzalida, R.P., Espinosa, W.N., 1984. Hojas Peninsula de Taitao y Puerto Aisen, Region Aisen del General Carlos Ibanez del Campo. Boletín del Servicio Nacional Geología Minería: Carta Geológica de Chile, no. 60–61. 80 pp.
- Orihashi, Y., Naranjo, J.A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., Nagao, K., 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K–Ar ages. *Revista Geológica de Chile* 2, 207–224.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., 1988. Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34, 153–172.
- Paterne, M., Labeyrie, J., Guichard, F., Mazaud, A., Maitre, F., 1990. Fluctuation of the campanian explosive activity (South Italy) during the past 190,000 years as determined by marine tephrochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 98, 166–174.
- Paterne, M., Guichard, F., Duplessy, J.C., Siani, G., Sulpizio, R., Labeyrie, J., 2008. A 90,000–200,000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the Central Mediterranean Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 187–196.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 39–63.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian Plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collision. *Tectonophysics* 205, 261–282.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. INTCAL 09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years Cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Rose, K.A., Sikes, E.L., Guilderson, T.P., Shane, P., Hill, T.M., Zahn, R., Spero, H.J., 2010. Upper-ocean-to-atmosphere radiocarbon offsets imply fast deglacial carbon dioxide release. *Nature* 466. doi:10.1038/nature09288.
- Salmi, M., 1941. Die postglazialen eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlandes. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae (Helsinki)*, Series A, III. *Geologia and Geographia* 2, 11–15.
- Scheiddeger, K.F., 1973. Volcanic ash layers in deep-sea sediments and their petrological significance. *Earth and Planetary Science Letters* 17, 397–407.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last Glacial Maximum. *Science* 294 (5548), 1917–1920.
- Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M., Sbrana, A., 2004. Tephrostratigraphy study for the last 18,000 ¹⁴C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews* 23 (23–24), 2485–2500.
- Siani, G., Colin, C., Michel, E., Carel, M., Richter, T., Kissel, C., Dewilde, F., 2010. Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 297, 26–36.
- Sikes, E.L., Samson, C.R., Guilderson, T.P., Howard, W.R., 2000. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. *Nature* 405, 555–559.
- Skinner, L.C., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, E., Barker, S., 2010. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO₂ rise. *Science* 328 (5982), 1147–1151.
- Stern, C.R., 1991. Tephrochronology of southernmost Patagonia. *National Geographic Research* 6, 110–126.
- Stern, C.R., 1992. Mid-Holocene tephra on Tierra del Fuego (54°S) derived from the Hudson volcano (46°S): evidence for a large explosive eruption. *Revista Geológica de Chile* 18 (2), 139–146.
- Stern, C.R., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology* 70, 435–454.
- Stern, C.R., Futa, K., Muehlenbachs, K., 1984. Isotope and trace element data for orogenic andersites in the Austral Andes. In: Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva Press, Cheshire, England, pp. 31–46.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Taylor, R., Berger, R., 1967. Radiocarbon content of marine shells from the Pacific coasts of Central and South America. *Science* 158, 1180–1182.
- Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Développement of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* 43 (2A), 299–304.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., Carson, S.R., 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* 21, 15.
- Ton-That, T., Singer, B., Paterne, M., 2001. 40Ar/39Ar dating of latest Pleistocene (41 ka) marine tephra in the Mediterranean Sea: implications for global climate records. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 645–658.
- Vásquez-Riveiros, N., Waelbroeck, C., Skinner, L., Roche, D.M., Duplessy, J.C., Michel, E., 2010. Response of South Atlantic deep waters to deglacial warming during Terminations V and I. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 323–333.
- Villarosa, G., Outes, V., Hajduk, A., Sellés, D., Fernández, M., Crivelli Montero, E., Crivelli, E., 2006. Explosive volcanism during the Holocene in the upper Limay river basin: The effects of ashfalls on human societies. Northern Patagonia, Argentina. *Quaternary International* 158 (1), 44–57.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin, J.A., Stern, C., Moy, C.M., Recasens, C., Dunbar, R., 2010. Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere westerlies in Tierra del Fuego (54° S), Patagonia. *Journal of Quaternary Sciences* 25, 1063–1075.

Les premières études sur la chronologie éruptive du volcan Hudson ont débuté par l'identification de produits éruptifs attribués à plusieurs évènements volcaniques au cours du 19^{ème} siècle sans en connaître précisément l'origine volcanique (Salmi, 1941). Ne bénéficiant pas des techniques actuelles, aucune donnée n'a été fournie et l'identification se limite alors aux observations de terrain. Ce n'est qu'à la suite de l'éruption plinienne de 1711 AD que l'on commence à s'intéresser de plus près aux risques que peut représenter ce volcan bien que peu d'analyses restent disponibles (Tobar, 1972; Fuenzalida, 1976; Best, 1989). Les prémices des études téphrochronologiques vont alors se développer et permettre l'identification de 2 éruptions supplémentaires, celles de 6700 BP et 3600 BP (Stern, 1991; Stern et Naranjo, 1995; Naranjo et Stern, 1998) auxquelles s'ajoute l'éruption cataclysmique d'août 1991 (Scasso *et al.*, 1994; Naranjo et Stern, 1998). Bien que ces éruptions Holocène n'ont pas été identifiées dans la carotte marine, de nouvelles contraintes ont été apportées par la reconnaissance de la source de 4 nouveaux épisodes éruptifs avérés et 8 encore incertains au cours et au delà de l'Holocène. La datation relative de ces éruptions et l'obtention des compositions géochimiques en éléments majeurs puis en éléments traces de leurs produits émis respectifs viennent ainsi compléter la base de données de cet édifice et appuient l'importance des corrélations terre-mer. Ces corrélations sont valables pour les compositions en éléments majeurs, mais en est-il de même pour les compositions en éléments en trace ? Il apparaît donc fondamental de s'attarder sur leur signature, afin de confirmer les résultats précédemment démontrés par les compositions en éléments majeurs pour les 4 niveaux certifiés et tenter de discriminer avec certitude la source des 8 niveaux restants.

3.4. TÉPHROCHRONOLOGIE À L'AIDE DES ÉLÉMENTS TRACES

Les corrélations ont été réalisées à partir de la comparaison des compositions géochimiques de la littérature déterminées sur roche totale par XRF à dispersion d'énergie avec celles de chacune des échantillons marines obtenues par la méthode LA-ICP-MS. Au détriment de la fluorescence X qui reste une méthode d'analyse courante en géochimie, la méthode d'analyse par ablation laser présente de nombreux avantages comme l'ont suggéré les premiers travaux de Jackson *et al.* en 1992. Depuis l'application directe et récente de cette méthode sur des verres individuels (Pearce *et al.*, 2008, 2011), il a été montré que l'ablation laser permettait de déterminer les compositions en éléments en trace sur du matériel plus fin, plus distal et que l'analyse in-situ, faite sur des échantillons solides, nécessitait ainsi une préparation moindre. Elle permet de cette manière de s'affranchir de la phase cristallisée et/ou de la zonation des minéraux si tel est le cas au contraire de l'analyse en roche totale par XRF.

Le couplage d'un laser à une ICP-MS rend l'acquisition rapide, couvrant une large gamme d'éléments, comme démontré par Pearce *et al.* (2011) à partir de l'obtention des limites de détection (LLD) qui se révèlent plus faibles (de 0,1 à 1 ppm) avec une taille de spot de 10 µm contre 10% pour des concentrations > 10 ppm par la méthode des XRF (Gutierrez *et al.*, 2005) après corrections des effets de

matrice (Franzini *et al.*, 1975). Le choix d'effectuer les analyses par ablation laser apparaît donc judicieux, au regard de la taille des esquilles volcaniques marines (40-70 μm) et de la distance entre la position de la carotte MD07-3088 et les centres volcaniques continentaux (approximativement 200 km).

Cependant, de la même manière que pour les compositions en éléments majeurs, les corrélations avec les compositions en éléments en trace reposent sur les comparaisons entre les compositions des téphras marins et celles des produits continentaux. Le problème du peu de données en éléments majeurs sur ces produits continentaux a déjà été soulevé, cependant, il est encore plus important pour les données en éléments en trace et fait cruellement défaut pour la bonne démarche des corrélations.

Le but de l'étude est donc de tester la validité des corrélations par l'utilisation des éléments en trace par comparaison avec les données à terre disponibles, tout d'abord par la comparaison avec les compositions en éléments majeurs déterminées par Carel *et al.*, 2011, puis en essayant de dégager les spécificités de chacun des éléments les plus discriminants et de les comparer les uns par rapport aux autres. Si les corrélations se révèlent robustes, il sera de cette manière possible de déterminer avec certitude la (les) source(s) à l'origine de l'émission de ces niveaux de téphras.

3.4.1. Signature géochimiques des niveaux de téphras

3.4.1.1. Distribution et comportement des éléments en trace

Pour chacun des douze niveaux, 27 éléments en trace ont été analysés par la méthode LA-ICP-MS (cf. *Annexe 1* pour plus de détails). En fonction de leur comportement et de leur évolution et afin de faciliter la lecture graphique, seuls quelques éléments représentatifs de chaque famille sont présentés (cf. § 1.2), il sera alors plus aisé d'observer les variations de leurs teneurs. Les évènements éruptifs sont également sériés en fonction de chaque période climatique et illustrés par différents figurés. L'évolution des teneurs en éléments trace compatibles et incompatibles en fonction du degré de différenciation (SiO_2 % poids) est représentée dans la **fig. 3-5**. Les résultats indiquent une augmentation globale des concentrations en éléments incompatibles (LILE, HFSE, LREE) lorsque les teneurs en silice augmentent pour tous les niveaux de téphras. Par exemple, on observe un enrichissement en Rb de 10 ppm à 52% poids de SiO_2 jusqu'à des teneurs maximales de 90 ppm pour des teneurs en SiO_2 de 68% poids. Le Nb et le La montre la même tendance depuis des teneurs de 3 à 30 ppm et de 10 à 65 ppm respectivement pour des teneurs en SiO_2 identiques. L'augmentation en MREE et HREE avec la différenciation est plus subtile avec des teneurs en Sm et Yb qui augmentent plus faiblement, de 5 à 13 ppm et de 3 à 7 ppm respectivement depuis les basaltes jusqu'aux dacites. En revanche, la diminution très nette du Sc traduit bien l'appauvrissement en éléments compatibles au cours de la différenciation, en particulier à cause de la cristallisation du clinopyroxène qui va consommer le scandium.

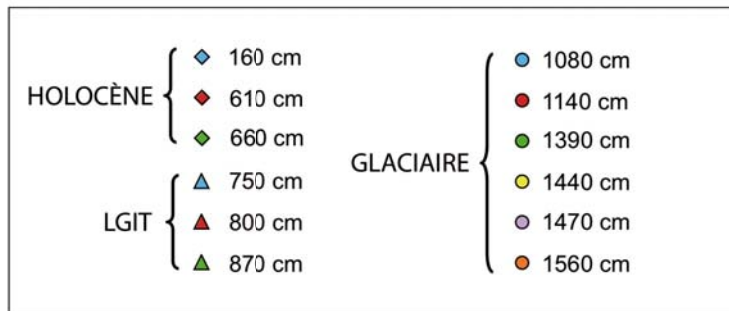
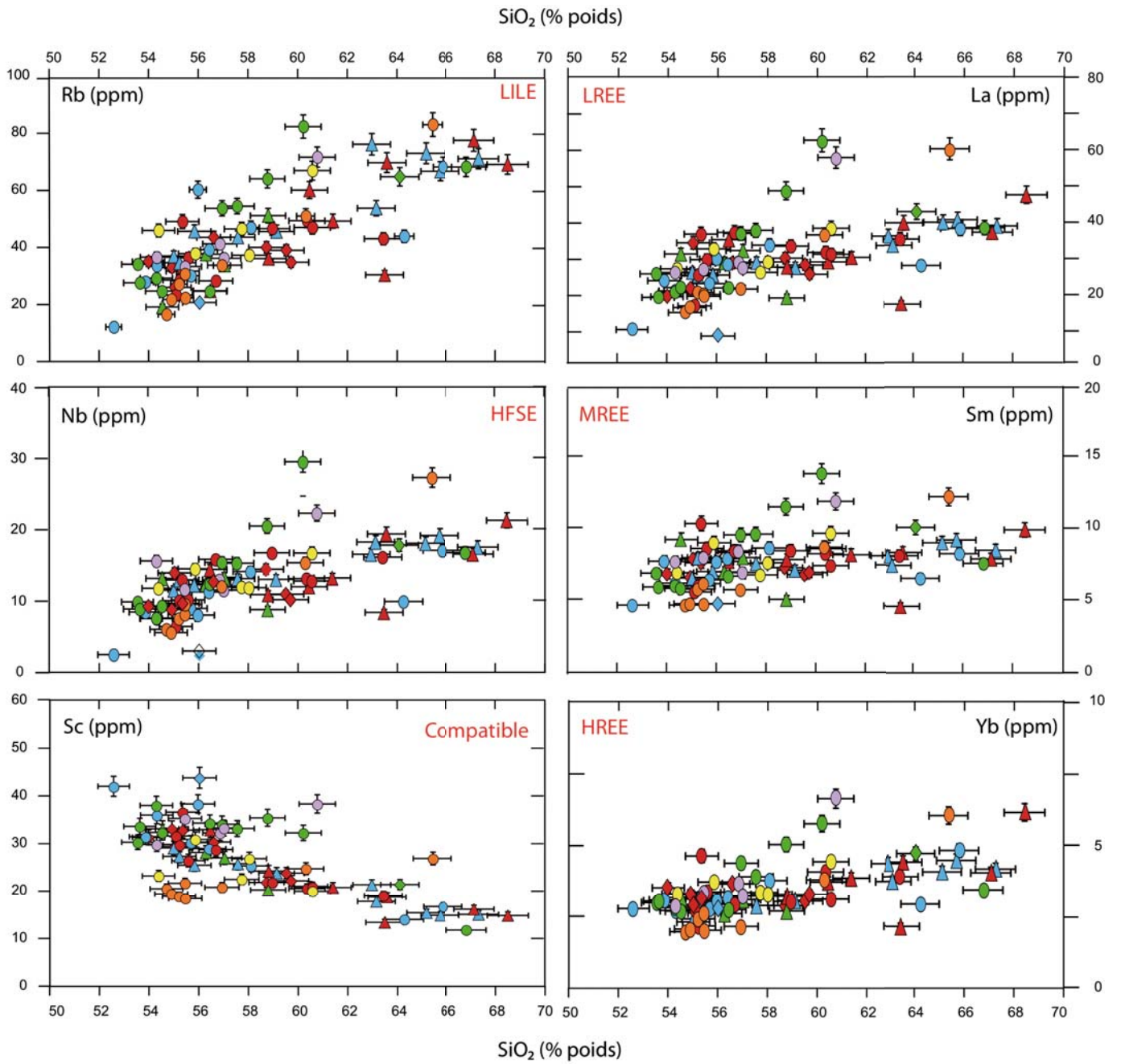


Figure 3-5: Diagrammes de Harker montrant la distribution d'un élément trace de chaque famille pour chacun des niveaux de téphras ; l'erreur est estimée à 2σ

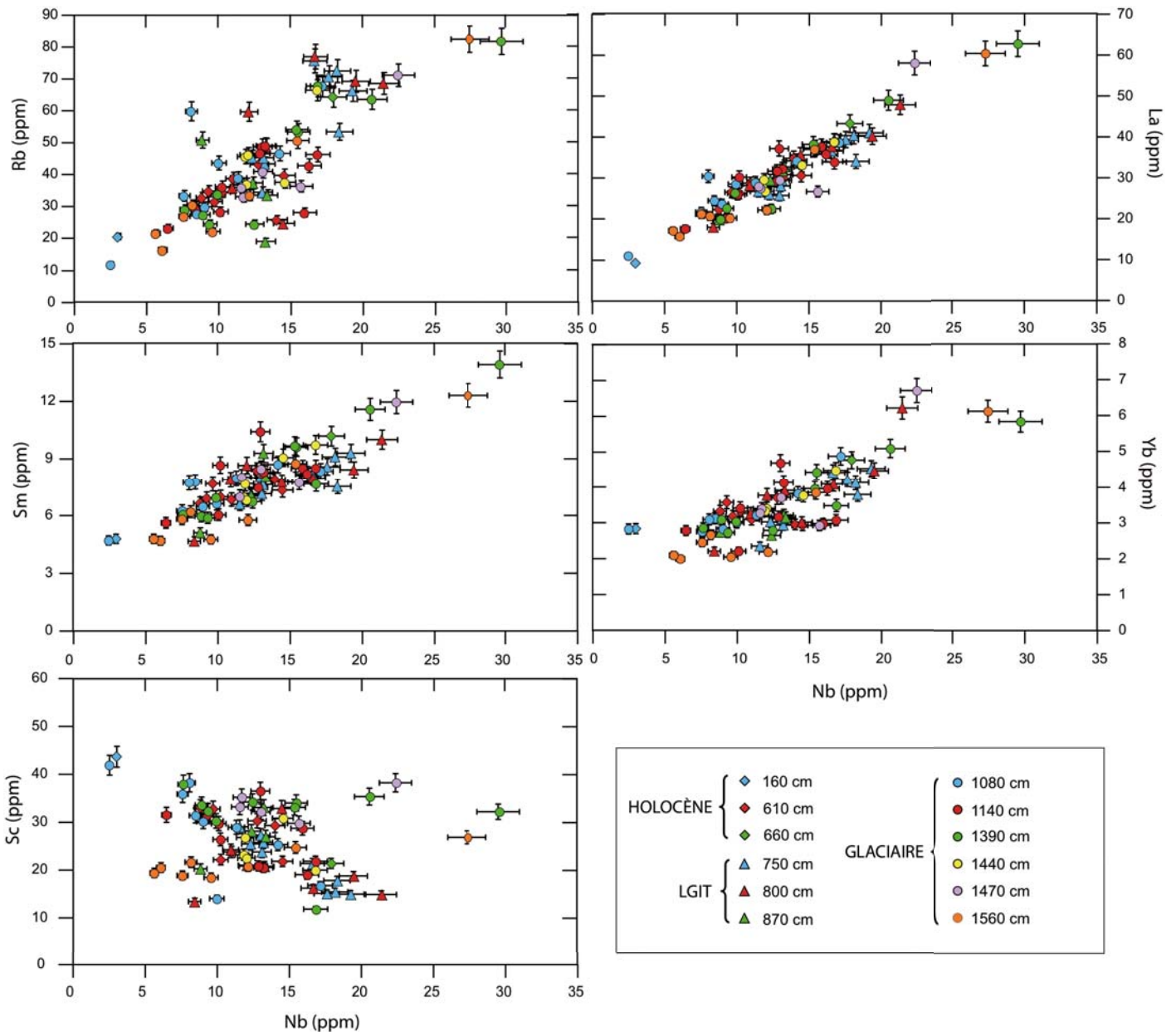


Figure 3-6: Evolution de la teneur en incompatibles et compatible en fonction du Nb

De même que pour SiO_2 , les variations de la composition en éléments en traces en fonction de Nb (un élément fortement incompatible, immobile dans les fluides et qui ne varie pas au cours des processus post-magmatiques tels que l'altération) montrent que tous les niveaux de téphras varient selon les mêmes tendances (Fig. 3-6). En effet, on remarque des corrélations positives entre la teneur en Nb et celles en LILE (Rb) et en REE (La, Sm, Lu) avec une augmentation plus importante en LREE (La) et associées à une corrélation négative avec le Sc, élément compatible. Ces tendances sont similaires à celles observées précédemment en utilisant l'indice de différenciation SiO_2 (Fig. 3-5).

3.4.1.2. Analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales est un outil mathématique et statistique essentiel pour réaliser des tests de corrélation et dont les applications touchent à divers domaines. Cette ACP se réalise par l'intermédiaire d'une matrice de corrélations. Cette matrice représente la combinaison des coefficients de corrélation (coefficients de Pearson) déterminés sur la corrélation deux à deux de plusieurs variables (matrice des variances-covariances). L'utilisation de la matrice de corrélation permet de mettre en évidence plus facilement et plus rapidement des liaisons entre les variables par rapport à la lecture graphique.

Afin d'observer des similarités d'évolution et/ou de comportement entre les éléments en trace, l'ACP réalisée à partir des données obtenues sur les téphras a permis de mettre en évidence des correspondances entre les éléments d'une même famille (**Tableau 3-1**). A titre d'exemple, pour les HFSE, le facteur de corrélation entre le Nb et le Zr est égal à 0,939. Il est égal à 0,909 entre le Rb et le Ba (LILE), à 0,990 entre le La et le Pr (LREE), à 0,905 entre le Sm et le Gd (MREE) et à 0,903 entre l'Er et le Lu (HREE). La corrélation est également forte entre les éléments compatibles puisque la valeur du coefficient de corrélation est égale à 0,936 entre le Sc et le V. Un élément au sein d'une même famille peut donc être considéré comme globalement représentatif de tous les éléments de cette même famille. Si l'on regarde maintenant la corrélation des éléments appartenant à des familles différentes, on remarque par exemple entre les HFSE et les LILE que le facteur de corrélation est égal à 0,956 entre le Zr et le Ba. Il atteint 0,959 entre le Ba et le La (LILE et LREE respectivement). Les facteurs de corrélation incluent des valeurs de 0,8 à 0,999 entre les LREE, MREE et HREE, même si les facteurs décroissent vers les MREE et HREE (0,996 entre le La et le Ce, 0,838 entre le La et le Gd et 0,807 entre le La et le Lu). On remarque également que les éléments compatibles, bien corrélés entre eux, ne montrent aucune affinité de comportement avec les autres éléments incompatibles.

L'approche intéressante de l'ACP permet également de renseigner du comportement de certains éléments, notamment le Sr, dont la frontière entre le caractère incompatible/compatible dépend de l'environnement magmatique et reste très ambiguë. Le Sr, dans ce cas, montre un facteur de corrélation marqué avec les éléments compatibles (0,717 entre le Sr et le Sc) probablement due à la cristallisation de feldspaths plagioclase.

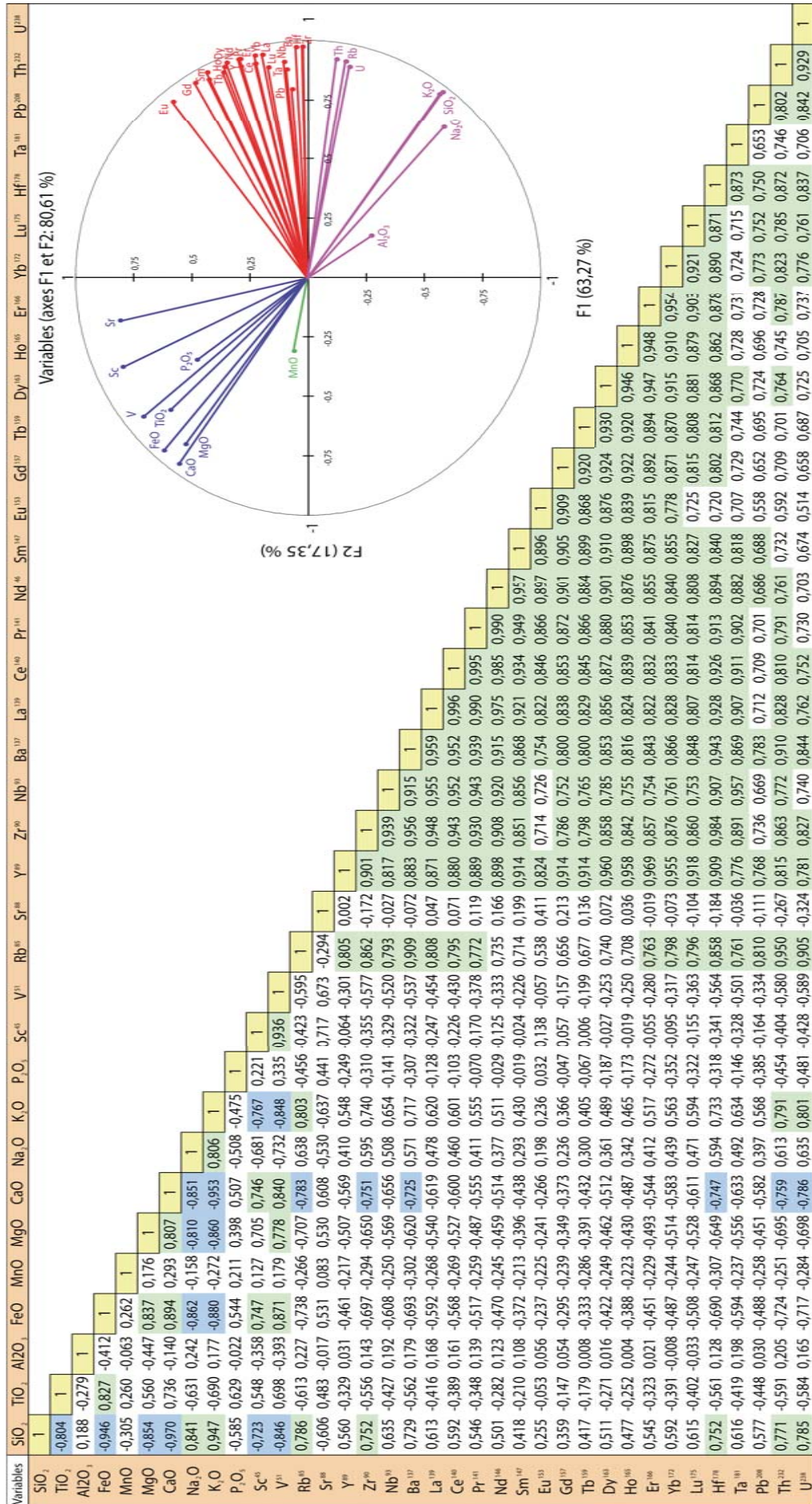
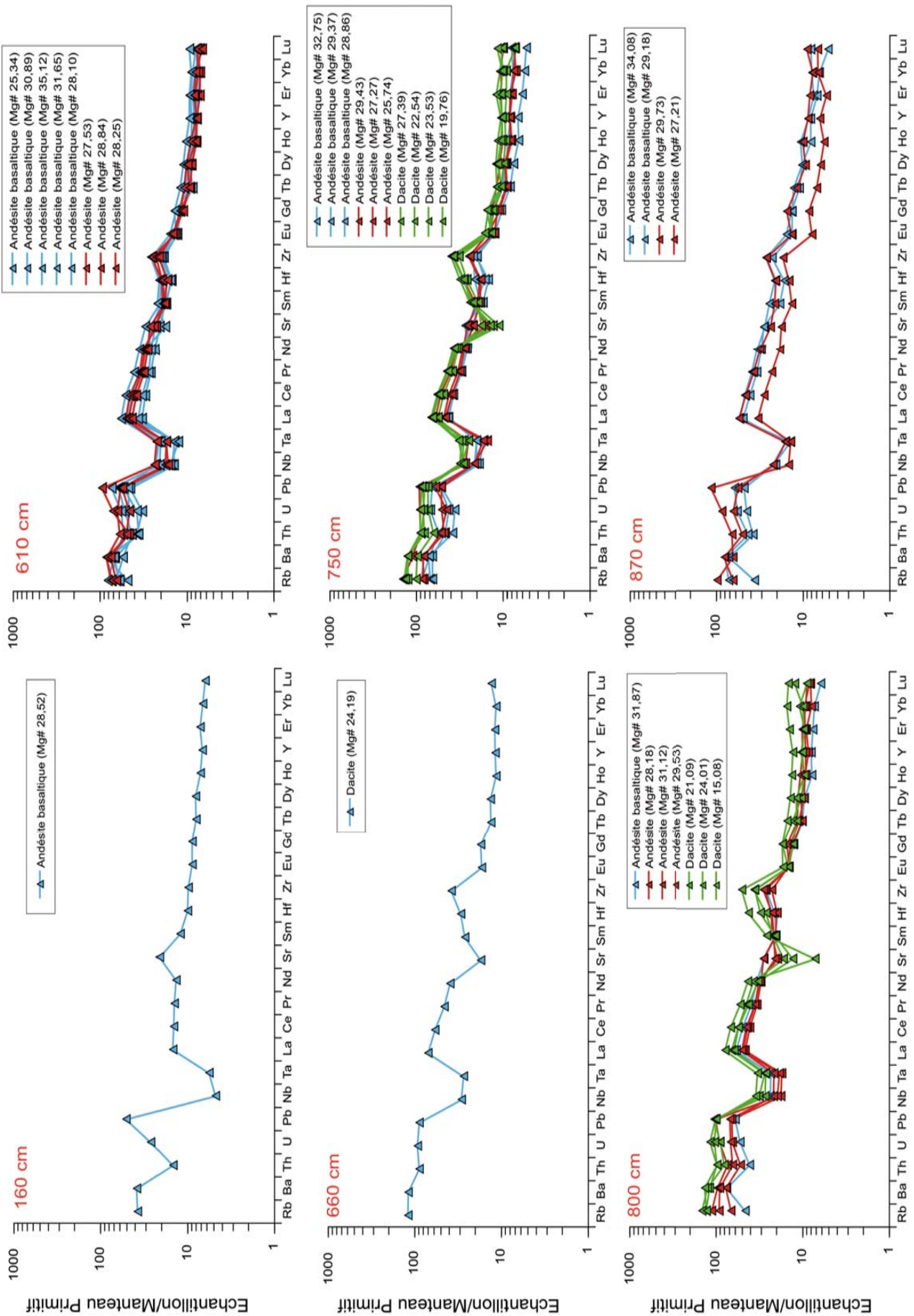


Tableau 3-1: Analyse en composantes principales calculée à partir de la matrice de corrélation de Pearson pour chacun des éléments majeurs en trace des niveaux de téphras ; les valeurs colorées représentent des coefficients de corrélation supérieurs à 0,75, en bleu lorsque la corrélation est négative, en vert lorsque la corrélation est positive

Les spectres élargis en éléments traces des niveaux de téphras (**Fig. 3-7**) montrent une distribution similaire à celle des différents édifices de la SSVZ. On observe un enrichissement en éléments très incompatibles (Rb, Ba) et en LREE par rapport aux HREE ainsi que des anomalies négatives en HFSE, marquées par un appauvrissement prononcé en Nb et Ta plus marqué dans les andésites basaltiques par rapport aux dacites.

Les LREE se distribuent entre $15,08 \pm 0,45$ (2σ) et $61,25 \pm 1,9$ (2σ) pour les andésites basaltiques et entre $46,38 \pm 1,4$ (2σ) et $98,37 \pm 2,9$ (2σ) pour les dacites alors que le Lu affiche des compositions allant de $4,07 \pm 0,04$ (2σ) à $8,96 \pm 0,09$ (2σ) pour les andésites basaltiques et de $4,58 \pm 0,05$ (2σ) à $15,07 \pm 0,15$ (2σ) pour les dacites.

Pour chaque type de roches, les spectres montrent des compositions relativement homogènes d'un niveau à l'autre, avec des produits basiques généralement plus appauvris en tous les éléments en trace par rapport aux produits acides, excepté pour certains éléments comme Sr et Eu, plus appauvris dans les produits différenciés, empreinte du processus de la cristallisation fractionnée.



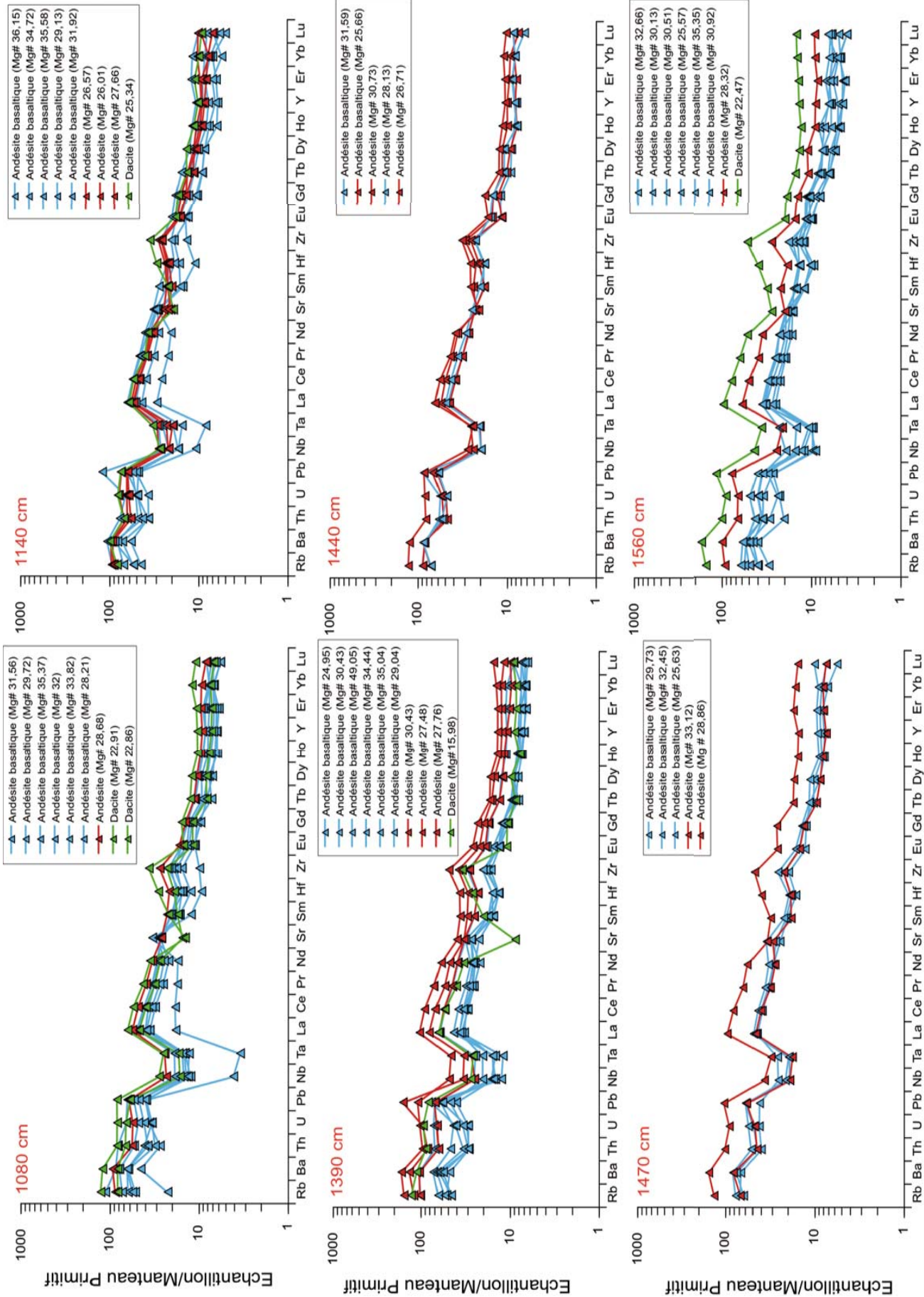


Figure 3-7: Spectres élargis des éléments traces des 12 niveaux de téphas; les couleurs caractérisent les différents types de produits avec la concentration en SiO₂ associée (% poids). La normalisation au manteau primitif s'est effectuée d'après McDonough et Sun (1995)

3.4.2. Essai de discrimination des sources à l'aide des éléments en trace

L'étude de la signature géochimique de chacun des niveaux de téphras nous a permis de mettre en avant deux résultats majeurs :

- tous les niveaux de téphras montrent les mêmes tendances en éléments majeurs et traces
- des éléments en trace au comportement différent se corrèlent entre eux

Ces deux résultats ont été mis à profit pour la représentation graphique des niveaux de téphras (même figuré) et pour quantifier l'identification des éléments en trace les plus discriminants d'un édifice à l'autre. Bien que les tendances soient similaires pour chacun des édifices de la SSVZ (anomalies négatives communes en HFSE et enrichissement en éléments incompatibles), la signature en éléments traces des édifices volcaniques a mis en évidence des différences au sein de chaque volcan. La distribution des spectres a montré que les produits de l'Hudson étaient plus enrichis en incompatibles (LILE, LREE) et moins appauvris en HFSE que les produits des autres édifices indépendamment du degré de différenciation.

3.4.2.1. Discrimination éléments majeurs – éléments traces

Sur la même base que pour la discrimination à l'aide des éléments majeurs, les variations des compositions en éléments en trace en fonction de l'élément compatible SiO_2 sont représentées sur la **Fig. 3-8**. On remarque tout d'abord une dispersion importante des données pour des teneurs en silice identiques pour des éléments au comportement différent (LILE, HFSE, REE). Les coefficients de corrélation r^2 pour les téphras sont relativement faibles pour chacune des familles d'éléments (0,62 ; 0,403 et 0,376 respectivement). De manière générale, les données existantes montrent également une grande dispersion, surtout pour le volcan Hudson avec des valeurs de coefficient de corrélation de 0,79 pour le Rb, 0,70 pour le Nb et 0,47 pour le La. Cette dispersion est moindre pour les volcans Cay et Maca qui affichent des coefficients de corrélation respectifs de 0,88 et 0,68 pour le Rb, de 0,79 et 0,71 pour le Nb et de 0,84 et 0,68 pour le La. Les pentes des droites de corrélations sont variables, parfois proches, parfois très différentes (**Fig. 3-8**). Si l'on reporte les variations de ces éléments en trace en fonction du K_2O , élément incompatible qui se révèle être un bon indicateur discriminant (Carel *et al.*, 2011), on remarque que les valeurs des coefficients de corrélation pour les 3 éléments sur les téphras sont faibles (0,645, 0,628 et 0,384 respectivement). Ces faibles valeurs se retrouvent également pour le volcan Hudson (0,608, 0,435 et 0,323) tandis que les produits de Cay et de Maca montrent des R^2 plus élevés (0,964 et 0,956 pour le Rb, 0,661 et 0,846 pour le Nb et 0,827 et 0,741 pour le La respectivement). Les pentes des droites de corrélation sont proches entre les téphras et les 3 édifices.

Dans un tel contexte, il paraît difficile de discriminer rigoureusement la (les) source(s) en utilisant des corrélations majeurs-traces, même s'il apparaît globalement que les variations de composition des niveaux de téphras montrent une affinité plus prononcée avec celles du volcan Hudson.

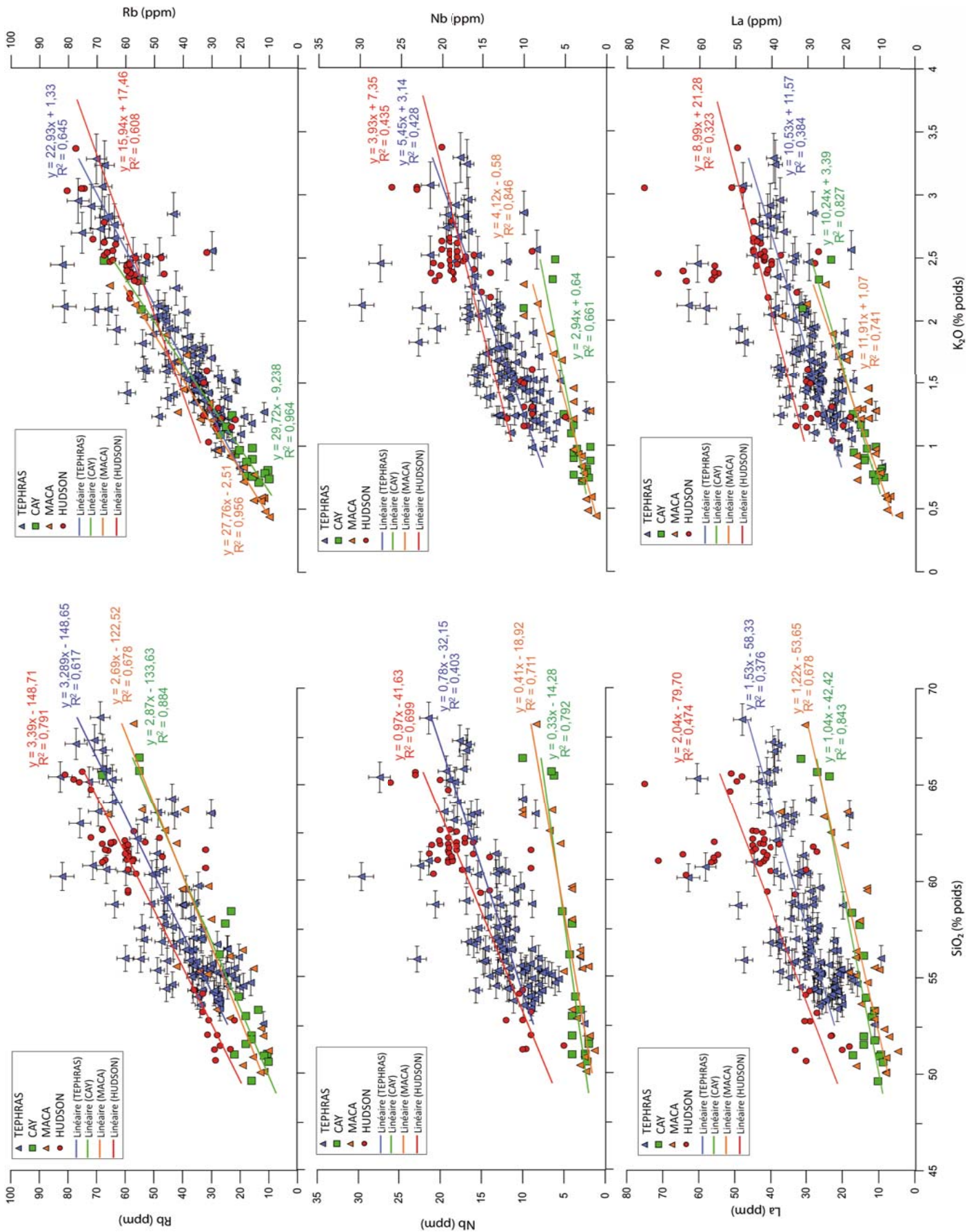


Figure 3-8: Evolution des éléments incompatibles (LILE (Rb), HFSE (Nb) et LREE (La) en ppm) en fonction du SiO₂ et du K₂O (% poids) des 12 niveaux de téphras comparés à la littérature (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Kratzmann *et al.*, 2008)

3.4.2.2. Discrimination type de roche – composition en éléments en trace

La corrélation par l'utilisation d'un élément majeur compatible (SiO_2) puis incompatible (K_2O) comparés à des éléments traces incompatibles (Rb, Nb et La) étant insuffisante pour permettre une bonne discrimination du fait de leur différence de comportement et donc de leur réponse aux processus magmatiques, la comparaison en fonction du type de roches a été effectuée. La **fig. 3-9** montre la distribution des teneurs en éléments incompatibles par rapport aux différents types de roches des produits émis par les volcans de la SSVZ. Comme observé au préalable à partir des spectres élargis des éléments en trace (§ 1.2.), on remarque tout d'abord un enrichissement en Rb, Nb et La dans les produits du volcan Hudson nettement plus prononcé dans les produits différenciés par rapport aux autres édifices,.

Deuxièmement, on observe que les compositions des produits les plus basiques de l'Hudson (andésites basaltiques, 30 % de Rb, 10 % de Nb et 30 % de La en moyenne) ont des compositions similaires à celles des produits les plus différenciés (dacites) des édifices de Cay et Maca (50% de Rb, 10 % de Nb et 25 % de La en moyenne).

La discrimination se révèle donc plus robuste que précédemment en dissociant les compositions en éléments en traces de chacun des types de roches. Ces compositions ont été reportées dans la **fig. 3-10** comparé à celles des andésites basaltiques, andésites et dacites des téphras marins. On retrouve des évidences du comportement discriminant de certains éléments dont les teneurs sont significativement plus élevées dans les produits du volcan Hudson que dans ceux des autres édifices et dont les champs de distribution ne se recoupent jamais. C'est le cas du Rb, du Ba, du Nb, du La, du Sm et de l'Yb.

On constate que les spectres en éléments en trace des téphras se corrélaient pour la plupart avec ceux des produits de l'Hudson, basiques et acides, qui montrent les mêmes amplitudes d'anomalies, excepté pour quelques échardes, qui chevauchent les domaines de distribution des volcans Cay et Maca.

Au regard de chacun des types de roches, même si la discrimination est plus acceptable que dans le paragraphe précédent, il apparaît que pour quelques esquilles, la source reste encore indéterminée.

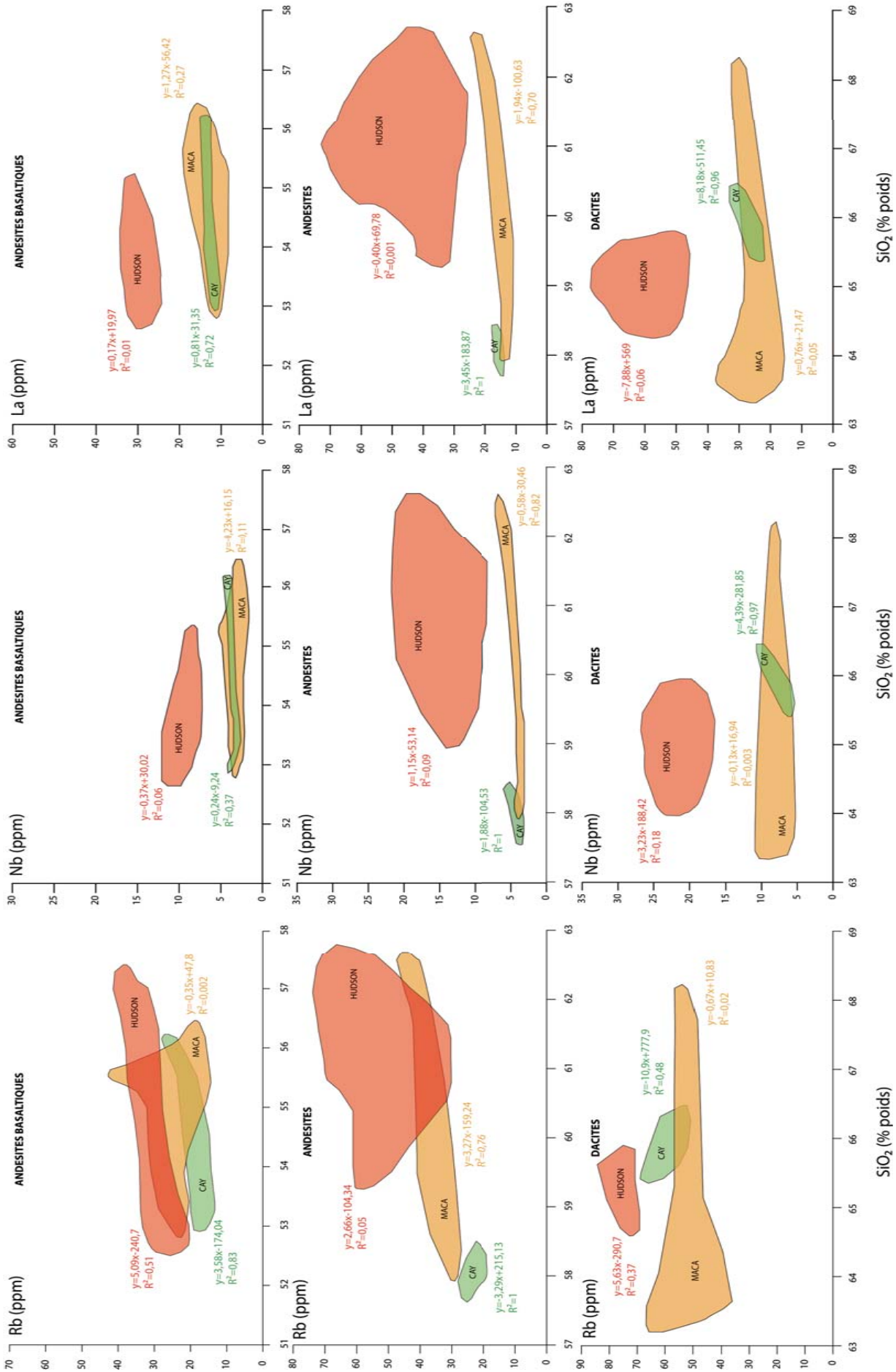


Figure 3-9: Evolution des éléments incompatibles (LILE (Rb), HFSE (Nb) et LREE (La) en ppm) pour chaque type de roches (andésites basaltiques, andésites et dacites) retrouvés dans les produits émis des édifices de la SSVZ (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Kratzmann *et al.*, 2008)

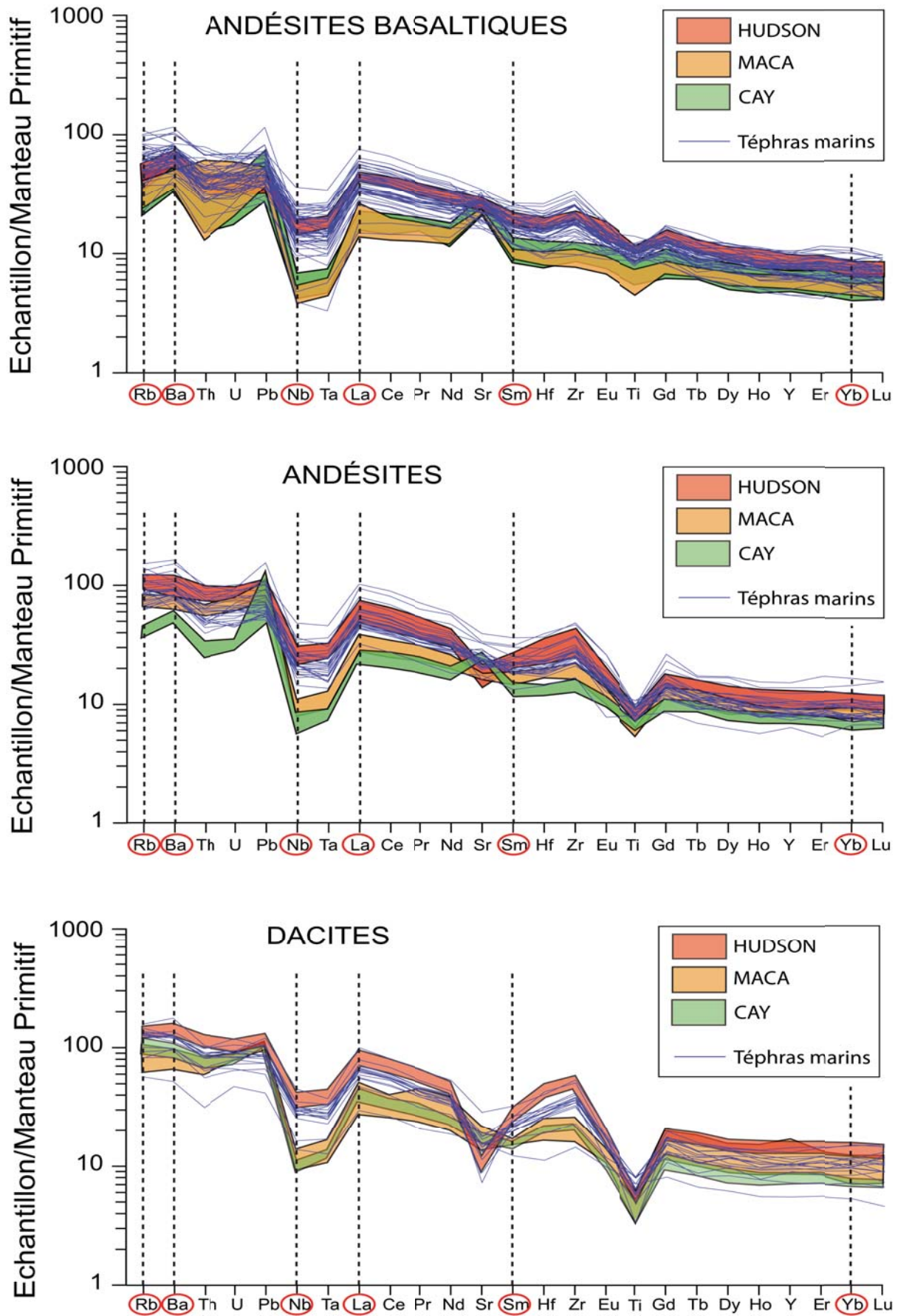


Figure 3-10: Spectres élargis en éléments en traces en fonction de chaque type de roches des téphras comparés à ceux de la littérature (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Kratzmann *et al.*, 2008)

3.4.2.3. Discrimination éléments traces – éléments traces

Les différences de comportement dans le liquide résiduel et/ou les minéraux mais surtout les différence de concentrations entre les éléments majeurs (SiO_2 et K_2O en %) et les éléments traces (Rb, Nb et la en ppm) explique pourquoi on observe de grandes variations dans les concentrations en éléments en trace pour de plus faibles variations dans celles des éléments majeurs. Ce qui limite fortement la discrimination des sources.

Pour apporter de la robustesse aux corrélations, l'idéal est donc de comparer les variations de compositions d'un élément en trace par rapport à un autre élément en trace ayant la même distribution. Le choix de l'élément discriminant s'est donc porté sur le Néobium (Nb), élément fortement incompatible puisque l'on a précédemment démontré que ce HFSE montrait une anomalie négative moins importante dans les produits du volcan Hudson par rapport aux autres édifices de la SSVZ.

La **fig. 3-11** montre la distribution des LILE, HFSE et REE en fonction du Nb. On remarque que la distribution des téphras marins se superposent presque parfaitement au champs défini par les produits du volcan Hudson, plus enrichi en éléments traces incompatibles par rapport aux autres volcans, les champs définis par les volcans Cay et Maca étant marqués par des compositions plus appauvries en éléments incompatibles. Les compositions des téphras varient de 10 à 90 ppm pour le Rb, 100 à 500 ppm pour le Zr, 10 à 60 ppm pour le La, 2 à 14 ppm pour le Sm et 2 à 7 ppm pour l'Yb, similaires à celles du volcan Hudson, pour des teneurs en Nb variant de 3 à 25 ppm, qui affichent des compositions de 20 à 90 ppm pour le Rb, 150 à 500 ppm pour le Zr, 20 à 60 ppm pour le La, 6 à 11 ppm pour le Sm et 3 à 6 ppm pour l'Yb. Les compositions de Cay et Maca sont plus moins variables car plus appauvries en Nb, de 1 à 8 ppm et 2 à 10 ppm respectivement.

La présence des quelques points qui s'alignent dans aucun des domaines définis s'explique par le manque de données à terre, notamment pour les produits les plus différenciés. De plus, ces quelques points représentent une analyse par niveau en moyenne et ne sont donc pas représentatives du niveau considéré.

Sur la base des comparaisons entre les compositions de deux éléments en trace, les corrélations sont très largement significatives.

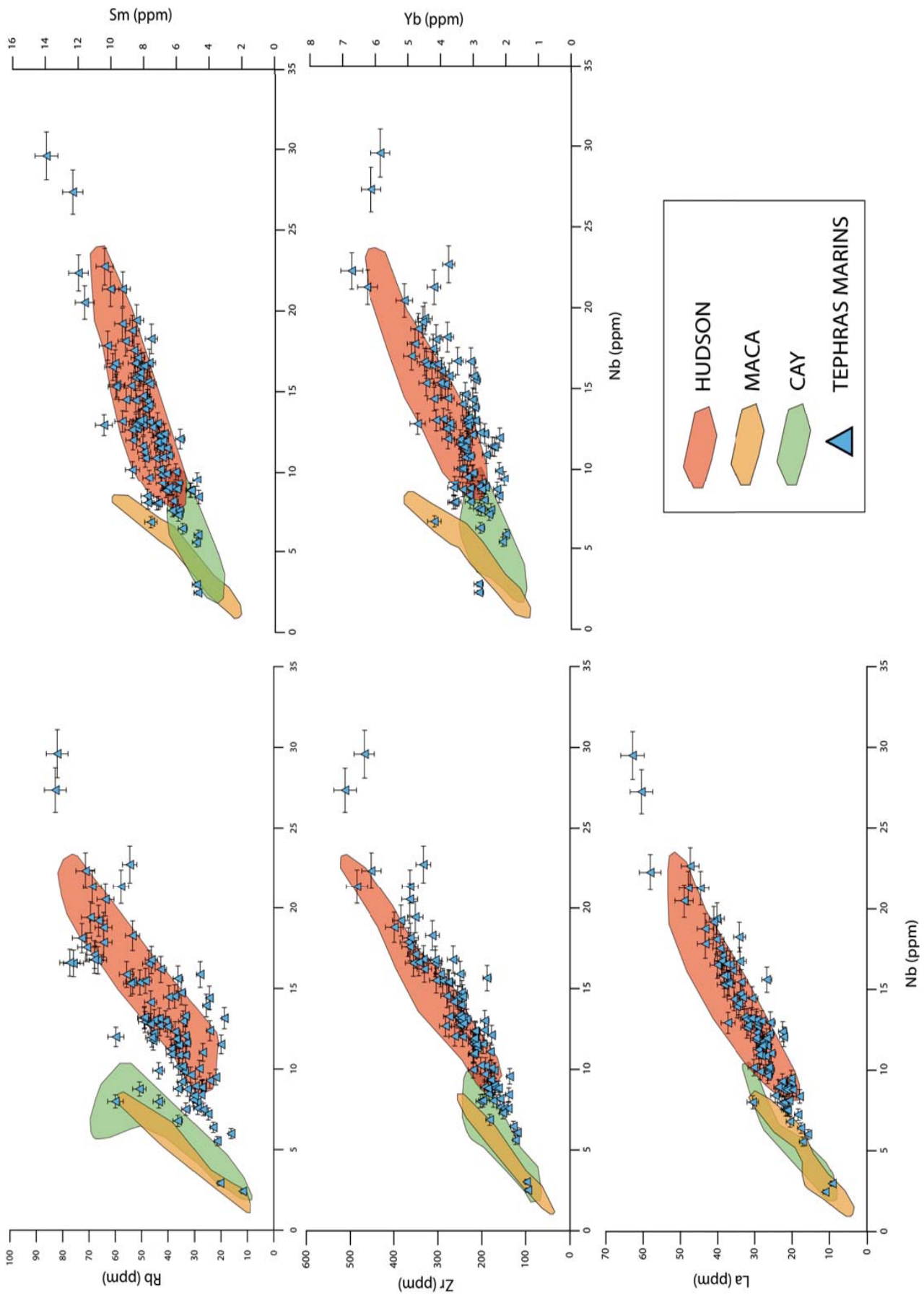


Figure 3-11: Diagrammes élément en trace versus Nb des téphras marins comparés à ceux de la littérature (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Kratzmann *et al.*, 2008) ; L'erreur sur les mesures est à 2σ

3.4.2.4. Discrimination par l'utilisation des rapports d'éléments traces

Sur la base de la discrimination de la composition en éléments majeurs en fonction du type de roche (§ 1.4.2.2.), les spectres élargis ont révélé le caractère discriminant plus prononcé de certains éléments au comportement différent (Rb et Ba, LILE; Nb, HFSE; La, Sm et Yb, REE). Au regard des corrélations à partir d'un élément trace par rapport à un autre élément trace (§1.4.2.3.), il a été mis en évidence la robustesse de la discrimination à partir de ces éléments. Ces résultats permettent de définir avec certitude les éléments favorables aux corrélations et ainsi les éléments que l'on va pouvoir utiliser pour déterminer des rapports d'éléments.

Ces éléments appartiennent à des familles diverses car ils ne se comportent pas de la même manière au cours des processus magmatiques (Treuil et Joron, 1975). Cependant, ce sont tous des éléments très incompatibles (ou hygromagmatophiles) qui sont très peu dépendants des processus de cristallisation fractionnée et leurs teneurs sont très peu modifiées lors des variations du taux de fusion partielle. On va de cette manière définir des rapports d'éléments au comportement différent, par exemple LILE/HFSE (Ba/Nb et Rb/Nb), LREE/MREE (La/Sm), LREE/HREE (La/Yb) ou encore HFSE/LREE (Nb/La).

Les distributions de ces rapports sont reportés dans la **fig. 3-12**, tout d'abord en fonction d'un élément en trace. Les variations de composition montrent clairement une affinité des téphras avec l'Hudson avec une dispersion relativement importante des données. Cependant, lorsque l'on reporte la composition d'un rapport d'élément par rapport à un autre rapport d'élément, on constate que cette dispersion est moindre et que les données se répartissent dans un domaine homogène, comparable et superposé à celui des produits du volcan Hudson. A ce stade de la discrimination, seuls quelques points persistent à sortir du champs défini par l'Hudson mais correspondent approximativement à une écharde volcanique sur la dizaine analysée en moyenne dans chacun des niveaux et ne sont donc pas représentatives de l'ensemble du niveau de téphras analysé.

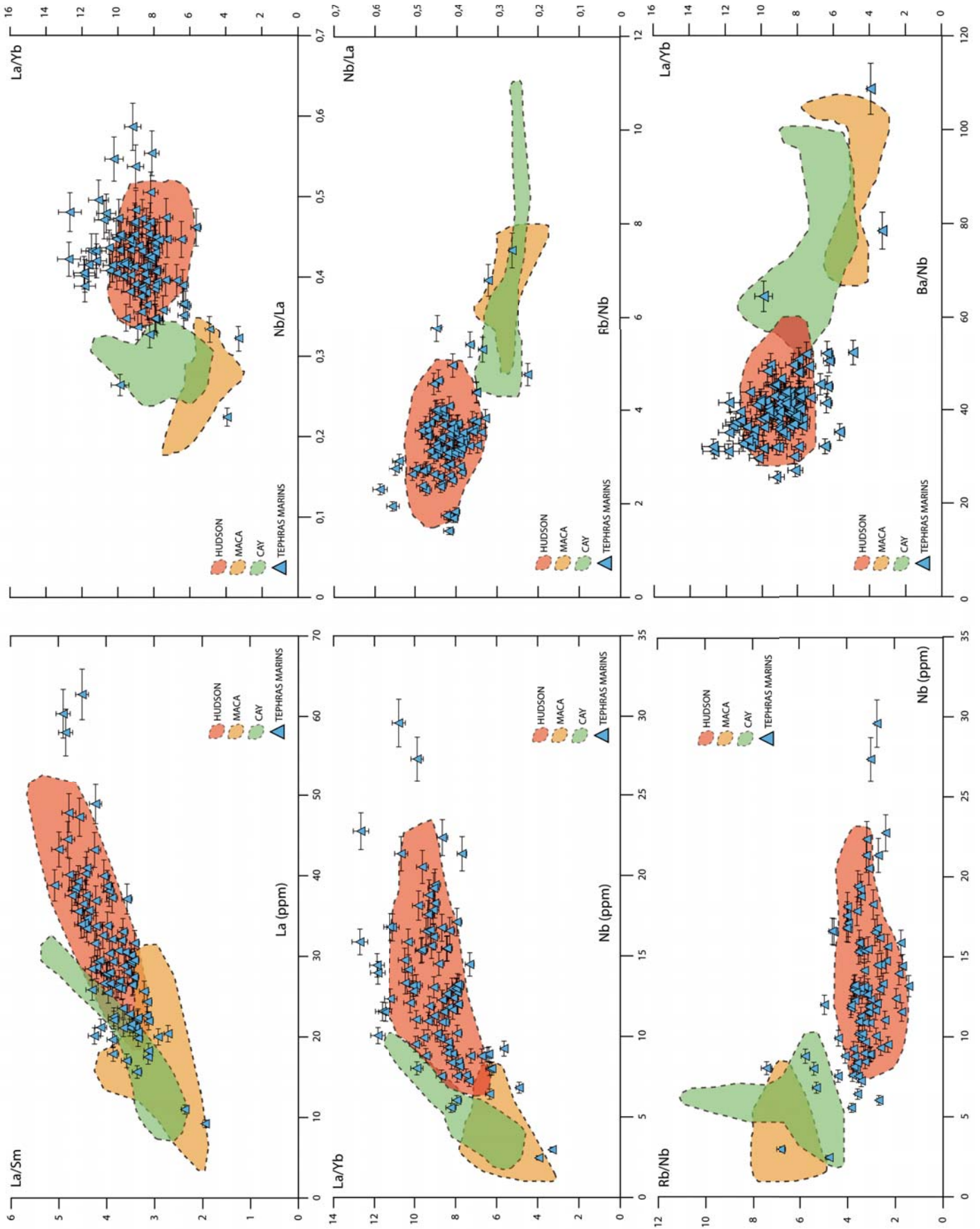


Figure 3-12: Diagrammes élément en trace versus rapport d'éléments et diagrammes rapports d'éléments des niveaux de téphras comparés à la littérature (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Kratzmann *et al.*, 2008)

3.4.3. Essai de discrimination des éruptions de 6700 et 3600 BP

Dans l'article Carel *et al.* (2011), il avait été clairement constaté l'absence des trois éruptions les plus récentes et les mieux documentées dans la littérature (Futa et Stern, 1988 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008). Cette absence était justifiée par l'hypothèse d'une intensification des Westerlies vers l'est pendant ces périodes, limitant la dispersion des téphras à l'ouest (Naranjo et Stern, 1998) et également par la définition du bruit de fond lors du comptage des téphras (Carel *et al.*, 2011).

Identifiées stratigraphiquement à l'aide du modèle d'âge établi, ces éruptions se situeraient à des profondeurs respectives de 490 et 280 cm (6700 et 3600 BP) dans la carotte marine. En raison de l'absence des premiers centimètres de l'enregistrement, l'éruption de 1991 n'a pu être étudiée plus en détail au cours de cette étude. Des analyses complémentaires ont été réalisées sur les niveaux 490 et 280 cm dans le but d'observer si les corrélations sont également valables pour ces deux niveaux. La signature en éléments majeurs et traces de ces niveaux et la comparaison avec les données disponibles à terre de ces deux éruptions et attribuées de manière certaine à l'Hudson (Naranjo et Stern, 1998) permettraient, avec la même approche de discrimination, de valider les corrélations.

Malgré l'absence de produits basiques dans les dépôts à terre (Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008 ; Kratzmann *et al.*, 2008), la distribution des éléments alcalins en fonction de la silice (**Fig. 3-13**) montre que les analyses obtenues sur les téphras marins des niveaux 280 et 490 cm et celles des produits continentaux sont similaires pour les produits différenciés ($\text{SiO}_2 > 60\%$ poids).

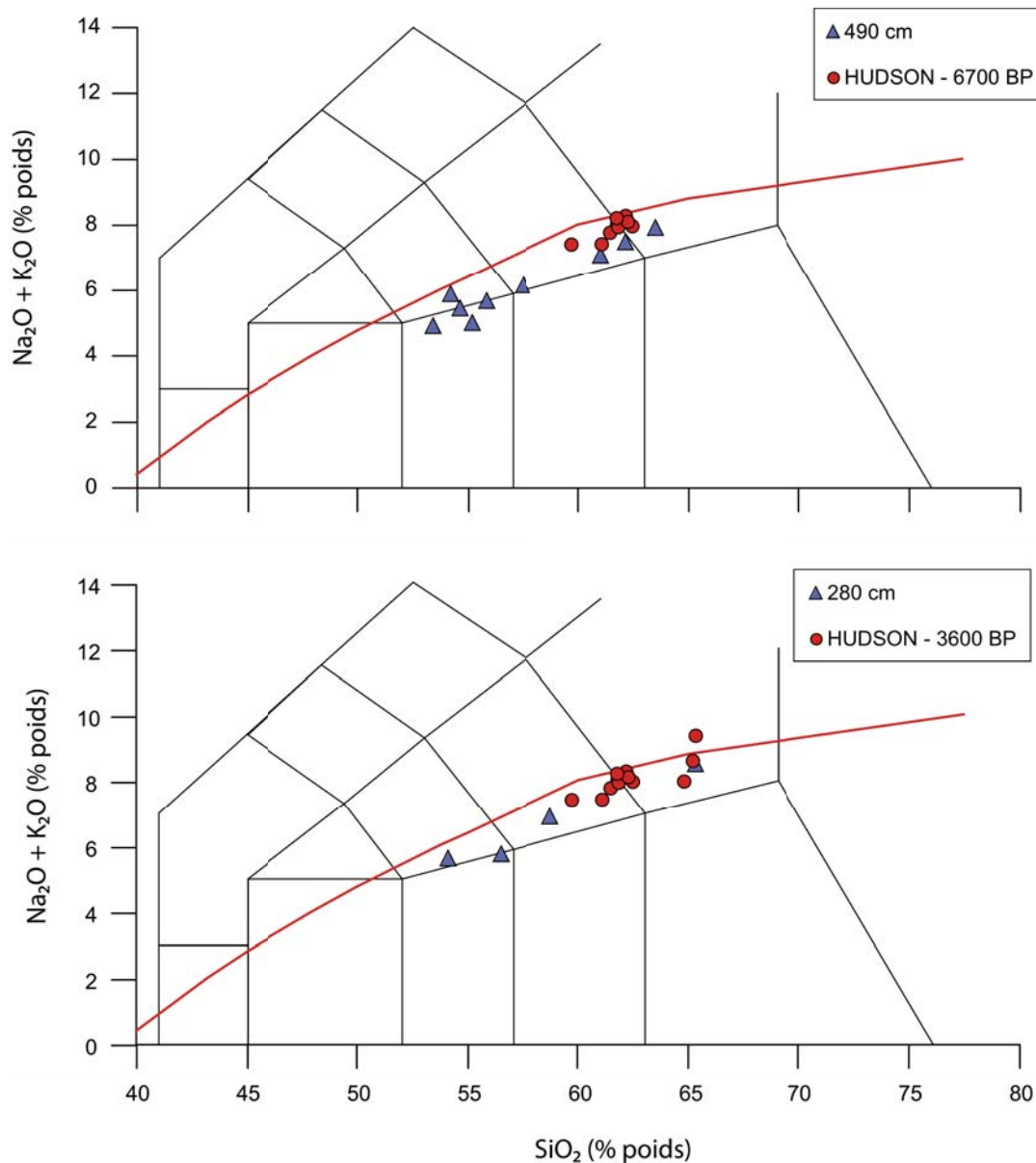


Figure 3-13: Diagramme TAS des produits des éruptions de 6700 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008) et 3600 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Kratzmann *et al.*, 2008) comparés aux analyses des esquilles volcaniques de 490 cm et 280 cm respectivement

Carel *et al.* (2011) ont montré que le potassium et le titane étaient des éléments suffisamment discriminants pour la reconnaissance des sources volcaniques dans cette région. La **figure 3-14** montre la distribution du K₂O en fonction du degré de différenciation des deux niveaux de téphras marins, comparée à la teneur en K₂O de l'éruption qui leur serait associée d'après le modèle d'âge (Siani *et al.*, 2010, *Annexe 3* ; Carel *et al.*, 2011) et de celles de tous les produits continentaux de l'Hudson (effusifs et explosifs).

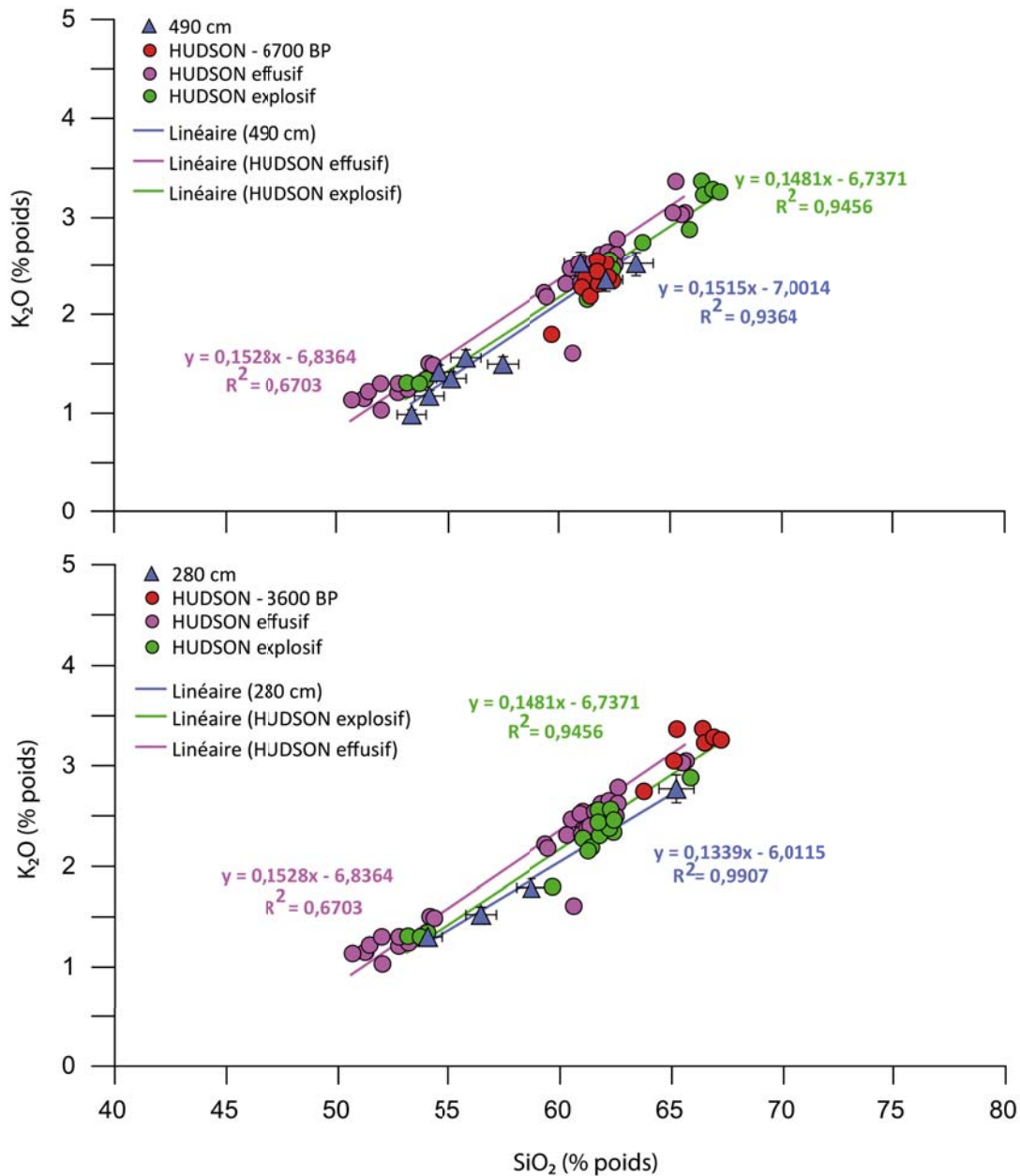


Figure 3-14: Diagrammes K_2O vs. SiO_2 des 2 niveaux de téphras comparés aux événements de 6700 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008) et 3600 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Kratzmann *et al.*, 2008) comparés aux produits de l'Hudson effusifs (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Kratzmann *et al.*, 2008)

On remarque que les droites de corrélation des téphras analysés dans ces deux niveaux et celles des produits correspondants à terre sont similaires et montrent des coefficients de corrélation R^2 très proches, surtout pour les produits explosifs.

En adoptant la même démarche de discrimination à partir des éléments majeurs que celle déjà appliquée pour les douze autres niveaux de téphras (Carel *et al.*, 2011), on remarque donc que la corrélation avec des éruptions de l'Hudson identifiées à terre est également valable pour les éruptions de 6700 et 3600 BP.

Cependant, la comparaison de la composition géochimique en éléments majeurs (Fig. **3-14**) des deux niveaux de téphras marins de 6700 et 3600 BP étant basée uniquement sur le pôle différencié de ces deux éruptions, la robustesse de la corrélation n'est pas satisfaisante. La discrimination à l'aide des éléments en trace va donc permettre d'apporter de la force aux corrélations.

Peu d'analyses en éléments en trace ont été obtenues pour ces deux éruptions (Fuenzalida, 1976 ; Futa et Stern, 1988 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008) et elles se limitent essentiellement aux LILE (Rb), HFSE (Zr) en plus de le Y, du Sr et du Nb. Cependant, la discrimination à l'aide de ces éléments en trace reste possible du fait qu'il a été précédemment établi que l'Hudson émettait des produits dont la signature en LILE et HFSE se distinguait des autres édifices (*cf.* § 3.2.).

Dans la **figure 3-15** est reportée la concentration entre la silice et des éléments en traces incompatibles. On retrouve les mêmes tendances entre les données disponibles pour les éruptions explosives et effusives de l'Hudson de 6700 et 3600 BP et les deux niveaux de téphras marins, avec des gammes de variation similaires pour la silice et pour les éléments en trace sélectionnés (Rb, Sr, Y, Zr). Les produits dacitiques continentaux des deux éruptions 6700 et 3600 BP se confondent quasi parfaitement avec les téphras les plus différenciés qui montrent un enrichissement en LILE (Rb), HFSE (Zr) et Y ainsi qu'un appauvrissement en Sr par rapport aux produits basiques. De plus, les produits basiques des deux niveaux de téphras marins montrent des gammes de compositions similaires à celles des différents produits de l'Hudson.

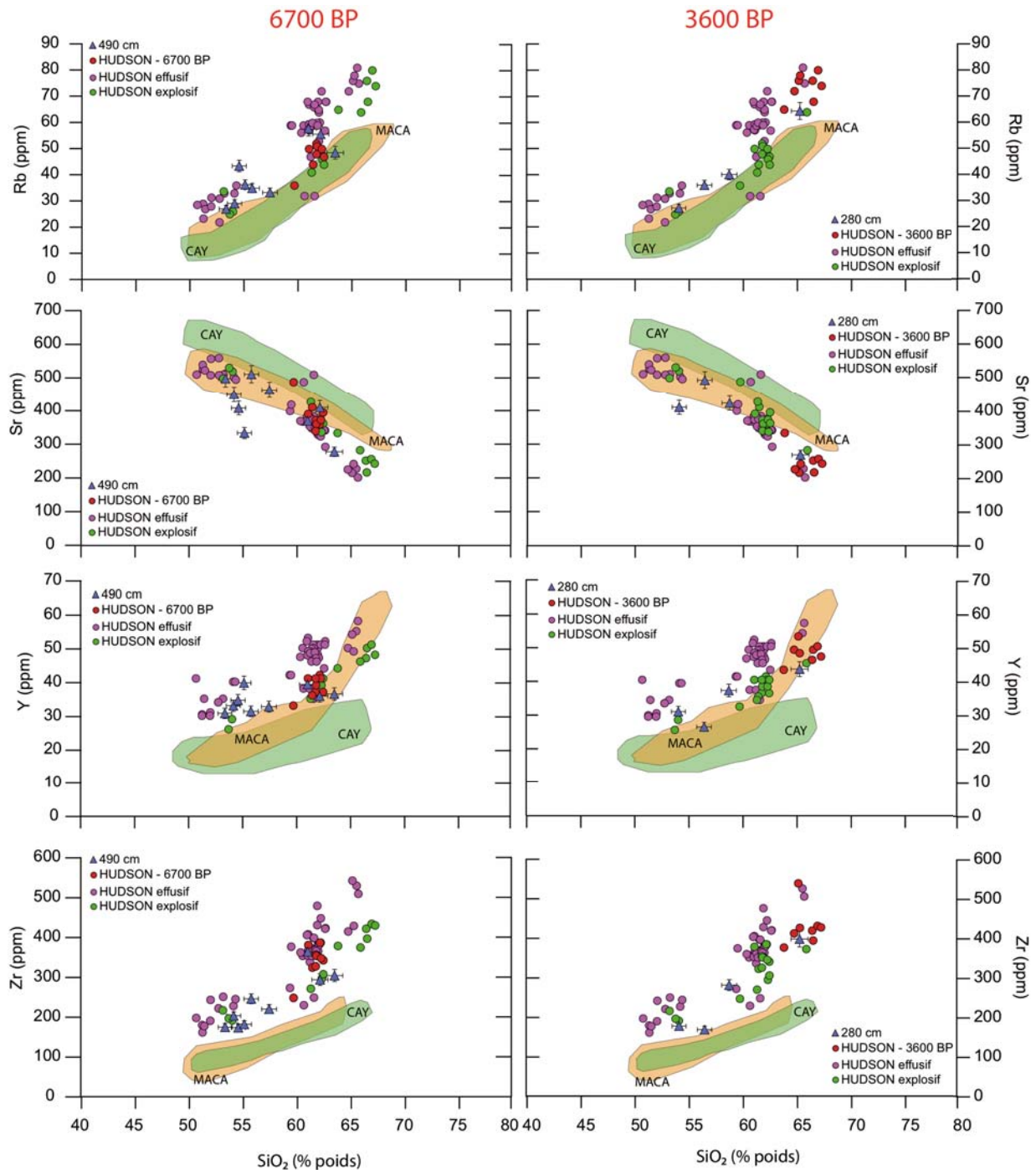


Figure 3-15: Diagrammes éléments vs. SiO_2 des 2 niveaux de téphras comparés aux événements de 6700 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Stern, 2008) et 3600 BP (Naranjo et Stern, 1998 ; Kratzmann *et al.*, 2008) comparés aux produits de l'Hudson effusif (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Kratzmann *et al.*, 2008) et aux produits de Cay et Maca (Lopez-Escobar *et al.*, 1993 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Gutierrez *et al.*, 2005)

Enfin, lorsque l'on reporte les variations de ces éléments en trace par rapport à un autre élément en trace (Fig. 3-16), on retrouve aussi des gammes de variations similaires entre des éléments incompatibles au comportement géochimique différent et illustrées par une corrélation positive entre le Rb, le Y et le Zr et une corrélation négative entre le Sr et le Zr, puisque le Sr a un comportement compatible (cristallisation de plagioclase). Précédemment, la discrimination élément trace – élément

trace était basée sur l'utilisation du Nb. Cependant, en raison de l'absence des compositions en Nb pour les produits de l'éruption de 6700 BP dans la littérature, nous avons utilisé le Zr comme référent, de comportement identique à celui du Nb. A partir de cette discrimination éléments traces – éléments traces pour les éruptions de 6700 et 3600 BP, on remarque que les compositions géochimiques des produits de ces éruptions restent confondues avec celles du niveau de téphra associé.

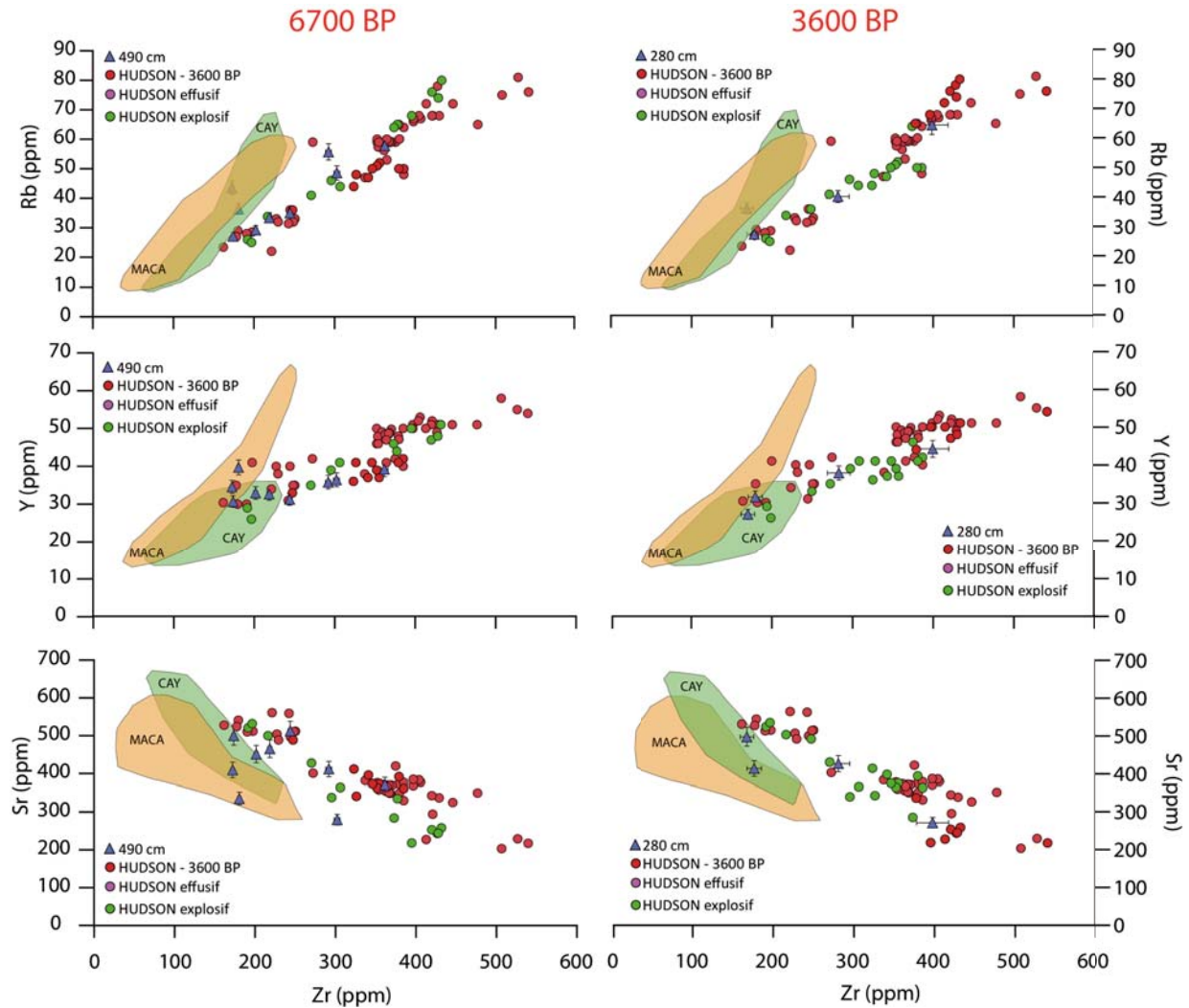


Figure 3-16: Diagrammes éléments vs. Zr des niveaux de téphras correspondant aux éruptions de 6700 et 3600 BP comparés aux niveaux analogues à terre (Naranjo et Stern, 1998 ; Kratzmann *et al.*, 2008) et aux produits de l'Hudson effusifs (Lopez Escobar *et al.*, 1993 ; Bitschene *et al.*, 1993 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Ippach, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2003 ; Kratzmann *et al.*, 2008)

3.5. CONCLUSION

L'intérêt de cette étude téphrochronologique repose sur la comparaison des compositions en éléments majeurs et en éléments en traces d'une même esquille de verre avec celles des données de la littérature sur la zone considérée, en prenant aussi en compte les âges des dépôts (Carel *et al.*, 2011).

Basée sur l'analyse de cinq à une dizaine d'esquilles par niveau de téphras, cette démarche permet une approche rigoureuse de la discrimination des sources volcaniques.

La première étape a consisté à tenter de corréler les éléments en traces aux éléments majeurs. Les résultats ont montré que la corrélation entre un élément en trace incompatible et un élément majeur compatible (SiO_2) puis incompatible (K_2O) n'était pas suffisamment robuste pour déterminer le centre volcanique émetteur. Ce résultat réside vraisemblablement dans la différence de comportement géochimique de ces éléments (incompatible et compatible) mais également à leur différence de concentration dans les produits (éléments majeurs en % et éléments traces en ppm), qui induisent une dispersion importante dans les données.

La deuxième étape concerne la comparaison entre les compositions en éléments en traces en fonction du type de roche analysé. Dans ce cas, les corrélations ont permis de montrer les différences majeures qui existent entre les produits basiques et les produits différenciés de chacun des édifices de la SSVZ. En effet, il a été clairement démontré que les produits les plus basiques du volcan Hudson montrent des compositions similaires voire plus enrichies que les produits les plus différenciés émis par les autres volcans de la SSVZ, ce qui est un atout majeur pour la discrimination. De plus, cette comparaison a permis de mettre en évidence les éléments en traces les plus discriminants, et qui seront par la suite corrélés entre eux en terme de concentrations élémentaires, puis sous forme de rapports de concentrations élémentaires. La discrimination par la comparaison entre un élément en trace en fonction d'un autre élément en trace s'est révélée plus robuste du fait de la moindre dispersion des données qui est aussi liée aux comportements incompatibles de ces éléments lors des processus pétrogénétiques.

Enfin, la discrimination est plus rigoureuse au regard des comparaisons en terme de rapports d'éléments qui se distribuent de manière beaucoup plus homogène car bien que les éléments utilisés n'aient pas exactement le même comportement, ils suivent les mêmes évolutions au cours des processus magmatiques (cristallisation fractionnée, fusion partielle, mélange magmatique).

A partir des trois dernières approches combinées, on peut ainsi affirmer que la discrimination à l'aide des éléments en trace est un outil puissant en téphrochronologie puisqu'elle a permis d'attribuer le volcan Hudson comme source des 14 niveaux de téphras identifiés dans l'enregistrement marin MD07-3088 incluant les éruptions de 6700 et 3600 BP, ce qui n'avait pu être démontré avec certitude par la géochimie en éléments majeurs pour les douze niveaux de téphras avérés (Carel *et al.*, 2011).

Concernant les éruptions de 6700 et 3600 BP, il a été expliqué que ces deux événements n'ont pu être clairement identifiés dans l'enregistrement marin en raison de la trop faible abondance des verres volcaniques dans ces deux niveaux (Carel *et al.*, 2011) par rapport au bruit de fond défini dans cette étude (4%). Or d'après les données de la littérature, ces deux éruptions les plus documentées sont reconnues comme des éruptions très explosives, on pourrait donc s'attendre à retrouver une abondance de verres très importante. L'hypothèse évoquée par Carel *et al.* (2011) pour expliquer cette faible abondance réside dans une intensification des vents soufflant vers l'est pendant ces périodes d'activité volcanique qui a empêché le dépôt de cendres car la position occidentale de la carotte par rapport aux centres volcaniques est contraire aux vents dominants.

L'hypothèse d'une intensification des vents au cours de ces intervalles de temps est donc tout à fait valide. Cependant, ces deux niveaux sont stratigraphiquement bien repérés (490 cm et 280 cm) et que la comparaison des compositions en éléments en traces permet d'identifier rigoureusement ces deux éruptions, malgré la faible abondance des verres dans ces niveaux. L'hypothèse formulée par Carel *et al.* (2011) reste donc valide, et sera confirmée dans le chapitre suivant par les outils sédimentologiques.

On pourrait évoquer la possibilité que le bruit de fond déterminé à 4% puisse être surestimé, cependant, selon la littérature qui définit ces éruptions parmi les plus explosives de l'Hudson, la proportion de verres volcaniques retrouvée dans les niveaux 490 et 280 cm n'était pas significative, indépendamment de la valeur du bruit de fond. Cette étude téphrochronologique a donc permis de mieux contraindre l'activité volcanique de la région et en particulier celle de l'Hudson dont l'activité était auparavant limitée à l'Holocène. Les archives téphrochronologique fournissent ainsi un excellent outil pour une meilleure compréhension des événements explosifs dans les régions volcaniques et pourraient de cette manière améliorer la prévention des aléas volcaniques par la reconnaissance de la nature éruptive des édifices et d'évaluer d'éventuelles récurrences dans les événements.

Néanmoins, il faut cependant garder à l'esprit que la discrimination des sources volcaniques produisant les téphras comporte certaines faiblesses, en particulier :

- 1) Il n'est pas possible de discriminer clairement les volcans émetteurs dans le cas où les compositions des systèmes volcaniques sont trop similaires en terme d'éléments majeurs et traces, comme c'est ici le cas pour les volcans Cay et Maca, même si les mesures analytiques sont les plus justes et précises.
- 2) Le deuxième facteur limitant de cette discrimination des sources réside dans l'absence ou la connaissance trop partielle de la composition géochimique des systèmes volcaniques continentaux dans la zone d'investigation, qui sont le fondement des corrélations, notamment pour les édifices peu contraints géochimiquement, tels que le Mélimoyu ou le Mentolat pour lesquels les analyses sont quasiment inexistantes. Ce manque de données des compositions géochimiques à terre (absence des produits basiques et/ou acides) explique le fait que la source reste encore incertaine pour quelques échantillons, bien qu'en proportion très limitée, elles ne soient pas représentatives du niveau considéré (approximativement une écharde par niveau).
- 3) Enfin, le troisième facteur limitant concerne la taille des esquilles, souvent très petites, de l'ordre de la quarantaine de microns, qui peut constituer une gêne lors de l'analyse. De plus, on a constaté que certaines esquilles, notamment les plus vésiculées, étaient riches en cristallite tandis que les moins vésiculées pouvaient contenir beaucoup de phénocristaux. Ces phases minérales non représentatives du verre volcanique constituent une contrainte supplémentaire lors de l'acquisition des compositions géochimiques.

Chapitre 4

**Reconstitution de la variabilité climatique le long de
la marge sud-chilienne (46°S) depuis le dernier
maximum glaciaire**



*Calotte Nord Patagonienne
Photo : Jocelyn Chavy*

Chapitre 4 – Reconstitution de la variabilité climatique le long de la marge sud-chilienne (46°S) depuis le dernier maximum glaciaire

Dans ce chapitre, j'ai reconstruit les changements climatiques qui ont affecté la marge sud-chilienne depuis la dernière période glaciaire en combinant la minéralogie des cortèges argileux, la géochimie élémentaire et la granulométrie afin de restituer la dynamique des glaciers, les changements dans le régime des précipitations et des vents d'ouest.

Les premières études sur les reconstructions paléo-climatiques en Patagonie se sont basées sur l'établissement d'une chronologie des avancées des glaciers andins (Caldénus, 1932) et sur les changements de végétations à partir de données polliniques (Auer, 1933). La reconstruction de la variabilité des calottes patagoniennes par l'identification des phases d'extension et de retraite des glaciers constitue une approche solide en climatologie car elles forment les plus larges réservoirs d'eau en dehors des régions polaires et sont extrêmement sensibles aux changements de température et aux alternances du régime de précipitations (Casassa *et al.*, 2000). Dans le contexte particulier qu'occupe la Patagonie, le climat est essentiellement contrôlé par l'intensité et la position de la cellule des vents dominants puisque l'Amérique du Sud est la seule masse continentale qui intercepte l'intégralité de la ceinture des Westerlies (SWW).

Les nombreuses études qui se sont développées dès lors se sont axées sur la variabilité dans la position et l'intensité de la SWW par l'utilisation d'indicateurs des précipitations et par les changements dans les températures des eaux de surface, en lien direct avec le courant circumpolaire Antarctique (Gilli *et al.*, 2005 ; Sepúlveda *et al.*, 2009 ; Tonello *et al.*, 2009 ; Waldmann *et al.*, 2009 ; Lamy *et al.*, 2010 ; Moreno *et al.*, 2010 ; Fletcher et Moreno, 2011). Cependant, en raison des forts gradients de précipitations nord-sud et ouest-est qui contrôlent la distribution de l'humidité sur le continent sud-américain, les signaux sont très souvent locaux car les indicateurs utilisés sont difficilement corrélables entre eux.

La multiplication des travaux sur les reconstructions paléo-environnementales et paléo-climatiques se sont principalement focalisées sur les latitudes au nord de 41°S (Lamy *et al.*, 1998 ; 1999 ; 2001 ; Stuu *et al.*, 2007 ; Saukel *et al.*, 2011) et au sud de 51°S (Moy *et al.*, 2011 ; Schimpf *et al.*, 2011), laissant une large zone géographique (41 à 51°S) dépourvue d'archives climatiques.

De plus, les enregistrements collectés à ces latitudes sont souvent affectés par i) des contraintes temporelles imprécises et ii) des résolutions trop faibles pour observer une variabilité centennale à décennale.

Ce chapitre est donc divisé en deux parties rédigées sous la forme d'articles en préparation qui seront soumis après ma soutenance de thèse. Ces articles s'inscrivent dans la continuité d'une étude portant sur la variabilité de la minéralogie du cortège argileux et de sa signification paléoclimatique depuis la dernière période glaciaire dans la région d'Aisèn. Cette étude a été réalisée à plus faible résolution temporelle (Siani *et al.*, 2010 ; *Annexe 3*) et a montré que la minéralogie des argiles exprimée par le rapport Smectite/(Illite + Chlorite) et la géochimie élémentaire exprimée par le rapport Ti/K constituaient de bons indicateurs paléoclimatiques puisqu'ils permettent de retracer la variabilité des apports terrigènes.

Les résultats ont montré que la dernière période glaciaire (22 à 18 ka BP), caractérisée par des taux de sédimentation forts, est dominée par une érosion physique prononcée des roches ignées de la Chaîne côtière sous l'action intense des glaciers de la calotte nord patagonienne, en accord avec des conditions climatiques froides et arides au cours de cet intervalle. Néanmoins, cette période est également caractérisée par des variations à court terme illustrant des phases rapides d'avancées et de retraites des glaciers andins en réponse à la migration latitudinale à court terme de la cellule des vents dominants. Pendant la transition glaciaire/interglaciaire (18 à 11,5 ka BP), les données montrent un changement de contributeur dans la source des apports terrigènes avec une contribution croissante de l'altération des roches volcaniques de la Cordillère andéenne, excepté pendant l'intervalle de l'Antarctic Cold Reversal (14,4 à 12,2 ka BP). Enfin, l'Holocène est caractérisé par une dominance de la Cordillère andéenne probablement drainée par un système fluvial plus développé et plus intense via les fjords, sauf pour quelques événements sporadiques où la dynamique des glaciers va primer.

La publication en préparation intitulée : « **Highly detailed Holocene terrigenous sediment record and climatic variability along the Southern Chilean margin : new insight on the northern Patagonian icefield fluctuations** » et qui sera prochainement soumise à *The Holocene*, a pour objectif la reconstruction de la variabilité climatique Holocène à partir des fluctuations de la fraction terrigène (minéralogie des argiles et granulométrie) le long de la marge sud-chilienne. Ces traceurs vont permettre d'expliquer les variations latitudinales de la cellule des vents d'ouest sur le continent et de leur éventuelle relation avec la dynamique des glaciers patagoniens (influence des précipitations sur le régime d'altération et/ou d'érosion des sources continentales et alimentation des glaciers). Un point fort de cette étude réside dans la robustesse du modèle d'âge employé pour dater l'enregistrement marin de la carotte MD07-3088 et par une résolution temporelle décennale à séculaire de ces événements facilitant les corrélations avec les événements climatiques historiques. Au début de l'Holocène, entre 11 et 9,7 ka, la récurrence d'événements marqués par la présence de grains grossiers (> 100 microns) dans la carotte MD07-3088 a été attribuée à une avancée de la calotte nord patagonienne. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus dans la région des fjords d'Aisèn par Harrison *et al.* (2012) traduisant une avancée des glaciers de la calotte nord patagonienne et à plus large échelle géographique par Putnam *et al.* (2012) qui a également montré une avancée des glaciers des Alpes Néozélandaises pendant le même intervalle de temps. La période de la Néoglaciation (7 à

3 ka) est aussi marquée par une considérable proportion de grains grossiers dans la carotte MD07-3088 témoignant d'une forte dynamique d'avancée des glaciers pendant cet intervalle de temps.

Enfin, à partir de ces résultats nous avons pu en déduire que les événements d'avancée des glaciers patagoniens au début de l'Holocène ne semblent pas être clairement liées à un forçage climatique régional exprimé en termes de variations de température et/ou de précipitations. En revanche, depuis l'Holocène moyen pendant la phase de Néoglaciation et jusqu'à l'actuel, les fortes précipitations traduiraient un lien direct avec l'avancée des glaciers patagoniens.

1. Highly detailed Holocene terrigenous sediment record and climatic variability along the southern Chilean margin : new insight on the northern Patagonian ice-field fluctuations

Mélanie Carel, Giuseppe Siani, Christophe Colin, Guillaume Delpech

This paper will be submitted to *The Holocene*

1. Introduction

Southern Patagonia presents outstanding conditions for paleoclimatic studies because mostly under the influence of the humid westerly winds and to its location in the windward side of the Andean cordillera, which lying athwart to the western air masses-driven moisture. In the last decades, many studies have been devoted to track the past Southern westerly winds (SWW) variability in the Southeastern Pacific area from continental and marine archives (Moreno et al., 2001; 2010; Lamy et al., 2001, 2004, 2010; Caniupán et al., 2011). Among these, some are no longer focused on the impact of the position and intensity of the Westerly winds on the coupled ocean-atmosphere system and their link with the atmospheric CO₂ orbital changes (Toggweiler et al., 2006; Waldmann et al., 2009; Moreno et al., 2010; Fletcher and Moreno, 2011; Varma et al., 2011). However, the exact timing and the latitudinal displacement of the westerly wind cells since the last glacial period still remains doubtful due to the lack of precise chronologies between marine and continental paleo-proxies.

At present time, the Patagonia region is partially recovered by two main icecaps, the northern and southern Patagonian icefields (NPI and SPI), which are the worldwide freshwater reservoir after Antarctica and Greenland respectively. It is widely assumed that these icefields are fueled by moisture transported from the Pacific Ocean via the westerlies winds inducing high rainfall throughout the year. High recorded precipitations are generated by the ocean-atmosphere control of the southern polar front that moves seasonally between 50°S (summer) and 40-45° (winter). Low-pressure anticyclones in the southern Pacific draw a great amount of moisture to the southern Chilean coast originating from the SWW marked by annual mean precipitations rate of ~ 3,000 mm (Fujiyoshi et al., 1987). The high elevation of the orogenic reliefs of the andean cordillera perturbs the distribution of the moist mid-latitudes westerly winds belt, inducing a strong west-east precipitation gradients (Warren and Sugden, 1993) underlying high rainfall rates on the western side of the Andes (Garreaud et al., 2009; Tonello et al., 2009).

Since the late glacial period, NPI and SPI glaciers underwent retreats and advances phases as showed by geomorphological and sedimentological studies as well as chronological dating on organic sediments or terminal moraines (Aniya, 1988, Aniya et al., 1997; Heusser et al., 2002; Glasser et al., 2004; Kaplan et al., 2005; Douglass et al., 2005; Boyd et al., 2008; Harrison et al., 2012). Moreover, most of these studies have been carried out on the eastern side of the Andes and many questions remain unanswered particularly with regard to the exact timing of the onset of the last deglaciation in the northern and southern Patagonian as well as at both sides of the Andean Cordillera (Mercer, 1982; Aniya and Sato, 1995; Douglass et al., 2005; Boyd et al., 2008; Harrison et al., 2012). Another unexplored point concerns the Northern Patagonia glacier variability during the Early to Middle Holocene, which was not previously recorded in the southern side (Harrison et al., 2012). Nevertheless, either the mechanism driving glacier fluctuations, or the nature and the exact timing of these events are still poor established.

The studied area is located along the south Chilean margin at approximately 46°S, offshore the region of Aysèn fjords between the northern Chonos archipelago and southern Taitao peninsula (Fig. 1). The area is a complex islands and channels landscape formed by extensive ice erosion from the North Patagonian icefield that covered this region during the last glaciation (Clapperton and Sugden, 1988) and it is present today at and near the mountain top of many of the higher altitudes extending over 4,200 km². The Aysèn fjords continuously receive freshwater mainly from the Aysèn river watershed and in minor contribution by marginal rivers like Rio Cisnés. Thirty outlet glaciers discharging from the North Patagonian icefield have been identified by Aniya (1988). Among them, two main glaciers from the northern part of the icefield flow to the west: glacier San Rafael, the lowest latitude tidewater glacier in the world and glacier San Quintin, the largest outlet from Northern Patagonian icefield that ends in a piedmont lobe.

Pioneer study focused on the reconstructions of SWW latitudinal shifts chronology at lower latitudes (33°S) using sedimentary proxies suggested that as well crystallinity and composition of clay minerals and grain-size data of terrigenous sedimentary sequences could be used as powerful proxies to draw the continental weathering and thus by analogy to restore the rainfall intensity (Lamy et al., 1999). From then on, previous works of Siani et al., 2010, based on the study of the high sedimentation rate deep-sea core MD07-3088 collected offshore the Central Patagonian margin (46°S) suggested that it was equally possible to reconstruct the glaciers dynamic at higher latitudes, which is closely linked to precipitation rates continuously feeding glaciers, using clay assemblages parameters. Nevertheless, this solid hypothesis remains hard to demonstrate owing to the low temporal resolution. To lend further weight to this theory, here, we present the Holocene high-resolution terrigenous record through clay mineralogy and grain-size measurements from the deep-sea core MD07-3088. The close location of the studied core to the Northern Patagonian icefield and to the present-day maximum intensity of the southern westerly winds offers the opportunity i) to better constraining and providing new clues about the variability of the terrigenous supplies offshore the south-eastern Chilean margin depending to westerly winds instability and ii) to establish a precise chronology of glaciers fluctuations of the Northern Patagonian icecap at high latitudes of the southern hemisphere during the Holocene. Otherwise, our record benefits of a very detailed chronological framework based on oxygen isotope analyses ($\delta^{18}\text{O}$) performed on the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* coupled to a large dataset of AMS ¹⁴C dating of foraminifera and tephra markers (Carel et al., 2011; Siani et al., 2010, 2012).

2. Material and methods

2.1. Material

The Calypso core MD07-3088 was collected during the IMAGES PACHIDERME (MD159) cruise on February 2007 by the French R/V marion Dufresne in the South Pacific ocean off the Taitao peninsula (46°04'30S; 75°41'23W; 1,536 m bsl; 18.9 m length; Fig. 1; Kissel, 2007). The core was

recovered on the continental slope where marine and alluvial and glacial continental deposits are layered from upstream marine terraces (Pinchemel, 1952).

The lithology of the core presents a fairly succession of olive black to greyish diatom and silt-bearing clay with some intercalations of silty-sandy layers (Fig. 2). In this study, the first 7 meters of the core are presented. The core MD07-3088 was sampled every 2 cm both for grain-size analyses and clay mineralogy. Careful sampling observation of sedimentary layers did not reveal imprints of turbiditic structures.

2.2. Methods

According to the isotopic stratigraphy previously defined by Siani et al., 2010, stable oxygen isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$), expressed in ‰ versus (Vienna Pee Dee Belemnite standard) was obtained on the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides*. To improve the temporal resolution, sampling was refined every 5 cm. Six to ten shells were picked from the 250-315 μm size ranges. Prior to isotopic analyses, the samples were cleaned in a methanol ultrasonic bath during a few seconds then roasted under vacuum at 380°C for 45 minutes. Analyses were performed at LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif sur Yvette) on Finnigan Delta+ mass spectrometer. VPDB is defined with respect to NSB19 calcite standard (Coplen, 1988). The mean external reproductibility (1σ) of carbonate standards is ± 0.06 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, measured NSB18 is -23.2 ± 0.2 ‰ VPDB.

Bulk sediments were treated successively with 0.1N hydrochloric acid (HCl) to remove carbonated fractions respectively. The mixtures were then rinsed several times to remove any residue of HCl.

Grain-size distribution measurements of particles in the range of 0.02 μm to 2,000 μm were carried out on a Malvern Mastersizer 2000 Particle Size Analyzer (affiliated with a “Hydro 2000G” sample dispersion unit) at the Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), Université Paris Sud. Ultrasonic oscillation was not used during the measurements as previous studies have shown that the use of ultrasonic dispersion could destroy the structure of some minerals (Boulay et al., 2003). In order to diminish errors, each sample was measured twice and the mean of the two measurements was employed to represent the grain-size distribution of the sample. In parallel, SEM images have been realized in the coarse fraction to observe morphologies of the particles. Several grains per each layer have been handpicked from the identified coarser layers in both fractions (> 40 μm and > 150 μm) and mounted on metal blocks. Pictures have been obtained under backscattered electrons on a Philips XL30 SEM (université Paris Sud).

X-Ray diffraction identification of clay minerals was conducted on oriented mounts of non-calcareous clay fraction (< 2 μm) by a PANalytical X'Pert Pro Diffractometer at the Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), Université Paris Sud. The < 2 μm was previously separated by sedimentation according to the Stoke's law. The measurements were performed under three different conditions: air-dried, ethylene glycol-saturated and heated treatments.

Analyses under the air-dried and ethylene glycol-saturated conditions were performed for all the samples. One of every ten samples was chosen for measurements under heated conditions (500°C for 2 hours) to identify potential changes in the nature of clay minerals. The samples were X-rayed in the range of 3-30° 2 θ with a step size of 0.03° 2 θ and a measuring time of ~1second/step.

Proportions of different clay groups were calculated semi-quantitatively using peak areas of basal reflections for the main clay mineral groups on ethylene glycol-saturated samples using the MacDiff software (Petschick et al., 1996). Errors for calculation of percentage were estimated to about 2%. Relative proportions of kaolinite and chlorite were determined by ratios of areas of the (002) peak of kaolinite (3.57 Å) and the (004) peak of chlorite (3.54 Å). Relative proportions of different clay groups were given in percentages of the total clay assemblage.

3. Chronological framework

The stratigraphy of the core MD07-3088 was derived from the $\delta^{18}\text{O}$ variations of the planktic foraminifera *Globigerina bulloides*. As previously shown by Siani et al., 2010, $\delta^{18}\text{O}$ signature shows high variability throughout the Holocene. To improve $\delta^{18}\text{O}$ variability resolution, measurements were refined every 5 cm contrary to Siani et al., 2010 who presented $\delta^{18}\text{O}$ distribution every 10 cm.

The first part of the Holocene between 11.5 and 8 ka is characterized by mean lower $\delta^{18}\text{O}$ values that could reflect local hydrological changes marked by higher sea-surface temperature and/or lower salinity. However, despite these trends, short-term $\delta^{18}\text{O}$ large variability featured the entire Holocene period. The age model of the core was previously published in Siani et al. (2010) and Carel et al. (2011) and was based on nine AMS ^{14}C dates performed on monospecific planktonic foraminifera shells of *Globigerina bulloides* in the size fraction > 150 μm and one, concerning the top of the core, was done on epi-benthic foraminifera due to the very low concentration of planktonic forms. The conventional radiocarbon ages have been subsequently corrected using a regional reservoir age correction R_{surf} of approximately 800 years (Fig. 2; Siani et al., 2012). Then the ^{14}C ages have been calibrated using the calibration program Oxcal 3.10 with a 95% confidence level (2σ) (Bronk-Ramsey, 2009) based on INTCAL09 software (Reimer et al., 2004; 2009).

The average linear sedimentation rate is estimated at about 60 cm/ka during the last deglacial and Holocene. Taking into consideration the sampling interval (2 cm for grain-size and clay mineral and 5 cm for oxygen isotope analyses), we have obtained for the first time in the studied area an ultra-high temporal resolution of ca. 30 yrs for grain-size and clay mineral records and about 70 yrs for oxygen isotope record. In this study, hereafter, all ages will be discussed as calibrated ka BP.

4. Results

4.1. Clay mineral assemblages

Relative abundances of clay assemblage mineralogy are reported in Fig. 3. Throughout the sedimentary Holocene sequence, smectite, illite and chlorite are the dominant clay minerals, ranging from 20 to 60%, 15 to 40% and 15 to 35% respectively. Kaolinite is less abundant (not exceeding 5%) and exhibits a constant distribution pattern (Fig. 3). In general, illite and chlorite distributions are similar and inversely correlated to smectite.

Since the Early to Middle Holocene (11.5 to 7 ka BP), smectite content shows a continuous increasing trend from 25 to 50% whereas illite and chlorite decrease from 40 to 15% and 30 to 15% respectively. During the Middle to Upper Holocene, between ~7 to 1.4 ka BP, the trend is reversed with a diminishing content of smectite (60 to 20%) associated to an increasing of illite and chlorite (15 to 30% and 15 to 25%, respectively). Finally, between 1.4 to ~1 ka BP, smectite content follows again an increasingly distribution until 60% before starting over a descendant pattern, reaching minima of approximately 30% until present day. By contrast, illite and chlorite contents show opposite trends. The reduction of chlorite is more marked with a minimum of content of 15%, and an abrupt enrichment after 1 ka until 30% (Fig. 3).

Since, smectite and illite-chlorite have distinct temporal evolution and kaolinite does not present significant variations throughout the studied time interval, the smectite/(illite+chlorite), i.e. the S/(I+C) ratio was calculated to describe the mineralogical variations within the clay fraction (Fig. 3). This mineralogical ratio shows significant variations throughout the Holocene. The Early Holocene is characterized by low values of S/(I+C) ratio of about 0.5. The increasing trend until higher values of 2 explains stronger contribution of smectite in clay assemblages from about 11 to 7 cal. ka BP. During the Middle Holocene (7 to 3 cal. ka BP), S/(I+C) ratio lies on a decreasing trend displaying initial Early Holocene values (2 to 0.5). This decreasing distribution continues till the Upper Holocene since about 1.4 ka BP, when an abrupt short-term increase of the lasting ~ 0.4 ka BP is recorded. Finally a new S/(I+C) ratio decreasing trend was recorded until present-day (Fig. 2).

However, superimposed on the general increasing and decreasing trends of the clay mineral records, short-term centennial to millennial-scale fluctuations marked the whole Holocene period.

4.2. Siliciclastic grain-size

Relative standard deviation as a function of the grain-size classes reported in Fig. 4 show the dominance of three populations throughout the Holocene marked by a fine class estimated at the half height between 5 and 15 μm , a medium fraction between 30 and 100 μm and a coarser fraction > 100 μm . In the Fig. 5 are reported the distributions of these three dominant fractions as a function of time. Sediment grain-size is largely dominated by fine particles (5 to 15 μm) that represent 30 to 50% of the total sediment followed by medium size particles (30-100 μm) from 20 to 45% and finally by coarse size particles (> 100 μm) reaching maxima of 5% for individual layers. Interestingly, largest variations are observed in the proportion of the > 100 μm fraction which evidences the presence of coarser layers over the last 12 ka BP in agreement with the distribution of the mean grain-size variability (from 15 to

30 %), and which are not correlated with previously recognized tephra layers (Fig. 5; Carel et al., 2011). During the Early to Middle Holocene (11.5 to 7 ka BP), coarser layers are identified by 3 main episodes, between 11.6 ka BP to 9.0 ka BP and two lesser episodes at 8.4 ka BP and between 7.3 and 6.9 ka BP respectively. The first part of the Middle Holocene (7 to 5 ka BP) is characterized by a higher short-term frequency of coarser layers closely spaced in time and punctuated by 5 episodes centred between 7 to 5.0 ka BP (Fig 6). By contrast, a slightly decreased frequency of coarser layers marks the interval between 5.0 to 3.0 ka BP with three major events centred at 4.0, 3.7 and 3.2 ka BP respectively. Finally, the Upper Holocene (3 ka to present day) is illustrated by two lesser distinct events at 2.9 ka BP and between 2.1 and 1.4 ka BP (Fig. 6).

4.3. Morphoscopy and mineralogy of coarser layers

SEM geochemistry and imaging obtained on several detrital particles counted in the > 150 µm fraction in all coarser layers reveals that quartz is the most abundant mineral in the terrigenous fraction, followed by K-rich feldspars. Morphoscopic analyses realized on the quartz grains show typical sub-rounded, fractured and blunted shapes probably resulting from shock due to intense transport dynamic (Fig. 5). Such specific criteria show that terrigenous particles are probably the result of turbulent fluvial flow associated to glacier mass movement (Haritashia et al., 2010).

5. Discussion

Mineralogy and grain-size of the terrigenous fraction are exclusively controlled by three main factors: (1) the nature of the continental eroded source, (2) the intensity and mode of the continental weathering and (3) the vector of transport which drains detrital inputs (Nesbitt and Young, 1996). Then, results will be discussed in term of glacier Holocene variability in this region and at wider hemispheric scale in order to restore the causes and mechanisms of such changes.

5.1. Mineralogical discrimination of particles provenance

Under the low hydrolysis conditions characterizing the high latitudes of the southern Chile, mineralogical composition could be related to a modification of the sedimentary sources, strongly influenced by climate changes (Chamley, 1989). As previously shown by Siani et al., 2010, two main potential sources can be distinguished. The geology of the studied region is characterized by two main physiographic units. The main geological formations of the Coastal Range consist of primarily pre-Jurassic low-grade metamorphic basement, intermediate igneous rocks and ophiolites (Zeil, 1986). Farther east, the lower part of the Andean cordillera is constituted by 3,000 m high Mesozoic intermediate calc-alkaline plutonic rocks (Patagonian Batholith), whereas volcanic arc itself is composed by pre-Pliocene andesitic ignimbrites overlain by Plio-Quaternary volcanics and tephras

resulting from different explosive events of the main subduction-related Cenozoic volcanic centres (Cay, Maca and Hudson volcanoes, Forsythe et al., 1986; Zeil, 1986; Stern, 1996).

On one hand, illite and chlorite are primarily minerals concentrated in the igneous formations. Illite and chlorite derive from the alteration of primary minerals like muscovite and biotite from the low-grade metamorphic and plutonic rocks constituting the Coastal Range and the lower parts of the Andes forming the Patagonian Batholith (Niemeyer et al., 1984; Fig. 1). On the other hand, smectite derives mainly from weak (or moderate) chemical weathering of Ti and Fe-rich volcanic and volcanoclastic rocks forming the high reliefs of the Andean cordillera (Forsythe et al., 1986; Fig. 1). Furthermore, smectite could also result from hydrolysis of primary minerals associated to the alteration of basaltic soils (Colin et al., 2001), which are, in turn, poorly developed in the high latitudes Chilean region. From these observations, we can consider only the volcanic source at the origin of smectite contents as already stated by Siani et al. (2010).

Kaolinite could be attributed to highly weathering of lateritic soils, which take place essentially in tropical and sub-tropical environments (Chamley, 1989). However, taking into account the geological and climatic context of the studied area, we deduce that the low kaolinite content could likely originate from the physical erosion of sparse sedimentary sequences from the Coastal Range.

Prevailing low values of the $S/(I+C)$ ratio at the last deglacial/Holocene transition suggest a dominance of Coastal Range erosion supplies. Marked changes in the continental source, as displayed by an increase of the smectite content, characterize the Early to Middle Holocene (11.5 to 7 ka BP) suggesting a major imprint of terrigenous material originating from the weathering of the Andes (Fig. 3). An outstanding opposite trend of the $S/(I+C)$ ratio is recorded during the Middle to Upper Holocene between ~ 7 to 1.5 ka BP, pointing out the influence of the Coastal Range inputs marked by higher contents of illite.

It should be emphasized that the high-resolution clay mineralogy composition recorded in this study shows that the origin of detrital particles is often a mixture between various rocks sources from granitoidic and low-grade metamorphic bedrock and volcanic components of highest Andean chain. This could be induced by short-term climate changes in the study area affecting the intensity and the origin of the erosive processes. Indeed, though the $S/(I+C)$ ratio clearly show general increasing (11.5 to 7 ka BP) and decreasing (7 to 1.5 ka BP) trends across the entire Holocene, pronounced short-term amplitude changes featured this period. About this point, Bertrand et al. (2012) recently suggested that changes in drainage areas, volcanic activity and glacier cover could vary considerably along the Holocene period in the Taitao and Aisèn fjords region and consequently may have affected the terrigenous provenance and supply.

5.2. Transport dynamic

Grain-size results provide some constraints about the dynamic of transport of sediments. Grain-size pattern evidenced peculiar outlines during the Holocene in agreement with the previously

determined mineralogical signature variations (Siani et al., 2010). Several coarser layers mark the Early Holocene between 11.6 and 9.0 ka BP (Fig. 4) indicating a more proximal contribution from the neighbouring Coastal Range erosion. Associated to increasing smectite influence, finer silty particles dominate the Early Holocene suggesting more distal inputs from Andean chain located farther east compared with the position of the marine core (Fig. 1). The Middle Holocene events, illustrated by abundant coarser particles, are most likely the results of proximal environments dismantling remains of Coastal Range in accordance with higher contents of illite and chlorite.

North-south transects along the Chilean margin reveal the influence of at least 4 modes of transport influenced by rainfall variability: aeolian, current-derived material, fluvial and glacial via the deep fjords (Stuut et al., 2007). In the northernmost part, aeolian transport prevails due to arid climatic conditions (Potter, 1994), whereas between 33 and 44°S, Mediterranean-type climate favours more important precipitations causing a more intense fluvial transport with the development of denser drainage areas. Heavy rainfalls south of 44°S explain the alternation with fluvial and glacial bedload with important coarser debris during glacial times due to the presence of the two active continental Patagonian icefields (Glasser et al., 2004; Kaplan et al., 2005). Because of the direction of the prevailing westerly belt, silty and sandy supplies couldn't be originated neither from aeolian dust transport, in accordance to the high mean value of the terrigenous flux ($\sim 130 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$) or derived from currents which are not sufficiently intense nearby the coast (Stuut et al., 2007). Furthermore, the weak balance of sea level throughout the Holocene (from -35 m to 0 m) excludes potential supplies from northernmost or southernmost locus.

In addition, the position of the core MD07-3088 offshore the Aisèn fjords region explains the dominance of inputs either from both fluvial networks and glacial valleys. Nevertheless, it is possible to distinguish fluvial inputs and/or glacial supplies by the presence of coarser layers throughout the Holocene directly dependent on the high sedimentation rates ($\sim 60 \text{ cm/ka}$). Coarse layers contain large amounts of sandy-size particles ($> 100 \mu\text{m}$) whose origin could not be attributed to fluvial runoff. Proglacial river sediments are mostly dominated by typically silty particles (between 6 and 20 μm) as suggested by Haritashia et al. (2010). However, the distance between our coring site and river mouths is too consequent to supply highly coarser material. Glacier studies focalised on Neoglacial glaciers fluctuations at 46°S evidenced the proximal behaviour of the coarse fraction suggesting that sandy particles mostly result from fjords dynamic via glacier ablation whereas finer material (clayey and silty) result from fluvial runoff activity (Bertrand et al., 2011). We can thus consider the occurrence of coarser layers as a direct response of an intense glaciers bedload. Particles shape and associated diameter, determined on characteristic coarser layers, are reported in Fig. 5 and evidence a combined transport by proglacial rivers and glaciers. Indeed, grain-size is dominated by two main classes centred at 40 and 400 μm .

5.3. Comparison with Holocene glacier fluctuations chronology

The robust chronological framework established for the core MD07-3088 represents a solid starting point to provide new insight about the exact timing of the Holocene glacier evolution in the central Patagonia thus facilitating comparison with other climatic records at regional and global scale. The Early Holocene is characterized in our record by two major coarser events recorded between 11.6 and 11.4 ka BP and 10.0 and 9.0 ka BP respectively (Fig. 6). These events are coeval, within age uncertainties at 2σ , with previous published glacier advances recorded east of the Andes in Rio Bayo Valley, the major outlet of the northernmost North Patagonian Icecap glacier Exploradores (Glasser et al., 2006). The authors, by using OSL (single-grain optically stimulated luminescence) and cosmogenic nuclide surface exposure dating indicated glacier advances at ca. 10.9 ± 1 and 9.7 ± 0.7 ka BP respectively. Evidence of a synchronous glacier advance between 10.7 to 10.5 ka BP was done by geomorphological reconstructions coupled to radiocarbon dating of organic sediment within terminal moraine at Lake Elizalde located in the nearby Aisén region (Mardones et al., 2011). More recently, a coeval glacier advance was also reported west of the Andes by OSL dating at Tempanos moraine (laguna San Rafael, 46°S) dated between 9.3 ± 1.2 and 9.7 ± 1.2 ka BP (Harrison et al., 2012).

During the Early to Middle Holocene, two coarser event was recovered in core MD07-3088 at 8.4 ka BP and between 7.3 and 6.9 ka BP. This was previously evidenced by glacier advances dated at 8.5 ± 0.7 ka BP by cosmogenic isotopes in three moraines at Fachinal along the eastern flanks of the Patagonian Andes (Douglass et al., 2005) and at Laguna San Rafael by OSL dating at ca. 7.7 ± 1 ka BP (Harrison et al., 2012).

The major recurrence of coarser events was however recorded in core MD07-3088 during the Middle Holocene between 7 to 3 ka BP. This time interval is related to the settlement of cooler conditions in the Southern Hemisphere, corresponding to the Neoglaciation period (Mercer, 1970; Denton and Karlen, 1973). At least five major coarser events split up into the Middle Holocene. The first centred between 5.8 and 5.2 ka BP marked by three closely spaced in time events, whereas the remaining were recovered at 5.0 ka BP, 4.0 ka BP and at 3.7 ka BP respectively. Glacier advance dated at 6.2 ± 0.8 ka BP and at 5.7 ± 0.6 ka BP have been recorded by cosmogenic dating at Fachinal (Douglass et al., 2005) and at San Rafael outlet glaciers by OSL dating (Harrison et al., 2012) respectively. The following major coarser events recorded in core MD07-3088 between 4.0 and 3.2 ka BP is in excellent agreement to an advance of Gualas glacier between ~ 4.2 and 3.2 ka BP as recorded by the sedimentary sequence in the nearby fjord of Golfo Elefantes (Bertrand et al., 2012). Similarly, during the Upper Holocene a major coarser event dated at ~ 2.9 ka BP followed by silty-sandy events dated between 2.1 to 1.4 ka BP in our record are coeval to a major Gualas glacier advance dated between 2.9 to 2.1 ka BP (Bertrand et al., 2012) and also recorded in Quetro river valley in the Aisén region (Mardones et al., 2011).

At wider regional scale, the sedimentary record of core MD07-3088 versus NPI glacier variability is in general good agreement with “Mercer-type” and “Aniya-type” chronology from the SPI outlet glaciers covering the last 5 ka BP (Mercer, 1970; Aniya and Sato, 1995; Fig. 6). However, it should be noted that no glacier advances were recorded along the SPI during the Early Holocene.

During the Middle to Upper Holocene the 4.0 to 3.7 and 3.2 ka BP events are coeval to “Mercer-type” and “Aniya-type” chronologies that includes a maximal glacier advance between 4.7 to 4 ka BP and 3.6 ka BP respectively according to the Neoglacial advance I. The 2.9 ka BP event can be related, within age uncertainties at 2s, to the combined Mercer and Aniya chronologies, which evidenced extension maxima between 2.0 to 2.7 ka BP that corresponds to the Neoglacial advance II.

5.4. Relationship with Holocene climatic changes

Glacier fluctuations are commonly attributed to important climatic conditions changes. At a global scale, Holocene glaciers variations are directly dependent on three main forcing factors: i) temperature and related ablation, ii) precipitations and rain-fuelled snow accumulation and iii) internal ice dynamic not climatically driven (Warren and Sugden, 1993; Anderson et al., 2010). To better interpret Holocene icecap fluctuations and decipher the control of temperature and/or precipitations control, our multi-proxies terrigenous record is compared with palynological and summer sea-surface temperatures reconstructions obtained in the same record (46°S; Montade et al., 2012; Siani et al., 2012; Fig. 7) and with sea-surface temperatures recorded in the northernmost Lago Condorito record (41°S; Moreno et al., 2010; Fig. 7) and southernmost Tamar Lake (52°S; Lamy et al., 2010; Fig. 7). Palynological studies are based on the variability of the concentration of *Nothofagus-type* pollen, which behaviour is closely linked to annual precipitations (Tonello et al., 2009).

During Early to Middle Holocene, identified glacier advances are coeval with low values of *Nothofagus dombeyi* at 46°S, even though a slight and progressive expansion is recorded between 12 and 7 ka BP. Associated to the increase of heliophytic trees and expansion of *Myrtaceae*- and *Tepualia*-type vegetations (Montade et al., 2012), this time interval is characterized by relatively low precipitations. Moreover, summer SST reconstructions in the core MD07-3088 display relatively uniform values ($\sim 2^{\circ}\text{C}$), suggesting low temperature variations. These findings match with a southward position of the Southern Westerlies centred between 50 and 55°S during the Early Holocene (Lamy et al., 2010), in agreement with the higher precipitations recorded southernmost in Tamar Lake (52°S; Lamy et al., 2010) whereas the northernmost area of Lago Condorito (41°S) is subjected to a weaker pluviometry (Moreno et al., 2010). Warmer and drier conditions that seems to prevail during Early Holocene cannot explain glacier advances during this time span, which could respond to the internal ice dynamic transition between calving and not calving phases as previously suggested by Harrison et al. (2012) to explain Early Holocene glacier advances recorded in nearby Laguna San Rafael. Nevertheless, sensitive temperature variations ($\sim 1^{\circ}\text{C}$) must be taken into account because at wider scale, glacier advances in Southern Alps (New Zealand) have been recorded at 10.7 ± 0.4 ka BP and 9.8 ± 0.4 ka BP by ^{10}Be surface-exposure method, coeval with our record and explained as a result of a 1°C temperature variation (Putnam et al., 2012).

The 7 to 3 ka BP interval (Neoglaciation phase) is marked by a strong recurrence of short-term advance events evidenced by grain-size, correlated to increasing precipitation and thus more snow

accumulation at 46°S (Montade et al., 2012) as equally shown by chiromids record (Massafero and Brooks, 2002). Wetter conditions are associated to low sea-surface temperatures (~2°C) suggesting a northward migration and strengthening of the winds cell, in agreement with the maxima of rainfall recorded in Lago Condorito (41°S; Moreno et al., 2010) and decreasing precipitations in southernmost (52°S; Lamy et al., 2010).

The Upper Holocene (the last 3 ka BP) is marked by relatively steady high concentrations of *Nothofagus dombeyi* at 46°S even though a decrease is recorded both northernmost (41°S) and southernmost (52°S) suggesting a return of Westerlies winds cell to its initial position but slightly north of 50-55°S.

6. Conclusion

In this study, we present a high-resolution clay mineralogy and grain-size record to restore continental climate variability from a marine record recovered off the southern Aisén fjords region by interpretation of continental source supplies and glaciers dynamic giving precious information about latitudinal shifts of Westerly winds belt since the last 12 ka BP.

Results show important changes in the contribution of the source rocks, from distal volcanics of Andean cordillera during the Early Holocene (12 to 7 ka BP) to proximal plutonic rocks and low-grade metamorphic basement of the Coastal Range during Middle and Late Holocene (7 ka BP to present) evidenced by higher variability of the smectite/(illite + chlorite) ratio. These findings are supported by evidences of coarser layers, which recurrence is directly associated to the Northern icecap fluctuations.

The Early Holocene (12 to 7 ka BP) detrital supplies are illustrated by enhanced chemical weathering of the volcanic rocks of the high reliefs of the Andean cordillera, mainly driven by fluvial vector. However, this time interval is punctuated by several evidences of glaciers activity dated between 11.6 and 11.4, 10.0 and 9.0, at 8.4 and between 7.3 and 6.9 ka BP, suggesting colder and wetter conditions, intensified rainfall and snow accumulation reflecting northward migration of the SWW. At the opposite, the Middle Holocene time span is illustrated by dominance of illite and chlorite in clay assemblage and higher proportion of coarser layers implying the contribution of the proximal Coastal Range and glaciers dynamic as the main driver of the terrigenous inputs. Evidences of glacial advances are recorded at higher short-term frequency between 7 and 5.0 ka BP concordant with the Neoglacial phase in southern hemisphere, before starting a slightly decreasing in frequency between 5 and 3 ka BP. Cooler and wetter conditions recorded during Middle Holocene are the direct consequence of the northward migration of the SWW, favouring intense snow accumulation over the growing Northern Patagonian icecap.

Finally, Late Holocene (3 ka BP to present) shows a higher short-term fluctuations, from climatic conditions similar to those of the Early Holocene between 3 and 1.4 ka BP, with minor coarser events and slightly increasing trend of smectite, whereas conditions similar to those of Neoglacial interval are

recorded after, with smectite starting to decrease after 1.4 ka BP. It seems to agree with the return to colder conditions induced by a slightly northernmost position of the SWW compared to modern position.

Acknowledgments

This study has been realized within the framework of the international IMAGES program and the MD159 PACHIDERME cruise that authors gratefully acknowledged. Thanks are also addressed to the crew of R/V Marion Dufresne. We thank C. Moreau and J.-P. Dumoulin and ARTEMIS group for the acquisition of AMS radiocarbon dating. R. Pichon is equally thanked for his precious help in SEM imaging. C. Kissel, E. Michel and G. Isguder are acknowledged for useful discussions.

References

- Anderson, M.L., Larsen, T.B., Nettles, M., Elosegui, P., van As, D., Hamilton, G.S., Stearns, L.A., Davis, J.L., Ahlstrøm, A.P., de Juan, J., Ekström, G., Stenseng, L., Khan, S.A., Forsberg, R., Dahl-Jensen, D., 2010. Spatial and temporal melt variability at Helheim Glacier, East Greenland, and its effect on ice dynamics. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, pp. 18.
- Aniya, M., Naruse, R., Casassa, G., Rivera, A., 1997. Variations of Patagonian glaciers, South America, utilizing RADARSAT images. *Proceedings of the International Symposium on RADARSAT Application Development and Research Opportunity (ADRO)*, Montreal, Canada, 13–15.
- Aniya, M., Sato, H., 1995. Holocene glacial chronology of Upsala Glacier at Peninsula Herminita, Southern Patagonia Icefield. *Glacier research in Patagonia. Bulletin of Glacier Research* 13, 83–96.
- Aniya, M., 1988. Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86, *Arctic and Alpine Research* 20, 179–87.
- Bertrand S., Hughen K.A., Lamy F., Stuut J.B.W., Torréjon F., Lange C.B., 2011, Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield. *Climate of the Past Discussions* 7, 2937–2980.
- Bertrand, S., Hughen, K.A., Sepúlveda, J., Pantoja, S., 2012. Geochemistry of surface sediments from the fjords of Northern Chilean Patagonia (44–47°S) : Spatial variability and implications for paleoclimate reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 76, 125–146.
- Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Pluquet, F., Bertaux, J., Blamart, D., Buehring, C., Wang, P., 2003. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China sea (ODP site 1144). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 184, pp. 21.
- Boyd, B.L., Anderson, J.B., Wellner, J.S., Fernandez, R., 2008. The sedimentary record of glacial

- retreat, Marinelli fjord, Patagonia: Regional correlations and climate ties. *Marine Geology* 255, 165 – 178.
- Bronk-Ramsey, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360.
- Caniupan, M., Lamy, F., Lange, C.B., Kaiser, J., Arz, H., Kilian, R., Baeza Urrea, O., Aracena, C., Hebbeln, D., Kissel, C., Laj, C., Mollenhauer, G., Tiedemann, R., 2011. Millennial-scale sea surface temperature and Patagonian Ice Sheet changes off southernmost Chile (53°S) over the past ~60 kyr. *Paleoceanography* 26, PA3221, 1–10.
- Carel, M., Siani, G., Delpech, G., 2011. Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin : New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period. *Journal of Volcanology and geothermal Research* 208, 99–111.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. *Springer*, Berlin, 623 pp.
- Clapperton, C.M., Sudgen, D.E., 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, vol. 7, 185–198.
- Colin, C., Bertaux, J., Turpin, L., Kissel, C., 2001. Dynamique de l'érosion dans le bassin versant de l'Irrawaddy au cours des deux derniers cycles climatiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Séries IIA – Earth and planetary Science*, vol. 332, issue 8, 483 – 489.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology* 72, 293–297.
- Denton, G.H., Karlen, W., 1973. Holocene climatic variations ; their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3, 155–205.
- Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology*, vol. 33, no. 3, 237–240.
- Fletcher, M.S., Moreno, P.I., 2011. Zonally symmetric changes in the strength and position of the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the past 14 k.y. *Geology* 39, 419–422.
- Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Hervé, M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., Harambour, S., 1986. Pliocene near trench magmatism in Southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23–27.
- Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J., Yamada, T., 1987. Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in Northern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 4, 15–24.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 28, 180–195.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G.A.T., Kubik, P., 2006. Evidence from the Rio Bayo valley on the extent of the North Patagonian Icefield during the Late Pleistocene–Holocene transition. *Quaternary Research* 65, 70–77.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43, 79–

- Haberle, S.G., Lumley, S.H., 1998. Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology nad Geothermal Research* 84, 239–256.
- Haritashya, U.K., Kumar, A., Singh, P., 2010. Particle size characteristics of suspended sediment transported in meltwater from the Gangotri Glacier, central Himalaya – An indicator of subglacial sediment evacuation. *Geomorphology* 122, 140 – 152.
- Harrison, S., Glasser, N.F., Duller, G.A.T., Jansson, K.N., 2012. Early and mid-Holocene age for the Tempanos moraines, Laguna San Rafael, Patagonian Chile. *Quaternary Science Reviews*, vol. 31, 82–92.
- Heusser, C.J., 2002. On glaciation of the Southern Andes with special reference to the Peninsula de Taitao and adjacent Andean cordillera (~46°30'). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 577 – 589.
- Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2005. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. *Bulletin of Geological Society of America* 116, 308–321.
- Kissel, C., 2007. The shipboard Scientific party, MD159-PACHIDERME-IMAGES XV, cruise report. *Les rapports de campagne à la mer*. Institut Paul-Emile Victor, pp. 105.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., François, J.P., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geosciences* 3, 695–699.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J., 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian Ice sheet response. *Science* 304, 1959 – 1962.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369–382.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High resolution marine record of climate change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51, 83–93.
- Mardones, M., González, L., King, R., Campos, E., 2011. Variaciones glaciales durante el Holoceno en Patagonia Central, Aisén, Chile: evidencias geomorfológicas. *Andean Geology* 38 (2), 371–392.
- Massafero, J., Brooks, S.J., 2002. Response of chironomids to late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, southern Chile. *Journal of Quaternary Science* 17, 101 – 111.
- Mercer, J.H., 1982. Holocene glacier variations in Southern South America. *Striae* 18, 35–40.
- Mercer, J.H., 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial, II. *American Journal of Science* 269, 1–25.
- Montade, V., Combourieu Nebout, N., Chapron, E., Mulsow, S., Abarzúa, A.M., Debret, M., Foucher,

- A., Desmet, M., Winiarski, T., Kissel, C., 2012. Regional vegetation and climate changes during the last 13 kyr from a marine pollen record in Seno Reloncaví, Southern Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology* 181, 11 – 21.
- Moreno, P.I., Francois, J.P., Moy, C.M., Villa-Martínez, R., 2010. Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology* 38, 727–730.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., Denton, G.H., 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409, 804–808.
- Nesbitt H. W., Young G. M., 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43, 341–358.
- Niemeyer, H.R., Skarmeta, J.M., Fuenzalida, R.P., Espinosa, W.N., 1984. Hojas Peninsula de Taitao y Puerto Aisen, Region Aisen del General Carlos Ibañez del Campo. *Boletín del Servicio Nacional Geología Minera*, Carta Geológica Chile, no. 60–61, pp. 80.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport and relation to oceanography. *Marine Geology* 130, 203–229.
- Pinchemel, P., 1952. Les terrasses marines de la Patagonie. In : *Annales de Géographie*, t.61, no. 327, pp. 378–380. Doi : 10.3406/geo.1952.13691.
- Porter, S.C., 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 14 (4), 395–408.
- Potter, P., 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geologische Rundschau* 83 (1), 212.
- Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Finkel, R.C., Andersen, B.G., Schwartz, R., Chinn, T.J.H., Doughty, A.M., 2012. Regional climate control of glaciers in New Zealand and Europe during the pre-industrial Holocene. *Nature Geoscience* 5, 627 – 630.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk-Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal. kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3), 1029–1058.
- Siani, G., Michel, E., De-Pol Holt, R., Lamy, F., Carel, M., Laurantou, A., 2012. Southern Ocean deglacial reservoir age changes and timing of three episodes of upwelling. *Submitted to*

- Siani G., Colin C., Michel E., Carel M., Richter T., Kissel C., Dewilde F., 2010. Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (1), 26–36.
- Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Strub P.T., Mesias J.M., Montecino V., Ruttlant J., Salinas S., 1998. Coastal ocean circulation off Western South America. In *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses* (eds Robinson, A.R., Brink, K.H.), Wiley, New York. pp. 273–315.
- Stuut, J-B. W., Kasten, S., Lamy, F., Hebbeln, D., 2007. Sources and modes of terrigenous sediment input to the Chilean continental slope. *Quaternary International* 161, 67–76.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., Carson, S.R., 2006. Midlatitude Westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, vol. 21, PA2005, doi: 10.1029/2005PA001154.
- Tonello, M. S., Mancini, M. V., Seppä, H., 2009. Quantitative reconstruction of Holocene precipitation changes in southern Patagonia. *Quaternary Research* 72, 410–420.
- Varma, V., Prange, M., Lamy, F., Merkel, U., Schulz, M., 2011. Solar-forced shifts of the Southern Hemisphere Westerlies during the Holocene. *Climate of the Past* 7, 339–347.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin, J.A., Stern, C., Moy, C.M., Recasens, C., Dunbar, R., 2009. Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere Westerlies in Tierra del Fuego (54°S), Patagonia. *Journal of Quaternary Sciences* 25, 1063–1075.
- Warren, C.R., Sugden, D.E., 1993. The Patagonian Icefields: a glaciological review. *Arctic and Alpine Research* 25 (4), 316 – 331.
- Zeil, W., 1986. “Südamerika.” *Enke Verlag*, Stuttgart.

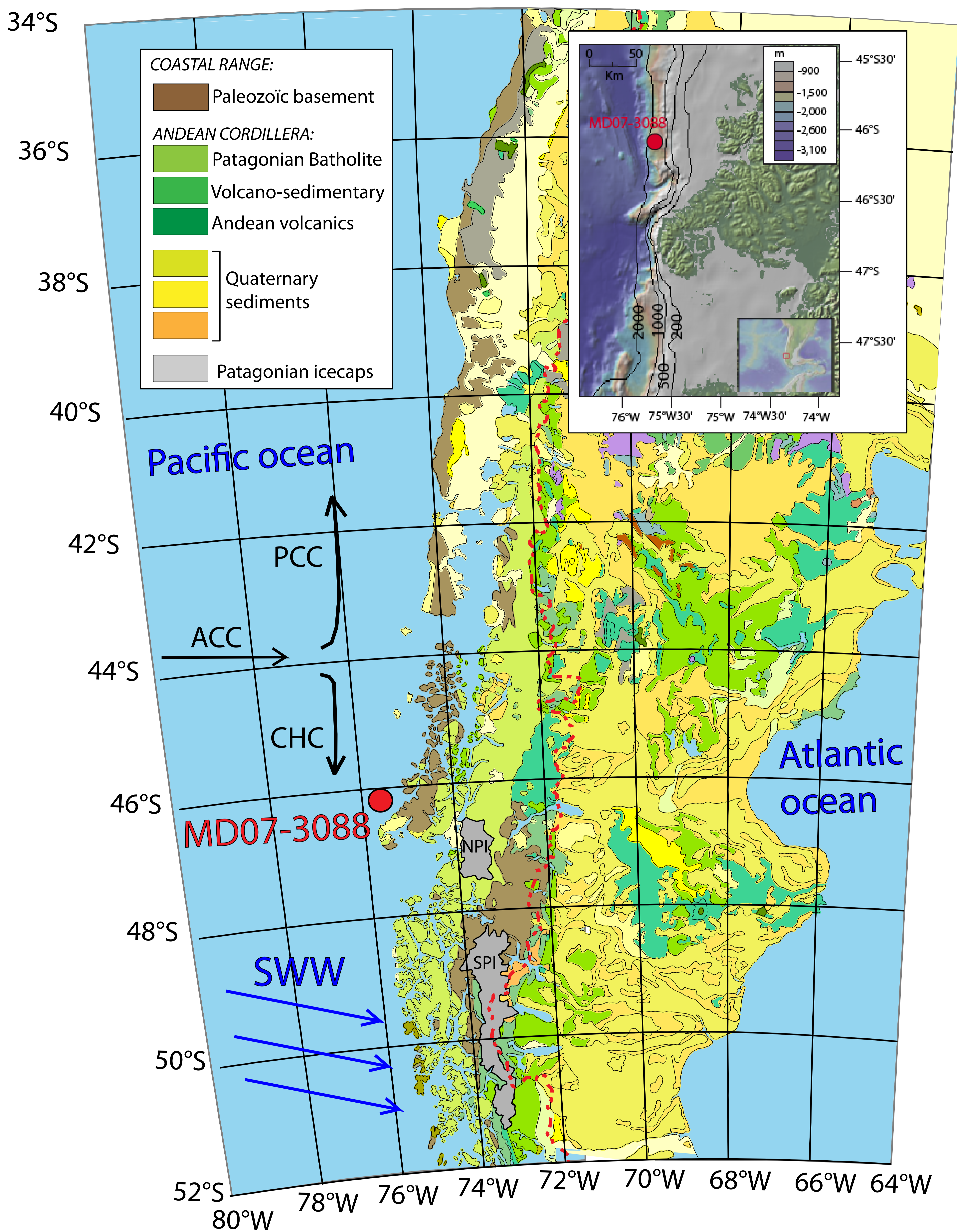


Figure 1: Southern Patagonia geological map representing the main geological units; Location of the marine record MD07-3088, repartition of the Southern Westerly winds (SWW) and distribution of shallow oceanic currents (ACC: Antarctic Circumpolar current, PCC: Peru-Chile countercurrent, CHC: Cap Horn current; Strub et al., 1998); Insert shows the bathymetry of the sampling area

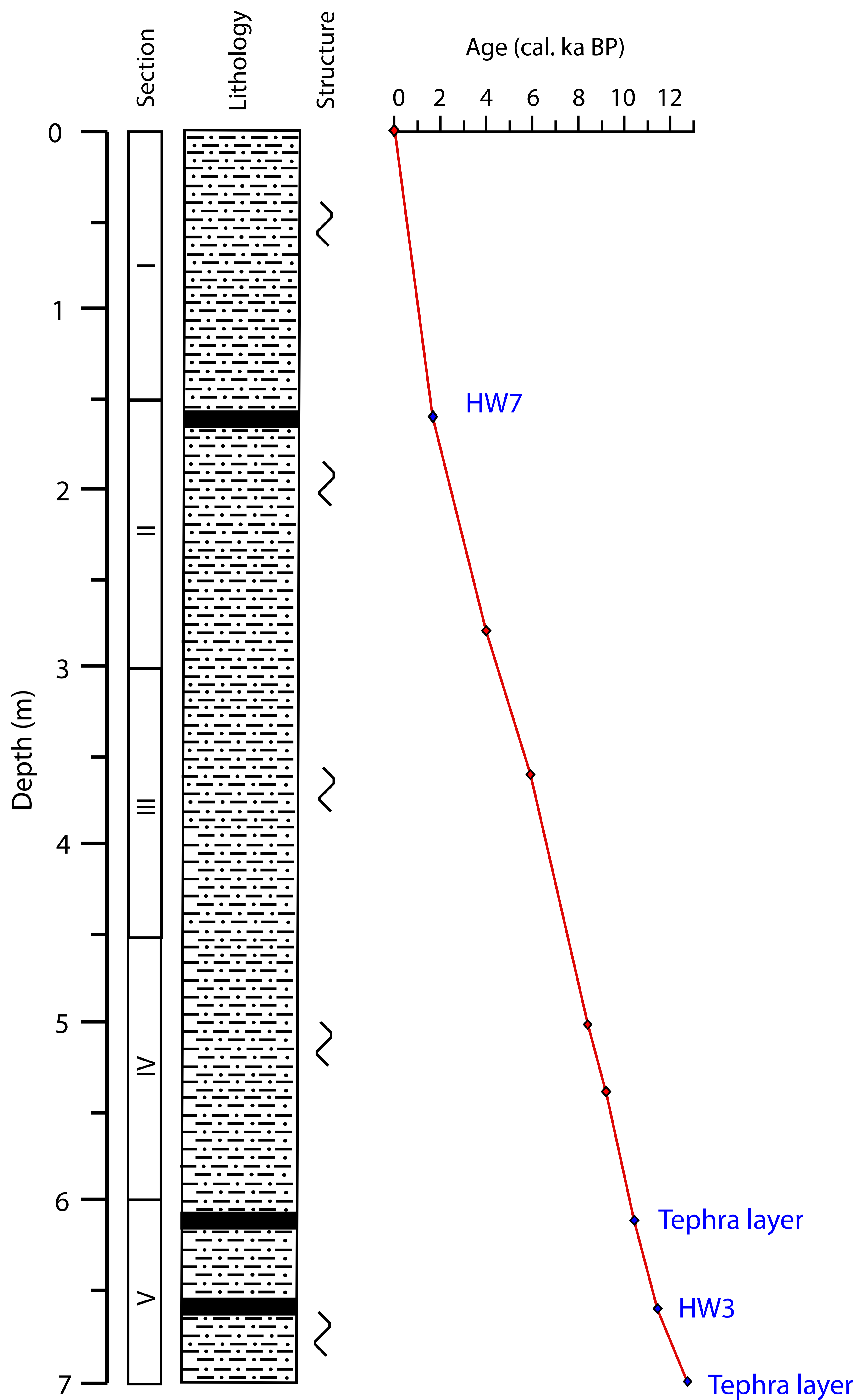


Figure 2: Lithological log of the core MD07-3088 as a function of the depth. Black lines correspond to tephra layers (1.6, 6.1 and 6.6 m) recovered in the core and correlated to well dated onland deposits (HW7 and HW3; Haberle and Lumley, 1998). Relationship between age and depth is based on 6 linearly interpolated AMS 14C dates and 3 tephra layers (Siani et al., 2010; Carel et al., 2011). 14C ages are presented in calendar ka BP according to Reimer et al., 2009.

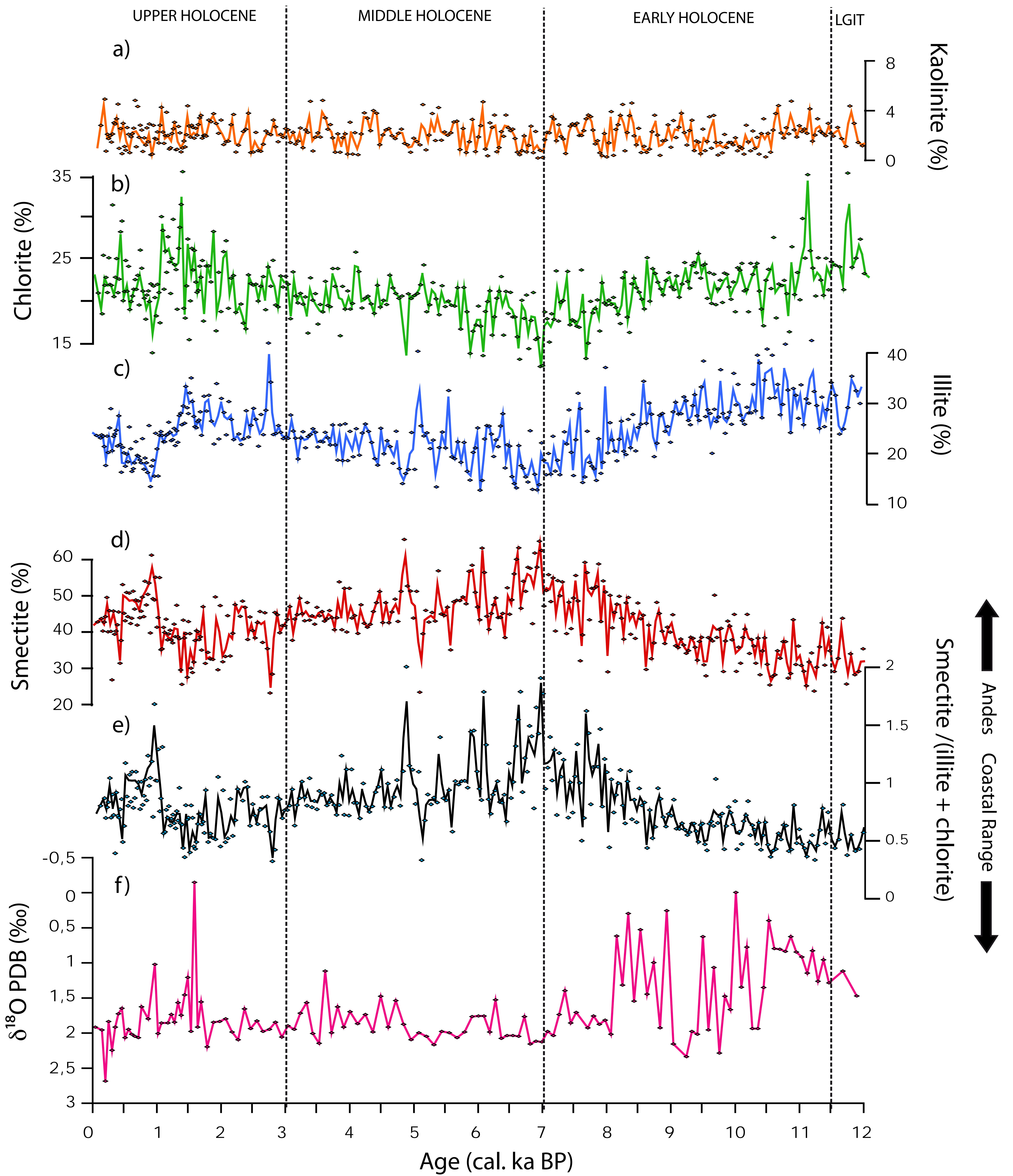


Figure 3: Distribution of the four main clay types determined by X-Ray diffraction as a function of time since the end of deglaciation (curves a,b,c and d) and the smectite/(illite+chlorite) ratio pattern (curve e) compared to the $\delta^{18}\text{O}$ signal obtained from planktonic foraminifera shells *Globigerina bulloides* (curve f). Data have been fitted with a fit of 50 years.

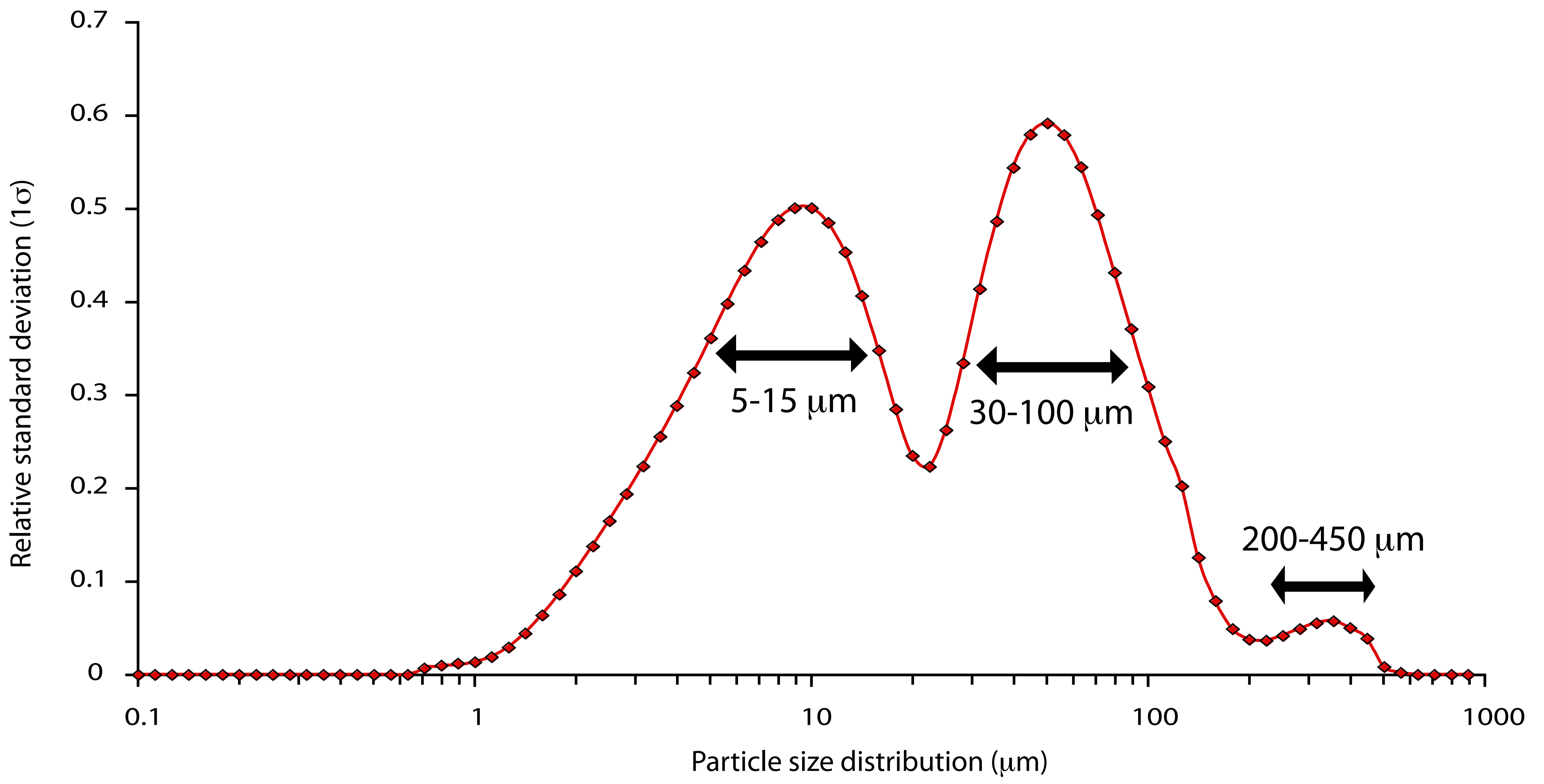


Figure 4: Distribution of the relative standard deviation as a function of particle size ranges determined by grain-size particle analyzer. Results show the dominance of three main sizes between 5-15 μm, 30-100 μm and 200-450 μm.

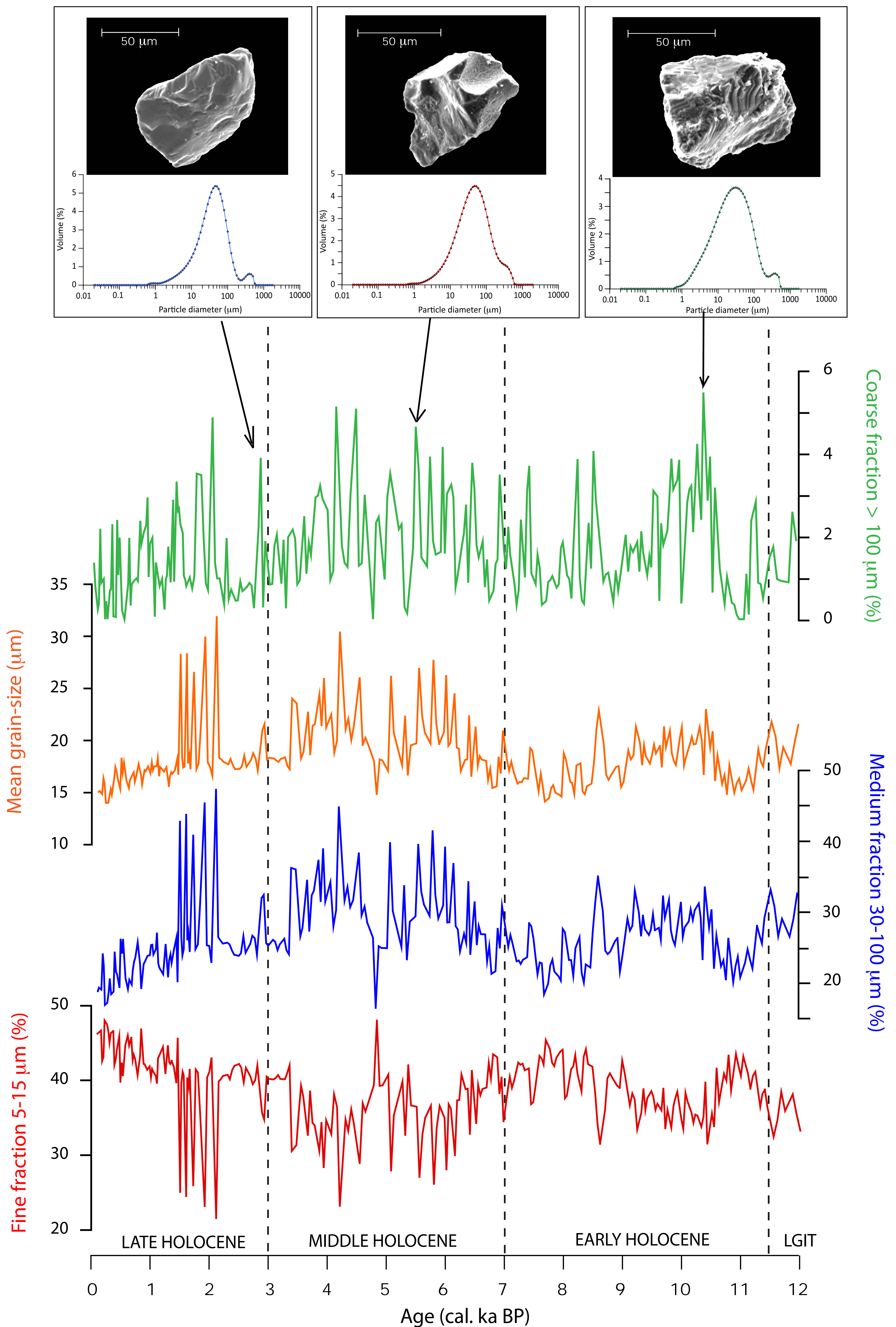


Figure 5: Grain size distribution of the fine (5-15 μm), medium (30-100 μm), the mean grain-size and coarse (>100 μm) fractions along the Holocene (the last 12 ka BP). Inserts show particles shapes obtained by SEM imaging and respective grain-size diameter of detrital particles (quartz) of three identified coarser layers

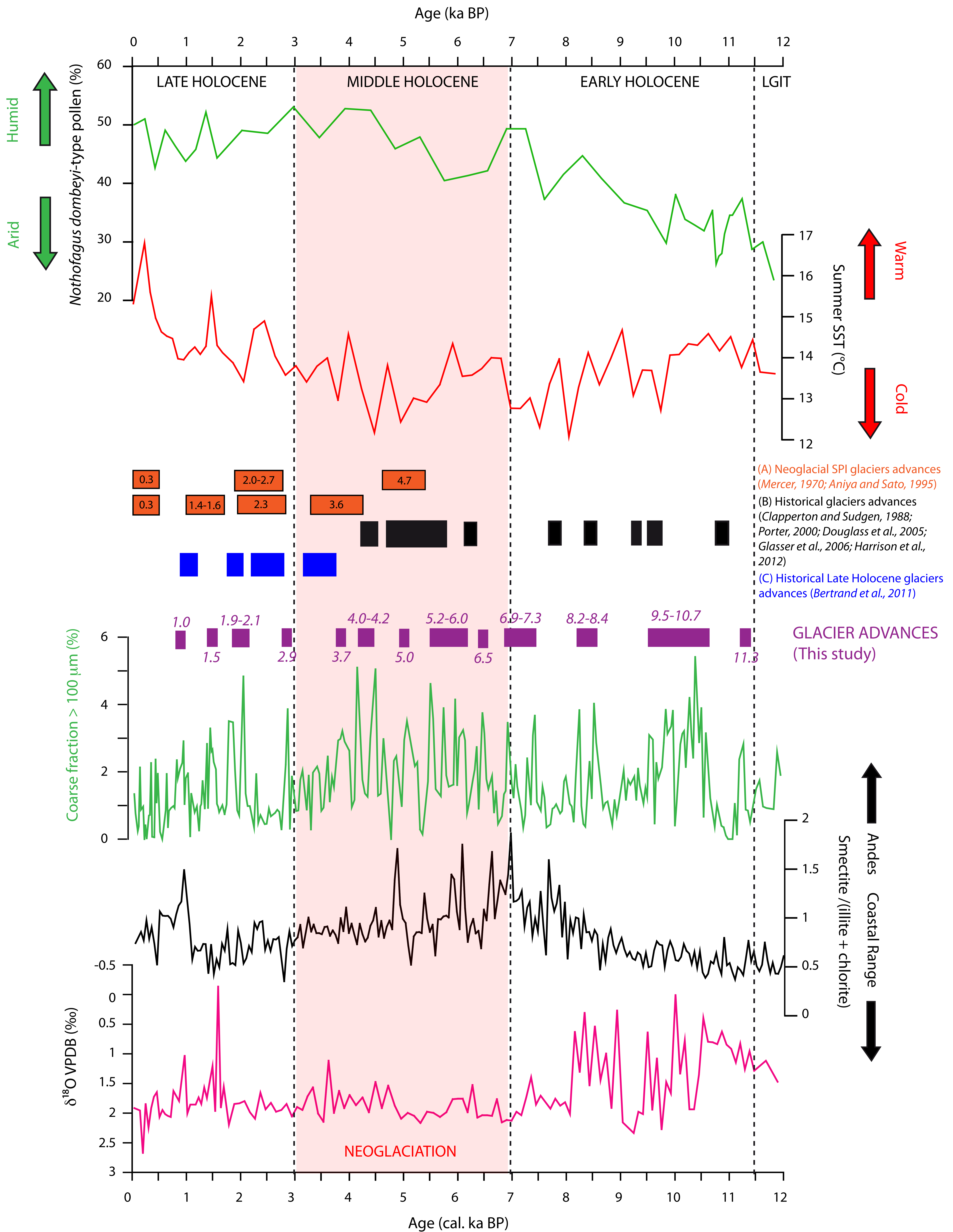


Figure 6: Comparison between $\delta^{18}\text{O}$ signal, smectite/(illite+chlorite) ratio and medium fraction (30-100 μm) with *Nothofagus dombeyi* pollens proportions, summer SST and historical glacier advance phases (coloured boxes); (A) Southern Patagonian Icecap glacier advances (Mercer, 1970 and Aniya, 1995); (B) Historical glacier advances of Southern and Northern Patagonian Icecaps determined from moraines fronts advances (Clapperton and Sudgen, 1988; Porter, 2000; Douglass et al., 2005; Glasser et al., 2006; Harrison et al., 2012); (C) Late Holocene glacial extension events (Bertrand et al., 2011) from Gualas glacier (NPI)

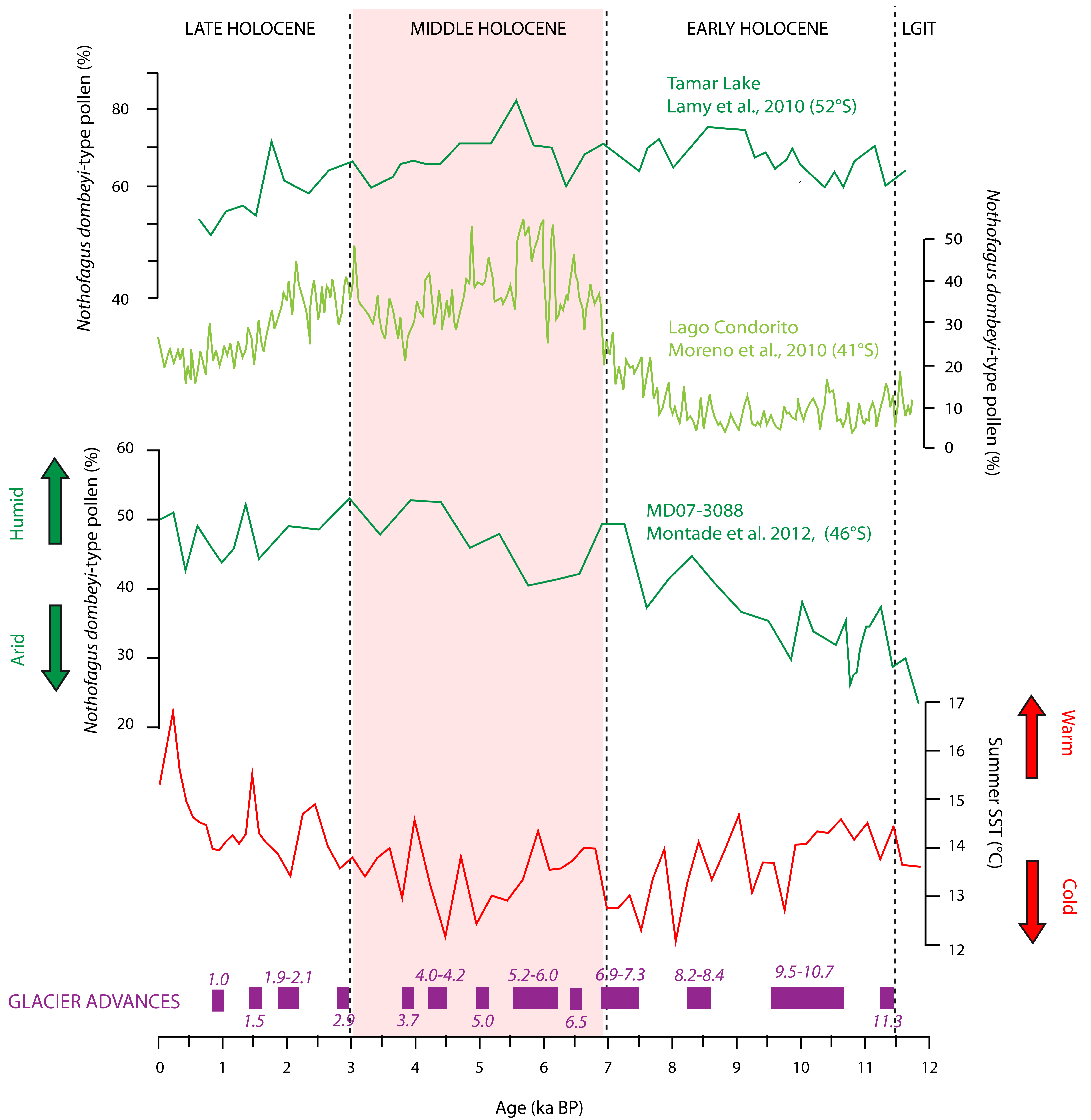


Figure 7: Comparison between glacier advances identified from grain-size, *Nothofagus-dombeyi* type pollens concentrations (%; Montade et al., 2012) and summer SST (°C) of the deep-sea core MD07-3088 (46°S) and *Nothofagus-dombeyi* type pollens concentrations (%) of two sedimentary sequences from Lago Condorito (41°S; Moreno et al., 2010) and Tamar Lake (52°S; Lamy et al., 2010)

« Late glacial to deglacial sedimentary and geochemical record from the southern Chilean margin and timing of the Patagonian icefield fluctuations »

sera soumis à *Journal of Quaternary Science*

Le but principal de cet article est focalisé sur la restitution de la variabilité climatique depuis le dernier maximum glaciaire (DMG) et au cours de la Terminaison I (de 22 à 10 ka BP). Au travers des variations observées dans la minéralogie des cortèges argileux et la géochimie inorganique, il a été possible de retracer les variations dans les apports des sources continentales et l'identification de niveaux d'IRD (Ice Rafted Detritus, débris de charriage par les glaciers) a permis d'établir une nouvelle chronologie des avancées des glaciers de la calotte nord patagonienne au cours de la transition glaciaire/interglaciaire.

La mise en âge de la carotte marine MD07-3088 par un modèle d'âge bien contraint par des âges ^{14}C couplé à la stratigraphie isotopique déterminée sur les tests des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides*, a permis de comparer cet enregistrement avec les événements précédemment établis par les archives climatiques continentales aux plus hautes et plus basses latitudes le long de la marge chilienne.

Les résultats ont montré que le dernier maximum glaciaire (22 à 18ka BP) est marqué par des événements d'IRD abondants et une contribution dominante de la chaîne côtière dans la source des apports détritiques. Les avancées identifiées par l'intermédiaire des traceurs climatiques sont analogues avec les estimations des phases d'expansion mises en évidence plus au sud (53°S) dont les reliques ont été observées jusqu'en Antarctique. Les températures globalement plus froides semblent contrôler les apports terrigènes et la dynamique des glaciers.

La déglaciation (18 à 11,5 ka BP) est marquée par deux épisodes majeurs de réchauffement entrecoupés par un épisode de refroidissement prononcé, l'ACR. Les deux épisodes de réchauffement marquent un changement important dans la source des apports détritiques avec une contribution plus importante des formations volcaniques de la cordillère andéenne et l'absence d'événements de type IRD. Les conditions globalement plus chaudes résultent de la migration vers le sud de la cellule des vents dominants. En revanche, au cours de l'ACR, l'expansion des landes Magellanes, typiques d'un climat plus froid et très humide témoigne d'un déplacement vers le nord de la cellule des vents, apportant des précipitations plus intenses sur la zone d'étude et donc une accumulation de neige plus importante qui contrôle en partie la dynamique de la calotte nord patagonienne.

La récurrence d'événements de type IRD marque un regain d'activité des glaciers de la calotte nord patagonienne.

L'intervalle terminal de la déglaciation (12.7 à 10 ka BP) est caractérisé par des conditions plus optimales induites par un retour de la cellule des vents à leur position similaire à l'actuel et une récession marquée des calottes, favorisant le démantèlement des formations volcaniques de la cordillère andéenne qui vont former la smectite.

2. Late glacial to deglacial sedimentary and geochemical record from the southern Chilean margin and timing of the Patagonian icefield fluctuations

Mélanie Carel^{*a}, Giuseppe Siani^a, Christophe Colin^a, Quentin Dubois-Dauphin^a, Stéphanie Duschamp-Alphonse^a, Catherine Kissel^b, Elisabeth Michel^b

^a*Université Paris Sud, Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), UMR-CNRS 8148, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France*

^b*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.*

* Corresponding author: E-mail address: melanie.carel@u-psud.fr; Phone: +33.01.69.15.67.47

1. Introduction

One of the peculiar interests of paleoclimatic reconstructions in the high southern latitudes involves the understanding of ice dynamic and ice-sheet behaviour mostly sensitive to temperatures and precipitations variations (Denton and Karlen, 1973; Aniya and Enomoto, 1986). By the way, features of glacial terminations emphasize abrupt changes between glacial and deglacial conditions and provide invaluable informations about the forcing mechanisms of climate changes (Heusser, 1993; Wenzens, 2001). Southern Patagonia exhibits an ideal position to evidence the linkages between mid and high southern latitudes due to its windward location and the position of the two main Patagonian icecaps. Over the last decades a large wealth of studies were focused on the influence of the middle to high latitude climatic regimes and their eventual link with ice cap dynamic (Douglass et al., 2006; Kaplan et al., 2008; Moreno et al., 2009). It has also been proposed that the outlet glaciers represent substantial ice masses continuously fed by heavy rainfall driven by the southern westerlies (SWW) causing high snow accumulation and ice velocities (Roth et al., 1998).

Since the last glacial period, Patagonian icecaps have shown evidences of steady fluctuations pace, alternating between advances and retreats phases, based on geomorphological and sedimentological studies and chronological dates on terminal moraines from Southern Patagonian icecap (Aniya and Sato, 1995; Glasser et al., 2004; Kaplan et al., 2005, 2008; Douglass et al., 2005, 2006; Glasser et al., 2008) coupled to modelling of Patagonian extension during the last glacial (Wyrwoll et al., 2000; Hulton et al., 2002). Despite growing consideration on the links between glacier fluctuations and westerly winds, the mechanisms governing these events and their timing remain poorly constrained as well the origin still remains debated.

In this study, we present a new sedimentological approach based on a highly resolution terrigenous record by coupling clay mineralogy, grain-size, bulk chemistry, magnetic properties and morphological characteristics of particles from two high sedimentation rate deep-sea cores collected offshore the southern Patagonian area (46°S). The overall aim of this work is to restore southeastern Chilean margin climate variability since the last glacial maximum (LGM) encompassing northern Patagonian icecap fluctuations and their eventual link with regional and global climate. This study benefits of precise AMS ^{14}C and $\delta^{18}\text{O}$ chronology performed on the planktic foraminifera *Globigerina bulloides*. The terrigenous record based on extremely high sedimentation rates favours the reconstruction of a detailed dataset that partly solve northern icecap recession/advance timing that varies somewhat between areas, and the impact of climate variability during the last glacial/interglacial transition in the Patagonian region.

2. Geological and climatic setting

The inland physiography of the study area is characterized by two main geological units from west to east: the Coastal Range and the Andean Cordillera. The Coastal Range is constituted by

primarily potassium-rich igneous rocks and low-grade metamorphic basement whereas titanium-rich volcanics build the high reliefs of the Andean Cordillera resulting from the recent activity of the Cenozoic Andean volcanoes overlapping the Patagonian Batholith formed by Mesozoic intermediate plutonic rocks (Stern, 1984; Zeil, 1986). Resulting from the subduction of the Nazca and Antarctic plates beneath the South American plate (Minster et al., 1974; Cande et Leslie, 1986), the strong elevation of the Andes reliefs influence the pattern of the Westerlies-driven rainfall distribution, which are more intense on the western side of the Andes, reaching mean maxima of 3000-4000 mm/yr over the Andes (Miller, 1976; Fujiyoshi et al., 1987; Garreaud et Aceituno, 2007).

Offshore, the oceanography is mainly controlled by the cool Antarctic Circumpolar Current (ACC) surface component which converges towards the Chilean coast between 40 and 45°S before splitting up into two branches: the poleward Cap Horn Current (CHC) and the equatorward Humboldt Current (HC; Strub et al., 1998; Fig; 1). Deeper circulation is dominated by the flowing of the Antarctic Intermediate Waters (AAIW) between 400 and 1,200 m depth and the Pacific deep water (PDW) below (Brandhorst et al., 1971).

South Patagonian margin is climatically active because of its strategic position that intercepts the entire southern Westerly winds cell (SWW) which exerts a exclusive control on the entrance of storm tracks in the Chilean continent (Trenberth, 1991). Directly dependent of the latitudinal migration of the polar front position, the SWW was submitted to intensity changes and seasonal fluctuations varying from 40 to 60°S resulting in the modification of the distribution of the rainfall, the icefields dynamic and the oceanography.

3. Material and Methods

Calypso deep-sea cores MD07-3088 and MD07-3119 were collected during the IMAGES PACHIDERME (MD159) cruise on February 2007 by the French R/V Marion Dufresne in the South Pacific Ocean (Kissel, 2007). The first was recovered off the Taitao peninsula (46°04'30S; 75°41'23W; 1,536 m bsl; 18.9 m length) whereas the latter was collected offshore (MD07-3119, 46°05'S, 76°06'W, 3250 m bsl, 32.5 m) (Fig.1).

In this study the last 12.9 meters of the MD07-3088 core and the first 7.5 meters for MD07-3119 core are presented. The lithology of the core MD07-3088 displays predominant greyish olive to grey silty clay deposits with frequent intercalations of silty/sandy layers (Siani et al., 2010). The lithology of the core MD07-3119 is composed of homogenous clayey greyish-olive diatoms-rich layers with some intercalations of silty-sandy layers (Kissel, 2007).

3.1. Grain-size measurements

Grain-size analyses were realized on the carbonate-free sediment fraction using a laser diffraction particles analyzer Malvern Mastersizer 2000 at IDES laboratory (Université Paris Sud).

Carbonates were removed using 10% HCl solution (Trentesaux et al., 2001) and remaining residual was incorporated in the deionized water tank under 550 rpm for stirrer and 2000 rpm pump conditions. The 12.9 m of the core MD07-3088 were sampled every 2 cm representing 520 samples whereas the core MD07-3119 was sampled every 5 cm representing 109 samples.

Each sample was introduced under a beam laser obscuration close to 10%. Mastersizer 2000 mathematical software allowed to obtain distribution parameters and frequencies in respect with Folk and Ward parametric definition (1957) and measurements are expressed between 0.05 and 2,000 mm grain size classes.

For the MD07-3088 record, sampling was refined in two coarser layers (i.e. 1368 and 1558 cm) sampled every 0.5 cm at 5 cm on both sides, representing about 24 samples analyzed with a higher beam obscuration of about 15%.

3.2. Clay assemblages

Clay mineralogy was acquired by standard X-Ray diffraction (XRD) with a sampling step of 2 cm along the core MD07-3088 that represents 650 samples integrating 130 clay analyses previously determined by Siani *et al.* (2010) whereas clay minerals were identified every 5cm along the core MD07-3119.

Clay signal was performed by X-Ray PANalytical X'Pert Pro MPD diffractometer at IDES laboratory (Université Paris Sud) emitting CuK α dichromatic beam. X-Ray apparatus was adjusted to a goniometer angle of 3 to 30° 2 θ range, associated to a beam conditions of 45 KeV and 40 mA and a measuring time of ~ 1 second/step. To remove carbonated fraction, samples were leached in 0.1 N hydrochloric acid solution before to be rinsed several times. Clay mineralogy was performed on the carbonate-free clayey fraction (< 2 μ m) extracted from the bulk sediment according to the Stoke's law before to be mounted on oriented glass slides. Each sample was submitted to three treatments: air drying, ethylene-glycol solvation during 24 hours for each sample and heated at 510°C during 2 hours for few samples. Results are interpreted from semi-quantitative estimations of basal reflections with mean accuracy of approximately 4% and determined from abundance peaks of clay types on glycolated samples using MacDiff software (Petschick et al., 1996). Relative proportions expressed in percentages of the total clay assemblages of smectite and illite are estimated from the areas of the 17Å and 10Å peaks respectively whereas relative proportions of kaolinite and chlorite are calculated from the ratios of areas of the peaks centred at 3.57Å and 3.54Å respectively.

3.3. XRF-scanning

Inorganic geochemistry of each carbonate-free sample of the core MD07-3088 were estimated by WDS X-Ray Fluorescence Avaatech core-scanning (XRF) at the Royal Netherland Institute for Sea Research (NIOZ; Richter et al., 2006) and previously presented in Siani *et al.*, 2010. Samples were

collected every 1 cm, but in order to facilitate correlations with clay mineralogy data, only results every 2 cm were selected, representing 641 samples. In this study, the most representative elements are presented used as source proxies as K, Ti and Zr elementary contents.

3.4. *Magnetic grain-size measurements*

Paleomagnetic grain-size was performed continuously on the u-channel of the core MD07-3088 with a sample step of 2 cm. The magnetic parameters (susceptibility, anhysteretic remanent magnetization (ARM) and isothermal remanent magnetization (IRM) have been obtained according to the methods of Weeks et al. (1993; 1995) at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif sur Yvette, France). Magnetic parameters have been acquired when sedimentary column (u-channel) was submitted to a magnetic field. ARM parameter is performed as a function of the distance of the u-channel from the demagnetizing coils. IRM parameter is acquired when the u-channel passes through the poles of an electromagnet (Weeks et al., 1993). Magnetic susceptibility translates the contribution of ferromagnetic minerals like magnetite and hematite and paramagnetic minerals like olivine, pyroxene and amphibole although ferromagnetic minerals are present in minor proportions compared to the latter (Sandgren and Snowball, 2010).

3.5. *Morphoscopic analysis*

To obtain clues concerning particles morphology in core MD07-3088, SEM pictures have been taken from individual handpicked particles in silty/sandy layers in the fraction $> 40 \mu\text{m}$ and refined in the fraction $> 150 \mu\text{m}$. Support was constituted mainly by detrital particles such as quartz and feldspars. High-resolution imaging was realized on a Philips XL30 SEM at Université Paris Sud. Backscattered electrons beam was defined at $10 \mu\text{m}$ with accelerating voltage of 15 KeV and beam intensity of 80 mA.

4. Oxygen isotopes and radiocarbon dating

The oxygen isotopes stratigraphies of the cores MD07-3088 and MD07-3119 were established from *Globigerina bulloides* foraminifera shells in the size fraction between 250 and 315 μm with a sampling step every 5 cm to 10 cm along the core MD07-3088 and MD07-3119 respectively. Analyses were performed at LSCE on a MAT Finnigan 251 Delta+ mass spectrometer with a mean external reproductibility of 0.05 ‰ (1σ) (Duplessy, 1978). Results were then normalized according to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB; Coplen, 1988).

4.1. *Age model of the core MD07-3088*

The age model of core MD07-3088 is based on nineteen AMS ^{14}C dates, applied on monospecific *G. bulloides* foraminifera shells (Table 1, Siani et al., 2010, 2012), in the size fraction $> 150 \mu\text{m}$. The conventional radiocarbon ages were corrected to a reservoir age correction of approximately 1,300 years for the last deglaciation and 900 years for the late glacial period, the Antarctic cold reversal (ACR) event and the Early Holocene respectively (Siani et al., 2012). The corrected radiocarbon ages were then converted into calendar ages using Oxcal 3.10 calibration software (Bronk-Ramsey et al., 2009) based on INTCAL 09 software (Reimer et al., 2009). The inferred age model allows to determine sedimentation rates reaching about 300 cm/ka during the last glacial and about 60 cm/ka during LGIT and Holocene. In parallel, tephrochronologic study reveals the presence of at least eleven tephra layers during this time interval along the marine core (Carel et al., 2011) out of which three were attributed to Hudson volcano activity (Naranjo and Stern, 1998; Haberle and Lumley, 1998) providing further chronological constraints. Hereafter, all the ages will be presented as calibrated age ka BP.

4.2. Age model of the core MD07-3119

Due to the absence of radiocarbon dates for the core MD07-3119, the age model was built by comparing the $\delta^{18}\text{O}$ record with that of the core MD07-3088 well constraints in time. Similarity in the distribution of the $\delta^{18}\text{O}$ signals between the two records allows to obtain new chronological markers for the core MD07-3119 (Fig. 2, Table 2). The oxygen isotopic record shows the last glacial interglacial transition and the Holocene encompassing the 32 meters of the core. In this study, the first 7.5 meters of the core have been analyzed covering a time interval between 18.5 to 7 ka BP. The inferred sedimentation rates were estimated at approximately 320 cm/ka during the last glacial and 50 cm/ka during LGIT similar to those obtained in core MD07-3088.

5. Results

5.1. Clay mineralogy

Clay mineralogy determination in core MD07-3088 displays the presence of 4 main clay types as reported in Fig. 3. The clay mineral assemblage shows a dominance of illite (20–60 %), smectite (10–50 %) and chlorite (30–50 %) with short-term amplitude fluctuations. Conversely, kaolinite (0–4 %) occurs in minor abundance .

The LGM period (22 to 18 ka) is characterized by the lowest contents of smectite ranging from 10 to 20 % except for one event between 19.7 and 19.4 ka BP when higher values of smectite until 30 % are recorded. In parallel, chlorite values display values ranging from 30 to 40 % with a maximum of 50 % between 19.7 and 19.4 ka BP. In contrast, during the LGM, illite contents show a

reverse trend, reaching highest amounts of 60 % between 21.4 and 20.5 ka BP followed by a two step decrease between 20.5 to 19.7 ka and 19.7 and 19.1 ka BP, the latter more marked until 20 %.

The LGIT (18 to 11.6 ka BP) clay pattern shows a two-step distribution. During the first part of the deglaciation (18 to 14.3 ka BP), smectite starts to increase from 10 to 50 %, well correlated to chlorite increasing from 30 to 40% whereas illite displays an opposite trend.

The second second step of the deglaciation, including the Antarctic Cold Reversal event from 14.3 to 12.7 ka BP is characterized by an abrupt decrease of smectite from 50 to 15 % whereas illite increases from 20 to 40 %. On the other hand chlorite does not show large variations ranging from 20 to 30%. These trends last longer until the end of LGIT (approximately 12 ka BP) before to reverse again since the onset of the Holocene (~11.6 to 10 ka).

Clay mineralogy obtained on the core MD07-3119 shows a similar distribution pattern since the last glacial/deglacial transition (Fig. 4). From 18.5 to 18 ka BP, smectite is characterized by low values of approximately 5 % except for a peak reaching 15 % at 18 ka BP, whereas Illite and chlorite show highest values of 45 % between 18.5 and 18.3 ka and 18 to 17 ka BP with a minimum recorded at 17.9 ka BP of 35 %. Since the first step of the deglacial period, between 17.7 and 14.4 ka BP, smectite starts to increase reaching 20 % and illite decreases until 30 %. By contrast, chlorite follows a slight increasing trend ranging between 40 % and 50 %. From 14.4 to 11.5 ka BP, smectite amount remains quite constant at 20 % similar to the chlorite and illite stable trend. During this time-span, ACR event is equally well marked as pointed out by a slight decrease of smectite between 14.3 and 13.7 ka BP.

Finally, the Early Holocene (11.6 to 10 ka BP) is characterized by a renewed increase of smectite reaching 27 % whereas illite and chlorite decrease until 25 % and 35 % respectively (Fig. 4).

5.2. Bulk geochemistry

Geochemical data by XRF scanning provides a semi-quantitative estimation of potassium (K), titanium (Ti) and zirconium (Zr) contents allowing deductions about the land derived material (Stuut et al., 2007).

K/Ti ratio and Zr recorded in core MD07-3088 are reported in Figure 5. The distributions of these elements clearly show important fluctuations during the last glacial compared to the LGIT and Early Holocene. Between 21.7 and 17.2 ka BP, K/Ti ratio displays highest values even though its general trend is punctuated by several short-term events marked by lower values of K/Ti ratio between 20.5 to 20 ka, 19.7 to 19.2 ka and 18.5 to 18.1 ka BP as previously suggested by Siani *et al.*, 2010 (Fig. 5). In parallel, Zr content also shows strong variability. Between 22 and 20 ka BP, Zr show an irregular pattern, with important alternation of lower and higher concentrations. The end of LGM is illustrated by low values of Zr even though a global increase is recorded. Between 18 and 16 ka, Zr amounts display maximum concentrations distributed through 4 major events dated at approximately 18, 17.6-17.5, 17.2 and 16.7 ka BP respectively. Finally, since the LGIT until the Early Holocene, the K/Ti

ratio and Zr content lie on a general decreasing trend reflecting a most likely change of the terrigenous sources.

5.3. Grain-size

Grain-size results (clayey, silty, fine sandy and medium sandy classes as well as mean grain-size) of the core MD07-3088 are reported in Fig. 6. Sediment grain-size is dominated by silty fraction ranging from 80 to 90 % even though likewise important short-term fluctuations mark the LGM. From 22 to 18 ka BP, grain-size pattern is illustrated by at least 8 coarser events ($> 63 \mu\text{m}$) closely spaced in time at 21.1, 20.8, 20.5, 20, 19.6, 19.3, 18.5 and 18.2 ka respectively in agreement with maxima in the medium sandy fraction ($> 100 \mu\text{m}$) and the mean grain-size. During the first step of the deglaciation, between 18 and 15 ka, 5 isolated coarser peaks reaching 20 % were recovered at approximately 17.6, 17.4, 17.1, 16.7 and 15.3 ka. Then, from 14.5 to 13.2 ka BP, mean grain-size tends to increase again from 15 to 28 % reaching maxima during the ACR interval marked by at least three main coarser events. Finally, a subsequent grain-size decline at 15 % was observed between 12.7 and 11.5 ka BP even though marked by a coarser event at ~ 12.2 ka. Finally, the Early Holocene (11.5 to 10 ka BP) is characterized by one distinct coarser episode centred at 10.7 ka.

Grain-size analyses obtained for the MD07-3119 core display low variability of clays, silts and sandy contents with short term variability within each fraction (Fig. 7). During the last glacial period, coarser fraction is more pronounced from 18.5 until 17.5 ka. The first deglacial rise is characterized by two slightly higher grain-size events at 17.2 and 15.7 ka respectively. A significant decrease in the mean grain-size at 14.4 ka is recorded corresponding to the onset of the ACR event in core MD07-3088, which is reversely marked by several short-term coarser events until about 12.8 ka (Fig. 6). Finally, a progressive increase in the mean grain-size was observed until the Early Holocene punctuated by one slightly coarser events at 11.3 ka.

6. Interpretation and discussion

6.1. Terrigenous inputs provenance

Clay mineralogy variability of surface sediments in the southern Chile does not match variations in lithology or diagenesis and may likely derive from primarily detrital sources (Stuut et al., 2007; Siani et al., 2010). Our assumption is corroborated by the fact that abundance peaks of smectite are not correlated with abundance peaks of volcanic glass shards identified in the core MD07-3088 (Carel et al., 2011). We can thus consider that smectite derives from sedimentary processes and not from the alteration of volcanic products by hydrothermal processes on the sea floor.

The clay mineralogy of various South Chilean sites has been studied in several marine cores (Lamy et al., 1999, 2001; Marinoni et al., 2008). In general, sediments between 25°S to 45°S show a

decreasing trend of smectite content characterized by a north to south gradient, mainly attributed to the variety of source rocks (Lamy et al., 1998; Stuut et al., 2007). Northernmost to our regional context, clay mineralogical studies based on surface samples exhibit generally high smectite contents followed by chlorite and illite (Lamy et al., 2001; Stuut et al., 2007). These results confirm that the clay mineralogical assemblage in sediments of the south Chilean margin is mainly transported from the surrounding continental rocks to the studied site by river and/or glacier dynamic. In addition, we cannot neglect that a significant contribution of sediment can be transported to the studied site through ocean currents. Finally, a major aeolian contribution can be discarded due to prevailing westerly winds and high sedimentation rates in our study site.

Therefore, the identification of the potential clay source and the transport processes of sedimentary material and their changes in the past are required to provide a paleoclimatic interpretation. Continental hinterland is formed by Paleozoic basement and low-grade metamorphic rocks of the Coastal Range composed essentially by potassium-rich plutonic rocks, by igneous rocks of the Patagonian Batholith and the titanium-rich volcanic products of the Andean Cordillera (Stern, 1984; Zeil, 1986; Corgne et al., 2001). At high latitudes, illite is a primary mineral and derive from the alteration of the phyllosilicates contained in granitoids (Chamley, 1989) and represents the physical erosion of metamorphic and plutonic rocks of the Coastal Range. In opposite, smectite formation results from chemical weathering of Ti-rich volcanic products composing the Andean Cordillera (Forsythe et al., 1986; Futa and Stern, 1988).

As a consequence, the K/Ti ratio as well as the smectite/illite ratio can be used as proxy to distinguish sources contributions, either from the Coastal Range and the Andean Cordillera. Comparison between smectite/illite and K/Ti ratios is illustrated in Fig. 8 and clearly shows an anti-correlated behaviour of these two proxies. Lowest values (≈ 0.3) of smectite/illite punctuated the last glacial and the beginning of the deglacial period between 21.4 to 17.3 ka and are associated to highest values of K/Ti (from 2.5 to 3). However, a short-term reversal trend was observed between 19.7 and 19.2 ka BP when smectite/illite ratio increases until 1 associated to lower values of K/Ti (Fig. 8). These observations suggest that the source of detrital inputs during the last glacial is mainly controlled by K-rich Coastal Range physical erosion in agreement with previous observations of a maximal extension of the Patagonian icefields during the last glacial (Heusser, 2002; Glasser et al., 2004), explaining the exclusive contribution of the Coastal Range owing to the growth of icefields preventing the weathering of subjacent Andean products. On the other hand, the 19.7-19.2 ka interval seems to be more characterized by Andean Cordillera contribution suggesting a short-term retreat phase of the northern Patagonian icecap. This hypothesis is corroborated by the coeval increase of chlorite that could reflect the input of plutonic ice-free suite, which includes the Cabo Raper and Seno Hoppner plutons located in the most western portion of the peninsula of Taitao (Bourgois et al., 2000).

The Smectite/illite ratio starts to increase at 17.2 ka BP coeval to an abrupt decrease of the K/Ti ratio. These conditions persist until 14.2 ka BP illustrating the deglacial warming as also indicated by the SST record and the coeval decreasing trend of the stable oxygen isotopic signal in core MD07-3088

(Fig.10). This warming could have favoured the progressive calving of icecaps exposing Andean volcanic products, which in turn have been more easily transferred to our study site. The following ACR interval (14.2 to 12.7 ka BP) is marked by a renewed glacial activity as illustrated by the SST cooling and by an abrupt decrease of smectite/illite ratio as well as by a slight increase of K/Ti ratio. During this cooling period, a probable glacier re-advances emphasizes the increased contribution of the Coastal Range products.

Finally since 12.7 ka BP, warming conditions prevail until 10 ka BP with a clear dominance of Andean Cordillera sediment provenance.

6.2. *Evidences of ice-rafted detritus and icecap fluctuations since the LGM*

Directly dependant of glaciers ablation, the occurrence of ice-rafted debris (IRD) is particularly difficult to assess because of the distinction between ice-rafted and coarse particles is relatively thin. Identification of IRD events is invaluable to translate glaciers fluctuations because of the flux of IRD is expected to correlate with the discharge of icebergs to open marine environments (Weltje and Prins, 2003). In glaciated regions, particles sizes are controlled by two major deposits modes: glacial grinding and/or IRD (Reimnitz et al., 1998). Glacial grinding is characterized by continuous series of grain-size whereas IRD are typically transported in mass and display a wide range of discontinuous grain-sizes from clay to gravel (Weltje and Prins, 2003). To determine a possible existence of IRD, a further sampling every 5 mm over 5 cm on both sides of the two major observed coarser peaks (1368 cm, 19.2 ka BP and 1558 cm, 19.6 ka BP respectively; Fig. 9) has been performed in core MD07-3088. Refined grain-size pattern clearly show a bi-modal distribution characterizing IRD deposits as already suggested by Weltje and Prins (2003). These two layers have been deposited during the LGM, we can thus hypothesize that higher values of medium sandy fraction as well as higher mean grain-size could probably result from IRD events mainly driven by massive iceberg discharges. This result is also supported by SEM imaging of coarse particles handpicked in these two layers, which illustrate the typical IRD shape pointing out jagged and fractured particles and/or blunted forms more or less pronounced as a function of the haulage intensity (Fig. 9). Finally, the diminishing of the coarser fraction proportion in core MD07-3119, located westward the MD07-3088 site in an open ocean setting and therefore much less affected by direct continental supply, could imply the hypothesis of the minor contribution of oceanic current circulation-linked sediment inputs (Fig. 7 and 10).

The presence of IRD in core MD07-3088 is thus a robust support to quantify icecaps. Recurrence of IRD is recorded during the last glacial through abundant peaks of the medium sandy fraction ($> 100 \mu\text{m}$; Fig. 9). During the last glacial, grain-size observations are supported by Zr distribution, used as a proxy of the closeness of the source. Recent studies from the neighboring fjord of Golfo Elefantes suggested that Zr is particularly sensitive in proximal environments because it is strongly associated to heavy/coarser fractions as oxides (Bertrand et al. 2012). During the last glacial

period (21.5 to 18 ka BP), identified IRD events are concordant with higher values of Zr. Major peaks in medium sandy fraction recorded at 21.1, 20.8, 20.5 and between 19.7 to 18.2 ka BP correspond to Zr enrichment in bulk sediments centred at approximately 21.3, 20.6, 19.6, 18.5 and 18.2 ka BP respectively. The hypothesis of the association between Zr and coarse particles in inner fjords evoked by Bertrand et al. (2012) is thus equally verified in proximal marine environments. The general coarse grain-size recorded during the last glacial is also supported by the high content of illite in the sediments suggesting an important discharge by glaciers via the fjords system and from a proximal Coastal Range source.

In addition, the fluctuation in the magnetic properties shows a similar behaviour (Fig. 9). ARM directly responds to the concentration and grain-size variations and is preferentially carried by finer particles, due to its sensitivity to variations in the fined-grain fractions (Weeks et al., 1993; Kissel, 2005). As a consequence, we can determine the ARM/IRM ratio that can be used to illustrate the magnetic susceptibility of the finer size fraction. The ARM/IRM ratio decreasing is generally attributed to a higher proportion of coarser particles. Figure 9 displays the distribution of this ratio indicating a large variability along the core, with lower values between 22 and 18 ka BP concordant with high proportions of coarse populations except for the interval between 20 and 19.7 ka BP.

The Termination I (18 to 10 ka BP) is on the contrary characterized by a continuous decrease trend of Zr, associated to finer mean grain-size except for three major intervals between 18 and 16.3 ka, 14.2 to 12.7 ka and 10.6 to 10.4 ka BP. These reverse trends mark important changes in the transport dynamic and a more distant source. Constant diminishing of Zr amounts and relatively finer grain-size suggest a prevailing fluvial transport via pro-glacial rivers network and a more distal source, as previously observed with the increasing smectite trend originating from the more distal Andean Cordillera. In parallel, the ARM/IRM ratio slightly increases and remains constant from 18 to 10 ka in accordance with higher proportion of fine particles typical of fluvial transport. Finally the ACR episode is equally evidenced with an abrupt decrease of ARM/IRM ratio between 14.2 and 12.7 ka BP, when renewed glacial activity is recorded.

6.3. Paleoclimatic implications

Combination of continental source changes and IRD events since the LGM may decipher climate variability at high southern latitudes of southern Patagonia. Exclusive control of illite in clay assemblages and recurrent IRD features during the LGM hypothesize prevailing cold climatic conditions in southern Patagonia between 22 and 18 ka BP, marked by the northern icecap extension favouring erosion of proximal Coastal Range and important icebergs discharge. These findings are in accordance with the SST record that evidences lowest temperatures of approximately 10 °C at 46°S during this time span (Fig. 10). Cooling was equally recorded at higher latitudes in the Strait of Magellan (53°S) from the deep-sea MD07-3128 record (52°65'S, 75°56'W, 1,032 m bsl) and estimated from alkenones-derived SST at approximately 4-6°C compared to modern ones (Caniúpan

et al., 2011). These authors showed also the presence of IRD events during the LGM with two major peaks dated approximately between 21.2 and 21 ka BP and between 20.3 and 20 ka BP. Compared to our record, which shows IRD events between 21 and 20.5 ka BP and 19.7 and 19.4 ka BP respectively, we assume that this discrepancy, associated to general cold conditions at 46°S is strongly linked to the northward migration and strengthening of the SWW cell as previously evoked by Lamy et al., 1999 with a northward shift of 5-6° compared to its modern position of 50-55°S (Kaiser et al., 2005) could probably explain the staggered response between the northern and southern icecaps. Such scenario implies maximum snow accumulation over mid-latitudes southern Andean reliefs between 21 and 20.5 ka BP and between 19.7 and 19.4 ka BP as suggested by grain-size patterns. These glacial advances are coeval with previous glaciological studies performed on moraines fronts in Bahia Inutil (53°S) that evidenced 2 major extension phases dated between 22 and 20.5 ka BP and between 19 and 17.5 ka BP respectively (McCulloch et al., 2005). Superimposed on this general cold trend, the large amplitude of grain-size fluctuations and the record of the warmer event between 20 and 19.3 ka BP, marked by smectite increase suggesting a rapid short-scale response of the northern Patagonian icecap behaviour to climate forcing.

The Termination I starts to settle at approximately 18 ka BP and is characterized by short-scale alternations of successive warming and cooling phases continuing until 10 ka BP. Persisting cold conditions between 18 and 17 ka BP are abruptly disrupted at 17 ka BP by the settlement of optimal conditions with emphasized predominant smectite-derived andean source contribution by fluvial inputs, outright recorded in the core MD07-3088 but slightly later in the open ocean. Progressive warming setting up is conspicuous with increase SST (Siani et al., 2012) and uninterrupted decreasing precipitations and thus snow accumulation (Montade et al., 2012) at the same latitude supported warmer and drier conditions resulting from southward migration of SWW leading Andean reliefs calving (Wingenter et al., 2010). Resulting evidences of SST increase at 46°S during this time span is synchronous with the global warming recorded in the whole Southern Ocean (Wolff et al., 2006) and tentatively attributed to the Mystery Interval between 17.5 and 14.9 ka BP (Denton et al., 2006) according to the dating uncertainties. Global warming is interrupted by a renewed glacial activity between 14.3 and 12.7 ka BP, consistent with $\delta^{18}\text{O}$ reconstructions (Fig. 6) and attributed to the Antarctic Cold Reversal event. Event though the geographic and temporal extension of this cooling episode remains still debated, northern Patagonian icecap glacier advances evidenced by abundant pulses of IRD and drastic changes in the source contributor match well with synchronous southern icecap extension ranging from 14.8 and 11.8 ka BP at Torres del Paine (51°S; Moreno et al., 2009), dated between 14.8 and 11.8 ka BP from moraines ice lobes of Ultima Esperanza (52°S; Sagredo et al., 2011) and at larger time-scale between 15.5 and 11.8 ka BP in the Strait of Magellan (53°S; McCulloch et al., 2005). The postulation of the large extension prevailing colder conditions in the whole southern hemisphere is strongly supported by glacial re-advance in New Zealand Southern Alps on the eastern coast of south Pacific between 14.6 and 12.8 ka BP (Putnam et al., 2010). The only probable explanation of the northward migration of the SWW in this case is controversial as suggested

by SST and pollen records, which predict enhanced warm and dry conditions (Fig. 10). As a consequence, glacial activity during ACR seems to be more probably driven by internal ice dynamic control above climate forcing. ACR ceased from 12.7 ka BP, when a return to warmer conditions is interpreted according to steady increasing of SST linked to resumption of smectite contribution in detrital supplies mineralogy. The general fine grain-size testifies of an intense glacier recession and important supplies of fluvial-carried silty material resulting from densification of drainage areas. Nonetheless, during Early Holocene (11.5 to 10 ka BP), two smaller amplitude cooler events are superimposed on the global warming trend and estimated between approximately 11.7 and 11.3 ka BP and 10.6 and 10.4 ka BP respectively. Despite the long-term settlement of optimal conditions, this cooled punctuations could correspond to Early Holocene glacier readvances identified from cosmogenic nuclides surface exposure from moraines of glacier Exploradores (Rio Bayo Valley) between 12.5 ± 0.9 and 10.5 ± 0.8 ka BP and between 10.7 and 9.7 ka BP respectively (Glasser et al., 2004; 2006).

7. Conclusion

Sedimentological defined proxies (clay mineralogy and grain-size) and evidenced dated glacier advances are excellent markers to point out the major role of SWW to explain climate variability at high Southern latitudes.

Mineralogical and grain-size evidences suggest that icecap extension was at the height during the LGM (22-18 ka BP) punctuated by short-term fluctuations, with high recurrence of IRD events and an exclusive contribution of the proximal Coastal Range in the detrital supplies. At least 4 episodes of glaciers advances are recorded at 21.1, 20.7, 20.5 and between 19.7 and 19.2 ka BP coeval with the historical advances identified at southernmost latitudes.

The Termination I (18 to 14.2 ka BP) is characterized by alternation between warmer and cooler events. After cooling episodes between 18 and 17 ka BP in continuity of the last glacial, warming settled from 17 to 14.3 ka BP as evidenced by increasing SST estimated at approximately 4-5 °C, increasing amount of smectite and decreasing rainfalls inducing intense glacial recession. This event, concordant with the “Mystery Interval” is abruptly disrupted by a return to glacial conditions recorded between 14.3 and 2.7 ka BP coeval with the Antarctic Cold Reversal as illustrated by decreasing trend of the smectite/illite ratio and a renewed abundance of IRD events emphasizing the idea of the northern icecap extension, correlated with historical southernmost glacier advances. A fresh warming is recorded since 12.7 ka BP, persisting until Early Holocene marked by high SST and smectite amounts in clay assemblage suggesting icecap retreat and finer grain-size inducing by fluvial transport vector.

The most plausible explanation of such findings resides in the latitudinal migration of the SWW cell, which migrates northernwards and strengthens during cooler events inducing intense snow accumulation over Andean reliefs preventing weathering of smectite-derived volcanic rocks as evoked

to explain cooling during LGM and ACR episodes. Glacial retreat recorded during “Mystery Interval” and Early Holocene caused by southward migration of SWW favour the production of smectite and the development of fluvial network that finer drains finer material.

Nevertheless, even though SWW migration seems to be a robust basis to explain southern latitudes climate variability, others parameters like internal ice dynamics must to be taken into account and further studies focused on oceanic circulation will allow to better understand the interconnection between SWW circulation and atmospheric features.

References

- Aniya, M., Sato, H., 1995. Holocene glacial chronology of Upsala Glacier at Peninsula Herminita, Southern Patagonia Icefield. *Glacier research in Patagonia. Bulletin of Glacier Research* 13, 83–96.
- Aniya, M., Enomoto, H., 1986. Glacier variations and their causes in the Northern Patagonian Icefield, Chile since 1944. *Arctic and Alpine Research* 18, 307–316.
- Bertrand, S., Hughen, K.A., Sepúlveda, J., Pantoja, S., 2012. Geochemistry of surface sediments from the fjords of Northern Chilean Patagonia (44–47°S) : Spatial variability and implications for paleoclimate reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 76, 125–146.
- Bourgeois, J., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Calmus, T., Boulègue, J., Daux, V., 2000. Glacial-interglacial trench supply variation, spreading-ridge subduction, and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45–48°S). *Journal of Geophysical Research* 105, 8355–8386.
- Brandhorst, N.V., 1971. Condiciones oceanográficas estivales frente a la costa de Chile. *Revista de Biología Uarina. Valparaíso* 14, 45–84.
- Bronk-Ramsey, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360.
- Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic Tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, vol., 91, no. B1, 471–496.
- Caniupan, M., Lamy, F., Lange, C.B., Kaiser, J., Arz, H., Kilian, R., Baeza Urrea, O., Aracena, C., Hebbeln, D., Kissel, C., Laj, C., Mollenhauer, G., Tiedemann, R., 2011. Millennial-scale sea surface temperature and Patagonian Ice Sheet changes off southernmost Chile (53°S) over the past ~60 kyr. *Paleoceanography* 26, PA3221, 1–10.
- Carel, M., Siani, G., Delpech, G., 2011. Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin : New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period. *Journal of Volcanology and geothermal Research* 208, 99–111.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology* Springer, Berlin, 623 pp.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology* 72, 293–297.
- Corgne, A., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Bourgeois, J., Suarez, M., Cotten, J., Bellon, H., 2001. La

- diversité des basaltes de Patagonie à la latitude du point triple du Chili (46°–47° lat. S): données complémentaires et implications sur les conditions de la subduction. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des Planètes* 333, 363–371.
- Denton, G., Broecker, W.S., Alley, R.B., 2006. The mystery interval 17,5 to 14,5 kys ago. *PAGES News* 2, 14–16.
- Denton, G., Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations – Their pattern and possible causes. *Quaternary Research* 3, 155–205.
- Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2006. Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology* 1, 43–58.
- Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology*, vol. 33, no. 3, 237–240.
- Duplessy, J.C., 1978. Isotope studies. In: Gribbin, J. (eds), *Climatic Changes*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 46–67.
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary and Petrology* 27, 3–26.
- Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Hervé, M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., Harambour, S., 1986. Pliocene near trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23–27.
- Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J., Yamada, T., 1987. Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in Northern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 4, 15–24.
- Futa, K., Stern, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 88, 253–262.
- Garreaud, R.D., Aceituno, P., 2007. Atmospheric circulation and climatic variability. In: *The physical geography of South America*. Ed. by Veblen, T., Young, K., Orme, A. New York, Oxford University Press, 45–59.
- Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Kleman, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, issues 3–4, 365–390.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G.A.T., Kubik, P., 2006. Evidence from the Rio Bayo valley on the extent of the North Patagonian Icefield during the Late Pleistocene–Holocene transition. *Quaternary Research* 65, 70–77.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43, 79–101.
- Haberle, S.G., Lumley, S.H., 1998. Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to

- the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84, 239–256.
- Heusser, C.J., 2002. On glaciation of the Southern Andes with special reference to the Peninsula de Taitao and adjacent Andean cordillera (~46°30'). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 577 – 589.
- Heusser, C.J., 1993. Late-glacial of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 12, 345–350.
- Hulton N.R.J., Purves R.S., McCulloch R.D., Sugden D.E., Bentley, M.J., 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in Southern South America. *Quaternary Science Reviews* 21, 233–241.
- Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off Southern Chile. *Paleoceanography* 20, PA4009, pp. 15.
- Kaplan, M.R., Fogwill, C.J., Sudgen, D.E., Hulton, N.R.J., Kubik, P.W., Freeman, S.P.H.T., 2008. Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate. *Quaternary Science Reviews* 27, 284–294.
- Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2005. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. *Bulletin of Geological Society of America* 116, 308–321.
- Kissel, C., 2005. Magnetic signature of rapid climatic variations in glacial North Atlantic, a review. External Geophysics, Climate and Environment (Climate), *C.R. Geoscience* 337, 908–918.
- Kissel, C., 2007. The shipboard Scientific party, MD159-PACHIDERME-IMAGES XV, cruise report. *Les rapports de campagne à la mer*. Institut Paul-Emile Victor, pp. 105.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369–382.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, D., 1999. Marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51, 83–93.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 233–251.
- Marinoni, L., Setti, M., Salvi, C., López-Galindo, A., 2008. Clay minerals in late Quaternary sediments from the south Chilean margin as indicators of provenance and palaeoclimate. *Clay Minerals* 43, 235–253.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Tipping, R.M., Clapperton, C.M., 2005. Evidence for late-glacial ice dammed lakes in the central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler, Series A-Physical Geography* 87, 335–362.
- Miller A., 1976. The climate of Chile. In : *World Survey of Climatology*, ed. Schwerdtfeger, W.,

- Elsevier, Amsterdam. pp. 107–134.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P., Haines, E., 1974. Numerical Modelling of Instantaneous Plate Tectonics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 36, 541–576.
- Montade, V., Combourieu Nebout, N., Chapron, E., Mulsow, S., Abarzúa, A.M., Debret, M., Foucher, A., Desmet, M., Winiarski, T., Kissel, C., 2012. Regional vegetation and climate changes during the last 13 kyr from a marine pollen record in Seno Reloncaví, Southern Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology* 181, 11 – 21.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. New York Oxford University Press, pp. 332.
- Moreno, P.I., Kaplan, M.R., François, J.P., Villa-Martinez, R.P., Moy, C.M., Stern, C.R., Kubik, P.W., 2009. Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology* 37, 375–378.
- Naranjo, J.A., Stern, C.R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology* 59, 291–306.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport and relation to oceanography. *Marine Geology* 130, 203–229.
- Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Barrell, D.J.A., Vandergoes, M., Denton, G.H., Kaplan, M.R., Finkel, R.C., Schwartz, R., Goehring, B.M., Kelley, S.E., 2010. In situ cosmogenic ¹⁰Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Geochronology* 5, 392–409.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Reimnitz, E., McCormick, M., Bischof, J., Darby, D.A., 1998. Comparing sea-ice sediment load with Beaufort Sea shelf sediments: is entrainment selective? *Journal of Sedimentary Research* 68, 777–787.
- Richter, T.O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H., De Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF core scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Special Publication, vol. 267. Geological Society, London, 39–50.
- Roth, H., Stuefer, M., Siegel, A., Skvarca, P., Eckstaller, A., 1998. Mass fluxes and dynamics of Moreno Glacier, Southern Patagonian Icefield. *Geophysical Research Letters* 25, 1407–1410.
- Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Kaplan, M.R., Kubik, P.W., Stern, C.R., 2011. Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology* 125, 92–108.

- Sandgren, P., Snowball, I., 2001. Application of mineral magnetic techniques to Paleolimnology, In: Tracking environmental change using lake sediments, vol. 2. *Kluwer Academic Publishers*, 217–237.
- Siani, G., Michel, E., De Pol-Holz, R., Lamy, F., Carel, M., Laurantou, A., 2012. Southern Ocean deglacial reservoir age changes and timing of three episodes of upwelling. *Submitted à Science*.
- Siani G., Colin C., Michel E., Carel M., Richter T., Kissel C., Dewilde F., 2010. Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (1), 26–36.
- Stern, C.R., Futa, K., Muehlenbachs, K., 1984. Isotope and trace element data for orogenic andersites in the Austral Andes. In: Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (Eds.), *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*. Shiva Press, Cheshire, England, 31–46.
- Strub P.T., Mesias J.M., Montecino V., Ruttlant J., Salinas S., 1998. Coastal ocean circulation off Western South America. In *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses (eds Robinson, A.R., Brink, K.H.)*, Wiley, New York. pp. 273–315.
- Stuut, J-B. W., Kasten, S., Lamy, F., Hebbeln, D., 2007. Sources and modes of terrigenous sediment input to the Chilean continental slope. *Quaternary International* 161, 67–76.
- Trenberth, K.E., 1991. Climate Diagnostics from Global Analyses: Conservation of Mass in ECMWF Analyses. *American Meteorological Society*, vol. 4, 707–722.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V., Tribouvillard, N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research, Special Paper*, vol. 71, no. 5, 858–862.
- Weeks, R., Laj, C., Endignoux, L., Mazaud, A., Labeyrie, L., Roberts, A., Kissel, C., Blanchard, E., 1995. Normalised natural remanent magnetisation intensity during the last 240 000 years in piston cores from the Central North Atlantic Ocean: geomagnetic field intensity or environmental signal? *Physical Earth and Planetary International* 87, 213–229.
- Weeks, R., Laj, C., Endignoux, L., Fuller, M., Roberts, A., Manganne, R., Blanchard, E., Goree, W., 1993. Improvements in long-core measurement techniques: applications in paleomagnetism and palaeoceanography. *Geophysical Journal International* 11, 651–662.
- Weltje, G.J., Prins, M.A., 2003. Muddled or mixed? Inferring paleoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sedimentary Geology* 162, 39–62.
- Wenzens, G., 2001. Comment : Climatic inferences from glacial palaeoecological evidence at the last glacial termination, Southern South America. *Journal of Quaternary Science* 16, 291–293.
- Wingenter, O.W., Elliott, S.M., Blake, D.R., 2010. New Directions: Restoring the westerly winds in the southern Hemisphere: Climate's lever. *Atmospheric Environment* 44, 3866–3868.
- Wolff, E.W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G.C., Mulvaney, R., Rothlisberger, R., de Angelis, M., Boutron, C.F., Hansson, M., Jonsell, U., Hutterli, M.A., Lambert, F., Kaufmann, P., Stauffer, B., Stocker, T.F., Steffensen, J.P., Bigler, M., Siggaard-Andersen,

- M.L., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Severi, M., Wagenbach, D., barbante, C., Gabrielli, P., Gaspari, V., 2006. Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature* 449, 748–758.
- Wyrwoll, K.H., Dong, B., Valdes, P., 2000. On the position of southern hemisphere westerlies at the Last Glacial Maximum: an outline of AGCM simulation results and evaluation of their implications. *Quaternary Science Reviews* 19, 881–898.
- Zeil, W., 1986. “Südamerika.” Enke Verlag, Stuttgart.

FIGURES AND TABLES:

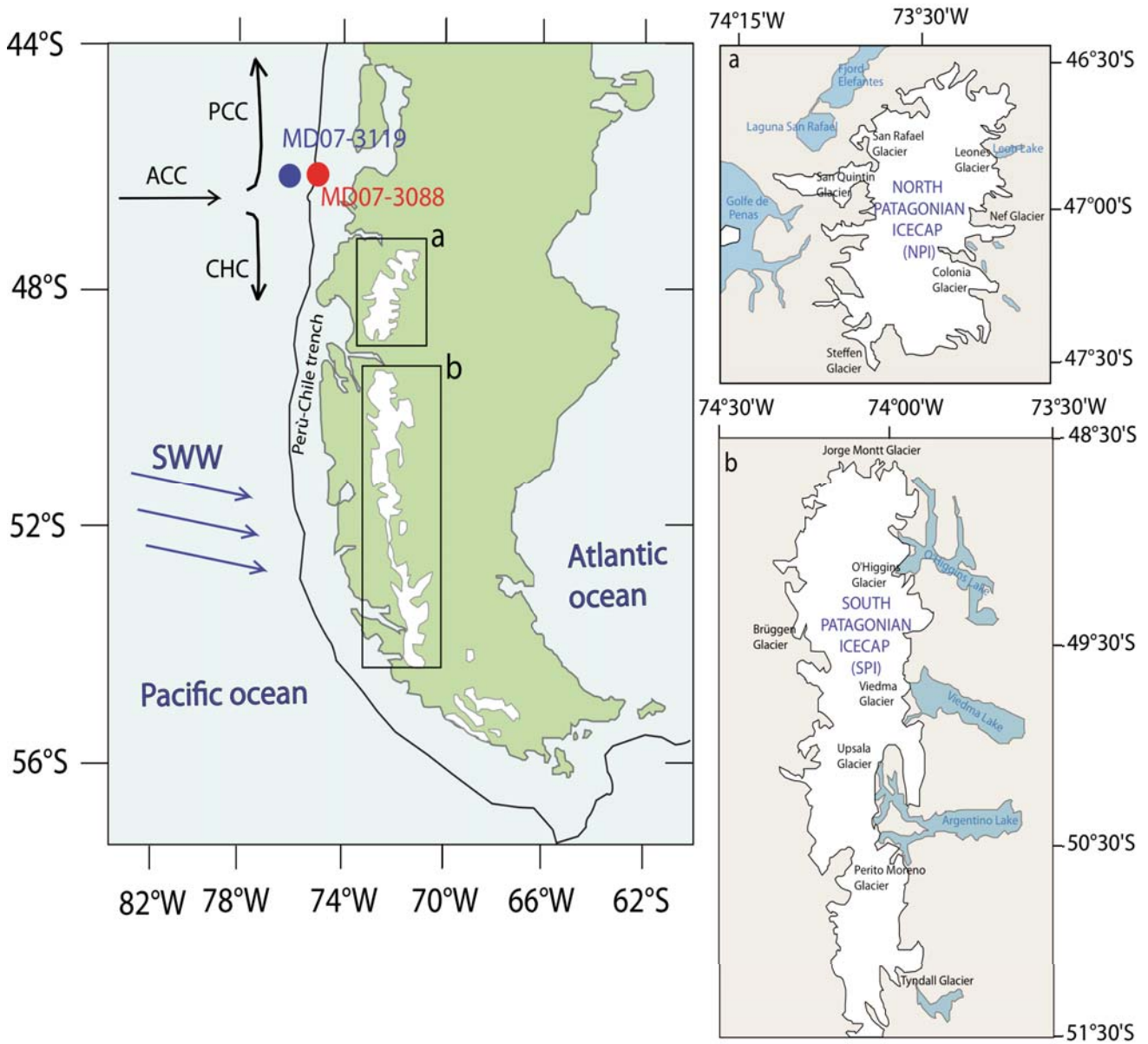


Figure 1: Map of the Southern Patagonia with climatic features (SWW: Southern Westerly Winds and major currents: ACC, Antarctic Circumpolar current, PCC: Peru-Chile current, CHC: Cap Horn current). Modern location of the two active patagonian icecaps and position of the deep-sea cores MD07-3088 and MD07-3119; Inserts show morphologies of each icecap (a) NPI and (b) SPI with associated glaciers tongues and drainage areas

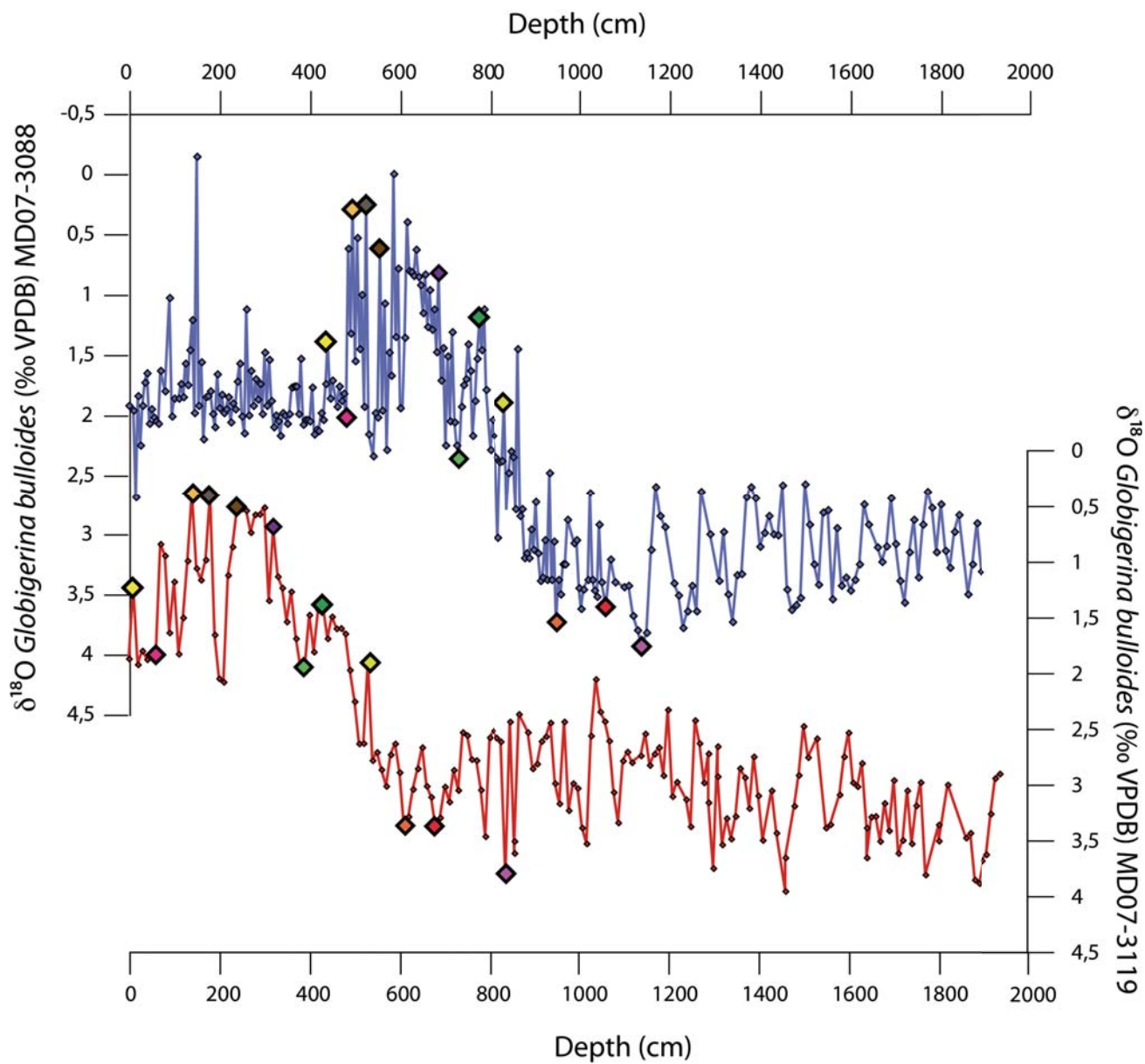


Figure 2: Depth correlations between the oxygen isotope records from the deep-sea cores MD07-3088 and MD07-3119. Diamonds correspond to the tie-points obtained for core MD07-3119.

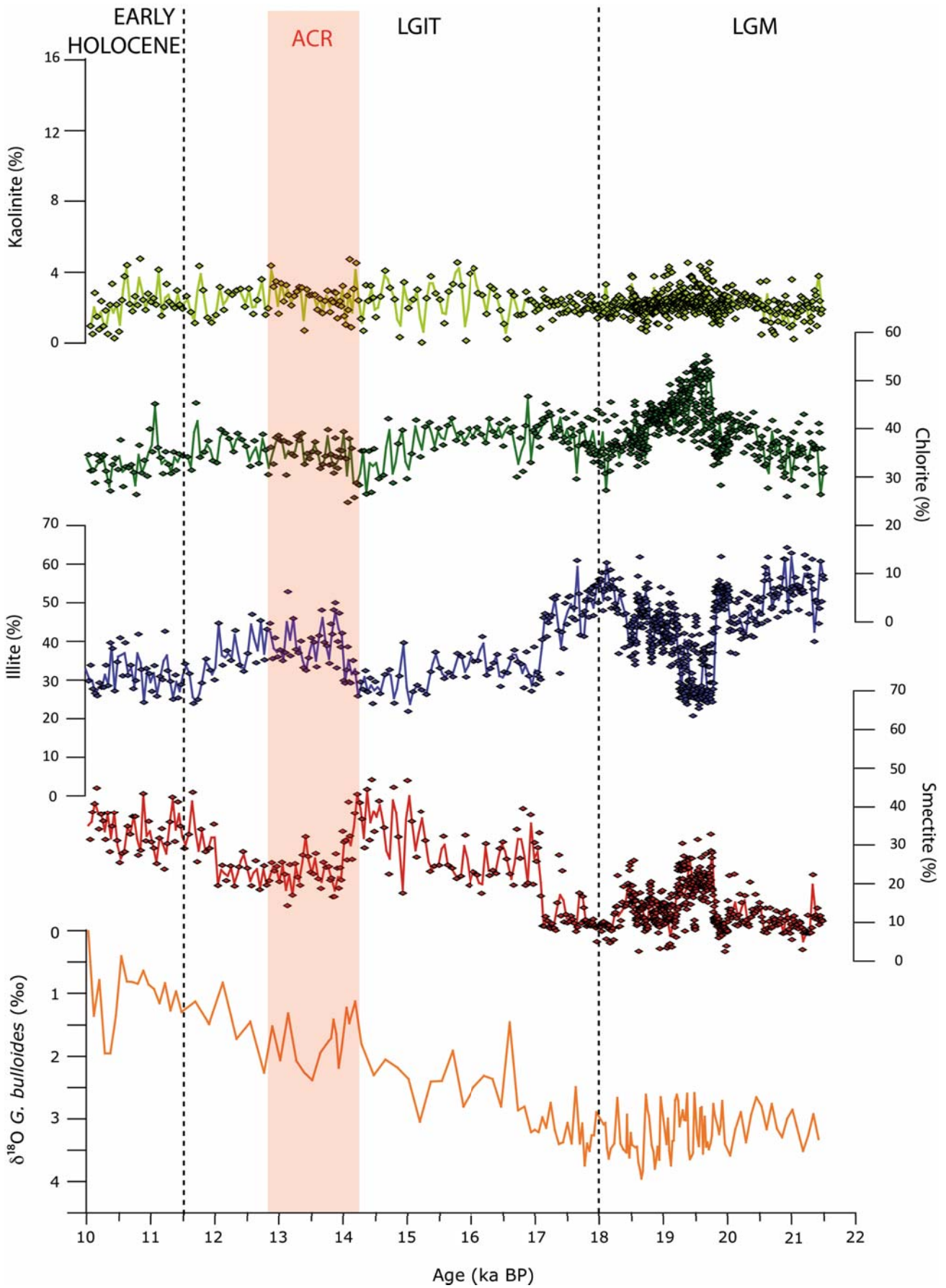


Figure 3: Distribution of the four main clay types of the core MD07-3088 as a function of time during the last glacial to deglacial period (22 to 10 ka BP) compared to the $\delta^{18}\text{O}$ record obtained from the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides*
 LGM: Last glacial maximum; LGIT: Last glacial-interglacial transition; ACR: Antarctic Cold Reversal event

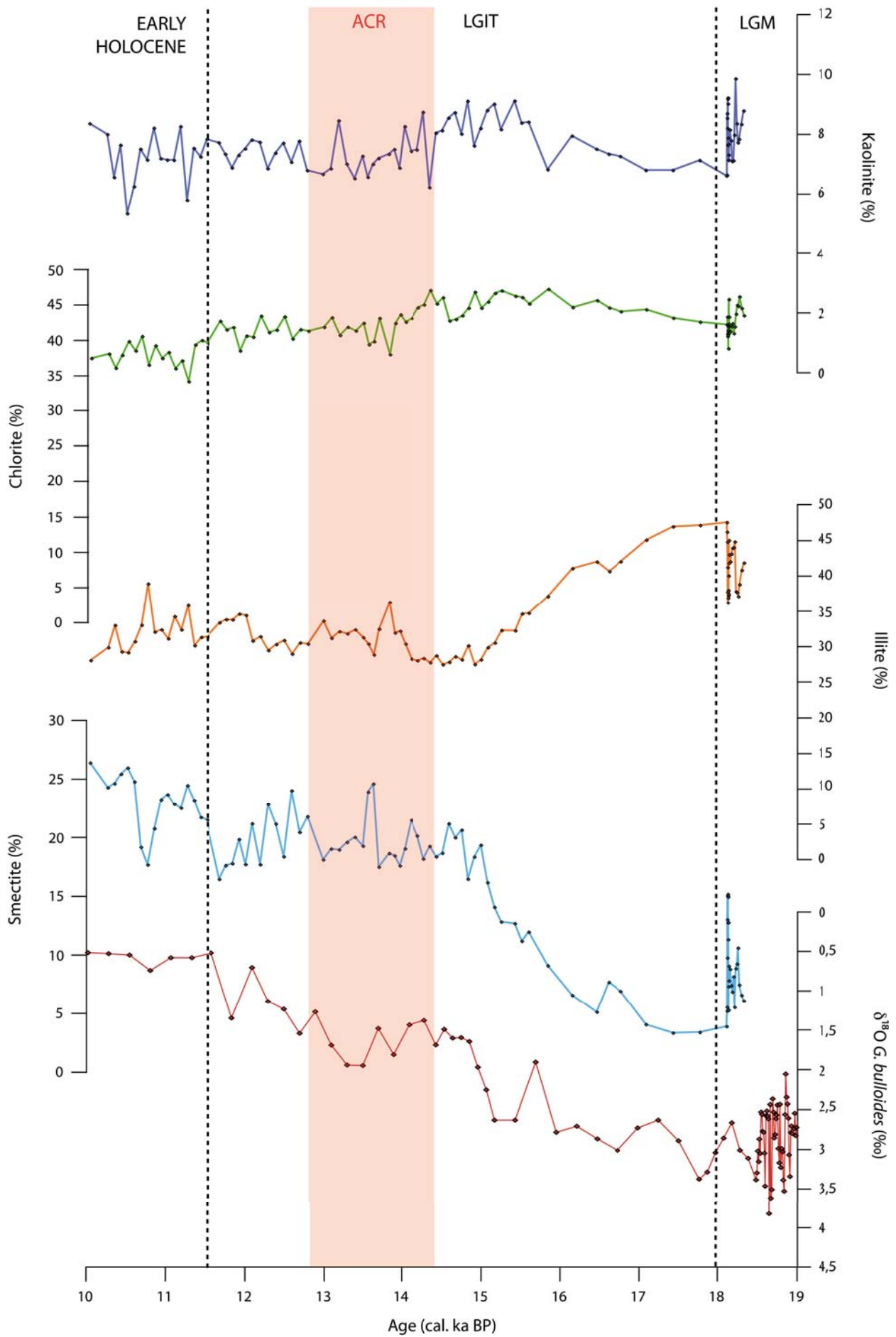


Figure 4: Distribution of the four main clay types of the core MD07-3119 as a function of time during the last glacial to deglacial period (22 to 10 ka BP) compared to the $\delta^{18}\text{O}$ record obtained from the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides*. LGM: Last glacial maximum; LGIT: Last glacial-interglacial transition; ACR: Antarctic Cold Reversal event

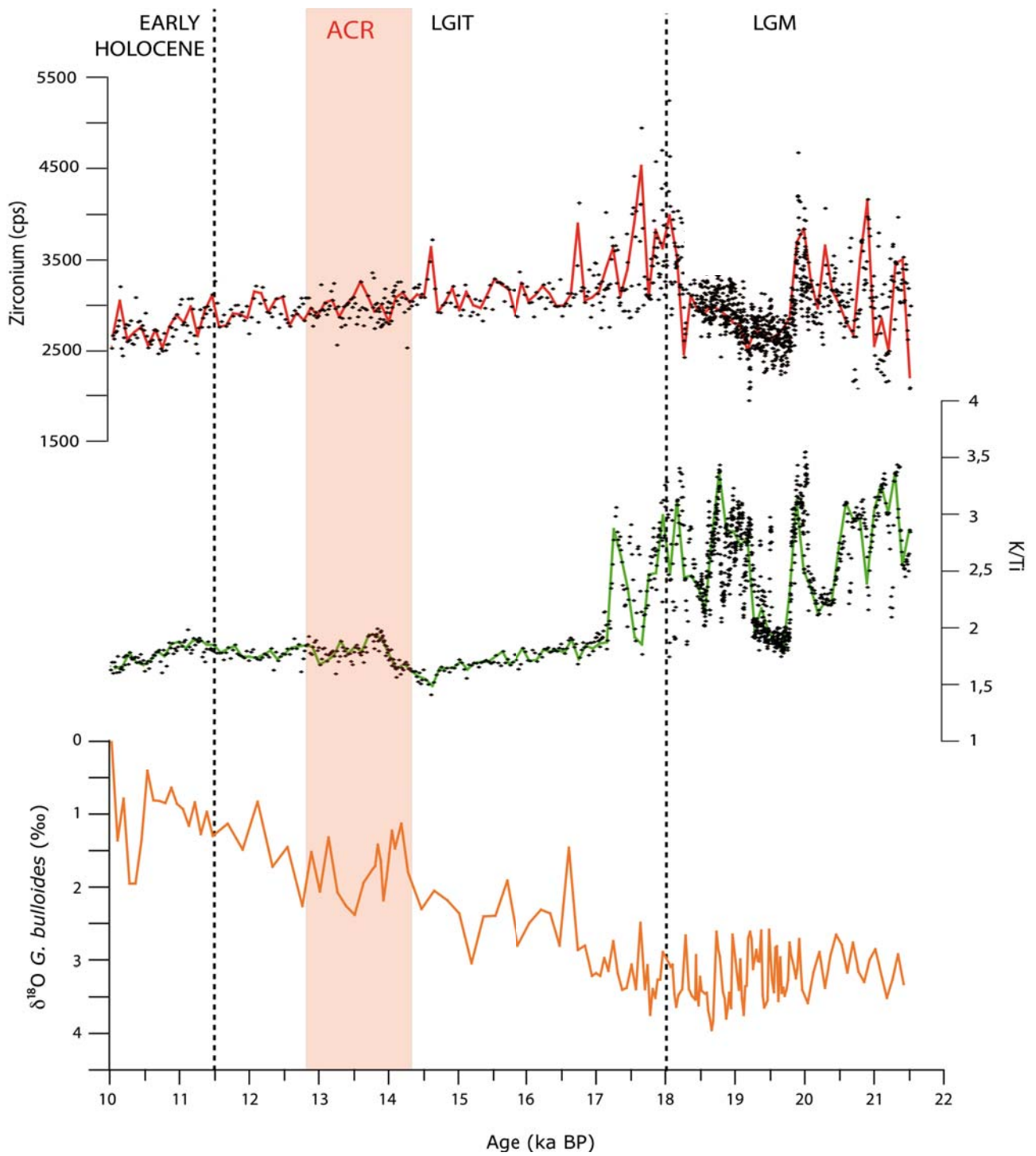


Figure 5: K/Ti ratio and Zr content (cps) obtained by XRF on bulk sediment in the core MD07-3088 compared to the $\delta^{18}\text{O}$ record obtained from the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides*
 LGM: Last glacial maximum; LGIT: Last glacial-interglacial transition; ACR: Antarctic Cold Reversal event

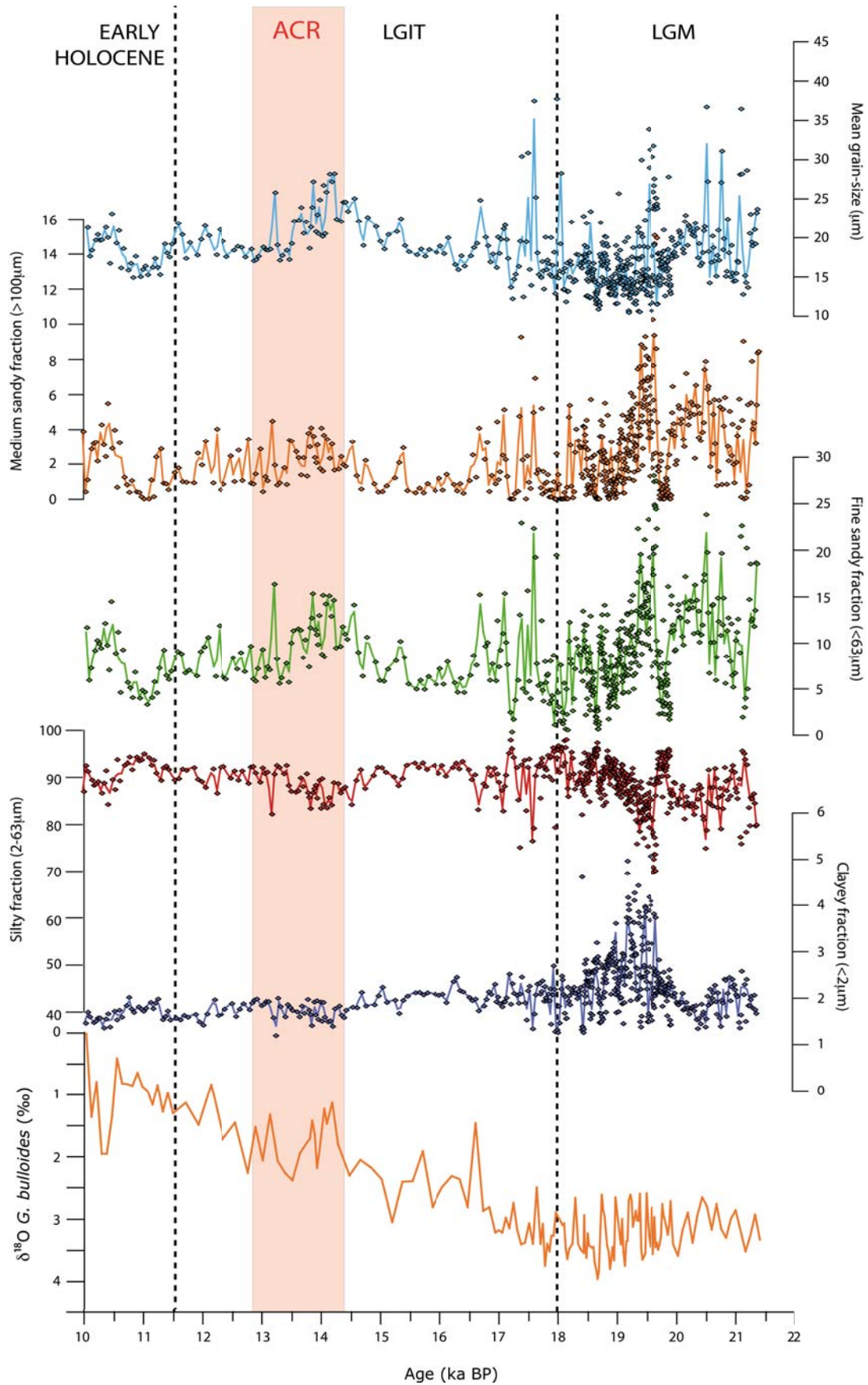


Figure 6: Grain size distribution of the clayey (< 2 µm), silty (2-63 µm), fine sandy (> 63 µm), medium sandy (> 100 µm) fractions and the mean grain-size (µm) of the core MD07-3088 since the LGM.

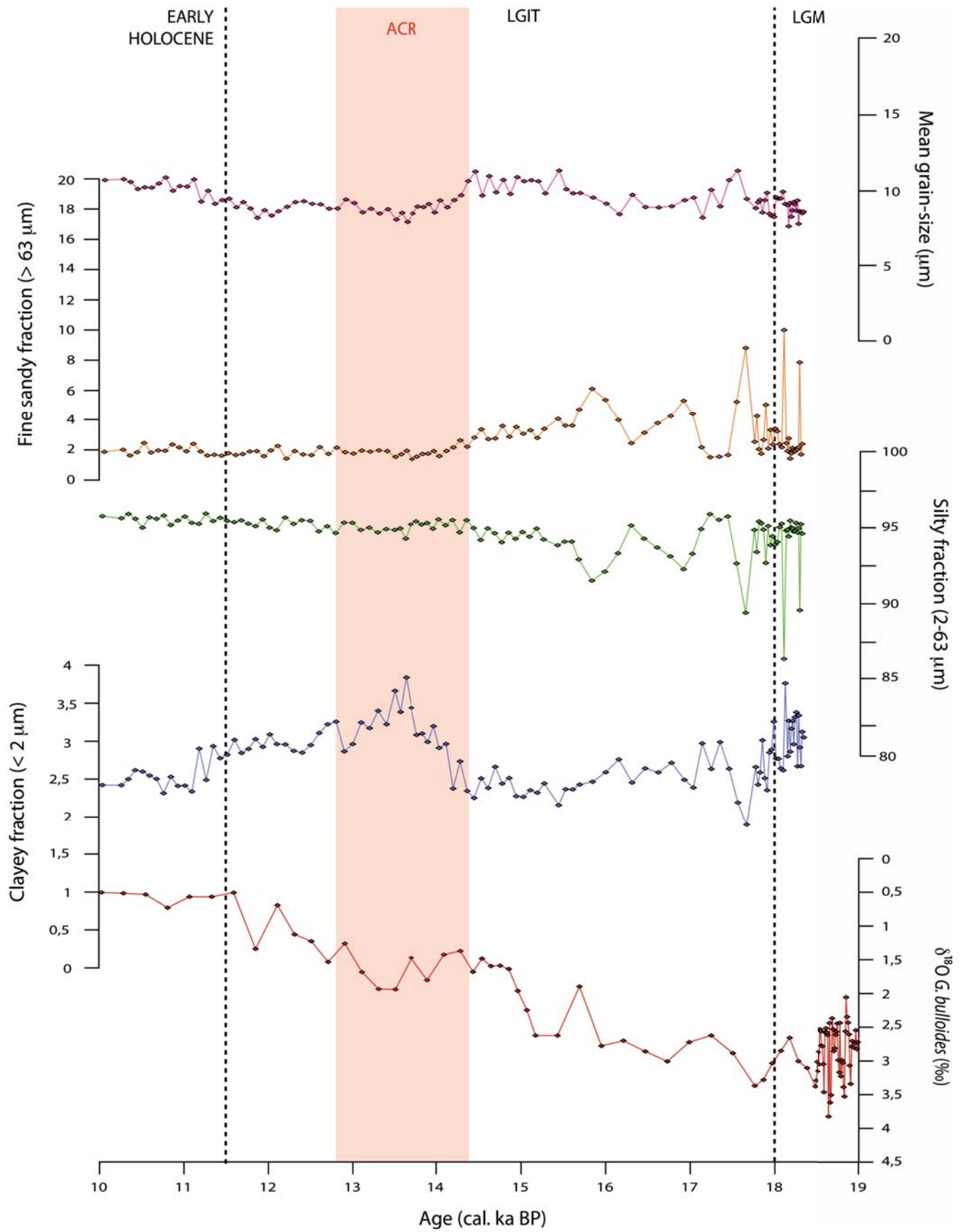


Figure 7: Grain size distribution of the clayey (< 2 μm), silty (2-63 μm), fine sandy (> 63 μm) fractions and the mean grain-size (μm) of the core MD07-3119 since the LGM.

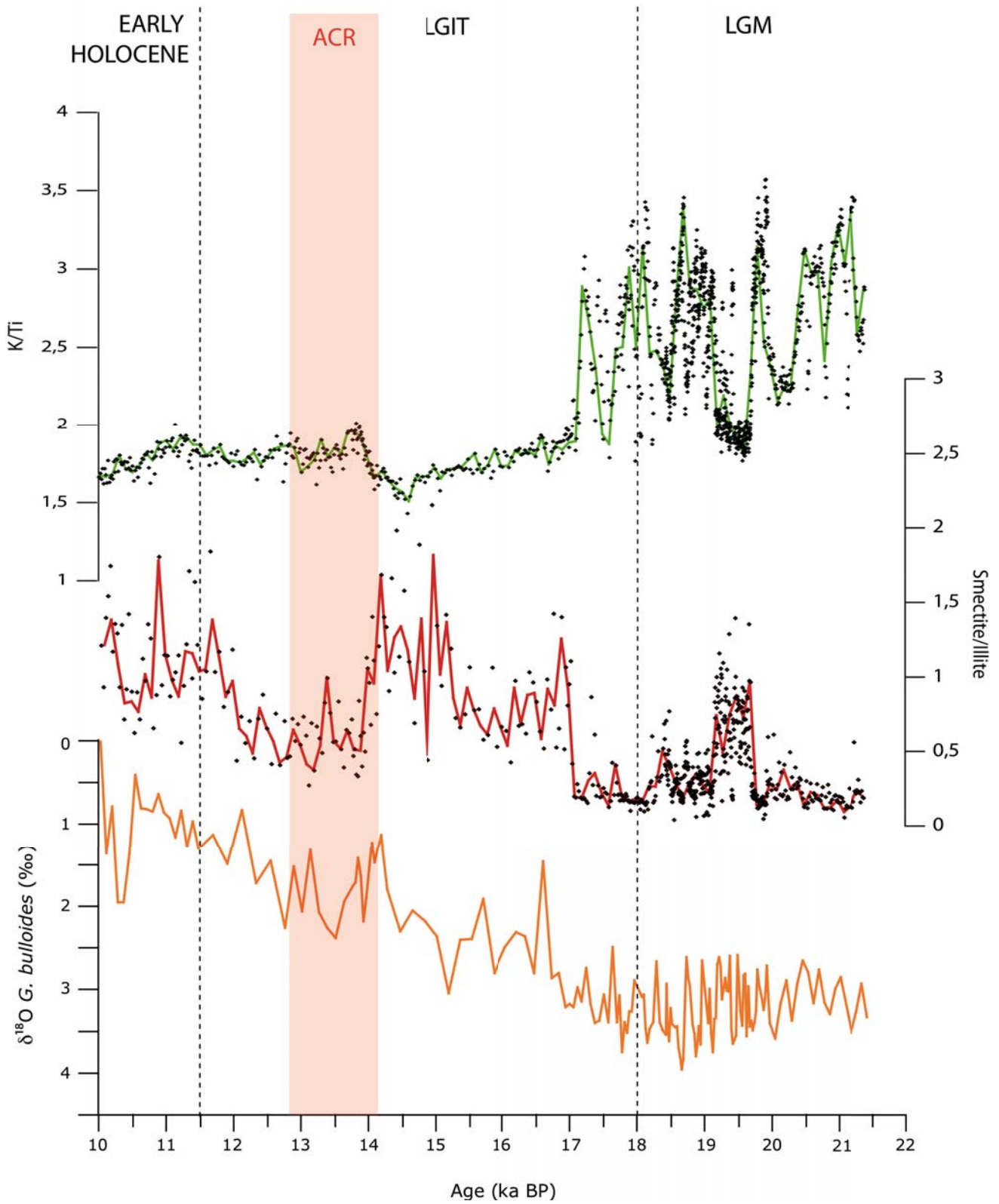


Figure 8: Comparison between smectite/illite and K/Ti ratios of the core MD07-3088 as proxies of the continental source since the LGM compared to oxygen isotope distribution.

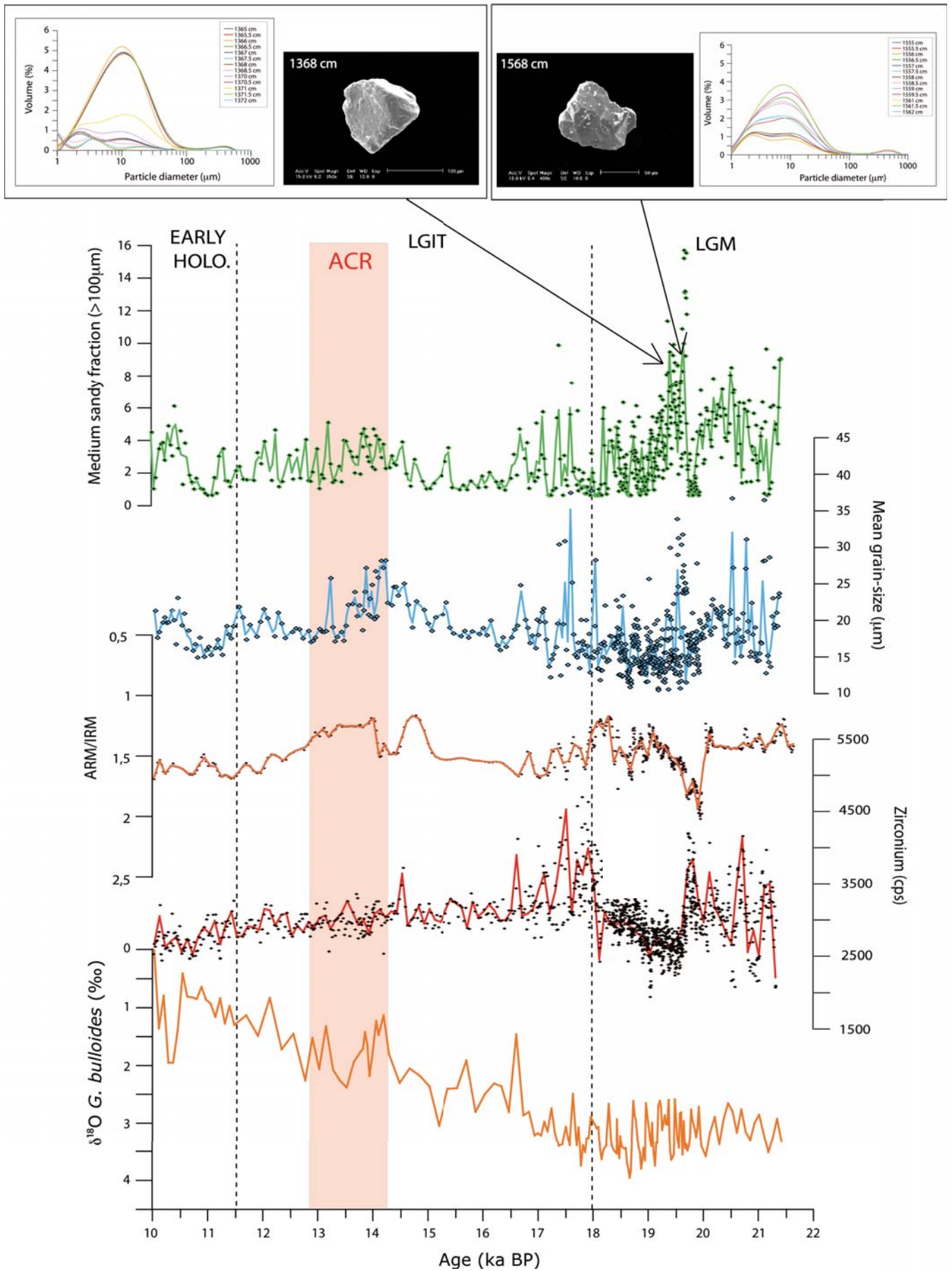


Figure 9: Comparison between Zr content (cps), magnetic parameters ARM/IRM ratio, mean grain-size and medium sandy fraction of the core MD07-3088 since the LGM. Inserts show particles shapes obtained by SEM imaging and respective grain-size diameter of detrital particles (quartz) of two coarser layers attributed to IRD events

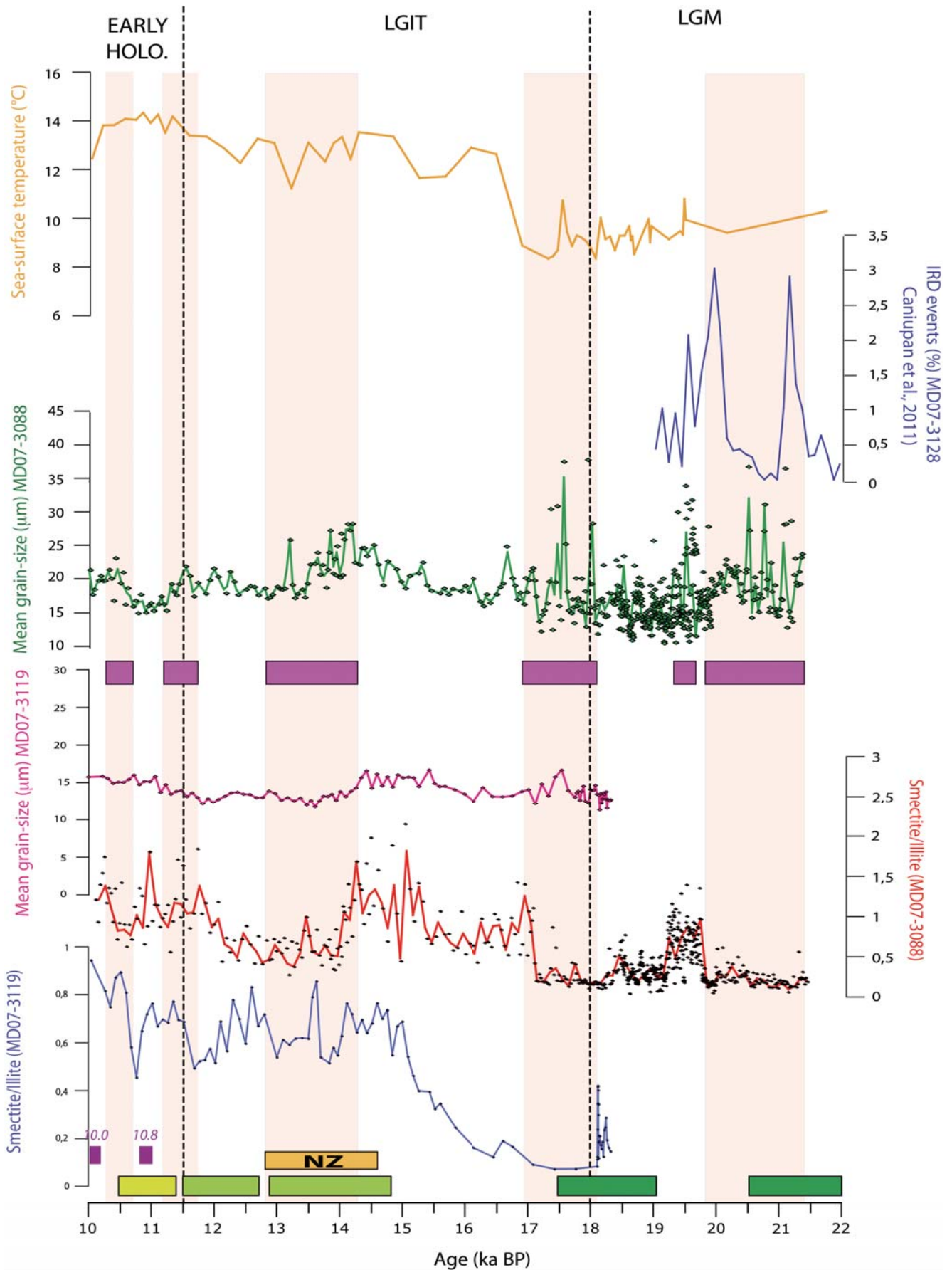


Figure 10: Smectite/illite ratios and mean grain size from deep-sea cores MD07-3119 and MD07-3088 compared to *Nothofagus dombeyi* pollens distributions from MD07-3088, sea-surface temperatures from MD07-3088 and Termination I glacier advances (Dark green: McCulloch et al., 2005; medium green: Aniya, 1995; Glasser et al., 2004; 2006; Moreno, 2009; Kaplan et al., 2011; Sagredo et al., 2011; light green: Glasser et al., 2006; purple: Carel et al., in prep. and orange: Putnam et al., 2010; 2012); Pink boxes represent glacier advances identified in the cores MD07-3088 and/or MD07-3119

Depth (cm)	Species	¹⁴ C age	± 1σ	Calibrated age (cal. BP)
610	<i>G. bulloides</i>	10050	35	10450
660	<i>G. bulloides</i>	10880	35	11300
700	<i>G. bulloides</i>	11765	35	12760
750	<i>G. bulloides</i>	12885	40	13840
780	<i>G. bulloides</i>	13185	45	14085
800	<i>G. bulloides</i>	13755	35	14465
810	<i>G. bulloides</i>	13840	45	14835
830	<i>G. bulloides</i>	14290	50	15530
850	<i>G. bulloides</i>	14560	50	16205
870	<i>G. bulloides</i>	14970	80	16735
880	<i>G. bulloides</i>	15145	50	16935
900	<i>G. bulloides</i>	15365	50	17175
940	<i>G. bulloides</i>	15540	70	17700
990	<i>G. bulloides</i>	15590	50	18065
1020	<i>G. bulloides</i>	15755	50	18235
1040	<i>G. bulloides</i>	16295	45	18420
1170	<i>G. bulloides</i>	16320	45	18730
1710	<i>G. bulloides</i>	17610	50	19960
1890	<i>G. bulloides</i>	18800	60	21415

Table 1: Conventional radiocarbon ages obtained by AMS dating on monospecific planktonic foraminifera *G. bulloides* of the core MD07-3088. Calendar ages were converted using CALIB 6.0. software (Reimer et al., 2009).

Depth (cm) MD07-3119	Depth (cm) MD07-3088	Species	Calibrated age (cal. BP)
10	440	<i>G. bulloides</i>	7358
60	480	<i>G. bulloides</i>	8076
140	495	<i>G. bulloides</i>	8345
180	525	<i>G. bulloides</i>	8944
210	540	<i>G. bulloides</i>	9250
320	685	<i>G. bulloides</i>	12115
390	730	<i>G. bulloides</i>	13510
435	795	<i>G. bulloides</i>	14390
510	820	<i>G. bulloides</i>	15183
610	950	<i>G. bulloides</i>	17773
680	1005	<i>G. bulloides</i>	18491
840	1140	<i>G. bulloides</i>	18657

Table 2: Correlation of the depth between the cores MD07-3088 and MD07-3119 and analogous conventional radiocarbon ages obtained by AMS dating on monospecific planktonic foraminifera *G. bulloides* in the core MD07-3088. Calendar ages were converted using CALIB 6.0. software (Reimer et al., 2009).

Conclusion générale

Conclusion générale

Les objectifs de cette thèse étaient d'une part de reconstruire la variabilité climatique de la région sud-chilienne depuis la dernière période glaciaire par la reconstruction de la dynamique des glaciers et les changements dans le régime des précipitations étroitement liés à la cellule des vents dominants, et d'autre part d'établir une chronostratigraphie précise par la datation au radiocarbone et la téphrochronologie.

Pour remplir ces objectifs, il a fallu utiliser à de nombreux outils adaptés qui ont tout d'abord permis d'établir un modèle d'âge robuste, un des points forts de ce travail basé sur :

- 1) des datations AMS ^{14}C obtenues à partir des foraminifères planctoniques repérés le long de la carotte MD07-3088
- 2) des corrélations terre-mer des niveaux de téphras repérés dans le même enregistrement marin.

Le repérage de ces niveaux de téphras a ensuite fait l'objet d'une étude téphrochronologique par l'acquisition de leur composition géochimique en éléments majeurs et en traces. La comparaison des âges radiocarbone obtenus sur les foraminifères associés aux niveaux de cendres et de leur analyse géochimique avec les dépôts continentaux correspondants (en terme d'âge et en de composition) a apporté des contraintes temporelles supplémentaires. À partir des datations obtenues, le modèle d'âge qui en résulte devient donc assez robuste et la mise en âge de la carotte marine MD07-3088 représente une base solide pour les études ultérieures.

En parallèle, les âges déterminés à partir des foraminifères planctoniques et les compositions géochimiques de chacun des niveaux de cendres identifiés dans la carotte ont été mis à profit afin de mieux documenter l'histoire éruptive de la province volcanique sud chilienne, pour laquelle le manque de données fait cruellement défaut.

Enfin, l'aspect majeur de ce travail a permis de restituer les grands changements climatiques qui ont affecté la région sud-chilienne depuis le dernier maximum glaciaire. L'étude sédimentologique (granulométrie, minéralogie des argiles et géochimie inorganique) a permis de caractériser les changements dans 1) les apports des sources continentales, 2) la dynamique du transport du matériel détritique et 3) les périodes d'avancée et de récession des glaciers et la migration de la cellule des vents, associées aux changements de précipitations.

5.1. TÉPHROCHRONOLOGIE ET MODÈLE D'ÂGE

Les études sédimentologiques et volcaniques n'auraient pu se faire sans l'élaboration d'un modèle d'âge solide et précis. Nous avons donc établi ce modèle d'âge sur la base de 23 datations ^{14}C effectuées sur les tests des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* (**Fig. 1-5**; (A)).

Cependant, les âges ^{14}C des eaux de surface, donc celui enregistré par les foraminifères planctoniques, diffèrent des âges ^{14}C atmosphériques (Bard *et al.*, 1988). Cette différence, exprimée en terme d'âge réservoir est due à la décroissance du ^{14}C dans la colonne d'eau, au mélange des eaux de surface avec les eaux profondes appauvries en ^{14}C et aux échanges avec l'atmosphère. Si on ne corrige pas les dates ^{14}C des échantillons marins de l'âge réservoir, ils apparaîtront systématiquement plus vieux. Il est donc primordial de bien contraindre ces âges réservoirs au cours du temps afin de faciliter les corrélations entre les enregistrements paléoclimatiques continentaux et marins.

La valeur de l'âge réservoir est déterminée par la différence entre l'âge d'un échantillon terrestre et celui de son correspondant marin. Il a donc été nécessaire de quantifier de manière indépendante cette différence d'âge à partir de deux échantillons correspondants analogues en âge. C'est dans ce but qu'interviennent l'identification et la corrélation des niveaux de téphras.

Douze niveaux de cendres ont été repérés dans la carotte marine MD07-3088 intercalés dans les niveaux sédimentaires. L'âge donné par les foraminifères récoltés dans ces niveaux de cendres permet donc d'attribuer un âge ^{14}C au niveau de téphras considéré. La comparaison de l'âge et des compositions géochimiques de ces téphras avec des produits volcaniques à terre d'âge et de composition géochimique connus vont servir à déterminer l'âge réservoir.

Les corrélations terre-mer à partir de l'étude téphrochronologique ont permis de déterminer un âge réservoir depuis la dernière transition glaciaire/interglaciaire à partir de la différence d'âge entre 5 datations correspondants à différents événements éruptifs du volcan Hudson au cours de la déglaciation et l'Holocène et l'âge déterminé par les foraminifères pour les niveaux de téphras marins correspondants (**Fig. 5-1**, (B); Carel *et al.*, 2011; Siani *et al.*, 2012, cf. *Annexe 2*).

Les estimations des âges réservoirs obtenus ont permis de corriger les âges ^{14}C des foraminifères planctoniques, d'affiner le modèle d'âge et de mettre en évidence que les âges réservoirs montrent une variabilité au cours du temps (Siani *et al.*, 2012, cf. *Annexe 2*). Pendant le premier événement de réchauffement enregistré au cours de la déglaciation (W1, **Fig. 5-1**), l'identification de l'éruption HW1 donne un âge réservoir de 1320 ± 95 ans. Au cours de l'ACR, événement de refroidissement, la valeur de l'âge réservoir est déterminée à 975 ± 120 ans. Pendant le deuxième épisode de réchauffement de la dernière transition glaciaire/interglaciaire (W2, **Fig. 5-1**), l'âge réservoir est estimé à 920 ± 135 ans tandis que pendant l'Holocène, les deux éruptions identifiées donnent un âge réservoir de ~ 800 ans.

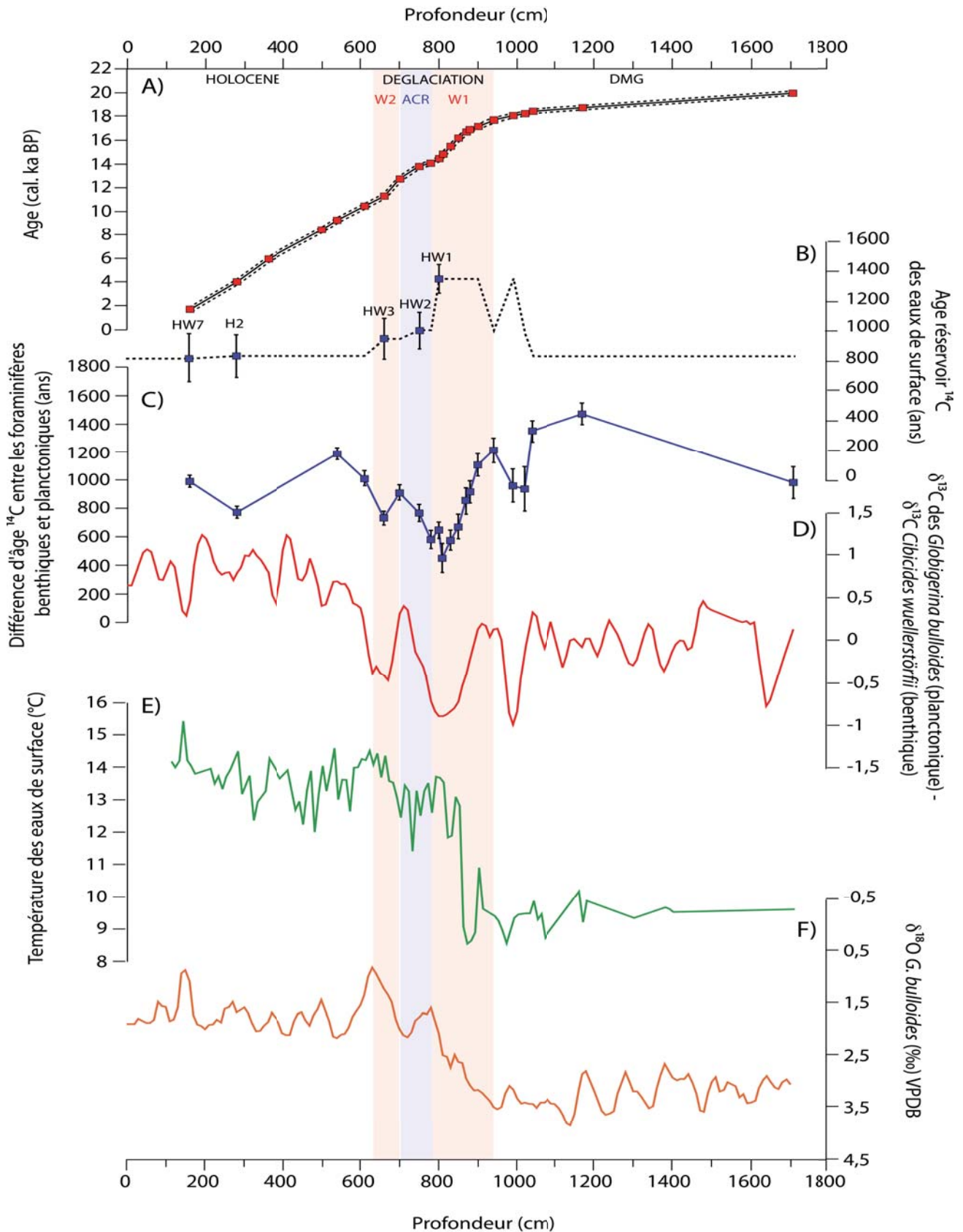


Figure 5-1 : (A) Modèle d'âge de la carotte MD07-3088 basé sur 23 datations ^{14}C des tests de foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* (les âges présentés ont été calibrés (Reimer et al., 2009) ; (B) Âges réservoirs déterminés par corrélation avec 5 événements volcaniques de l'Hudson d'âge connu et âges réservoirs reconstitués; (C) Différence de l'âge ^{14}C obtenus sur les foraminifères benthiques et celui des foraminifères planctoniques; (D) Différence entre le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur les foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* et celui mesuré sur les foraminifères benthiques *Cibicides wuellerstorffi*; (E) Températures des eaux de surface ; (F) $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) enregistré dans les tests des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides*

5.2. HISTOIRE VOLCANIQUE DE LA RÉGION

En plus de l'intérêt direct des corrélations terre-mer sur la précision du modèle d'âge, l'étude téphrochronologique menée sur les niveaux de cendres identifiés dans la carotte marine a permis de reconstruire l'histoire volcanique de la région sud-chilienne. En effet, l'obtention de la signature géochimique des téphras utilisée pour déterminer les valeurs des âges réservoirs à partir desquels sont corrigés les âges ^{14}C a également été mise à profit pour renseigner de la source émettrice de ces niveaux de cendres. La zone d'échantillonnage de l'enregistrement marin MD07-3088 a été choisie en raison de sa position dans une bande climatiquement active soumise à l'influence des Westerlies mais est également située à proximité des grands centres volcaniques Cénozoïque de la zone volcanique sud-chilienne. La reconnaissance de ces niveaux de cendres a donc nécessité de déterminer la ou les sources de ces niveaux à la fois pour faciliter les corrélations mais également pour apporter des informations supplémentaires sur l'activité des édifices volcaniques de la région.

Les données en éléments majeurs obtenues sur les échantillons des douze niveaux de cendres identifiés dans la carotte marine et discutées dans la publication « *Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin: new insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period* » (Carel *et al.*, 2011) a confirmé le volcan Hudson comme source de quatre de ces niveaux corrélés aux événements HW1, HW2, HW3 et HW7 (**Fig. 5-2**) utilisés précédemment pour l'estimation des âges réservoirs et a suggéré que ce volcan pouvait être à l'origine des huit autres éruptions.

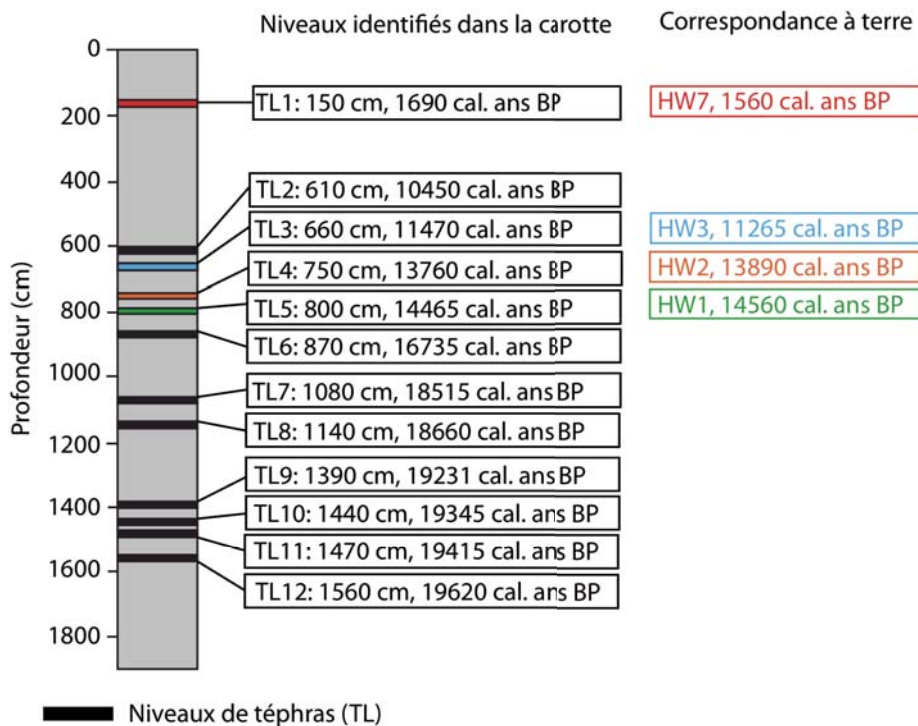


Figure 5-2: Profondeur correspondante des douze niveaux de cendres identifiés dans la carotte marine MD07-3088 et corrélations temporelles avec les niveaux datés à terre correspondants à 4 événements volcaniques du volcan Hudson (Haberle et Lumley, 1998)

En effet, la concordance entre les âges des 4 niveaux de téphras identifiés à terre et ceux des quatre niveaux analogues dans l'enregistrement marin est bonne au regard des incertitudes de mesure. De plus, cette adéquation entre ces quatre niveaux marins et leur analogues terrestres est également évidente au regard de leur composition en éléments majeurs et en particulier pour le K_2O et le TiO_2 , considérés comme les éléments les plus discriminants (**Fig. 5-3**; Carel *et al.*, 2011). Cependant pour les huit niveaux de téphras restants, les compositions géochimiques ont suggéré l'Hudson comme source la plus probable, mais en l'absence d'analogues terrestres, la discrimination n'a pu être confirmée de manière certaine.

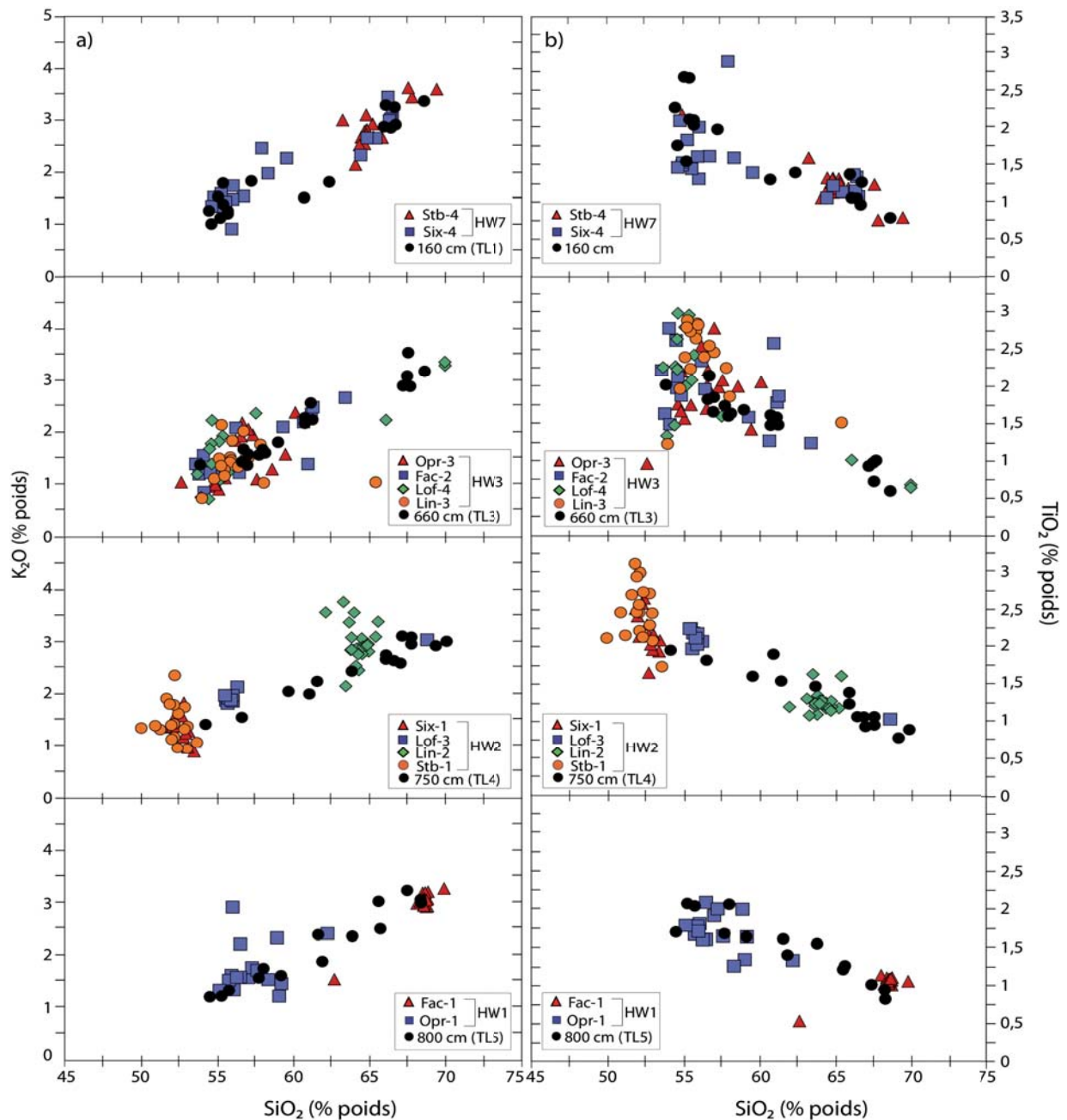


Figure 5-3: Correlations entre les compositions géochimiques en éléments majeurs (a) K_2O vs. SiO_2 et (b) TiO_2 vs. SiO_2 des quatre niveaux de téphras associés aux événements HW1, HW2, HW3 et HW7 avec les compositions en éléments majeurs des produits volcaniques retrouvés dans des lagunes et associés à plusieurs phases éruptives du volcan Hudson (Haberle et Lumley, 1998)

Afin d'approfondir la discrimination de la ou des source(s) volcaniques émettrices pour les téphras marins des huit niveaux restants, les compositions en éléments en traces ont également été acquises sur les mêmes échantillons. L'interprétation des variations de composition en éléments en traces déterminées à partir des échantillons volcaniques constitue une approche novatrice, car c'est la première fois que sont présentées des analyses en éléments en traces acquises sur des cryptotéphras marins pour la région sud-chilienne.

En outre, les éléments en traces sont considérés comme des traceurs plus robustes que les éléments majeurs car ils sont plus sensibles aux variations de source en raison de leurs plus faibles concentrations dans les produits volcaniques et de leur comportement géochimique au cours des processus pétrogénétiques. Bien que n'ayant pas d'analogues de téphras continentaux pour ces niveaux, la composition en éléments en traces permet de faire la distinction entre les produits volcaniques d'un édifice à l'autre, car d'après les données existantes dans la littérature, les différences de signatures géochimiques sont suffisamment marquées entre ces édifices. L'utilisation de certains rapports d'éléments en traces incompatibles a montré que les niveaux de téphras étaient le résultat de plusieurs événements volcaniques attribués à l'activité volcanique du volcan Hudson (**Fig. 5-4**).

En conclusion, cette étude téphrochronologique a permis d'une part de déterminer des âges réservoirs, qui sont fondamentaux pour la correction des âges ^{14}C et la calibration du modèle d'âge et d'autre part, elle a permis de mieux contraindre l'activité volcanique du volcan Hudson au cours des derniers 22 ka BP. En effet, il a été mis en évidence 8 éruptions supplémentaires, n'ayant jamais été observées sur le continent, en raison de la présence permanente de la calotte nord patagonienne au niveau du site d'étude, empêchant le dépôt et/ou la conservation des téphras à terre à cette époque. De plus, l'absence des deux éruptions parmi les plus explosives (6700 et 3600 BP) dans l'enregistrement marin a permis de discuter l'hypothèse d'une intensification des vents vers l'est à ces périodes, limitant fortement le dépôt de retombées à l'ouest des centres volcaniques.

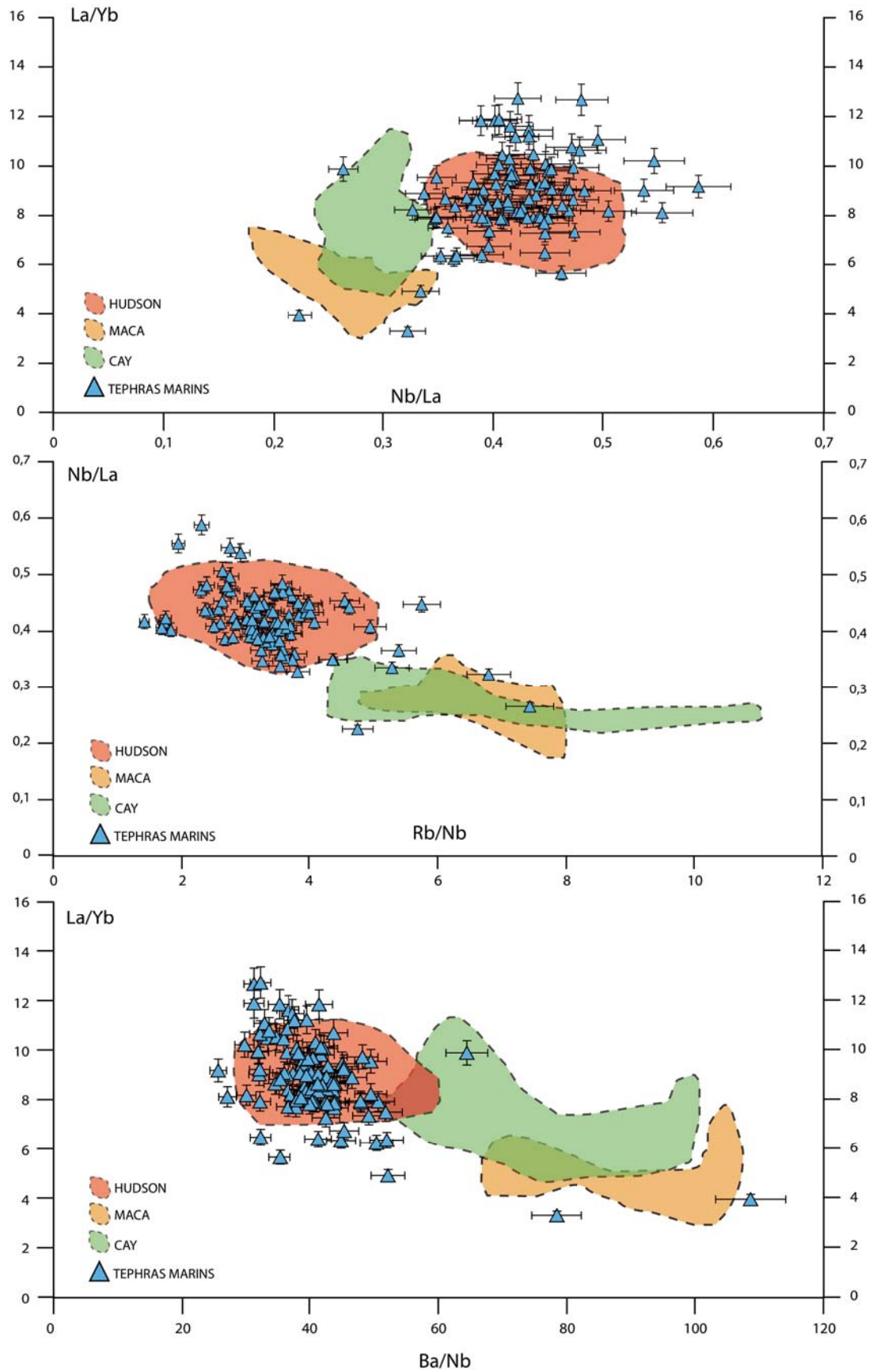


Figure 5-4: Comparaison entre les rapports d'éléments incompatibles des produits volcaniques de chacun des édifices de la SSVZ (Naranjo et Stern, 1998; D'Orazio *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2005; Kratzmann *et al.*, 2008) avec ceux des niveaux de téphras

5.3. RESTITUTION DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES LE LONG DE LA MARGE SUD-CHILIENNE DEPUIS LA DERNIÈRE PÉRIODE GLACIAIRE

L'Amérique du Sud est la seule masse continentale qui intercepte la ceinture des vents d'ouest (SWW) qui influent aussi sur l'océanographie de l'hémisphère sud et contrôlent, par exemple, le dégazage de CO₂ dans l'Océan Austral. Par conséquent, les reconstructions paléoclimatiques au sud de la marge chilienne sont d'un intérêt primordial et un nombre croissant de données paléoclimatiques ont été publiées au cours des dernières décennies. Toutefois, la plupart de ces études se sont focalisées sur des enregistrements depuis la dernière période glaciaire à des latitudes > 50°S et au nord de 41°S. C'est pour cela que notre étude s'est concentrée sur la carotte marine MD07-3088, prélevée au large de la marge sud chilienne à 46°S dans l'optique de reconstruire la dynamique et la récurrence des fluctuations des calottes patagoniennes depuis la dernière et les changements dans le régime des précipitations en liaison avec les vents d'ouest.

Pour répondre à cette problématique, plusieurs traceurs portant sur la minéralogie des argiles, la granulométrie et la géochimie inorganique ont été appliqués sur la carotte marine MD07-3088 qui présente un fort taux de sédimentation et permet donc de retracer la variabilité des sources dans les apports terrigènes et la dynamique des glaciers à très haute résolution temporelle. Les trois intervalles de temps sont mis en évidence par l'enregistrement de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) mesuré sur les tests des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* et par l'estimation des paléotempératures des eaux de surface par la méthode des meilleurs analogues (**Fig. 5-5**, (A)). Les résultats montrent une forte variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ avec des valeurs oscillant entre 4 et 1 ‰ entre la partie terminale de la dernière période glaciaire et l'Holocène. Superposées à ces grandes tendances climatiques, nous observons des variations à plus court terme qui ont permis de mettre en évidence une alternance d'évènements dus vraisemblablement à des changements à la fois hydrologiques et/ou de température. Ces reconstitutions ont aussi permis d'identifier des évènements abrupts au cours de la déglaciation, comme l'Antarctic Cold Reversal (ACR), événement marqué par un refroidissement enregistré dans l'hémisphère sud lors de la dernière déglaciation. La période Holocène est également marquée par d'importantes fluctuations du signal isotopique qui pourraient être liées à des changements abrupts de la température et/ou de la salinité en relation à des phénomènes de fonte des glaciers dans la région de Taitao.

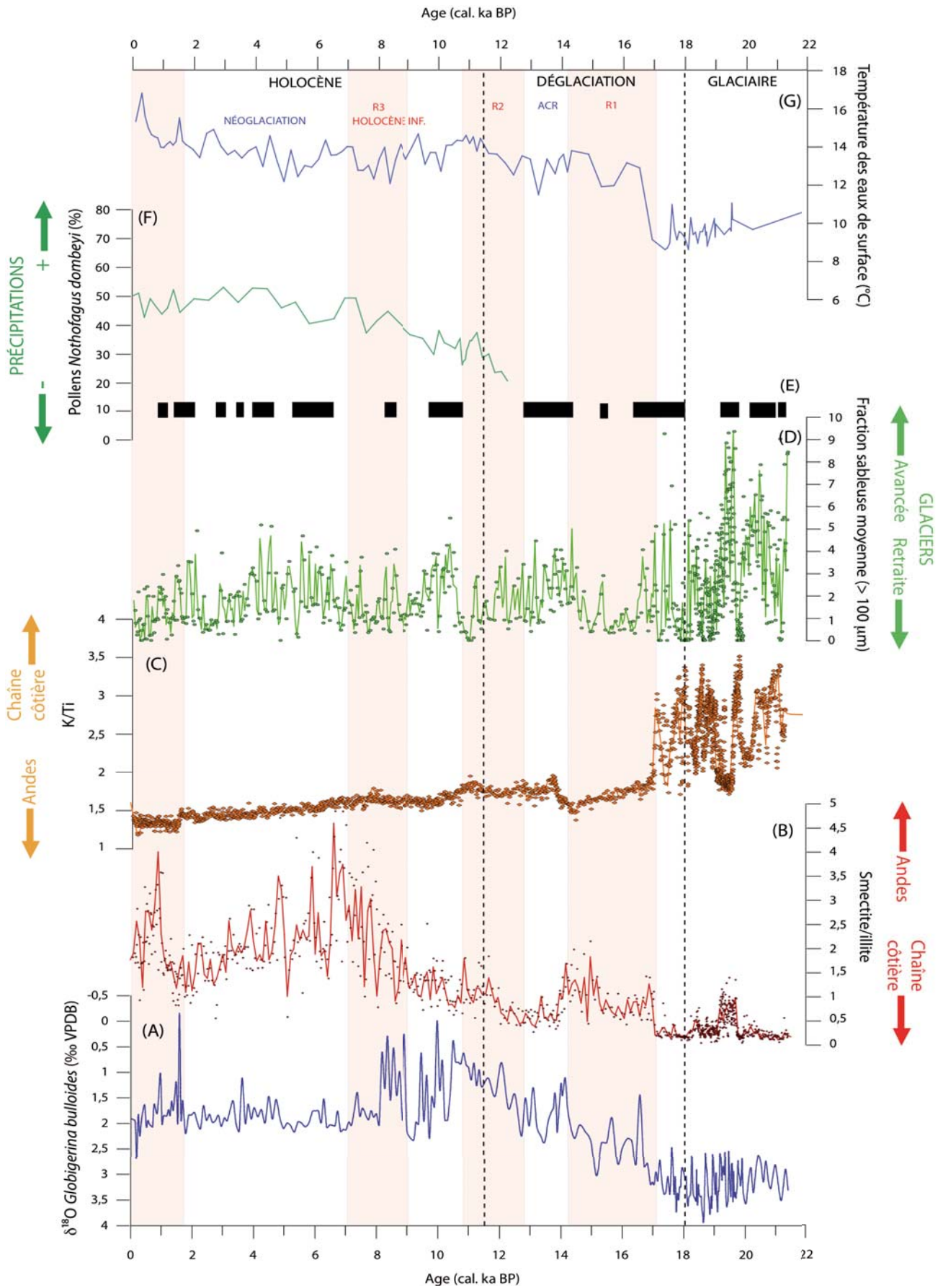


Figure 5-5: Comparaison du $\delta^{18}\text{O}$ (A) en % avec les paramètres déterminés par l'étude de sédimentologie marine; le rapport smectite/illite (B); le rapport K/Ti (C); la distribution de la fraction moyennement sableuse (> 100 μm) (D); les avancées des glaciers identifiées au cours de cette étude (E); l'évolution des proportions des pollens de *Nothofagus dombeyi* (Montade *et al.*, 2012, F) et la température des eaux de surface (Siani *et al.*, 2012, G) de la carotte MD07-3088 depuis le dernier maximum glaciaire; Les phases rouges correspondent aux phases de réchauffement

L'étude des cortèges argileux a permis d'identifier la présence de 4 principaux types d'argiles: la smectite, l'illite, la chlorite et la kaolinite. La smectite et l'illite montrent la plus grande variabilité depuis 22 ka BP, suivies de la chlorite puis de la kaolinite dont les variations ne sont pas significatives. La formation de ces trois types d'argiles (smectite, illite et chlorite) résultent de processus sédimentaires différents et proviennent de l'érosion de deux principales sources dans la région étudiée. La smectite se forme préférentiellement par altération des roches volcaniques (i.e. cordillère andéenne) tandis que l'illite et la chlorite se forment par érosion physique des roches plutoniques et faiblement métamorphisées (i.e. chaîne côtière; Chamley, 1989). De la même manière, la géochimie inorganique a permis de déterminer les compositions élémentaires des niveaux sédimentaires. Sachant que le potassium est un élément essentiellement concentré dans les roches plutoniques et métamorphiques tandis que le titane est fortement concentré dans les formations volcaniques, les variations des rapports couplés smectite/illite et K/Ti ont ainsi été utilisés pour retracer le type de source et son mode d'érosion (**Fig. 5-5**, (B) et (C)).

L'étude granulométrique a permis de mettre en évidence les proportions des populations de particules argileuses ($> 2\mu\text{m}$), silteuse (2-63 μm), sableuse fine (63-100 μm) et moyennement sableuse ($> 100\mu\text{m}$). Bien que la granulométrie ait révélé que le sédiment était composé à environ 90 % de silts en moyenne, elle a également mis en évidence une très grande variabilité dans la proportion de la fraction sableuse le long de l'enregistrement, et en particulier la fraction des sables moyens variant de 1 à 10 % (**Fig. 5-5**, (D)). Des études précédentes portant sur les apports terrigènes dans le centre Himalaya (glacier Gangotri, Haritashia *et al.*, 2010) et au Chili (glacier Gualas; Bertrand *et al.*, 2011) ont montré que l'apport des particules grossières ($> 63\mu\text{m}$) ne pouvaient résulter d'un transport par les rivières proglaciaires. Ces travaux impliquent que l'apport de matériel sableux plus grossier résultent d'évènements de type IRD et que la variabilité observée dans la distribution de la fraction sableuse est directement liée à la succession de phases d'avancées et de retraites des glaciers andins depuis le DMG. Pour confirmer la présence de ces évènements d'IRD, des images morphoscopiques des grains détritiques prélevés dans la carotte MD07-3088 dans les niveaux les plus grossiers au cours du DMG ont été acquises au microscope électronique à balayage (MEB). La morphologie des grains étudiés se traduit par la présence plus ou moins prononcée de fractures et de cassures sur les surfaces émoussées et à l'intérieur des grains, qui témoignent que ces particules grossières ($> 150\mu\text{m}$) résultent d'un transport en masse par les glaciers. Ces interprétations sont corroborées par la présence d'évènements grossiers dans la carotte MD07-3119, localisée à la même latitude et plus à l'ouest par rapport à notre site d'étude dans un contexte océanique ouvert et donc beaucoup moins affecté par l'apport direct du continent. Cela pourrait confirmer une dynamique de largage des IRD par la décharge d'icebergs. À partir de ce postulat, les épisodes identifiés de forte proportion des niveaux sableux correspondent aux phases d'extension de la calotte nord patagonienne (**Fig. 5-5**, (E)).

Ces résultats majeurs ont ensuite été comparés à des enregistrements climatiques obtenus dans le même enregistrement marin par l'estimation de la température des eaux de surface obtenue par la

méthode des analogues et la proportion de pollens utilisées en tant que traceurs des précipitations (**Fig. 5-5**, (F, G); Montade *et al.*, 2012; Siani *et al.*, 2012).

La distribution de chacun de ces paramètres montre que pendant le DMG (22 à 18 ka BP), les températures globalement plus froides semblent contrôler la plupart des apports terrigènes et la dynamique des glaciers. Au cours de cet intervalle de temps, l'extension de la calotte nord patagonienne surmontant les reliefs volcaniques et le batholite de la cordillère andéenne limite très fortement les apports en smectite expliquant les faibles valeurs du rapport smectite/illite et au contraire les fortes valeurs du rapport K/Ti enregistrées.

La dernière déglaciation (18 à 11,5 ka BP) est marquée par 2 épisodes majeurs de réchauffement (R1 de 17,2 à 14,3 ka BP et R2 entre 12,7 et 11,5 ka BP) séparés par un événement de refroidissement prononcé, l'ACR (entre 14,3 et 12,7 ka BP). Au cours de R1 et R2, les conditions climatiques optimales sont marquées par une augmentation significative de la teneur en smectite et une diminution de la concentration en K. Ces deux événements marquent un changement radical dans la source des apports détritiques avec une contribution plus importante de la haute cordillère andéenne dont l'altération des produits volcaniques riches en Ti va favoriser la production de smectite. La granulométrie est marquée par une absence de niveaux grossiers, laissant supposer une dynamique de transport régie par le système fluvial. A l'opposé, l'ACR est marquée par une reprise de l'activité glaciaire avec un regain d'évènements de type IRD et une diminution abrupte de la teneur en smectite.

L'Holocène (11,5 ka BP à l'actuel) est également caractérisé par des conditions globalement plus chaudes pendant l'Holocène Inférieur (11,5 à 8 ka BP) et l'Holocène Supérieur (3 ka BP à l'actuel) mis en évidence par des teneurs en smectite qui ré-augmentent ponctués par la mise en place des conditions un peu plus froides lors de la Néoglaciation (7 à 3 ka BP) marquée par une légère tendance à la diminution des SST. Cependant, les précipitations enregistrées pendant cet intervalle sont très abondantes et constitue la cause principale de la ré-avancée des glaciers. Cet épisode de la Néoglaciation montre un schéma qui à plus petite échelle pourrait ressembler à ceux observés pendant le DMG avec une avancée prononcée des glaciers et une reprise de la contribution de la chaîne côtière proximale dans la source des sédiments détritiques.

Les événements d'IRD mis en évidence par l'étude granulométrique sont donc directement liés aux fluctuations de la calotte nord patagonienne, très sensible à la fois à des changements de température, de précipitations ou bien à la dynamique interne de la glace, soit aux trois facteurs associés.

Le **Tableau 5-1** reporte la récurrence de ces événements d'avancées de la calotte nord patagonienne et de leur éventuelle relation aux différents forçages climatiques responsables de ces fluctuations.

Au cours du DMG, la présence récurrente d'évènements de type IRD est directement associée aux températures froides enregistrées pendant cet intervalle. Les précipitations ne semblent pas jouer un rôle primordial car les reconstructions obtenues par les enregistrements polliniques et par les

modèles suggèrent une phase plus aride résultant de la migration vers le nord de ~ 5 à 6° de la cellule des Westerlies et du courant froid Antarctique.

La déglaciation est caractérisée par un réchauffement généralisé depuis 18 ka marqué par des épisodes de refroidissement à court terme. La migration progressive vers le sud de la cellule des vents supportée par les analyses polliniques se traduit par des conditions globalement plus chaudes interrompues par trois courts épisodes de refroidissement entre 17,1 et 16,7 ka, 15,9 et 15,1 ka et enfin entre 14,3 et 12,7 ka et le retour des événements de type IRD. L'expansion de la végétation de type *Astelia pumila* au cours de l'ACR (14,3 à 12,7 ka) caractéristique des landes Magellanes témoigne de la mise en place d'un climat plus froid et très humide avec des précipitations > 4000 mm/an (Montade et al., 2012).

Pendant l'Holocène Inférieur, la migration de la cellule des vents vers le sud est en continuité avec celle enregistrée au cours de la déglaciation. L'événement à granulométrie plus grossière enregistré entre 10,8 et 9,7 ka BP serait donc le résultat soit d'une légère diminution des températures (~2°C) soit d'un rôle plus important de la dynamique interne de la glace qui primerait sur la baisse des températures et la faible contribution des précipitations. En revanche, l'Holocène Moyen est caractérisé par la mise en place de la phase de Néoglaciation dans l'hémisphère sud accompagnée d'un shift vers le nord des Westerlies qui apporteraient de plus fortes précipitations et donc une plus forte accumulation de neige dans notre zone d'étude bien que peu de variations soient enregistrées dans les estimations des SST (~2°C). Enfin, l'Holocène Supérieur est caractérisé par deux épisodes détritiques plus grossiers répartis dans une tendance au réchauffement avec une faible variation des SST et des précipitations légèrement en hausse, suggérant que la cellule des Westerlies se distribue de manière similaire par rapport à l'actuel.

Epoque	IRD/Événements grossiers (ka BP)	Climat	Localisation des SWW	Corrélations avec les avancées glaciaires historiques (ka BP)	Références
Dernier Maximum Glaciaire	21,1	Températures froides	Migration de la cellule des vents vers le nord de 5 à 6°	21,4 ± 0,9; 19,9 ± 1,1	Kaplan <i>et al.</i> , 2004; McCulloch <i>et al.</i> , 2005; Douglass <i>et al.</i> , 2006
	20,8				
	20,5				
	19,7 - 18,2			19 - 17,5	McCulloch <i>et al.</i> , 2005; Douglass <i>et al.</i> , 2006
Termination I	17,1 - 16,7	Refroidissement à court terme	Migration de la cellule des vents vers le sud	17 ± 0,8	Kaplan <i>et al.</i> , 2004; Douglass <i>et al.</i> , 2006
		ACR		14,8 - 11,8	Moreno <i>et al.</i> , 2009
	14,2 - 12,7	Précipitations importantes SST plus froides		14,8 - 12,8	Sagredo <i>et al.</i> , 2011
				15,5 - 11,8	McCulloch <i>et al.</i> , 2005
				14,1 - 13	Putnam <i>et al.</i> , 2010 (Nouvelle Zélande)
Holocène Inférieur	10,8 - 9,7	Augmentation des SST marqués par des courtes phases de refroidissement, faibles précipitations	Migration de la cellule des vents vers le sud	10,9 ± 1 - 9,7 ± 0,7 10,7 - 10,5 9,7 ± 1,2 - 9,3 ± 1,2	Glasser <i>et al.</i> , 2006 Mardones <i>et al.</i> , 2011 Harrison <i>et al.</i> , 2012
				6,2 ± 0,8	Douglass <i>et al.</i> , 2005
Holocène Moyen	7 - 6,1	Plus fortes précipitations SST marquées par des courtes phases de refroidissement	Migration de la cellule des vents vers le nord	5,7 ± 0,6	Douglass <i>et al.</i> , 2005
	5,6 - 5,3				
	4,5 - 4,2			4,7 - 4 4,2	Mercer, 1970; Aniya, 1995 Bertrand <i>et al.</i> , 2012
	3,5			3,6 3,5	Mercer, 1970; Aniya, 1995 Bertrand <i>et al.</i> , 2012
Holocène Supérieur	2,9	SST constantes Précipitations croissantes	Position similaire à l'actuel, mais légèrement au nord de 50-55°S	2,9 - 2,1 2,7 - 2 1,6 - 1,4	Mardones <i>et al.</i> , 2011; Bertrand <i>et al.</i> , 2012 Mercer, 1970; Aniya, 1995 Aniya, 1995
	2,1 - 1,5				

Tableau 5-1 : Age des événements plus grossiers enregistrés depuis le DMG mettant en évidence le forçage climatique à l'origine de ces avancées des glaciers comparé à la position de la cellule des vents et aux avancées historiques des calottes nord et sud patagoniennes.

Perspectives

Perspectives

L'étude téphrochronologique et sédimentologique à partir d'enregistrements marins le long de la marge sud-est Pacifique a montré l'intérêt de ces disciplines dans les reconstitutions paléoenvironnementales de la Patagonie chilienne. Toutefois, certains aspects de ce travail restent encore à mieux développer et à préciser.

L'étude téphrochronologique basée sur la reconnaissance de plusieurs niveaux de téphras dans l'enregistrement marin s'est révélée précieuse pour la calibration du modèle d'âge par le biais des corrélations terre-mer. Cependant, les corrélations n'ont été applicables que pour quatre des douze niveaux identifiés en raison de l'absence des analogues continentaux pour les huit autres. De plus, l'absence des deux éruptions parmi les plus explosives (6700 et 3600 BP) dans l'enregistrement constitue un désavantage car la corrélation avec ces deux événements aurait pu apporter deux pointeurs chronologiques supplémentaires.

- Une documentation plus complète des archives sédimentaires susceptibles d'avoir conservé des événements volcaniques supplémentaires serait idéale pour éventuellement mettre en évidence des éruptions qui pourraient ne pas avoir été enregistrées dans la carotte marine MD07-3088
Pour cela, l'étude d'enregistrements continentaux pourrait aider à mieux documenter l'histoire volcanique de la région. Plus proches des centres éruptifs émetteurs, il est donc probable que ces archives continentales puissent conserver un plus grand nombre d'éruptions et peut-être certaines de moindre importance dont les cendres n'ont pas été transportées aussi loin contre le sens des vents dominants. De plus, en environnement proximal, le matériel volcanique est potentiellement de taille plus importante, ce qui faciliterait les analyses en mono-échantillons. Dans ce contexte, j'ai entamé une étude sur l'enregistrement continental du Lac Castor (45,3°S, 71,5°W) dans la province de Coyhaique, proche du volcan Hudson, qui a révélé au moins la présence de 52 niveaux de cendres.

- Pour apporter plus d'informations sur l'activité volcanique de la région et en particulier celle du volcan Hudson, une utilisation plus systématique des compositions géochimiques en éléments en traces des échantillons volcaniques pourraient permettre de renseigner des processus pétrogénétiques mis en jeu lors de la genèse des magmas et sur le mode de fonctionnement de ce volcan.

Une connaissance plus détaillée des processus pétrogénétiques mis en jeu permettrait par exemple de connaître de manière précise le mode de fonctionnement du volcan depuis l'arrivée du magma dans le réservoir jusqu'à son émission, de mieux caractériser l'explosivité de l'Hudson au cours du temps et d'établir des cartes de risques et d'estimer des temps de récurrence des éruptions et donc potentiellement de prévoir les éruptions futures.

J'ai déjà commencé à m'intéresser au mode de fonctionnement de l'Hudson au cours des grandes éruptions explosives mises en évidence dans ce travail de thèse, en utilisant les compositions en éléments en traces pour mettre en évidence les effets de la différenciation magmatique et des mélanges de magmas sur la signature géochimique des produits. Peut-on expliquer toutes les variations géochimiques en éléments en traces par un processus de cristallisation fractionnée ? Ou alors peut-on aussi mettre en évidence des processus de mélange de magmas ? Ils pourraient être liés par exemple à l'introduction d'un nouveau magma dans la chambre en cours de différenciation, un phénomène qui est connu comme déclencheur de grandes éruptions explosives. Par exemple, l'éruption la mieux documentée de l'Hudson en 1991 semble avoir été produite par une recharge de magma dans la chambre magmatique.

Nous avons pu constater que la comparaison des paramètres climatiques et l'analyse de leurs liens dans les environnements marins et continentaux repose sur une estimation précise des âges réservoirs de surface de l'océan au cours du temps. Une estimation globale de ces âges passe donc par une couverture géographique à plus grande échelle. La présence dans les sédiments océaniques au large de la marge sud chilienne, au nord et au sud de notre site, d'un grand nombre de niveaux de cendres pourra permettre d'une part de confirmer nos estimations présentées dans ce travail de thèse et d'autre part en déduire les variations latitudinales qui seraient intimement liées aux changements de la circulation océanique dans l'hémisphère sud.

Enfin, nous avons pu observer que les reconstructions paléoclimatiques à partir de la minéralogie des argiles, de la granulométrie et de la géochimie inorganique se sont également révélées robustes pour caractériser la dynamique des glaciers et leur éventuel lien avec l'influence de la cellule des vents dominants sur la source des apports terrigènes.

- Mieux évaluer l'origine des IRD déposés lors des instabilités de la calotte nord patagonienne et leur impact sur la circulation océanique

Un point crucial pour les études à venir sera d'évaluer le rôle précis des calottes patagoniennes lors des débâcles d'icebergs et les liens entre les enregistrements sédimentaires du Pacifique sud-est et les hautes latitudes sud. Des études portant sur la géochimie élémentaire et des mesures isotopiques effectuées sur les dépôts grossiers à terre et en mer permettra de préciser l'origine des IRD. Il sera aussi intéressant de préciser la durée de ces événements et quantifier leur éventuel impact sur la circulation de surface et de fond.

- Compléter la distribution géographique des archives

En conclusion, une multiplication des enregistrements sédimentaires marins à l'échelle régionale selon un gradient nord-sud entre 40°S et 55°S permettrait d'étayer les hypothèses des déplacements latitudinaux de la ceinture des vents d'ouest et de l'impact qu'elle induit sur la variabilité des précipitations et les fluctuations des calottes patagoniennes.

Nomenclature

AAIW	<i>Antarctic Intermediate Water</i> – Eaux intermédiaires Antarctique
ABW	<i>Antarctic Bottom Water</i> – Eaux de fond Antarctique
ACC	<i>Antarctic Circumpolar Current</i> – Courant Antarctique circumpolaire
LILE	<i>Light Ion Lithophile Element</i> – Élément à faible rayon ionique
ACP	Analyse en Composantes Principales
AMOC	<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i> – Retournement de la circulation méridienne Atlantique
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i> – Spectromètre de masse
AVZ	<i>Austral Volcanic Zone</i> – Zone volcanique australe
CCD	<i>Chilean Central Depression</i> – Dépression chilienne centrale (= CLV)
CDW	<i>Circumpolar Deep Water</i> – Eaux profondes circumpolaires
CHC	<i>Cap Horn Current</i> – Courant du Cap Horn
CLV	<i>Chilean Longitudinal Valley</i> – Vallée chilienne longitudinale (= CCD)
CTJ	<i>Chile Triple Junction</i> – Point triple du Chili
CVZ	<i>Central Volcanic Zone</i> – Zone volcanique centrale
ENSO	<i>El-Niño Southern Oscillation</i> – Oscillation El-Niño du Pacifique sud
FWHM	<i>Full Width at Half Maximum</i> – Largeur maximale à mi-hauteur
GUC	<i>Gunther Undercurrent</i> – Sous-courant de Gunther
HC	<i>Humboldt Current</i> – Courant de Humboldt
HFSE	<i>High Field Strength Elements</i> – Éléments à fort potentiel ioniques
HREE	<i>Heavy Rare Earth Elements</i> – Terres Rares lourdes
ITCZ	<i>InterTropical Convergence Zone</i> – Zone de convergence inter-tropicale
LA-ICP-MS	<i>Laser Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer</i> – Spectromètre de masse couplé à une ablation laser à plasma
LGIT	<i>Last Glacial Interglacial Transition</i> – Dernière transition Glaciaire-Interglaciaire
LGM	<i>Last Glacial Maximum</i> – Dernier Maximum Glaciaire
LILE	<i>Light Ion Lithophile Element</i> – Élément à faible rayon ionique
LOFS (ou LOFZ)	<i>Liquiñe-Ofqui Fault Zone</i> – Zone de failles de Liquiñe-Ofqui
LREE	<i>Light Rare Earth Elements</i> – Terres Rares légères
MREE	<i>Medium Rare Earth Element</i> – Terres Rares moyennes
NPI	<i>Northern Patagonian Icecap</i> – Calotte patagonienne nord
NSVZ	<i>Northern South Volcanic Zone</i> – Partie nord de la zone volcanique sud
NVZ	<i>Northern Volcanic Zone</i> – Zone volcanique nord
OSL	<i>Optically Stimulated Luminescence</i> – Luminescence optique
PCC	<i>Perú-Chile Current</i> – Courant du Pérou-Chili
PCW	<i>Pacific Central Water</i> – Eaux Du Pacifique Central
REE	<i>Rare Earth Elements</i> – Éléments des Terres Rares
RIR	<i>Reference Intensity Ratio</i> – Rapport d'intensité référence
RSD	<i>Relative Standard Deviation</i> – Ecart type relatif
SEPSA	<i>South-East Pacific Subtropical Anticyclone</i> – Anticyclone subtropical du SE Pacifique
SPI	<i>Southern Patagonian Icecap</i> – Calotte patagonienne sud
SST	<i>Sea-Surface Temperature</i> – Température des eaux de surface
SSVZ	<i>Southern South Volcanic Zone</i> – Partie sud de la zone volcanique sud
SVZ	<i>Southern Volcanic Zone</i> – Zone volcanique sud
SWW	<i>Southern Westerly Winds</i> – Vents Westerlies
XRD	<i>X-Ray Diffraction</i> – Diffraction aux rayons X
XRF	<i>X-Ray Fluorescence</i> – Fluorescence aux rayons X

Bibliographie

Bibliographie

- Albarède, F., 2001. La Géochimie. *Collections Géosciences*, Editions scientifiques GB, pp. 187.
- Aniya, M., Enomoto, H., 1986. Glacier variations and their causes in the Northern Patagonia Icefield, Chile, since 1944. *Arctic and Alpine Research*, vol. 18, no. 3, 307–316.
- Aniya, M., 1988. Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86, *Arctic and Alpine Research* 20, 179–87.
- Aniya, M., 1992. Glacier variation in the North Patagonian Icefield, Chile, between 1985/86 and 1990/91, *Bulletin of Glacier Research* 10, 83–90.
- Aniya, M., Naruse, R., Casassa, G., Rivera, A., 1997. Variations of Patagonian glaciers, South America, utilizing RADARSAT images. *Proceedings of the International Symposium on RADARSAT Application Development and Research Opportunity (ADRO)*, Montreal, Canada, 13–15.
- Arancibia, G., Cembrano, J., Lavenu, A., 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 26, no. 1, 3–22.
- Araneda, A., Torrejón, F., Aguayo, M., Torres, L., Cruces, F., Cisternas, M., Urrutia, R., 2007. Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile? *The Holocene* 17, 987–998.
- Auer, V., 1933. Verschiebungen der Wald und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit. *Acta Geographica* (Helsinki) 5, 1–313.
- Bangs, N.L.B., Cande, S.C., Lewis, S.D., Miller, J.J., 1992. Structural framework of the Chile margin at the Chile Ridge collision zone. *Proceedings of the Ocean drilling Program, Initial Reports*, 141, 11–21.
- Barbéri, F., Ghigliotti, M., Macedonio, G., Orellana, H., Pareschi, M.T., Rosi, M., 1992. Volcanic hazard assessment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49, (1-2), 53–68.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønstegaard, E., Duplessy, J.-C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface 14C gradient during the Younger dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 275–287.
- Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface water of the Atlantic and Indian Oceans. In: Turnell, B.M., Riedel, W.R. (eds.), *The Micropaleontology of the Ocean*. Cambridge University Press, 105–149.

- Behrmann, J.H., Kopf, A., 2001. Balance of tectonically accreted and subducted sediment at the Chile Triple Junction. *International Journal of Earth Sciences* 90, 753–768.
- Bennett, K.D., Haberle, S.G., Lumley, S.H., 2000. The Last Glacial-Holocene transition in Southern Chile. *Science* 290, 325–328.
- Berger, W.H., Lange, C.B., Weinheimer, A., 1997. Silica depletion of the thermocline in the eastern North Pacific during glacial conditions: Clues from Ocean Drilling Program, Site 893, Santa Barbara Basin, California. *Geology* 25, 619–622.
- Berger, W.H., Labeyrie, L.D., 1987. Abrupt Climatic Change, Evidence and Implications. *Series C: Mathematical and Physical Sciences*, vol. 216, pp. 425.
- Berger, W.H., Fischer, J., Lai, C., Wu, G., 1987. Ocean productivity and organic carbon flux. Part I, Overview and maps of primary production and export production. *SIO*, Reference 87–30.
- Best, J.L., 1989. Fluidization pipes in volcanoclastic mass flows, Volcan Hudson, Southern Chile. *Terra Nova* 1, 203–208.
- Bitschene, P.R., Fernandez, M.I., Arias, N., Arizmendi, A., Griznik, M., Nillni, A., 1993. Volcanology and environmental impact of the August 1991 eruption of the Hudson volcano (Patagonian Andes, Chile). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil 1* (2), 165–177.
- Blunier, T., Brook, E.J., 2001. Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science* 291, 109–112.
- Blunier, T., Chappelaz, J., Schwander, J., Dallenbäch, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Greenland and Antarctic climate during the last glacial period. *Nature* 394, 739–743.
- Boninsegna, J.A., Argollo, J., Aravena, J.C., Barichivich, J., Christie, D., Ferrero, M.E., Lara, A., Le Quesne, C., Luckman, B.H., Masiokas, M., Morales, M., Oliveira, J.M., Roig, F., Srur, A., Villalba, R., 2009. Dendroclimatological reconstructions in South America: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 210–228.
- Bouvet de Maisonneuve, C., Dungan, M.A., Bachmann, O., Burgisser, A., 2012. Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 211–212, 76–91.
- Broecker, W.S., 1998. Paleoocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, vol. 13, no. 2, 119–121.
- Bruhn, R.L., Dalziel, I.W.D., 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In: (eds) Talwani, M., Pitman, W.C., *Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins (Maurice Ewing Series 1)* American Geophysical Union, Washington, 395–406.
- Bruniard, E.D., 1982. La diagonal árida argentina: un límite climático real (The Argentinian arid diagonal: a real climatic boundary). *Revista Geográfica Instituto Panamericano de Geografía e Historia* 95, 5–20.
- Bush, A.B.G., Philander, S.G.H., 1999. The climate of the Last Glacial Maximum : Results from a

- coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, no. D20, 509–525.
- Caldénius, C., 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. *Dirección General de Minas y Geología* 95 (1), pp. 148.
- Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic Tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, vol., 91, no. B1, 471–496.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97, 13917–13951.
- Cane, M.A., 1998. A role for the tropical Pacific. *Science* 282, 59–61.
- Carel, M., Siani, G., Delpech, G., 2011. Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin : New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period. *Journal of Volcanology and geothermal Research* 208, 99–111.
- Cassasa, G., Rivera, A., Aniya, M., Naruse, R., 2000. Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur. *Anales del Instituto Patagonia*, Serie Ciencias Naturales (Chile) 28, 5–22.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America –Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354, 289–314.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquifite Ofqui fault zone: a long-lived intra arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55–66.
- Cerveny, R.S., 1998. Present climates of South America. In: *Hobbs, J.E., Lindesay, J.A., Bridgman, H.A. (eds.), Climates of the Southern Continents : Present, Past and Future*, Wiley, New York, 107–134.
- Clapperton, C., 1994. The Quaternary glaciations of Chile : a review. In : *Revista Chilena de Historia Natural* 67, 369–383.
- Clapperton, C.M., Schubert, C., 1990. Quaternary glaciations in the Northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador). *Quaternary Science reviews*, vol. 9, 123–135.
- Clapperton, C.M., Sugden, D.E., 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, vol. 7, 185–198.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., 1999. Orbital controls on the El-Niño Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, vol. 14, no. 4, 441–456.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology* 72, 293–297.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Demant, A., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Magnette, B., 1994. Alkaline and calc-alkaline Holocene basalts from minor volcanic centres in the Andes of Aysén, southern Chile, 7^{ème} Congreso

- Geológico Chileno, Universidad de Concepción*, 1326–1330.
- Denton, G.H., Lowell, T.V., Heusser, C.J., Schulchter, C., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Moreno, P.I., Marchant, D.R., 1999. Geomorphology, stratigraphy and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern lake district, Seno Reloncavi and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geographica Annaler*, 81A, 167–229.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., Omarini, R., 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (458S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 219–242.
- Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology*, vol. 33, no. 3, 237–240.
- Feldberg, M.J., Mix, A.C., 2003. Planktonic foraminifera, sea surface temperatures and mechanisms of oceanic change in the Peru and south equatorial currents, 0-150 ka BP. *Paleoceanography* 18 (1), doi: 10.1029/2001PA000740.
- Fletcher, M.S., Moreno, P.I., 2011. Zonally symmetric changes in the strength and position of the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the past 14 k.y. *Geology* 39, 419–422.
- Franzini, M., Leoni, L., Saitta, M., 1975. Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza X, basata sulla correzione complete degli effete di matrice. *Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* 31 (2), 365–378.
- Fuenzalida, R., 1976. The Hudson volcano. *Proceedings of the IAVCEI symposium on Andean and Antarctic volcanology problems*, Santiago, Chile, 78–87.
- Futa, K., Stern, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 88, 253–262.
- Garreaud, R. D., 2007. Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics, *Journal of Climate* 20, 4789–4797.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 28, 180–195.
- Garreaud, R.D., Aceituno, P., 2007. Atmospheric circulation and climatic variability. In : *The physical geography of South America*. Ed. by Veblen, T., Young, K., Orme, A. New York, Oxford University Press, 45–59.
- Gilli A., Ariztegui D., Anselmetti F., McKenzie J.A., Markgraf V., Hajdas I., McCulloch R. 2005. Mid-Holocene strengthening of the southern westerlies in South America—Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planetary Change* 49, 75–93.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury, R.C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the

- Taitao Ridge). *Tectonophysics* 311, 83–111.
- Gutiérrez, F., Gioncada, A., González-Ferrán, O., Lahsen, A., Mazzuoli, R., 2005. The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): An example of volcanism associated with ridge–trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 207–233.
- Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 23, 2433–2452.
- Haberle, S.G., Lumley, S.H., 1998. Age and origin of tephra recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84, 239–256.
- Hall, M.L., Samaniengo, P., Le Pennec, J.-L., Johnson, J.B., 2008. Ecuadorian Andes Volcanism: A review of Late Pliocene to Present Activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 1–6.
- Harrison, S., Glasser, N.F., Duller, G.A.T., Jansson, K.N., 2012. Early and mid-Holocene age for the Tempanos moraines, Laguna San Rafael, Patagonian Chile. *Quaternary Science Reviews*, vol. 31, 82–92.
- Harrison, S., Winchester, V., 2000. Nineteenth- and twentieth- century glacier fluctuations and climatic implications in the Arco and Colonia Valleys, Hielo Patagonico Norte, Chile. *Arctic and Antarctic Alpine Research* 32, 55–63.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera. *Springer*, New York, pp. 363.
- Hendon, H.H., Thompson, D.W.J., Wheeler, M.C., 2007. Australian Rainfall and Surface Temperature Variations Associated with the Southern Hemisphere Annular Mode. *Journal of Climate* 20, 2452–2467.
- Herron, E.M., Cande, S.C., Hall, B.R., 1981. An active spreading center collides with a subduction zone, a geological survey of the Chile margin triple junction. *Geological Society of America Memories* 154, 683–701.
- Hervé, F., 1984. La zona de falla de Liquiñe-Ofqui en Liquiñe. *Comunicaciones* 34, 101–105.
- Hervé, F., Moreno, H., Parada, M.A., 1974. Granitoids of the Andean Range of Valdivia Province Chile. *Pacific Geology* 8, 39–45.
- Heusser, C.J., 1989. Southern westerlies during the last glacial maximum. *Quaternary Research* 31, 423–425.
- Heusser, C.J., Heusser, L. E., Hauser, A., 1990. A 12,000 year B.P. tephra layer at Bahía Inútil (Tierra del Fuego, Chile). *Anales del Instituto de la Patagonia*, vol. 19, 39–49.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Holling, J.T., Schilling, D.H., 1981. Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice

- caps. In: Denton, G.H., Hughes, T.J. (eds.), *The last great ice sheets*. Wiley Interscience, 179–206.
- Ingle, J.C., Keller, G., Kolpack, R.L., 1980. Benthic foraminiferal biofacies, sediments and water masses of the southern Peru–Chile Trench area, southeastern Pacific Ocean. *Micropaleontology* 26 (2), 113–150.
- Ippach, P., 2001. Untersuchung der klimarelevanten Spurengase der Eruption des Cerro Hudson (Süd-Chile) im August 1991. *Ph.D. Thesis*, Christian Albrechts Universität zu Keil, pp. 159.
- Irvine, T.N., Baragaar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, no. 5, 523–548.
- Jackson, S.E., Longrich, H.P., Dunning, G.R., Fryer, B.J., 1992. The application of laser-ablation microprobe-inductively coupled plasma-Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ trace-element determination in minerals. *Canadian Mineralogist* 30, 1049–1064.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.-P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- Jordan, T., Gardeweg, M., 1989. Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes (20–33°S). In: *The Evolution of the Pacific Ocean Margins* (ed. Abrahams, B.). Oxford University Press, New York, 193–207.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437–471.
- Karoly, D.J., 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El-Niño Southern Oscillation events, *Journal of Climatology* 2, 1239–1252.
- Keeling, C.D., Piper, S.C., Bacastow, R.B., Wahlen, M., Whorf, T.P., Heimann, M., Meijer, H.A., 2001. Exchanges of atmospheric CO₂ and ¹³CO₂ with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000. *SIO Reference* no. 01–06, Institute of Oceanography, San Diego, California.
- Kerr, A., Sugden, D.E., 1994. The sensitivity of the Chilean snow-line to climate change. *Climatic Change* 28, 255–272.
- Kilian, R., 1990. Volcanic eruptions on the Viedma icefield of 1988 (Patagonia).
- Kilian, R., Behrmann, J.H., 2003. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *Journal of the Geological Society*, London, vol. 160, 57–70.
- Kilian, R., Hohner, M., Biester, H., Wallrabe-Adams, H., Stern, C.R., 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Andes (53–55°S). *Revista Geológica de Chile* 30, 47–64.

- Kilian, R., López-Escobar, L., Lobato, J., 1991. Quaternary volcanism of the Austral Volcanic Zone of the Andes (49-52°S): geochemistry and petrology. In: Symposium on Latin-American Geosciences, no. 12, ed. Miller, H. Stuttgart. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie*, Part I, vol. 1991, no. 6, 1709–1721.
- Kilian, R., López-Escobar, L., 1989. Volcanismo Cuaternario en los Andes Patagónicos (41°S-55°S): aspectos geológicos, petrográficos y geoquímicos. *Medio Ambiente*, vol. 10, 92–106.
- Kissel, C., 2007. The shipboard Scientific party, MD159-PACHIDERME-IMAGES XV, cruise report. *Les rapports de campagne à la mer*. Institut Paul-Emile Victor, pp. 105.
- Knorr, G., Lohmann, G., 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* 424, 532–536.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M., Sachs, J.P., 2002. El-Niño-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* 297, 226–230.
- Kratzmann, D.J., Carey, S., Fero, J., Scasso, R.A., Naranjo, J.A., 2010. Role of cryptic amphibole crystallization in magma differentiation at Hudson volcano, Southern Volcanic Zone, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 237–264.
- Kratzmann, D.J., Carey, S., Scasso, R., Naranjo, J.A., 2008. Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*. doi :10.1007/s00445-008-0234.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., François, J.P., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geosciences* 3, 695–699.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W., Stoner, J., 2004. Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response, *Science*, 304, 1959–1962.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369–382.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High-Resolution Marine Record of Climatic Change in Mid-latitude Chile during the Last 28,000 Years Based on Terrigenous Sediment Parameters. *Quaternary Research* 51, 83–93.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 233–251
- López-Escobar, L., Moreno, R., 1994. Geochemical Characteristics of the Southern Andes basaltic volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone between 39° and 46°S. *7^{ème} Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción*, Actas volumen II, 1388–1393.

- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., Tagiri, M., 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 20, no. 1, 33–55.
- López-Escobar, L., Tagiri, M., Vergara, M., 1991. Geochemical features of the Southern Andes Quaternary volcanics between 41°50' and 43°00'S. *Geological Society of America, Special Paper*, no. 265, 45–56.
- Lowrie, A., Hey, R., 1981. Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near latitude 33° to 36°S and their relation to Nazca Plate subduction. In : Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence. *Geological Society of America, Memoir*, vol. 154, 741–754.
- Markgraf, V., McGlone, M., Hope, G., 1995. Neogene paleoenvironmental and paleoclimatic change in southern temperate ecosystems – a southern perspective. *Tree* 10, 143–147.
- Martin, M., Kato, T., Rodríguez, C., Godoy, E., Duhart, P., McDonough, M., Campos, A., 1999. Evolution of late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*, vol. 18, no. 4, 582–605.
- Martinic, M.B., 1988. Actividad volcánica histórica en la región de Magallanes. *Revista Geológica de Chile*, vol. 15, no. 2, 191–186.
- McCartney, M.S., 1977. Subantarctic Mode Water. (ed.) *A Voyage of Discovery*, Pergamon, Elmsford, N.Y., 103–119.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15 (4), 409–417.
- McDermott, F., Defant, M.J., Hawkesworth, C.J., Maury, R.C., Joron, J.-L., 1993. Isotope and trace element evidence for three component mixing in the genesis of the North Luzon arc lavas (Philippines). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 113, 9–23.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McGlone, M.S., Salinger, M.J., Moar, N.T., 1993. Paleovegetation studies of New Zealand's climate since the Last Glacial Maximum, in *Wright, H.E., Jr., eds., Global climates since the last glacial maximum*, Minneapolis, Minnesota, University of Minnesota Press, 294–317.
- Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publication* 132, 1–633.
- Miller A., 1976. The climate of Chile. In : *World Survey of Climatology*, ed. Schwerdtfeger, W., Elsevier, Amsterdam. pp. 107–134.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P., Haines, E., 1974. Numerical Modelling of Instantaneous Plate Tectonics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 36, 541–576.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *American Journal of Science*, vol. 274, 321–355.

- Moreno, P.I., Francois, J.P., Moy, C.M., Villa-Martínez, R., 2010. Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology* 38, 727–730.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., Denton, G.H., 2001. Interhemispheric climate links revealed from a late-glacial cool episode in southern Chile. *Nature* 409, 804–808.
- Motoki, A., Orihashi, Y., Naranjo, J.A., Hirata, D., Skvarca, P., Anma, R., 2006. Geologic reconnaissance of Lautaro Volcano, Chilean Patagonia. *Revista Geológica de Chile*, vol. 33, no. 1, 177–187.
- Moy, C.M., Dunbar, R.B., Guilderson, T.P., Waldmann, N., Mucciarone, D.A., Recasens, C., Aritzegui, D., Austin Jr, J.A., Anselmetti, F.S., 2011. A geochemical and sedimentary record of high southern latitude Holocene climate evolution from Lago Fagnano, Tierra del Fuego. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 1–13.
- Naranjo, J.A., Stern, C.R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, Southern Andes. *Bulletin of Volcanology* 59, 291–306.
- Niemeyer, H.R., Skarmeta, J.M., Fuenzalida, R.P., Espinosa, W.N., 1984. Hojas Peninsula de Taitao y Puerto Aisen, Region Aisen del General Carlos Ibañez del Campo. *Boletín del Servicio Nacional Geología Minera*, Carta Geológica Chile, no. 60–61, pp. 80.
- Niu, Y., O'Hara, M.J., 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, pp. 19.
- Oolermans, J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308, 675–677.
- Pantoja, S., Iriarte, J.L., Daneri, G., 2011. Oceanography of the Chilean Patagonia. *Continental Shelf Research* 31, 149–153.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Wade, S.C., 2011. Trace-element microanalysis by LA-ICP-MS: The quest for comprehensive chemical characterization of single, sub-10 µm volcanic glass shards. *Quaternary International*, vol. 246, issues 1-2, 57–81.
- Pearce, N.J.G., Denton, J.S., Perkins, W.T., Westgate, J.A., 2008. Mid-Pleistocene silicic tephra beds in the Auckland region, New Zealand: their correlation and origins based on the trace element analyses of single glass shards. *Quaternary International* 178, 16–43.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 39–63.
- Piola, A.R., Gordon, A.L., 1989. Intermediate waters in the southwest South Atlantic. *Deep-Sea Research* 36, 1–16.
- Piola, A.R., Georgi, D.T., 1982. Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water. *Deep-Sea Research* 29 (6A), 687–711.
- Potter, P., 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geologische Rundschau* 83 (1), 212.
- Puig, A., Herve, M., Suarez, M., Saunders, A.D., 1984. Calc-alkaline and alkaline Miocene and calc-alkaline recent volcanism in the Southernmost Patagonian Cordillera, Chile. *Journal of*

- Volcanology and Geothermal Research* 21, issues 1–2, 149–163.
- Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Finkel, R.C., Andersen, B.G., Schwartz, R., Chinn, T.J.H., Doughty, A.M., 2012. Regional climate control of glaciers in New Zealand and Europe during the pre-industrial Holocene. *Nature Geoscience* 5, 627–630.
- Rabassa, J., 2008. The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Science* 11 (eds. Van der Meer, J.M.).
- Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207–214.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian Plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collision. *Tectonophysics* 205, 261–282.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, 16.
- Reid, J.L., 1973. The shallow salinity minima of the Pacific Ocean. *Deep-sea Research* 20 (1), 51–68.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Renault, L., 2008. Thèse : Impact des jets côtiers atmosphériques sur l'upwelling du système de courants de Humbolt. Université de Toulouse III – Paul Sabatier.
- Rind, D., Peteet, D., Broecker, W., McIntyre, A., Ruddiman, W., 1986. The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11–10 ka). *Climate Dynamics* I, 3–33.
- Risacher, F., Alonso, H., 2001. Geochemistry of ash leachates from the 1993 Lascar eruption, northern Chile. Implication for recycling of ancient evaporates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 109 (4), 319–337.
- Robin, C., Samaniengo, P., Le Pennec, J.-L., Mothes, P., van der Plicht, J., 2008. Radiocarbon dating of Late Holocene phases of dome growth and Plinian activity at Guagua Pichincha volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 7–15.
- Rutllant, J., Rosenbluth, B., Hormazábal, S., 2004. Intraseasonal Variability in the Local Wind Forcing of Coastal Upwelling off Central Chile (30°S). *Continental Shelf Research* 24, 789–804.
- Rutllant, J., Fuenzalida, H., 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11, 63–76.

- Salmi, M., 1941. Die postglazialen eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlandes. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae* (Helsinki), Series A, III. *Geologia and Geographia* 2, 11–15.
- Saukel, C., Lamy, F., Stuut, J.-B., Tiedemann, R., Vogt, C., 2011. Distribution and provenance of wind-blown SE Pacific surface sediments. *Marine Geology*, vol. 280, issues 1–4, 130–142.
- Scasso, R.A., Corbella, H., Tiberi, P., 1994. Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bulletin of Volcanology* 56, 121–132.
- Schimpf, D., Kilian, R., Kronz, A., Simon, K., Spötl, C., Wörner, G., Deininger, M., Mangini, A., 2011. The significance of chemical, isotopic and detrital components in three coeval stalagmites from the superhumid southernmost Andes (53°S) as high-resolution palaeoclimate proxies. *Quaternary Science Reviews* 30, 443–459.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., Casassa, G., 2003. Weather observations across the Southern Andes at 53°S. *Physical Geography* 24, 97–119.
- Schnurr, W.B.W., Trumbull, R.B., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W., Gardeweg, M., 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes; Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27 degrees S, 67 to 72 degrees W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166, 17–46.
- Sepúlveda, J., Pantoja, S., Hughen, K.A., Bertrand, S., Figueroa, D., Leon, T., Drenzek, N.J., Lange, C., 2009. Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44°S). *Quaternary Research* 72, 400–409.
- Shipton, E., 1960. Volcanic activity of Patagonian Ice Cap. *Geographical Journal* 126, pp. 389.
- Siani, G., Michel, E., De Pol-Holz, R., Lamy, F., Carel, M., Laurantou, A., 2012. Southern Ocean deglacial reservoir age changes and timing of three episodes of upwelling. *Submitted to Science*.
- Siani G., Colin C., Michel E., Carel M., Richter T., Kissel C., Dewilde F., 2010. Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (1), 26–36.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* 294, 1917–1920.
- Sikes, E.L., Samson, C.R., Guilderson, T.P., Howard, W.R., 2000. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. *Nature* 405, 555–559.
- Singer, B.S., Ackert, R.P., Guillou, H., 2004. 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin* 116, 434–450.
- Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.W.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D., Clow, G.D., 1998. Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* 282, no. 5386, 92–95.
- Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., Barnola, J.M., Baroni, M., Baumgartner, M., Bonazza, M., Capron, E., Castellano, E., Chappellaz, J., Delmonte, B.,

- Falourd, S., Genoni, L., Iacumin, P., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., 2011. Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nature Geosciences* 4, 46–49.
- Stern, C.R., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology* 70, 435–454.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism : its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31, no. 2, 161–206.
- Stern, C.R., 1991. Comment on "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile" by W. Hildreth and S. Moorbath. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108, 241–246.
- Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A., 2007. Chilean Volcanoes. In: *The Geology of Chile*. Ed. By Moreno, T., Gibbons, W. London, 147–178.
- Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Stern, C.R., Naranjo, J.A., 1995. Summary of the Holocene eruptive history of the Hudson Volcano. In: The August 1991 eruption of the Hudson Volcano (Patagonian Andes): a thousand days after (Bitschene, P.R., Mendía, J., eds.), *Cuvillier Verlag*, 160–164.
- Stern, C.R., Futa, K., Muehlenbachs, K., 1984. Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In: *Harmon, R.S, Barreiro, B.A. Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*, Shiva, Cheshire, 31–46.
- Stocker, T.F., Schmittner, A., 1997. Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature* 388, 862–865.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R., 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297, 222–226.
- Strub P.T., Mesias J.M., Montecino V., Ruttlant J., Salinas S., 1998. Coastal ocean circulation off Western South America. In *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses (eds Robinson, A.R., Brink, K.H.)*, Wiley, New York. pp. 273–315.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program (version 6). *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuut, J-B. W., Kasten, S., Lamy, F., Hebbeln, D., 2007. Sources and modes of terrigenous sediment input to the Chilean continental slope. *Quaternary International* 161, 67–76.
- Talley, L.D., 1996. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation (eds. Wefer, G. et al.)*, *Springer Verlag*, 219–238.
- Tschumi, T., Joos, F., Parekh, P., 2008. How important are Southern Hemisphere wind changes for low glacial carbon dioxide? A model study. *Paleoceanography* 34, PA4208. doi: 10.1029/2008PA001592.

- Thiele, R., Hervé, H., Parada, M.A., Godoy, E., 1986. La megafalla Liquiñe–Ofqui en fiordo Reloncavi (41°30'S), Chile, *Comunicaciones*, Departamento de Geología Universidad de Chile, vol. 37, 31–44.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J.M., Hegerl, G. C., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. part II: Trends, *Journal of Climatology* 13, 1018– 1036.
- Thornburg, T.M., Kulm, L.D., 1987. Sedimentation in the Chile trench : petrofacies and provenance. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 57, no. 1, 55–74.
- Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Development of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* 43 (2A), 299–304.
- Tobar, A., 1972. Event 80-71. Annual Report, Smithsonian Institution, *Center of short-lived phenomena*, 105–109.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., Carson, S.R., 2006. Midlatitude Westerlies, atmospheric CO₂ and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* 21. doi: 10.1029/2005PA001154 PA2005.
- Tonello, M. S., Mancini, M. V., Seppä, H., 2009. Quantitative reconstruction of Holocene precipitation changes in southern Patagonia. *Quaternary Research* 72, 410–420.
- Trenberth, K.E., 1991. Climate diagnostics from global analyses: Conservation of mass in ECMWF analyses. *Journal of Climate* 4, 707–722.
- Treuil, M., Joron, J.-L., 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médio-Atlantique. *Societa Italiana Mineralogia e Petrologia*, vol. XXXI (1), 125–174.
- Tsuchiya, M., Talley, L.D., 1998. A Pacific hydrographic section at 88°W : Water-property distribution. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, no. C6, 899–918.
- Turner, S., McDermott, F., Hawkesworth, C., Kepzhinskas, P., 1998. A U-series study of Kamchatka: constraints on source composition and melting conditions. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 133, 217–234.
- van Breukelen, M.R., Vonhof, H.B., Hellstrom, J.C., Wester, W.C.G., Kroon, D., 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 275, issues 1–2, 54–60.
- Varma, V., Prange, M., Lamy, F., Merkel, U., Schulz, M., 2011. Solar-forced shifts of the Southern Hemisphere Westerlies during the Holocene. *Climate of the Past* 7, 339–347.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin, J.A., Stern, C., Moy, C.M., Recasens, C., Dunbar, R., 2009. Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere Westerlies in Tierra del Fuego (54°S), Patagonia. *Journal of Quaternary Sciences* 25, 1063–1075.
- Warren, C.R., Sugden, D.E., 1993. The Patagonian Icefields: A Glaciological Review. *Arctic and Alpine Research* 25, 316–331.

- Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U., Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science* 299, 1709–1713.
- White, W.B., Peterson, R.G., 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature* 380, 699–702.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach. *Springer*, pp. 466.
- Zeil, W., 1986. “Südamerika.” *Enke Verlag*, Stuttgart.

Annexes

Annexes 1 : Techniques analytiques et
protocoles expérimentaux

Annexe 1 – Techniques analytiques et protocoles expérimentaux

1. CHRONOLOGIE

1.1. La datation au ^{14}C

Le Carbone 14 est un isotope radioactif du carbone qui se désintègre selon une période de demi-vie de 5370 ± 40 ans (Geyh, 1979). Sa formation est due à l'absorption de neutrons par les atomes d'azote présents dans la stratosphère et la haute troposphère par collision avec les rayons cosmiques des atomes d'oxygène. Basé sur le principe de désintégration radioactive, sa formation produit des émissions de particules β^- par transformation du ^{14}N , selon la réaction β^- puis le ^{14}C se désintègre en ^{14}N dans le temps selon la réaction β^+ (Fig. A).

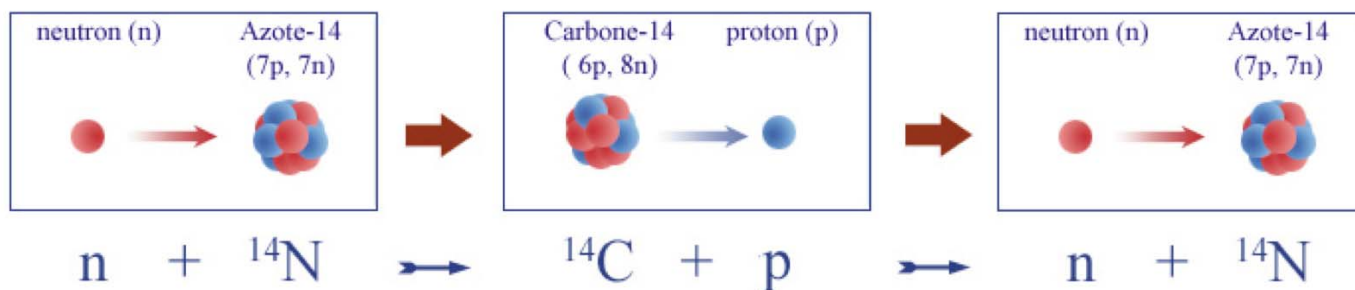


Figure A : Réaction β^- de la transformation de l'azote 14 en carbone 14 radiogénique puis à nouveau en azote 14 par réaction β^+

Dans les enregistrements marins et continentaux, le ^{14}C peut être utilisé comme outil de datation car il est approprié à des échelles de temps relativement courtes ($\leq 40\,000$ ans).

Lors de cette étude, les mesures de carbone radiogénique ont été réalisées sur les tests de foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* dans la fraction supérieure à $150\ \mu\text{m}$. Cette espèce de foraminifères photoautotrophiques a la particularité d'abonder dans la zone photique de la majorité des océans mondiaux et plus particulièrement dans les hautes latitudes sud. Elle permet ainsi d'acquérir un enregistrement précis de la salinité et de la température des eaux de surface de l'hémisphère sud.

Les mesures ont été effectuées au laboratoire UMS-ARTEMIS (CNRS-CEA, Saclay) et nécessitent l'utilisation d'un spectromètre de masse en raison de la faible abondance naturelle du ^{14}C selon la procédure standard (Tisnérat-Laborde *et al.*, 2001).

L'obtention de 25 âges ^{14}C a permis l'élaboration d'un modèle d'âge par interpolation linéaire. Les âges ^{14}C ont ensuite été calibré en âges calendaires par le biais du programme de calibration INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009) associé au logiciel de conversion Calib 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993). Lors de cette calibration, la correction a été appliquée avec un âge réservoir d'approximativement 800 ans en s'appuyant sur les résultats de Siani *et al.* (2010) et Siani *et al.* (2012) obtenus sur le même enregistrement. La résolution temporelle est ainsi très précise et de l'ordre de 30 ans pendant l'Holocène et la dernière transition et d'environ 10 ans pendant la dernière période glaciaire.

1. 2. La stratigraphie isotopique

En accord avec la variabilité des teneurs en oxygène lourd (^{18}O) dans le cycle de l'eau entre les périodes glaciaires et interglaciaires, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (aussi noté $\delta^{18}\text{O}$) est fréquemment utilisé pour illustrer la succession des grands cycles climatiques (Johnsen *et al.*, 1992 ; Dansgaard *et al.*, 1993). En domaine marin, ce rapport est calculé à partir des tests des foraminifères qui construisent leur coquille calcaire (CaCO_3) en incorporant préférentiellement l'oxygène le plus lourd, soit le ^{18}O . Au cours de leur croissance, le test des foraminifères va donc enregistrer la signature isotopique de l'eau de mer, dont la composition géochimique va varier en mettant en jeu de nombreux paramètres, tels que la salinité, la température, les variations du niveau marin, et donc par analogie du volume des glaces. La stratigraphie isotopique de la carotte marine repose donc sur la variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ enregistré dans les tests calcaires des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides*, les plus abondants.

2. ÉCHANTILLONNAGE

Le principe du carottage consiste à prélever un volume cylindrique de sédiments, sans perturber l'agencement des niveaux sédimentaires et en minimisant les éventuelles sources de pollution. Un carottage nécessite de sélectionner des zones d'accumulation constante et à fond topographique régulier et de choisir un sédiment suffisamment meuble pour ne pas détériorer l'instrumentation mais également suffisamment induré pour éviter les déformations lors de l'échantillonnage.

La carotte marine MD07-3088 a été collectée à l'aide du carottier géant à piston de type CALYPSO qui permet d'obtenir des enregistrements de plus de 60 m de long pour une trentaine de cm de circonférence (développé à l'IPEV par Yvon Balut).

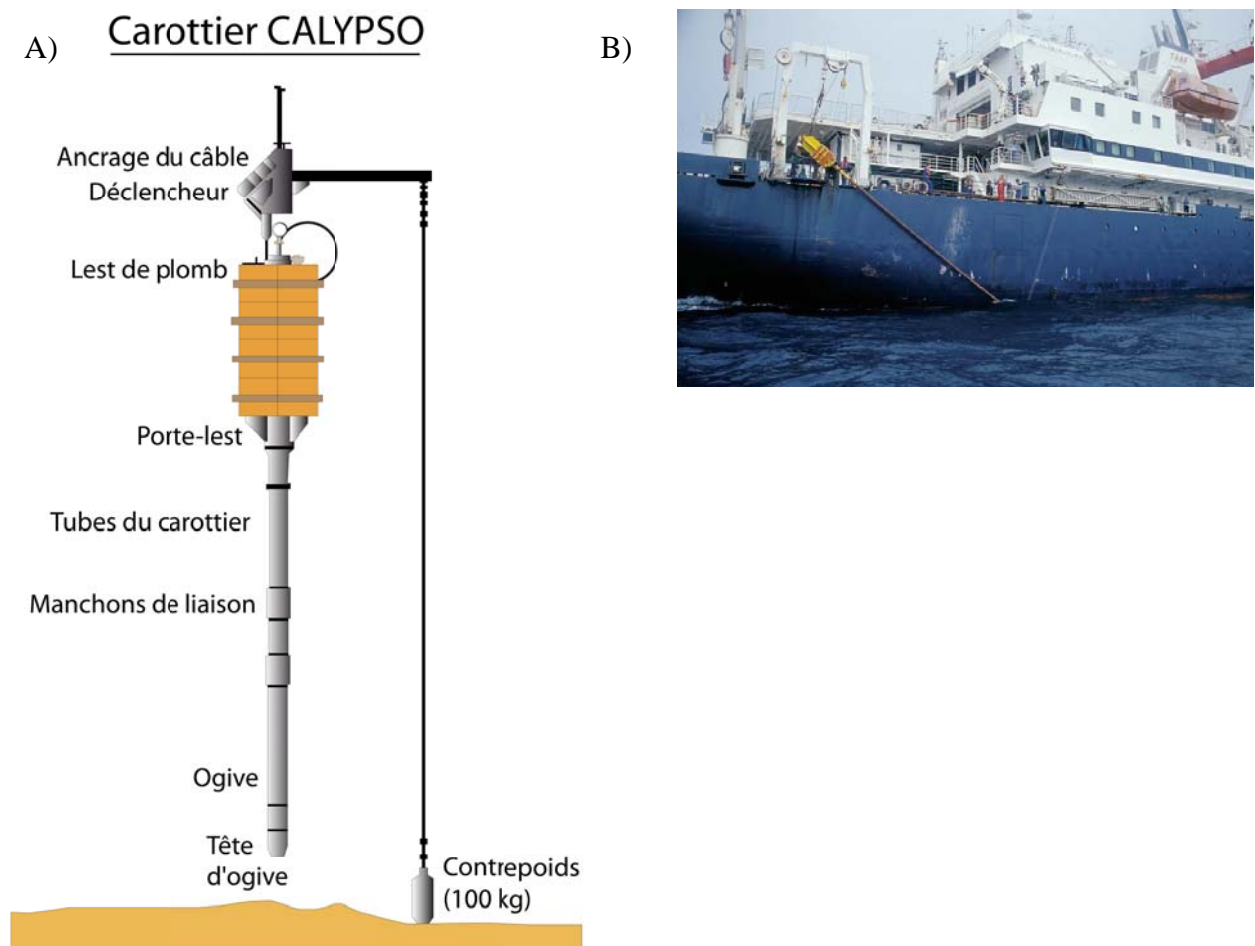


Figure B : A) Schéma de montage du carottier géant de type CALYPSO et B) Mise à l'eau du carottier à bord du Marion Dufresne (photo IPEV)

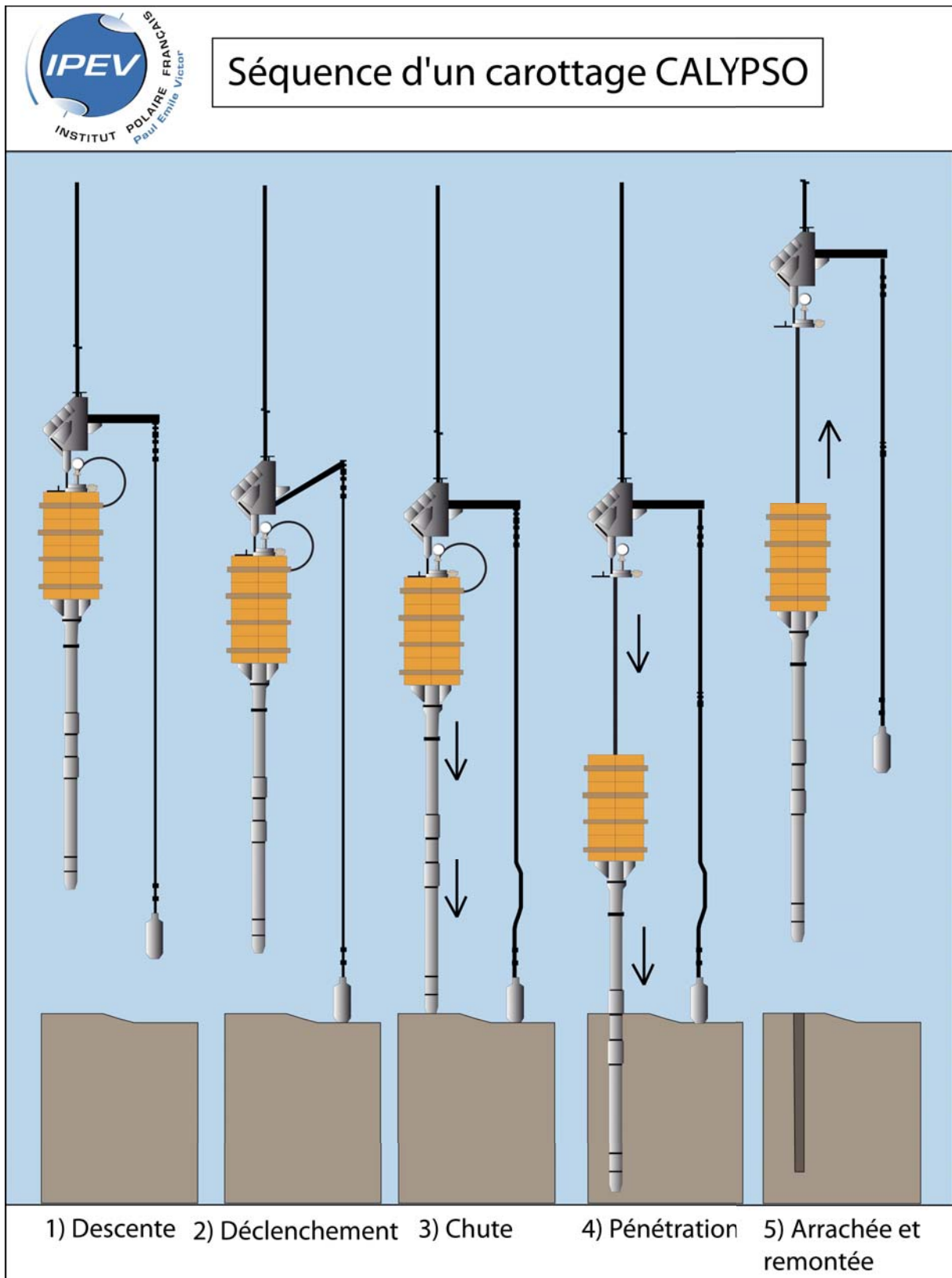


Figure C: Séquence de carottage depuis la descente du tube et de l'ogive jusqu'à la remontée de la carotte (modifié d'après un document IPEV)

La remontée de la carotte se fait à l'aide d'un piston qui reste à la surface du sédiment pendant le carottage et qui permet ensuite de remonter le tube (**Fig. C**). Lorsque l'enregistrement est remonté à bord, il est segmenté en tronçons réguliers d'1m50 afin de faciliter le transport puis est découpé longitudinalement. Les sections sont ensuite étiquetées et emballées après observation, mesures des propriétés physiques (susceptibilité magnétique, réflectance, analyses spectrales) et photographiées puis conservées au froid dans un tube plastique. La description est représentée par un log sur lequel est annoté les informations importantes (couleur, granulométrie, contenu biologique, état d'oxydation, etc).

Une moitié est utilisée pour le prélèvement et l'analyse, l'autre est considérée comme archive et sont stockées dans une carothèque, humide et fraîche pour éviter le dessèchement et l'induration du matériel.

La carotte MD07-3088 provient de la carothèque du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) de Gif s/ Yvette (France). L'échantillonnage a été réalisé dans les « U-channels », gouttières rectangulaires (2 x 2 cm) collectées au cœur du demi-cylindre qui permet de s'affranchir des effets de bord du tube plastique et d'éventuelles traces d'altération du sédiment.

Dans le cadre de ce travail, les gouttières ont été échantillonnées tous les 2 cm pour les études sédimentologiques et de 5 à 10 cm pour l'étude téphrostratigraphique.

3. GÉOCHIMIE DES TÉPHRAS : MESURE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES

La téphrochronologie est une discipline multi-approches développée dans l'optique de restituer l'histoire volcanologique d'une zone d'étude donnée par l'analyse complète des téphras et leur datation. Les téphras sont des éjectas volcaniques transportés dans les panaches de cendres lors des éruptions volcaniques explosives, quelque soit leur amplitude. L'intérêt de la téphrochronologie marine réside dans le fait que les niveaux de cendres fraîches, lorsqu'ils sont bien individualisés, apparaissent souvent bien conservés et peu ou pas remobilisés. Comme son nom l'indique, une étude téphrochronologique se fait en deux étapes : d'une part en obtenant des âges satisfaisants pour chacun des niveaux reconnus, par datation au ^{14}C (cf. Chapitre 2, §2.5.), d'autre part par l'acquisition d'une base de données complète de la géochimie de chaque téphra. Une analyse en grain individuel nécessite donc une préparation spécifique des échantillons, détaillée ci-dessous.

3. 1. Préparation des échantillons

La première étape de reconnaissance des téphras passe par l'identification visuelle des niveaux de verres volcaniques, souvent plus sombres que le sédiment avoisinant.

La haute résolution temporelle déduite d'après le modèle d'âge a permis de déterminer un pas d'échantillonnage assez large, tous les 10 cm, soit au total 210 échantillons, impliquant que tous les niveaux de cendres soient représentatifs d'évènements éruptifs distincts. Néanmoins, entre les profondeurs 600 et 900 cm, la récurrence importante d'évènements éruptifs a nécessité une résolution plus fine c'est à dire tous les 5 cm.

Le matériel de chacun des 210 niveaux sédimentaires a été lavé à l'eau puis séché avant d'être tamisé. Seule la fraction supérieure à 40 μm a été conservée, de manière à s'affranchir de la présence de fragments vitreux non représentatifs de verres sains et entiers. Cette fraction a ensuite été soumise à une attaque acide dans une solution HCl à 10% pendant 30 minutes afin de détruire la fraction carbonatée.

L'étape suivante est le comptage statistique des grains sous une loupe binoculaire. Pour chacun de ces 210 échantillons, au moins 300 grains ont été comptés parmi lesquels un pourcentage de verres volcaniques a été déterminé. Chacun des niveaux comportaient au moins 2% de particules vitreuses, ce qui a permis de définir un bruit de fond égal au double de ce signal minimum de 2%. Seuls les niveaux comportant au moins 4% de verre ont donc été définis comme étant des niveaux de téphras individuels. Au total, 12 niveaux ont été déterminés (160, 610, 660, 750, 800, 870, 1080, 1140, 1390, 1440, 1470 et 1560 cm ; Carel *et al.*, 2011).

Une vingtaine de grains par niveau ont été collectés et montés sur des pastilles en résine époxy, avant d'être polies pour s'assurer de l'affleurement d'une surface propre et pour s'affranchir des altérations surfaciques. Le polissage des pastilles a été réalisé manuellement de manière à contrôler régulièrement l'affleurement des esquilles à la surface. Le dégrossi a été fait par l'intermédiaire d'un disque abrasif de 80 µm puis d'un disque à 1200 µm plus fin. Lorsque les verres affleurent à la surface de la pastille, le lustrage se fait avec un disque de feutre contre lequel la pastille est polie avec de la poudre de diamant à 3 µm.

3. 2. Analyses des éléments par microsonde électronique

3.2.1. Principe de la méthode

L'analyse par microsonde électronique est une méthode d'analyse élémentaire non-destructive qui produit le bombardement d'un échantillon donné par un faisceau d'électrons sous vide, et qui enregistre la réponse spectrale des rayons X de l'échantillon sous l'effet de ce bombardement électronique. Cette sollicitation électronique engendre une perte d'énergie de certains électrons sous la forme de photons, enregistré sous forme de rayons X. L'analyse spectrale se fait par dispersion de longueur d'onde (WDS, *Wavelength Dispersive Spectroscopy*) par diffraction des photons, les éléments les plus légers apparaissant à de faibles longueurs d'ondes et les plus lourds à de plus grandes longueurs d'ondes.

La réflexion sélective des faisceaux de rayons X respecte la loi de Bragg :

$$2d \sin\theta = k\lambda$$

avec d = distance entre deux plans cristallographiques

θ = demi-angle de déviation (moitié de l'angle entre le faisceau incident et la direction du détecteur)

k = ordre de diffraction

λ = longueur d'onde des rayons X

Les analyses en éléments majeurs ont été effectuées sur deux appareils du même type mais dans deux laboratoires différents :

- la microsonde électronique de type CAMECA-SX100 du laboratoire Camparis de l'université Pierre et Marie Curie, Paris VI
- la microsonde CAMECA-SX100 du laboratoire LMV (Magma et Volcans) de l'université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand

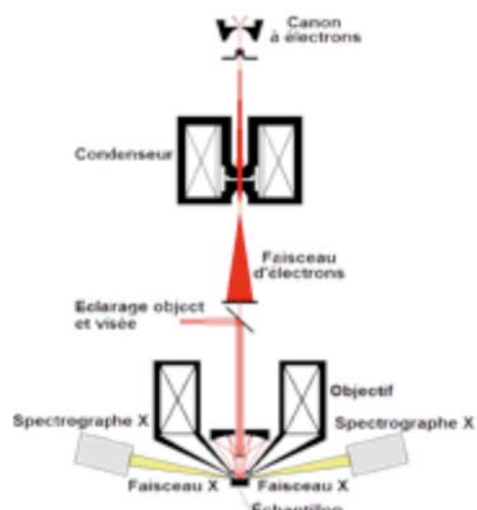


Figure D : Microsonde électronique de Castaing (IPGP, Univ. Pierre et Marie Curie) et dispositif interne

3.2.2. Les effets de matrice

Comme dans toutes les techniques qui nécessitent l'utilisation d'un rayonnement (dans notre étude, cela concerne la microsonde, l'ablation laser et la fluorescence), on observe des « effets de matrice » qui sont des phénomènes physiques et/ou chimiques dépendants de l'environnement chimique des atomes, suite au bombardement de ces atomes (Franzini *et al.*, 1975).

Ces effets sont la conséquence de deux facteurs principaux :

- l'absorption (l'échantillon lui-même émet, réfléchit ou transmet un rayonnement)
- la surexcitation (fluorescence des atomes)

L'absorption concerne le rayonnement entre l'atome à analyser en interaction avec la surface de l'échantillon, c'est à dire la capacité qu'a l'échantillon à absorber les rayons X avant qu'ils n'atteignent l'atome cible. La fluorescence secondaire se rapporte à l'émission de RX secondaires par les atomes avoisinants. Ces « effets de matrice » font l'objet de diverses modélisations mais restent difficilement compris.

Afin de limiter ces effets de matrice, il est nécessaire d'utiliser des étalons internes, expliqués en détail pour chacune des méthodes employées dans les paragraphes ci-dessous.

3.2.3. Conditions d'analyse

Après métallisation des pastilles au carbone pour favoriser la conduction des électrons, 10 éléments majeurs ont été analysés (Na, Mg, Si, Al, P, K, Ca, Ti, Mn et Fe; **Tableau 1 et 2**). Au laboratoire Camparis, le filament de tungstène a été soumis à un voltage de 15 KeV, un courant de 10 nA et chaque grain a été soumis à une taille de spot de 5 μm pendant une minute. Au LMV, afin de minimiser la diffusion du sodium, les conditions d'intensité ont été modifiées. En fonction de la taille des esquilles, 3 tailles de spot ont été utilisées avec des intensités appropriées: 8 nA pour une taille de spot de 20 μm , 4

nA pour un spot de 10 µm et 2 nA pour un spot de 5 µm. Le temps d'acquisition a également augmenté à 3 minutes/analyse. Le sodium a été analysé en premier afin de limiter la perte éventuelle en réaction au réchauffement de l'échantillon lors de l'analyse. Le temps de comptage pour les différents éléments sont représentés dans le **Tableau 1**.

IPGP

Elements	Standards	Temps de comptage (s)	Spectromètre	Raies	Détecteur
Na	Albite	5	Sp4	K α	LTAP
Mg	Diopside	10	Sp4	K α	LTAP
Si	Diopside	10	Sp1	K α	TAP
Al	Orthose	10	Sp1	K α	TAP
P	Apatite	10	Sp4	K α	LTAP
K	Orthose	10	Sp2	K α	LPET
Ca	Diopside	10	Sp2	K α	LPET
Ti	Pyrophanite	10	Sp3	K α	LLIF
Mn	Pyrophanite	10	Sp3	K α	LLIF
Fe	Hématite	20	Sp3	K α	LLIF

LMV

Elements	Standards	Temps de comptage (s)	Spectromètre	Raies	Détecteur
Na	Albite	10	Sp4	K α	TAP
Mg	Olivine	20	Sp4	K α	TAP
Si	Albite	10	Sp1	K α	TAP
Al	Orthose	20	Sp1	K α	TAP
P	Apatite	10	Sp2	K α	PET
K	Orthose	40	Sp2	K α	PET
Ca	Wollastonite	10	Sp2	K α	PET
Ti	Titanomagnétite	10	Sp2	K α	PET
Mn	Titanomagnétite	30	Sp3	K α	LIF
Fe	Hématite	40	Sp3	K α	LIF

Tableau 1: Analyse des éléments en fonction du standard utilisé, des raies et du détecteur des spectromètres et du temps d'analyse aux laboratoires Camparis (IPGP) et LMV

L'instrument est calibré à l'aide de différents minéraux dont la composition est donnée dans le **Tableau 2**. Par exemple, dans les deux laboratoires, le Na est déterminé à partir de l'albite.

Composition des standards	
Albite	Al: 10,25%; O: 48,82%; Na: 8,75%; Si: 32,13%; K: 0,02%; Fe: 0,05%
Diopside	O: 43,95%; Na: 0,18%; Mg: 10,16%; Al: 0,33%; Si: 25,21%; Ca: 17,58%; Ti: 0,15%; Cr: 0,14%; Mn: 0,06%; Fe: 2,25%
Orthose	O: 46,14%; Na: 0,8%; Al: 9,9%; Si: 30,06%; K: 12,4%; Ba: 0,7%
Apatite	O: 38,92%; F: 3,4%; P: 18,31%; Cl: 0,35%; Ca: 39,02%
Pyrophanite	Mn: 36,42%; Ti: 31,76%; O: 31,82%
Hématite	Fe: 69,94%; O: 30,06%

Tableau 2: Composition des standards utilisés à la microsonde de l'IPGP

Des tests ont été effectués afin de comparer les résultats obtenus en utilisant différentes défocalisations du faisceau (20, 10 ou 5 µm). Le **Tableau 3** montrent les valeurs obtenues pour deux verres ayant subi une taille de spot différente, le premier verre (collecté dans le niveau à 1080 cm) a été analysé avec une taille de spot à 20 µm puis à 10 µm, le second verre (collecté dans le niveau 490 cm) avec une taille de spot à 10 µm puis à 5 µm. Les écarts-types obtenus sur les mesures montrent que les mesures avec l'une ou l'autre taille de spot ne subissent pas de variations significatives.

Taille du spot	Niveau	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
20 µm	1080 cm	52,89	1,66	15,48	8,66	0,1	4,74	8,52	3,65	1,21	0,47	97,32
10 µm		52,77	1,57	15,69	8,98	0,16	4,57	8,59	3,82	1,19	0,47	97,82
Ecart type		0,08	0,06	0,15	0,23	0,04	0,12	0,05	0,12	0,01	0,00	0,35
10 µm	490 cm	53,45	1,59	16,12	8,47	0,16	4,49	7,89	4,07	1,19	0,85	98,31
5 µm		54,16	1,5	16,23	8,07	0	4,75	7,6	4,15	1,24	0,49	98,22
Ecart type		0,50	0,06	0,08	0,28	0,11	0,18	0,21	0,06	0,04	0,25	0,06

Tableau 3 : Comparaison des résultats des analyses en éléments majeurs pour deux verres basaltiques de niveaux de téphras différents ayant subi une taille de spot variable (laboratoire LMV)

3.2.4. Méthodologie d'analyse et exploitation des résultats

Les premières analyses faites au laboratoire Camparis ont permis de mettre en évidence toute la gamme de compositions (depuis les basaltes jusqu'au rhyolites) des esquilles volcaniques.

D'autre part, au LMV, des standards de verres volcaniques connus ont été analysés régulièrement au cours des séances d'analyse comme échantillons inconnus pour vérifier la bonne calibration de l'instrument et vérifier l'évolution des conditions d'analyses au cours du temps (dérive instrumentale). Nous avons ainsi utilisé le standard international VG-A99, verre basaltique de Kilauea (Jarosewich *et al.*, 1979 ; Thornber *et al.*, 2002) et l'A-THO G, standard international d'une rhyolite d'Islande (Oskarsson *et al.*, 1982 ; Jochum *et al.*, 2000). Les résultats obtenus pour les deux standards VG-A99 et A-THO G au cours des 2 sessions sont présentés dans les **Tableaux 4 et 5**. Les valeurs obtenues sur la somme des mesures (en bleu) sont en adéquation avec les valeurs certifiées (en rouge, vert et orange) au regard de l'incertitude à 1σ sur les mesures.

Une partie des analyses ont été acquises au laboratoire de Camparis (IPGP) puis toutes les esquilles ont été remesurées au laboratoire LMV pour avoir plus de cohérence dans les jeux de données.

Une fois acquises, les données brutes en éléments majeurs des esquilles de verres volcaniques de nos niveaux de cendres ont été normalisées à 100 % poids d'oxydes. Les données de la littérature étant présentées en % poids d'oxydes dans les publications, cela facilite ainsi les corrélations entre différents jeux de données.

Standard VG-A99	Mesures microsonde LMV - Septembre 2011										Calibration	Thornber et al., 2002	Jarosewich et al., 1979	LMV (Devidal J-L., communication personnelle)
	Moyenne													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10				
SiO2	51,14	50,57	50,90	50,96	50,78	51,37	50,80	51,02	50,63	50,90	A-THO	51,06 ± 0,46	50,94	51 ± 0,54
TiO2	4,16	4,19	4,14	4,17	4,15	4,02	4,20	4,18	4,06	4,10	Pyrophanite	3,95 ± 0,09	4,06	4,17 ± 0,06
Al2O3	12,42	12,63	12,52	12,40	12,45	12,40	12,29	12,49	12,57	12,45	VG2	12,44 ± 0,13	12,49	12,65 ± 0,15
FeO	12,90	13,26	12,60	12,94	13,23	13,43	13,40	13,04	13,36	12,38	Hématite	13,15 ± 0,16	13,3	13,2 ± 0,29
MnO	0,18	0,25	0,17	0,02	0,22	0,15	0,36	0,05	0,33	0,20	Pyrophanite	0,19 ± 0,02	0,15	0,2 ± 0,07
MgO	5,05	5,06	5,11	4,90	5,04	5,13	5,24	5,14	5,14	4,96	MgO	5,04 ± 0,1	5,08	5,01 ± 0,09
CaO	9,11	9,03	9,24	9,14	9,23	9,16	9,25	9,17	9,27	9,08	Wollastonite	9,04 ± 0,11	9,3	9,14 ± 0,09
Na2O	2,67	2,62	2,65	2,86	2,69	2,65	2,81	2,89	2,52	2,81	Albite	2,72 ± 0,16	2,66	2,69 ± 0,11
K2O	0,87	0,83	0,85	0,85	0,85	0,88	0,88	0,83	0,84	0,83	Orthoclase	0,82 ± 0,03	0,82	0,86 ± 0,02
P2O5	0,51	0,41	0,51	0,47	0,43	0,48	0,45	0,53	0,37	0,43	Apatite	0,43 ± 0,03	0,38	0,46 ± 0,02
Total	99,01	98,86	98,69	98,70	99,07	99,66	99,67	99,34	99,08	98,15	Total	98,84	99,18	99,38

Tableau 5 : Comparaison entre les données acquises sur le standard VG-A99 (verre basalitique de Kilauea) avec les valeurs certifiées dans la littérature ; l'erreur est donnée à 1σ

3. 3. Analyses par LA-ICP-MS : les éléments en trace

3.3.1. Principe de la méthode

Au contraire de l'analyse par microsonde électronique, la technique par ablation laser est une méthode destructive. Le montage est basé sur le couplage d'un système d'ablation et d'un spectromètre de masse. Le principe d'ablation est focalisé sur la génération d'un aérosol sec lorsque l'échantillon va être détruit par le faisceau laser incident sur l'échantillon placé dans la cellule d'ablation. Cet aérosol est ensuite transporté par un flux de mélange d'argon et d'hélium vers le plasma, dans lequel les particules sont ionisées. Elles sont ensuite acheminées vers le détecteur du spectromètre de masse et analysées par un système multi-collecteur à coupelles de Faraday (Poitrasson, 2001). La cellule d'ablation est régulièrement nettoyée par un système de purge par injections et expulsions successives d'hélium ou d'azote (**Fig. E**).

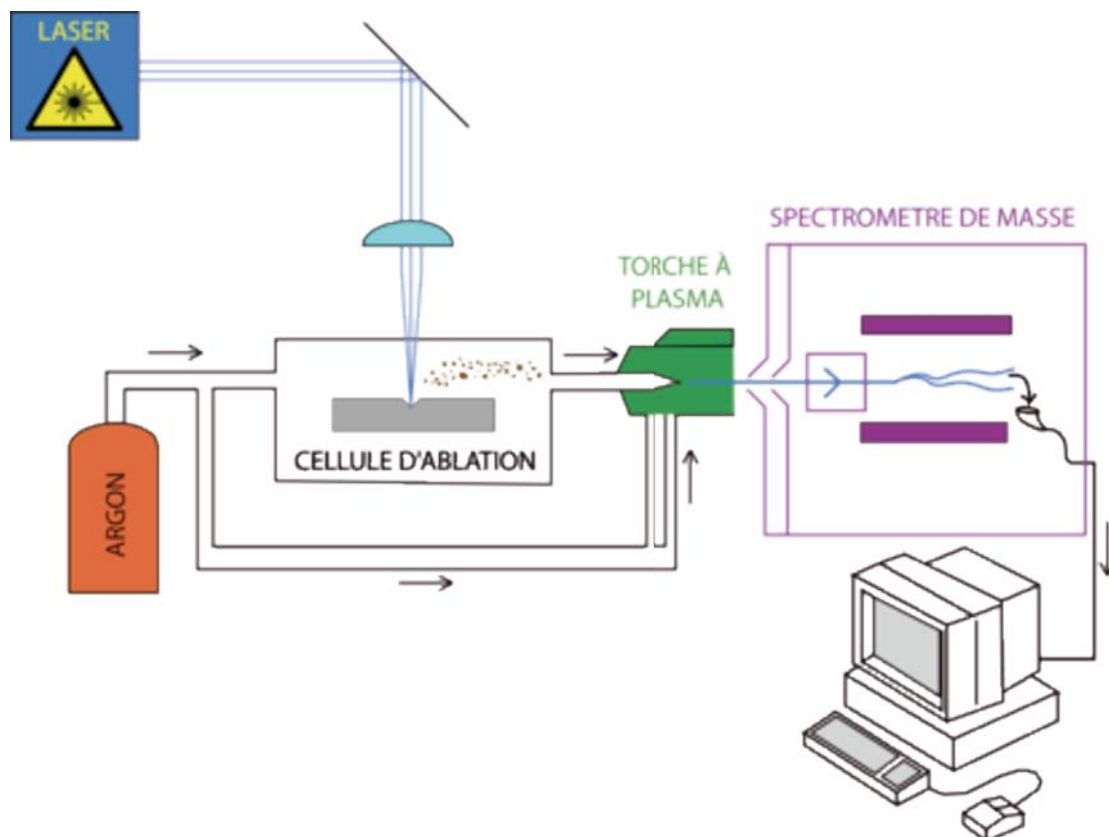


Figure E: Principe de fonctionnement du LA-ICP-MS (d'après Poitrasson, 2001)

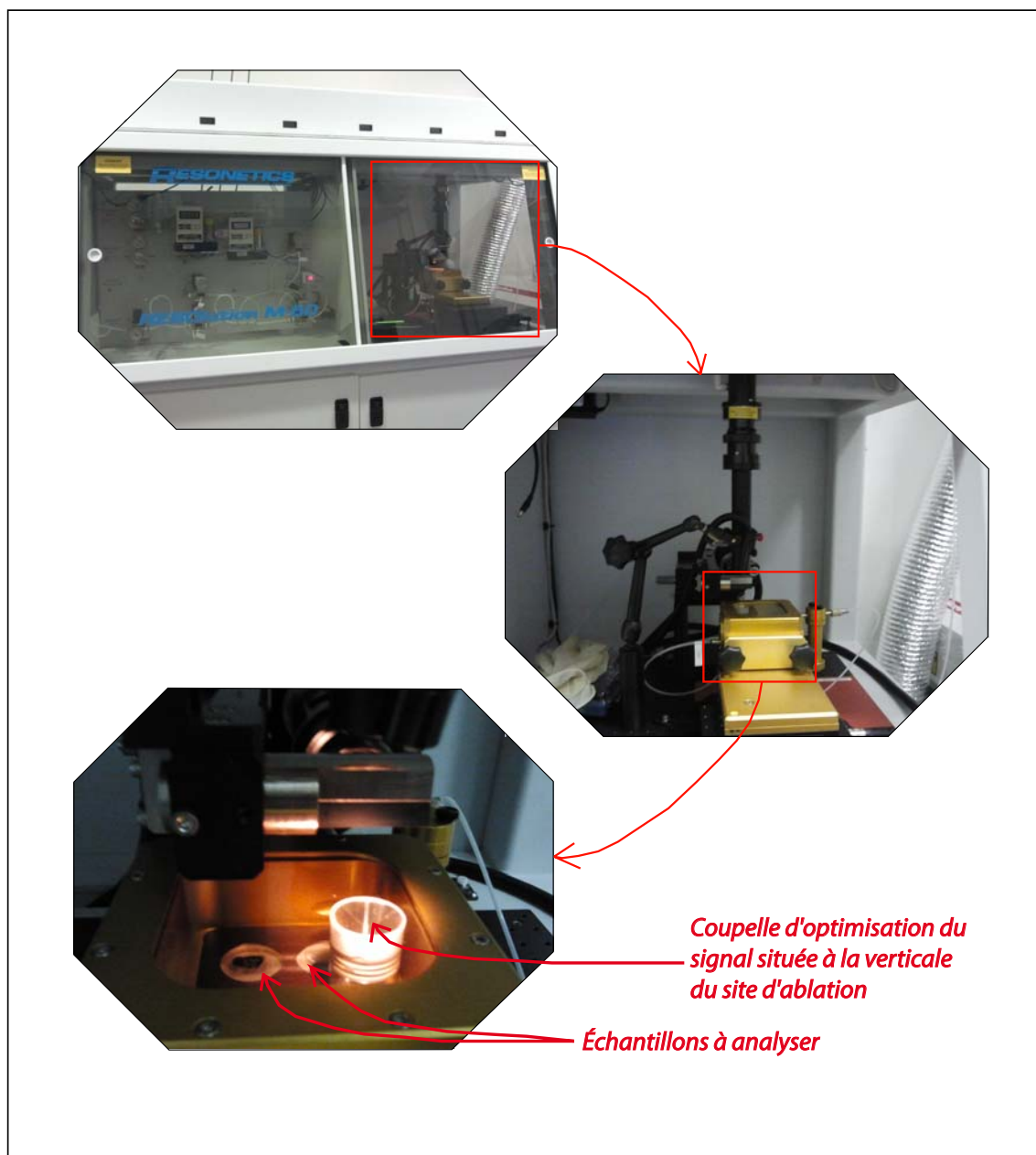


Figure F: Montage et analyse de l'échantillon dans la cellule d'ablation du LA-ICP-MS au LMV

3.3.2. Conditions d'analyse et détermination des standards

3.2.2.1. Conditions d'analyse

Les concentrations en éléments en traces ont été obtenues en utilisant un laser de type Resonetics M50 EXCIMER délivrant une longueur d'onde de 193 nm et couplé à une ICP-MS Agilent 7500 CS, au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand.

Les conditions d'analyse correspondent à une taille de spot fixée à 20 ou 30 μm selon la taille des esquilles, une fréquence d'ablation de 2 Hz et une énergie délivrée par le laser de 6 mJ. L'ablation est

réalisée dans une atmosphère d'He pure, puis le matériel est transporté par un flux d'argon de 0,8 et 0,9 l/min vers la torche à plasma de l'ICP-MS. Une des particularités techniques du système laser Résonetics M50 est l'existence d'une coupelle située juste à la verticale du site d'ablation (**Fig. F**, photo 3). Cette innovation technologique assure une récupération maximale du signal par rapport aux cellules d'ablation « classiques » ou plus anciennes, où l'aspiration se situe sur un des bords de la cellule. Le transfert des particules est donc plus rapide et il assure un signal maximal dès le début de l'ablation (**Fig. G**). Le temps par analyse est fixé à 100 secondes. Une séquence d'analyse inclut la mesure des géostandards permettant la calibration de l'instrument, puis la mesure d'un échantillon de géostandard analysé comme inconnu, et enfin les analyses des échantillons inconnus. A la fin de la séquence, la mesure des géostandards est répétée, notamment pour contrôler et corriger de la dérive de l'instrumentation au cours de la séance d'analyse. Une analyse dans la séquence se divise en deux étapes, d'une part par la mesure du bruit de fond pendant les 30 premières secondes puis par l'analyse du signal des échantillons au cours du temps restant (**Fig. G**). Durant les séances d'analyse, les isotopes ^{27}Al , ^{43}Ca , ^{44}Ca , ^{45}Sc , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{85}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{137}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U ont été mesurés.

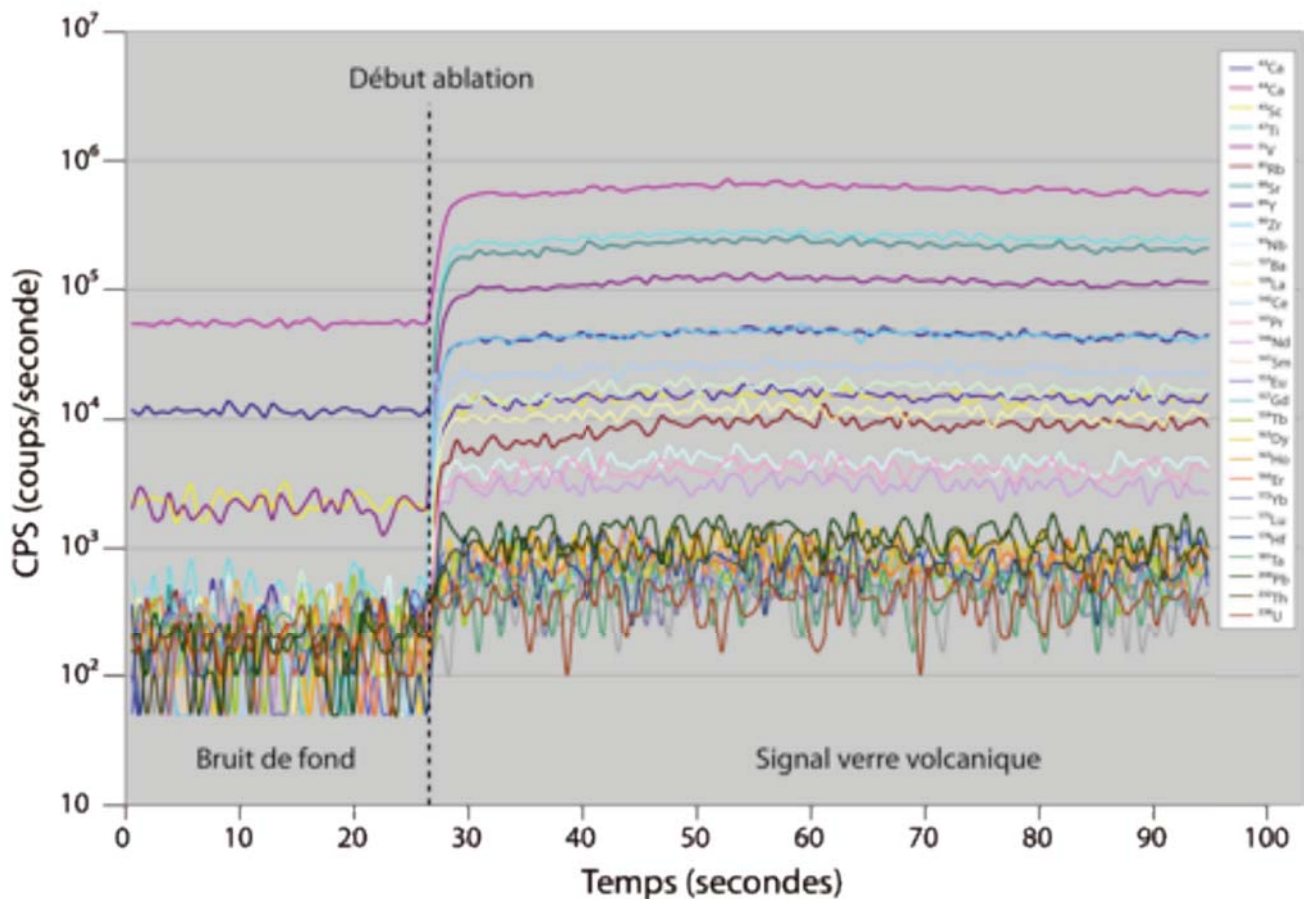


Figure G: Spectrogramme du signal en cps enregistré de chaque isotope mesuré pour un verre volcanique andésitique

3.2.2.2. Choix des standards

La calibration de l'instrument est effectuée à l'aide des géostandards de verres expérimentaux NIST 610 et NIST 612 (*National Institute of Standards and Technology*), dans des conditions similaires à celles de l'analyse. L'avantage principal de ces standards est leur composition chimique parfaitement connue et une très bonne homogénéité à l'échelle spatiale de l'ablation laser, de l'ordre de quelques microns.

Au cours de la première séance (Juin 2010), trois standards ont été analysés : les deux géostandards NIST 610 et NIST 612 comme standards externes ainsi que le géostandard BCR-2G.

Étant parfaitement connu en terme de concentrations élémentaires, le verre BCR-2G a été analysé en tant que standard inconnu (e.g. comme standard interne), car de composition proche de celle des verres basaltiques, et sert à valider la qualité des analyses de nos échantillons inconnus. Les analyses ont donc permis d'obtenir deux jeux de données, un en déterminant le NIST 612 en standard de calibration (e.g. comme standard externe) et le second en fonction du standard de calibration NIST 610. La distribution moyennée des valeurs obtenues pour le BCR-2G en utilisant le NIST 610 puis le NIST 612 en standards de calibration comparée aux valeurs certifiées par GeoReM pour le géostandard BCR-2G. Les données obtenues pour le BCR-2G sont similaires à celles certifiées par GeoReM (USGS, 1996 ; Gagnon *et al.*, 2008) dans les marges d'incertitude en utilisant l'un ou l'autre des standards de calibration. Cependant, le NIST 612 est un verre volcanique dopé à 40 ppm tandis que le NIST 610 est un verre dopé à 400 ppm (Pearce *et al.*, 1997 ; Gagnon *et al.*, 2008). En terme de concentrations, le NIST 612 est donc plus représentatif des teneurs des verres volcaniques analysés. Les données présentées sont donc celles acquises lorsque le NIST 612 était considéré comme standard de calibration (standard externe).

D'autre part, la technique d'ablation laser est sensible aux effets de matrice, c'est à dire que le signal obtenu peut être dépendant de la composition chimique ou de la nature physique du matériel analysé. Pour le LA-ICP-MS, l'effet de matrice peut avoir plusieurs causes, mais il se traduit par exemple par une absorption différente de l'énergie délivrée par le faisceau laser dans le cas d'un minéral silicaté, d'un carbonate ou d'un sulfure. Ces effets sont d'autant plus prononcés lorsque les matériaux inconnus analysés sont très différents de ceux utilisés pour la calibration de l'instrument. Il a aussi été montré que l'énergie est mieux absorbée dans un verre de composition basaltique que pour un verre de composition rhyolitique (Sylvester, 2008). Il en résulte que le signal sera un peu plus faible pour un élément donné dans un verre rhyolitique à cause de sa composition physico-chimique, et donc une sensibilité élémentaire plus faible, en général. Nous avons voulu vérifier au cours des séances suivantes (Septembre 2011 et Décembre 2011) l'impact des effets de matrice sur les analyses des verres de compositions différentes, et nous avons donc utilisé le NIST 612 comme standard de calibration, le BCR-2G restant toujours analysé en tant qu'inconnu, mais nous avons aussi inclus des sessions de mesure de l'A-THO G, un verre de composition rhyolitique d'Islande, qui a une composition en éléments majeurs différente du verre basaltique BCR-2G. Il en résulte que même si les verres ont des compositions physico-chimiques différentes, l'impact des effets de matrice reste faible car les matériaux restent des matériaux silicatés,

comme cela a déjà été montré (Sylvester, 2008). Nous n'avons donc pas utilisé le standard A-THO G pour la calibration de l'instrument mais uniquement comme standard inconnu.

3.3.3. Limite de détection, justesse et fidélité

Afin d'observer d'éventuelles dérives expérimentales au cours de la mesure du BCR-2G, la justesse et la fidélité des mesures sur le BCR-2G et A-THO G ont été déterminées (**Fig. H, I et J**). La justesse correspond à entre la valeur mesurée expérimentalement et la valeur vraie, et donc dépend uniquement des erreurs systématiques (étalonnage ou calibrage).

Elle est déterminée par la formule :

$$\Delta = \frac{\bar{x} - x_c}{x_c}$$

avec \bar{x} : moyenne des mesures acquises
 x_c : valeur certifiée

La fidélité représente un ensemble de mesures qui doit être le plus cohérent possible lors d'analyses répétées d'un même échantillon. On distingue ainsi la répétabilité et la reproductibilité. La répétabilité est la variabilité aléatoire des résultats d'une série d'un même échantillon effectués dans un intervalle de temps relativement court. Par exemple, la comparaison des résultats obtenus sur plusieurs sessions au cours d'une même journée. Au contraire, la reproductibilité désigne la variabilité aléatoire des résultats d'une série d'un même échantillon mais sur un intervalle de temps plus long, donc dans des conditions expérimentales qui peuvent différer. Dans ce cas, on utilisera la comparaison des données moyennées sur une journée avec celles des autres journées d'expérimentation. Dans notre étude, les trois journées sont suffisamment espacées dans le temps, puisque les résultats ont été acquis de 2 mois à plus d'un an d'intervalle (Juin 2010, Septembre 2011 et Décembre 2011).

La fidélité (répétabilité et reproductibilité) est définie par la formule qui permet de déterminer l'écart type d'une série de mesures:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n-1}}$$

avec x : valeur obtenue sur une série de n échantillons
 \bar{x} : valeur moyenne, sur la série de n mesures
 n : nombre de mesures

L'écart type s permet d'exprimer l'erreur en pourcentage d'incertitude relative (% RSD, % *Relative Standard Deviation*).

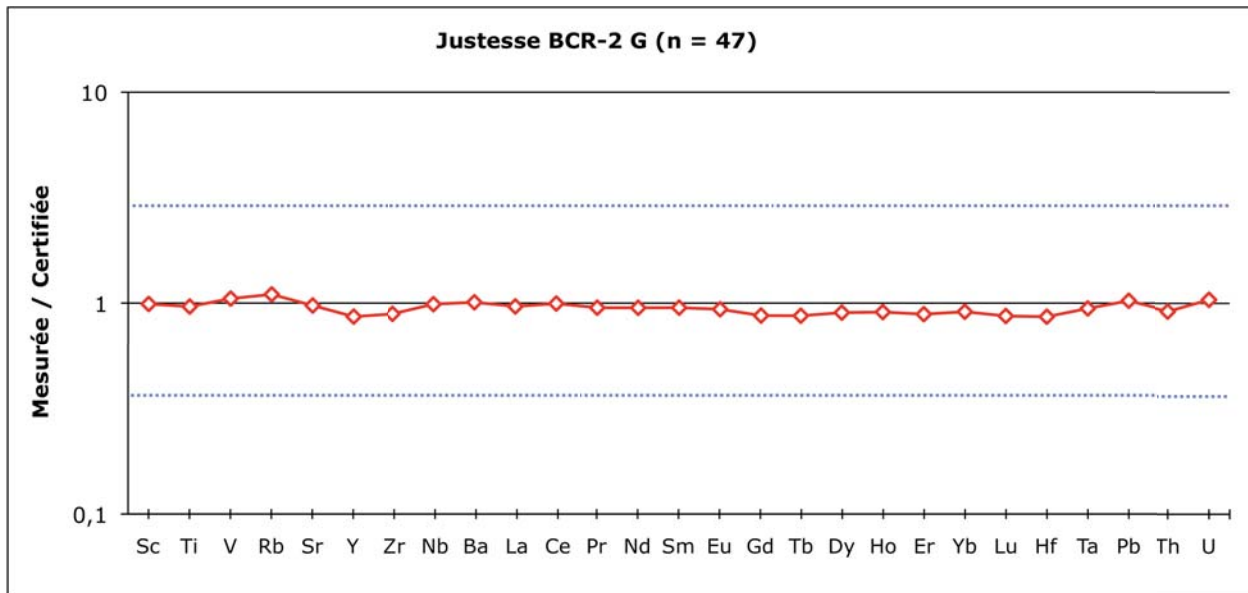


Figure H: Justesse (en %) du BCR-2 G déterminée à partir de la comparaison entre la moyenne de 47 analyses et les valeurs certifiées (base de données GeoReM) pour chacun des éléments en trace

La fidélité des mesures a été déterminée, tout d'abord par la mesure de la répétabilité, par comparaison entre les sessions d'une même séance (**Fig. I**) puis par la mesure de la reproductibilité par comparaison entre les séances (données moyennées des sessions par séance, **Fig. J**). L'erreur présentée pour chaque mesure est à 2σ (intervalle de confiance à 95 %). Globalement, les pourcentages RSD varient entre 0,7 et 9. On remarque que le pourcentage RSD pour les éléments en traces plus légers (Terres Rares Légères, LREE), le pourcentage du RSD est plus faible ($\pm 3\%$) par rapport à celui des éléments en traces plus lourds (Terres Rares Lourdes, HREE) pour lesquels le pourcentage de RSD varie à $\pm 10\%$. Cela s'explique par la différence de concentrations de ces éléments, les HREE étant moins concentrées que les LREE.

La comparaison des données du BCR-2G nous montre qu'au cours du temps, les analyses concordent, et qu'au sein d'une même séance, la variabilité analytique entre chaque session est négligeable, et donc ainsi que le facteur temps ne biaise pas les résultats obtenus sur le BCR-2G et donc n'a pas d'impact sur l'analyse des verres volcaniques basaltiques (car le BCR-2G est un géostandard de composition basique).

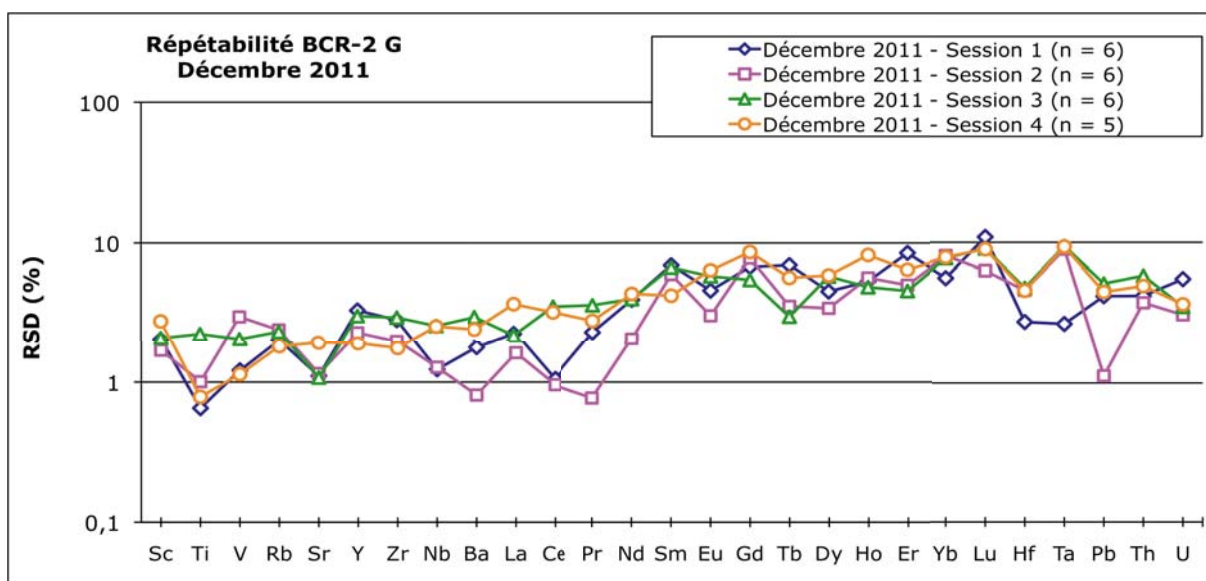
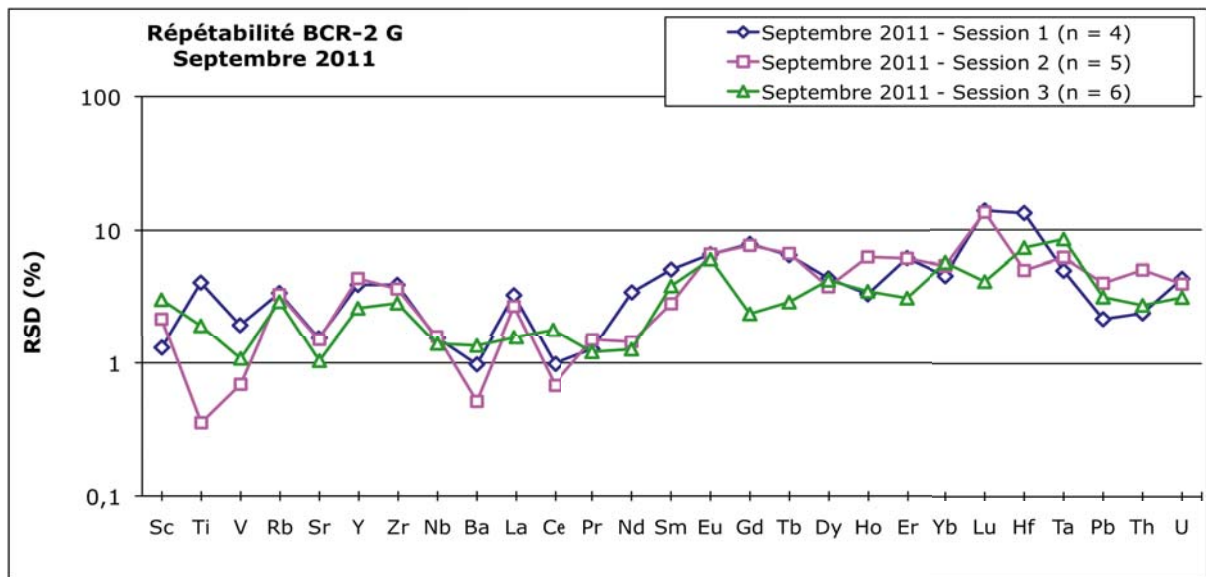
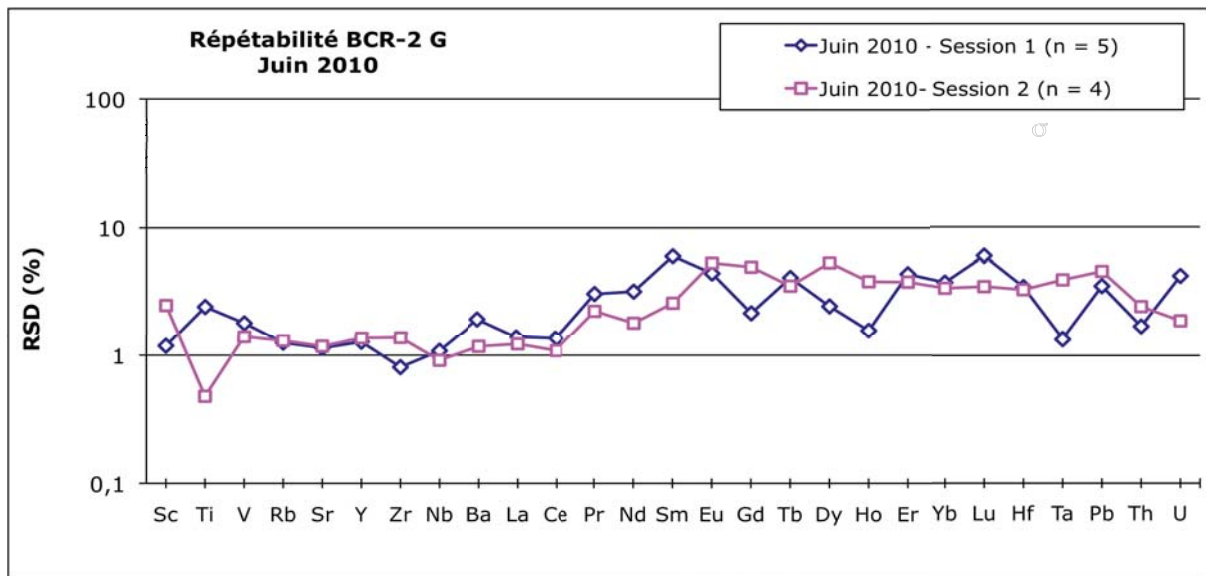


Figure I: Représentation graphique de la répétabilité du géostandard BCR-2 G (erreur 1 σ) pour chaque session des 3 séances

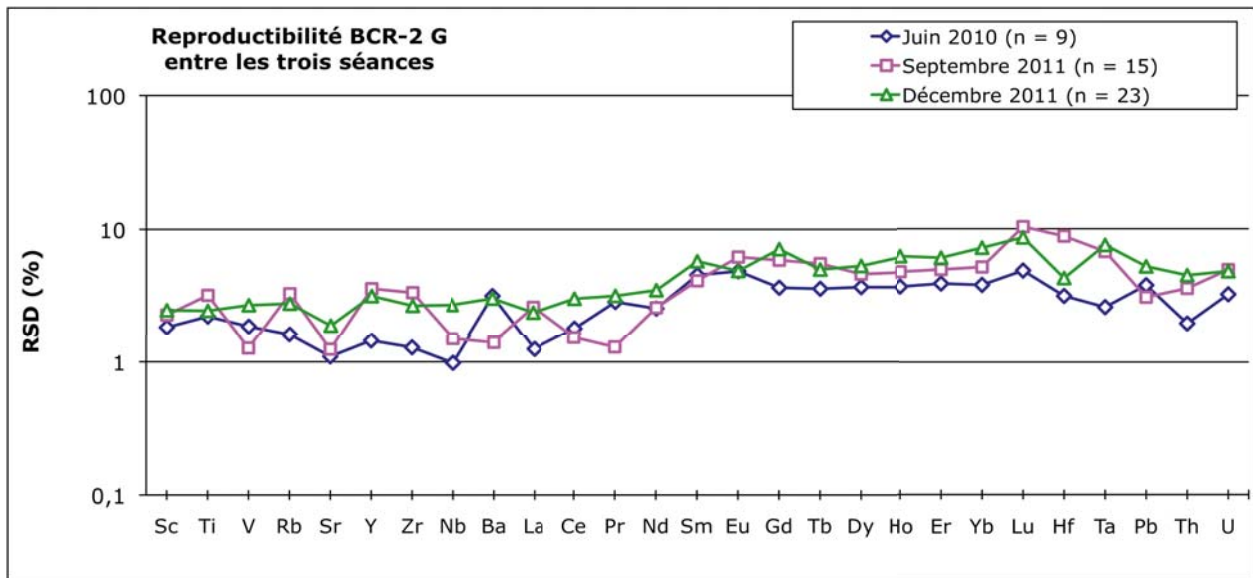


Figure J: Représentation graphique de la reproductibilité du BCR-2 G (erreur à 1σ) par comparaison des sessions moyennées de chaque séance

Le même procédé a été réalisé sur le géostandard A-THO G, de nature rhyolitique pour voir si l'on observe des dérives instrumentales lors de l'analyse des produits acides. De la même manière, la justesse et la fidélité (uniquement sur deux séances) ont été déterminées (**Fig. K, L et M**).

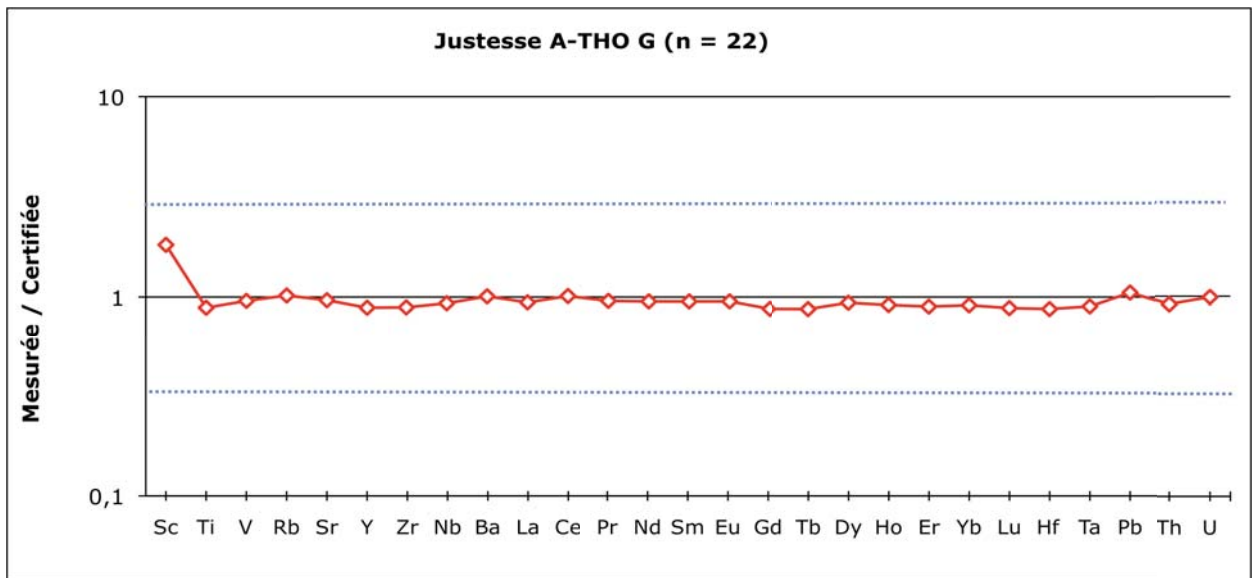


Figure K: Justesse de l'A-THO G déterminée à partir de la comparaison de la moyenne de 22 analyses et les valeurs certifiées (base de données GeoREM) pour chacun des éléments en trace

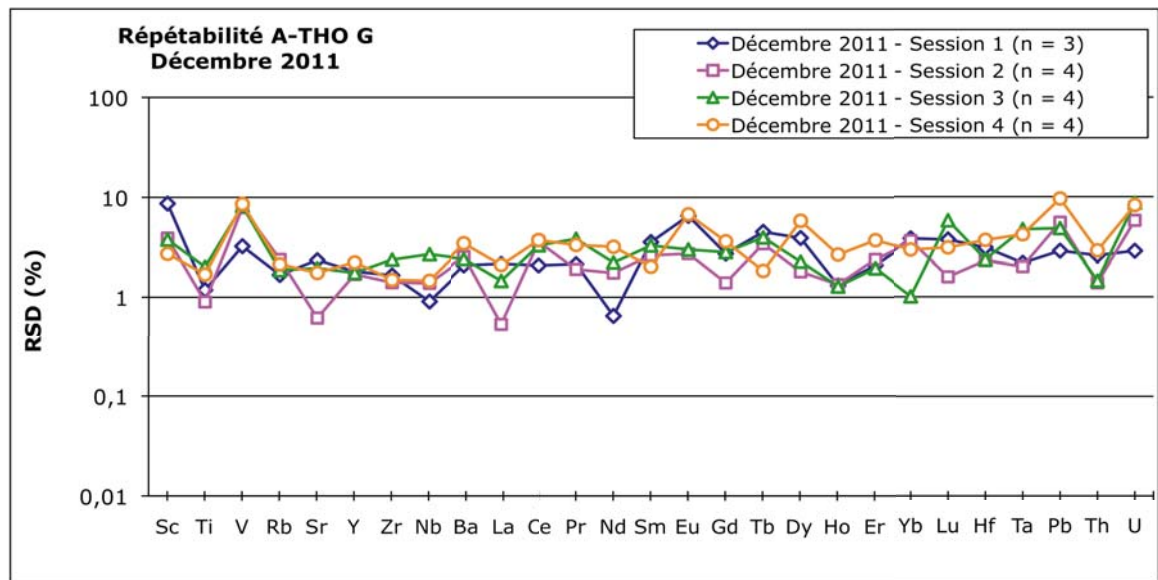
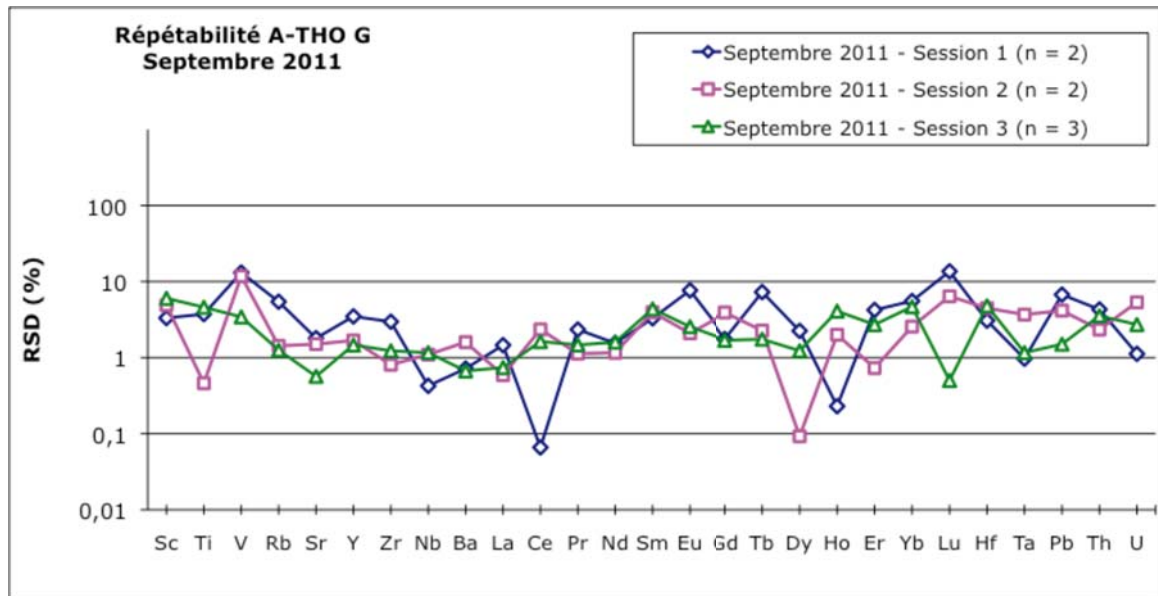


Figure L: Répétabilité de l'A-THO G (erreur à 1σ) par comparaison des sessions moyennées des 2 séances

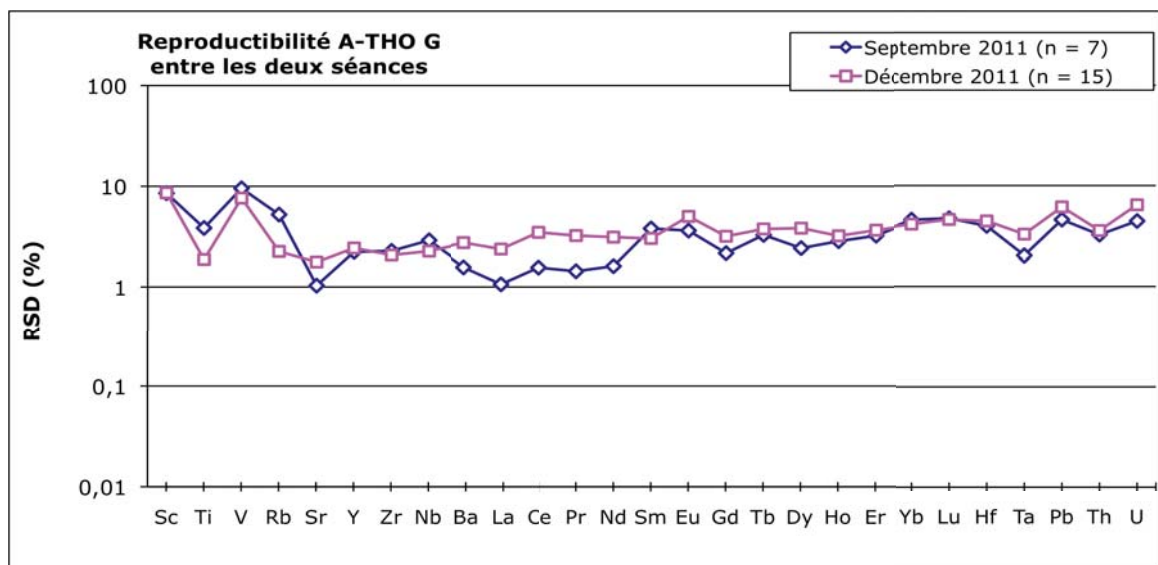


Figure M: Représentation graphique de la reproductibilité de l'A-THO G (erreur 1σ) pour chaque session des 2 séances

L'erreur déterminée sur chaque mesure de l'A-THO G (2σ) montre que les pourcentages RSD varient entre 0,1 et 10 % ($\pm 10\%$). Au contraire du BCR-2G, l'erreur à 2σ sur les LREE est plus faible ($\pm 3\%$) ainsi que celle sur les HREE ($\pm 5\%$), du fait des concentrations plus importantes en éléments incompatibles (REE) dans les produits rhyolitiques par rapport aux produits basaltiques. En revanche, l'erreur à 2σ sur les éléments compatibles (Sc et V) est nettement plus importante (11 à 17% RSD) car ils sont plus appauvris dans les produits différenciés qui ont subi la cristallisation fractionnée.

3.3.4. Méthodologie d'analyse et exploitation des résultats

Les résultats sont obtenus à partir de l'interprétation des signaux, d'intensité variable en fonction de l'élément analysé (**Fig. G**). Le début du spectre enregistre le bruit de fond et les signaux caractéristiques du verre apparaissent lorsque le laser commence à ablater l'échantillon et auquel on soustrait celui du bruit de fond. Chaque analyse brute est ensuite traitée avec le logiciel Glitter (Van Achterberg *et al.*, 2001). Pour déterminer les concentrations en éléments en traces, il est nécessaire d'utiliser un standard interne, c'est à dire un élément mesuré précédemment dans les verres inconnus, ce qui a été réalisé avec l'aide de la microsonde électronique (cf. *Annexe 1*, § 3.2.). Pour beaucoup de minéraux silicatés, le Ca est utilisé comme standard interne car il est en proportion importante dans beaucoup de silicates. Ici, le CaO analysé à la microsonde électronique dans les verres a été converti en ^{43}Ca et a servi de standard interne pour le calcul des concentrations en éléments en traces. Dans certains verres, notamment les verres dacitiques ou rhyolitiques, le CaO mesuré est trop faible pour être utilisé comme standard interne, dans ce cas, l' Al_2O_3 mesuré à la microsonde électronique a été converti en ^{27}Al et utilisé comme standard interne. Ce logiciel nous a permis d'acquérir les signatures de 27 éléments.

Les précisions de mesure (%RSD 1σ) pour le BCR-2G pour les conditions d'analyses (20 μm , 6mJ, 2Hz) sont présentés dans le **Tableau 6**. Pour l'A-THO G, les précisions de mesure (%RSD 1σ) pour les mêmes conditions d'analyse sont présentés dans le (**Tableau 7**).

BCR-2G	Element	Moyenne (n=47)	Erreur 1 σ	RSD (%) 1 σ	Valeur certifiée (GeoREM)	Mesurée/certifiée
	Sc	32,67	$\pm 1,03$	$\pm 3,15$	33	0,99
	Ti	1,36	$\pm 0,05$	$\pm 2,58$	1,41	0,96
	V	446,50	$\pm 11,64$	$\pm 2,61$	425	1,05
	Rb	51,68	$\pm 1,52$	$\pm 2,93$	47	1,10
	Sr	333,08	$\pm 6,59$	$\pm 1,98$	342	0,97
	Y	30,18	$\pm 1,16$	$\pm 3,85$	35	0,86
	Zr	163,49	$\pm 6,20$	$\pm 3,79$	184	0,89
	Nb	12,35	$\pm 0,32$	$\pm 2,59$	12,5	0,99
	Ba	689,13	$\pm 18,06$	$\pm 2,62$	683	1,01
	La	23,81	$\pm 0,68$	$\pm 2,86$	24,7	0,96
	Ce	53,02	$\pm 1,29$	$\pm 2,43$	53,3	0,99
	Pr	6,37	$\pm 0,18$	$\pm 2,8$	6,7	0,95
	Nd	27,44	$\pm 0,93$	$\pm 3,40$	28,9	0,95
	Sm	6,27	$\pm 0,34$	$\pm 5,49$	6,59	0,95
	Eu	1,84	$\pm 0,10$	$\pm 5,48$	1,97	0,93
	Gd	5,85	$\pm 0,39$	$\pm 6,61$	6,71	0,87
	Tb	0,89	$\pm 0,05$	$\pm 5,80$	1,02	0,87
	Dy	5,80	$\pm 0,29$	± 5	6,44	0,90
	Ho	1,15	$\pm 0,07$	$\pm 5,79$	1,27	0,91
	Er	3,28	$\pm 0,18$	$\pm 5,79$	3,7	0,89
	Yb	3,08	$\pm 0,19$	$\pm 6,18$	3,39	0,91
	Lu	0,44	$\pm 0,04$	$\pm 8,70$	0,503	0,87
	Hf	4,17	$\pm 0,26$	$\pm 6,18$	4,84	0,86
	Ta	0,74	$\pm 0,05$	$\pm 6,87$	0,78	0,94
	Pb	11,28	$\pm 0,49$	$\pm 4,32$	11	1,03
	Th	5,40	$\pm 0,21$	$\pm 3,94$	5,9	0,91
	U	1,76	$\pm 0,08$	$\pm 4,56$	1,69	1,04

Tableau 6 : Détermination de l'incertitude à 2σ et de l'écart type relatif sur les données moyennées du géostandard BCR-2G par rapport à la valeur certifiée de GeoReM (USGS, 1996 ; Gagnon *et al.*, 2008)

A-THO G	Element	Moyenne (n=22)	Erreur 1 σ	RSD (%) 1 σ	Valeur certifiée (GeoREM)	Mesurée/Certifiée
	Sc	9,67	$\pm 1,57$	$\pm 16,23$	5,3	1,82
	Ti	1,43	$\pm 0,04$	$\pm 2,58$	1,62	0,88
	V	2,77	$\pm 0,29$	$\pm 10,47$	2,9	0,96
	Rb	66,45	$\pm 2,99$	$\pm 4,49$	65,3	1,02
	Sr	90,69	$\pm 2,05$	$\pm 2,26$	94,1	0,96
	Y	83,47	$\pm 2,22$	$\pm 2,66$	94,5	0,88
	Zr	454,03	$\pm 11,93$	$\pm 2,63$	512	0,89
	Nb	58,05	$\pm 2,29$	$\pm 3,95$	62,4	0,93
	Ba	551,31	$\pm 15,81$	$\pm 2,87$	547	1,01
	La	52,27	$\pm 1,43$	$\pm 2,73$	55,6	0,94
	Ce	122,41	$\pm 4,9$	$\pm 4,01$	121	1,01
	Pr	13,97	$\pm 0,49$	$\pm 3,51$	14,6	0,96
	Nd	57,90	$\pm 1,74$	± 3	60,9	0,95
	Sm	13,49	$\pm 0,52$	$\pm 3,88$	14,2	0,95
	Eu	2,62	$\pm 0,13$	$\pm 4,77$	2,76	0,95
	Gd	13,33	$\pm 0,39$	$\pm 2,91$	15,3	0,87
	Tb	2,18	$\pm 0,08$	$\pm 3,87$	2,51	0,87
	Dy	15,16	$\pm 0,52$	$\pm 3,41$	16,2	0,94
	Ho	3,13	$\pm 0,1$	$\pm 3,04$	3,43	0,91
	Er	9,22	$\pm 0,34$	$\pm 3,71$	10,3	0,90
	Yb	9,54	$\pm 0,4$	$\pm 4,17$	10,5	0,91
	Lu	1,35	$\pm 0,06$	$\pm 4,71$	1,54	0,88
	Hf	11,92	$\pm 0,53$	$\pm 4,44$	13,7	0,87
	Ta	3,50	$\pm 0,13$	$\pm 3,75$	3,9	0,90
	Pb	5,97	$\pm 0,35$	$\pm 5,9$	5,67	1,05
	Th	6,77	$\pm 0,24$	$\pm 3,6$	7,4	0,92
	U	2,35	$\pm 0,14$	$\pm 5,94$	2,37	0,99

Tableau 7 : Détermination de l'incertitude à 2σ et de l'écart type relatif sur les données moyennées du géostandard A-THO G par rapport à la valeur certifiée de GeoReM (USGS, 1996 ; Gagnon *et al.*, 2008)

4. SÉDIMENTOLOGIE MARINE

4.1. Etude granulométrique

4.1.1. Préparation des échantillons

Avant analyse au granulomètre laser, les sédiments subissent une attaque acide afin d'enlever la fraction carbonatée. Pour ce faire, une solution d'acide chlorhydrique à 0,1N a été préparée en diluant 150 ml d'HCl à 37% dans 3l d'eau permutée. 200 ml de cette solution ont ensuite été incorporés dans les erlen-meyers où chaque échantillon a au préalable été désagrégé. Les échantillons ont été agités pendant 30 minutes, en raison du faible pourcentage de carbonates (estimé < 10%). Trois rinçages à l'eau permutée ont été nécessaires pour obtenir un pH neutre. L'analyse des 837 échantillons a été effectuée sur le granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000 au laboratoire IDES (Université Paris Sud).



Figure N: Granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000 (Université Paris Sud)

4.1.2. Principe de la méthode

La granulométrie laser repose sur la mesure de la diffraction de la lumière par les particules. Le principe de base respecte la théorie de Fraunhofer qui implique plusieurs hypothèses :

- les particules sont considérées comme sphériques
- les particules ont un diamètre supérieur à la longueur d'onde (633 et 466 nm)
- les particules diffractent la lumière avec la même efficacité indépendamment de leur taille

La théorie de Fraunhofer induit que l'intensité du rayonnement diffracté par la ou les particule(s) et la valeur de l'angle de diffraction sont fonction de la taille des particules. Plus la particule est grosse, plus la lumière du rayonnement est diffractée et plus l'angle de diffraction est grand. L'utilisation de la granulométrie laser permet la mesure étendue de particules entre 0,05 μm et 2000 μm avec une précision de $\pm 1\%$ sur le standard d'audit Malvern (billes de verre dont la taille varie de 10 à 120 μm).

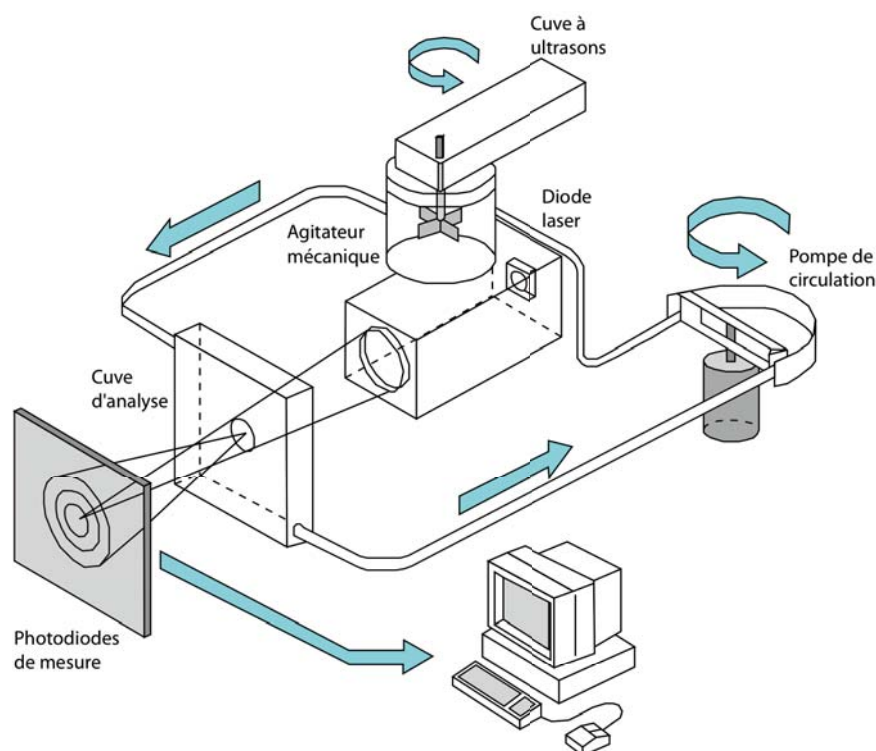


Figure O: Schéma du montage de la ligne et fonctionnement interne d'un granulomètre laser

L'échantillon est incorporé dans la cuve hydraulique de type Hydro 2000G dans laquelle il va être dilué, soit en conditions humides (bain à ultrasons), soit en conditions sèches (air). L'appareil mesure tout d'abord le bruit de fond (lumière diffractée par le diluant), puis l'échantillon est ensuite injecté dans la cuve d'analyse avant d'être mesuré en diffraction humide. Les mesures (bruit de fond et échantillon) sont rapides, de l'ordre de la trentaine de secondes (avec un incrément toutes les 15 secondes pour le bruit de fond et 30 secondes pour l'échantillon). Le protocole d'analyse est expliqué en détail par Trentesaux *et al.* (2001).

4.1.3. Conditions d'analyse

Le traitement de l'échantillon dans la cuve hydraulique est contrôlé par 3 paramètres : la vitesse d'agitation du soluté, la vitesse de la pompe et les ultrasons.

Les paramètres fixés sont restés identiques pour toutes les mesures, la vitesse d'agitation a été prédéfinie à 550 rpm (rotation/minute) et le pompage à 2000 rpm. En raison de l'absence d'agrégats, les ultrasons n'ont pas été activés. La quantité de matériel incorporé n'est pas fixe mais reste dépendante de l'obscurité du faisceau laser, dont les limites ont été définies entre 8 et 12%, sauf pour les niveaux silto-sableux, pour lesquels l'obscurité a été redéfinie entre 10 et 20%.

Chaque échantillon a été mesuré 2 fois, et les deux jeux de données ont été moyennés lorsque la corrélation entre les deux était parfaite (**Figure P**).

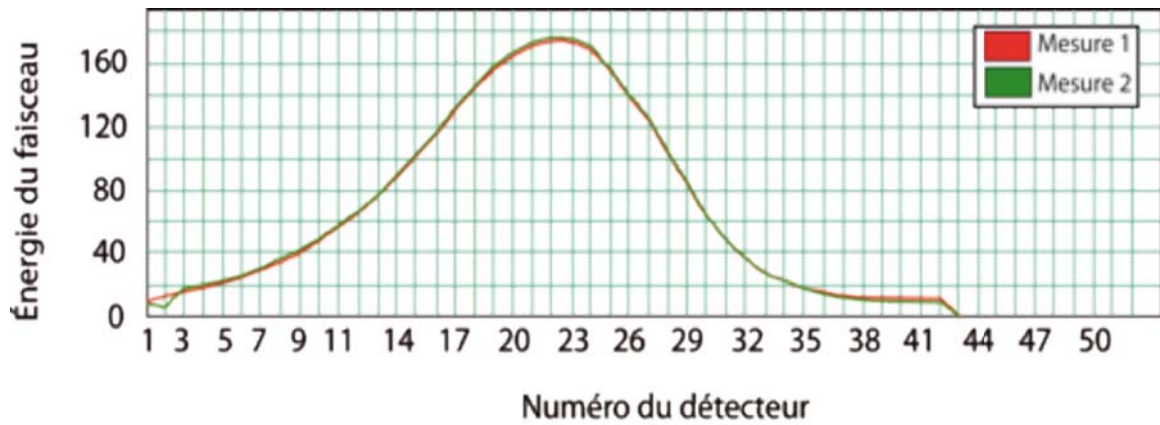


Figure P: Mesure de la répétabilité entre deux mesures successives pour un même échantillon

4.1.4. Exploitation des résultats

Lors de la séquence de mesure, les particules ne sont pas analysées individuellement et l'analyse nécessite le traitement du signal par des algorithmes pour convertir l'image en distribution de taille et nombre de particules (diamètre équivalent de diffraction).

En premier lieu, le granulomètre va déterminer la répartition en volume des populations de taille de particules (courbe du cumulé) (**Figure Q**). Les mesures sont obtenues par soustraction du bruit de fond au signal final (échantillon + eau) (**Figure R**).

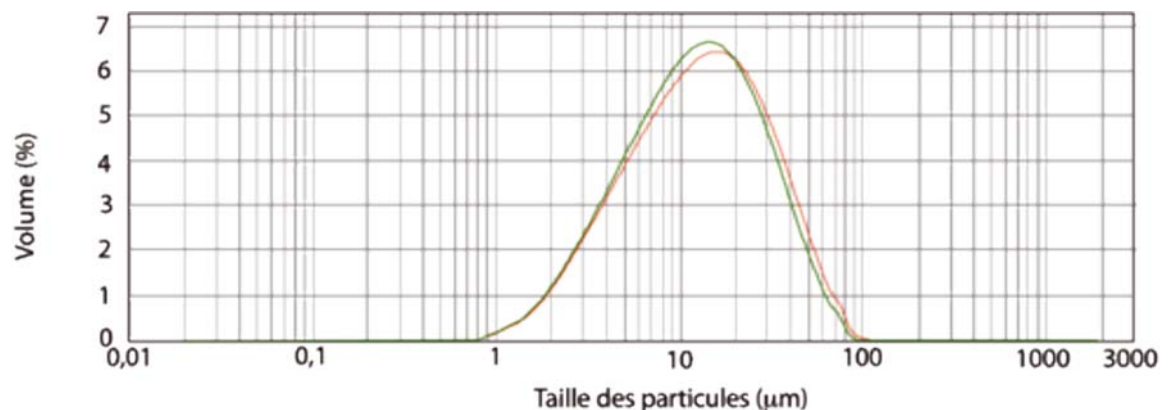


Figure Q: Courbe du cumulé de la proportion en volume de chaque classe granulométrique pour un échantillon doublé

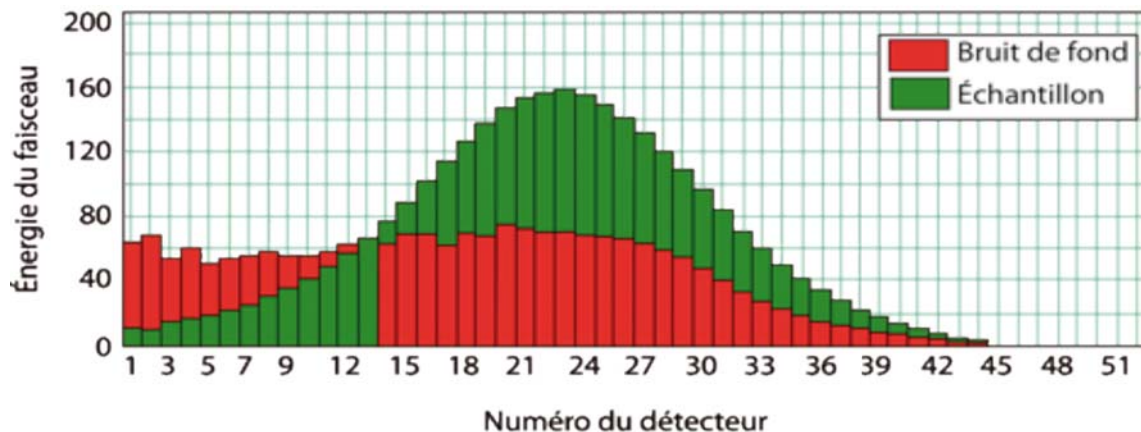


Figure R: Histogramme de distribution du bruit de fond (en rouge) et de l'échantillon (en vert)

En second lieu, les algorithmes vont permettre de définir les paramètres et les fréquences de distribution sous forme numérique, comme détaillé par Folk et Ward (1957) (**Tableau 8**).

On peut de cette manière calculer les propriétés de distribution des courbes granulométriques, par la méthode arithmétique:

Moyenne , distribution équitable des points de part et d'autre	$\bar{x}_a = \frac{\sum x_i}{n}$
Écart type , mesure de la dispersion des valeurs autour de la moyenne	$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x}_a)^2}{n}}$
Les quartiles , déterminés par l'appareil, (d25, d50 (médiane), d75 et d100) qui montrent la dispersion des points	
Tri , arrangement des particules selon leur taille	$\sigma_g = \frac{d_{75} - d_{25}}{2}$
Skewness , degré d'asymétrie de la courbe	$S_{ka} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x}_a)^3}{n \sigma_a^3}}$
Kurtosis , degré d'aplatissement de la courbe	$K_a = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x}_a)^4}{n \sigma_a^4}}$

Tri		Skewness (degré d'asymétrie)			Kurtosis (degré d'écrasement)	
Très bien trié	< 1,27	FIN	Très asymétrique vers la gauche	< -1,30	Très platykurtique (très écrasée)	< 1,70
Bien trié	1,27 - 1,41		Asymétrique vers la gauche	- 1,30 à - 0,43	Platykurtique (écrasée)	1,70 - 2,55
Moyennement bien trié	1,41 - 1,62	MOYEN	Symétrique	- 0,43 à + 0,43	Mésokurtique (moyenne)	2,55 - 3,70
Modérément trié	1,62 - 2,00	GROSSIER	Asymétrique vers la droite	+ 0,43 à + 1,30	Leptokurtique (pointue)	3,70 - 7,40
Mal trié	2,00 - 4,00		Très asymétrique vers la droite	> + 1,30	Très leptokurtique (très pointue)	> 7,40
Très mal trié	4,00 - 16,00					
Extrêmement mal trié	> 16,00					

Tableau 8: Classification des courbes granulométriques en fonction des paramètres de tri, de skewness et de kurtosis (Folk et Ward, 1957)

4.2. Etude des cortèges argileux

L'analyse des cortèges argileux permet d'estimer de manière semi-quantitative la proportion des différentes phases minérales présentes dans la fraction argileuse d'un échantillon. Pour les fractions les plus fines (< 5 µm), cette étude se fait par l'intermédiaire de la diffraction aux rayons X (XRD). Les mesures de diffractométrie des rayons X ont été réalisées au laboratoire IDES (Université Paris Sud) à l'aide d'un diffractomètre de type PANalytical X'Pert Pro MPD émettant un faisceau dichromatique à tube anticathodique CuKα (Holtzapffel, 1985).

4.2.1. Préparation des échantillons

Les 860 échantillons préalablement analysés au granulomètre laser vont être réutilisés pour le diffractométrie aux rayons X, étant été déjà attaqués à l'acide, puis rincés. La minéralogie des argiles a été obtenue sur la fraction la plus fine (< 2 µm). Cette fraction a été récupérée sur les deux premiers cm, après 1 h 35 min de décantation, au regard de la loi de Stokes (Moore et Reynolds, 1989) définie par la relation :

$$t = 190 y / d^2$$

avec t = temps de sédimentation (min)

y = profondeur de descente des particules (cm)

d = diamètre des particules (mm)

La fraction fine collectée a ensuite été centrifugée pendant 30 minutes (vitesse: 4500 tr/min). La fraction argileuse a été montée en lame orientée, car la faible quantité de matériel ne pouvait pas permettre une préparation en pâte orientée. Les échantillons ont d'abord été analysés dans les conditions naturelles (brut). Après identification de chaque espèce minérale présente, les échantillons ont subi deux traitements : une saturation à l'éthylène glycol et une chauffe.

Les échantillons sont restés pendant 24h sous une cloche à éthylène-glycol. L'éthylène glycol est une molécule de grosse taille qui a la particularité de s'incorporer dans les espaces inter-foliaires smectitiques et donc d'augmenter la taille des feuillettes de smectite. Elle devient ainsi détectable au diffractomètre. L'étape de la chauffe consiste à chauffer quelques échantillons (au total 5) à 510°C pendant 2 heures dans le but de mettre en évidence la présence de minéraux sensibles à la chaleur tel que la kaolinite.

4.2.2. Principe de la méthode

La source d'électrons émis par le faisceau est portée à incandescence par un courant électrique. Les températures du filament varient entre 2 et 3000°K et l'intensité du courant entre 0,5 et 2A (i.e. 6 à 25 KeV). L'anticathode est dotée d'un système permanent de refroidissement et de circulation d'eau, car le bombardement des électrons produit une chaleur intense.

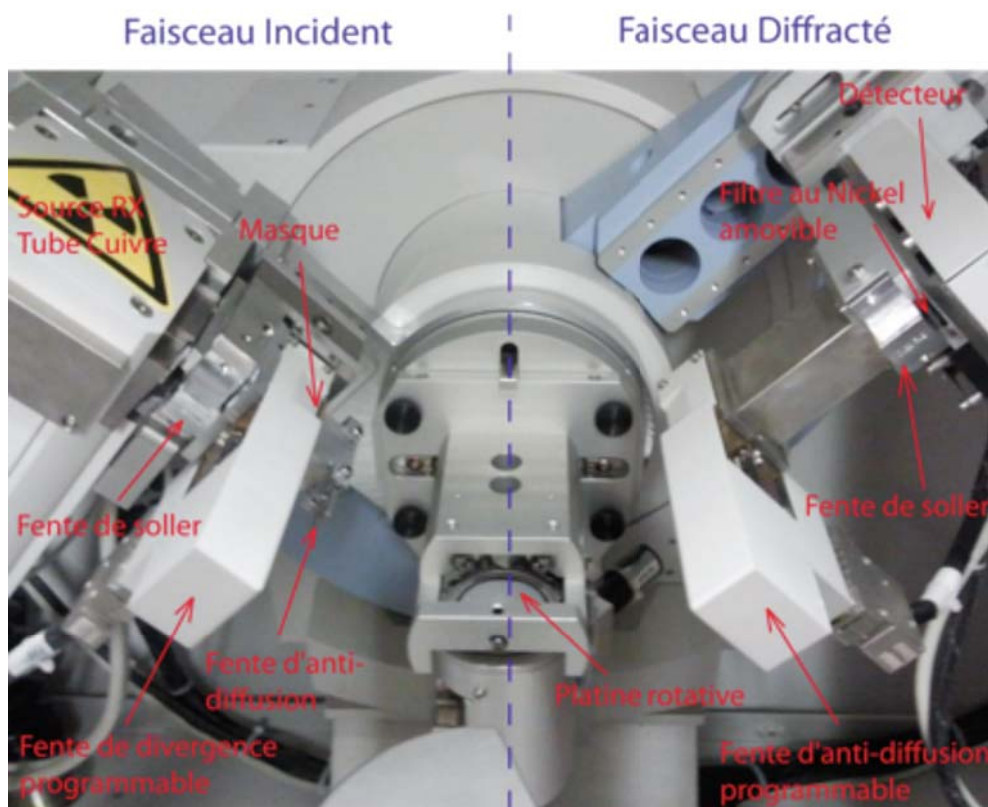


Figure S: Système θ - θ du diffractomètre X'Pert Pro (Université Paris Sud)

Le masque permet de contrôler la largeur de l'échantillon bombardé par le faisceau, plus il est ouvert, plus la largeur d'irradiation sera importante. La fente de divergence programmable (fixe ou automatique) sur le rayon incident permet de contrôler la quantité d'échantillon irradiée tandis que la fente d'anti-diffusion permet de diminuer le signal du bruit de fond enregistré par le détecteur (plus l'ouverture est faible, plus le bruit de fond sera atténué).

La fente d'anti-diffusion programmable (fixe ou automatique) sur le rayon diffracté permet de contrôler l'acceptance dans le plan équatorial du faisceau des rayons X et permet de réduire le bruit de fond lié à la dispersion.

Enfin le filtre au nickel amovible (d'une épaisseur de 20 μm) permet de supprimer le signal des raies secondaires $K\beta$ sans supprimer celui des raies principales $K\alpha$. Il va ainsi supprimer 99% des raies $K\beta$ mais atténuer le signal des $K\alpha$ de 58%.

Pour réaliser la mesure, on fait varier l'angle d'incidence 2θ (2 à 30°) sur l'échantillon. Chaque minéral présent va engendrer un faisceau diffracté différent et permettre ainsi l'enregistrement de l'intensité du signal diffracté (somme des faisceaux pour chaque espèce).

4.2.3. Conditions d'analyse et choix du masque

L'anode de cuivre a été soumise à un voltage de 45 keV et une intensité de 40 mA. Chaque échantillon a été soumis aux conditions standards d'analyse : un angle de goniomètre en balayage continu de 3 à 30° (2θ), avec un temps d'analyse de 100 secondes tous les $0,03^\circ$ (2θ) avec un masque de 15 mm et une rotation de la platine à 1 tr/s. Chaque échantillon a été analysé pendant 11 minutes.

Pour le faisceau incident, la fente de Soller a été fixée à $0,02$ radian, la fente d'anti-diffusion à $\frac{1}{2}^\circ$ et la fente de divergence programmable fixée à $\frac{1}{4}^\circ$. Pour le faisceau diffracté, de rayon de 240 mm, la fente de Soller a également été fixée à $0,02$ radian, la fente d'anti-diffusion programmable à $\frac{1}{4}^\circ$ et le filtre au nickel a été inséré. Toutes ces conditions ont optimisé le signal de chacun des diffractogrammes.

Des tests ont été effectués avec 2 types de masque, le masque de 10 mm et le masque de 15 mm (**Fig. T**). Les diffractogrammes obtenus montrent que le signal acquis pour ce type de préparation en lame orientée, est optimisé (nombre de cps plus important) avec un masque de 15 mm avec un bruit de fond réduit par rapport au signal obtenu avec un masque de 10 mm. Le masque de 15 mm a ainsi été sélectionné.

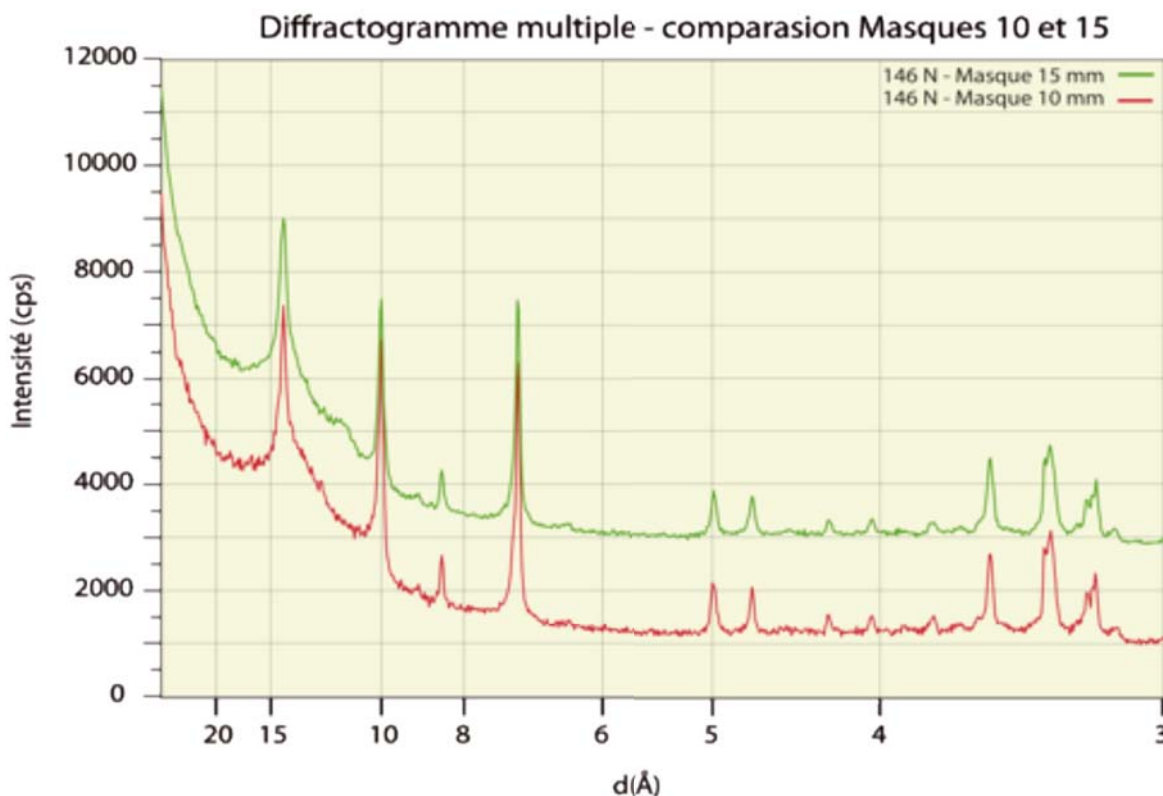


Figure T: Comparaison des signaux obtenus en utilisant un masque de 15 mm (courbe verte) et un masque de 10 mm (courbe rouge)

4.2.4. Exploitation des résultats

La diffraction aux rayons X permet de quantifier la proportion de phyllosilicates dans la fraction argileuse $< 2 \mu\text{m}$, de manière à s'affranchir des phyllosilicates de taille plus importante de type biotite et muscovite, dont l'origine est exclusivement détritique.

La première étape consiste à identifier les phyllosilicates présents de manière qualitative. Pour ce faire, on va s'intéresser à la distribution des phases minérales dans la fraction argileuse, soumise au naturel, au traitement à l'éthylène glycol puis à une étape de chauffe à $510 \text{ }^\circ\text{C}$ (**Fig. U**).

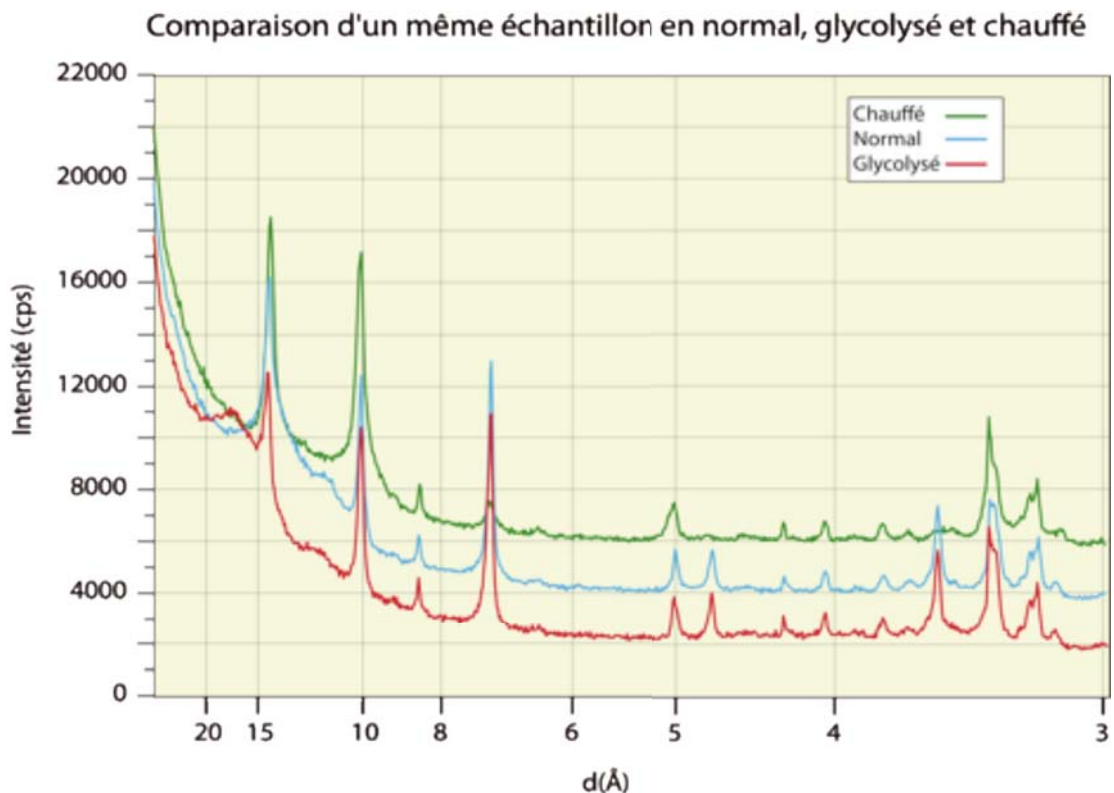


Figure U: Comparaison du signal d'un même échantillon à l'état brut, glycolysé et chauffé

Le diffractogramme d'un échantillon analysé à l'état brut (courbe bleue, **Fig. U**) permet de mettre en évidence plusieurs espèces minérales dominantes caractérisées par les pics à $14,1 \text{ \AA}$, 10 \AA et $7,16 \text{ \AA}$. Cependant ces pics caractérisent le signal de plusieurs espèces possédant des distances interfoliaires très proches, notamment pour le pic à $14,1 \text{ \AA}$ [Smectite (001) + Chlorite (001)] et le pic à $7,16 \text{ \AA}$ [Chlorite (002) + Kaolinite (001)]. Afin d'isoler le signal de chacune de ces espèces, la saturation à l'éthylène-glycol, qui favorise le gonflement des smectites a permis de séparer le signal de la smectite qui acquiert alors une distance interfoliaire centrée à $16,9 \text{ \AA}$ de celui de la chlorite qui reste centrée à $14,1 \text{ \AA}$ (courbe rouge, **Fig. U**). Pour le pic à $7,16 \text{ \AA}$, la chauffe a permis de montrer la présence de kaolinite, seule espèce à disparaître avec l'augmentation de la température, d'où une diminution de l'intensité du pic à $7,16 \text{ \AA}$, uniquement dans ce cas caractérisé par la présence de chlorite (courbe verte, **Fig. U**).

Après avoir estimé qualitativement les phyllosilicates présents dans la fraction argileuse, le but est d'estimer quantitativement chacune de ces espèces.

Cette estimation est obtenue à partir de l'analyse des pics diffractés (intensité) des échantillons glycolysés, avec une précision d'environ 4%. Les résultats sont représentés par des spectres intensité en fonction de la valeur de la distance interfoliaire (Å) ou de l'angle 2θ (spectre inversé). Les diffractogrammes présentés ici sont exprimés en fonction de la distance interfoliaire (**Figure V**).

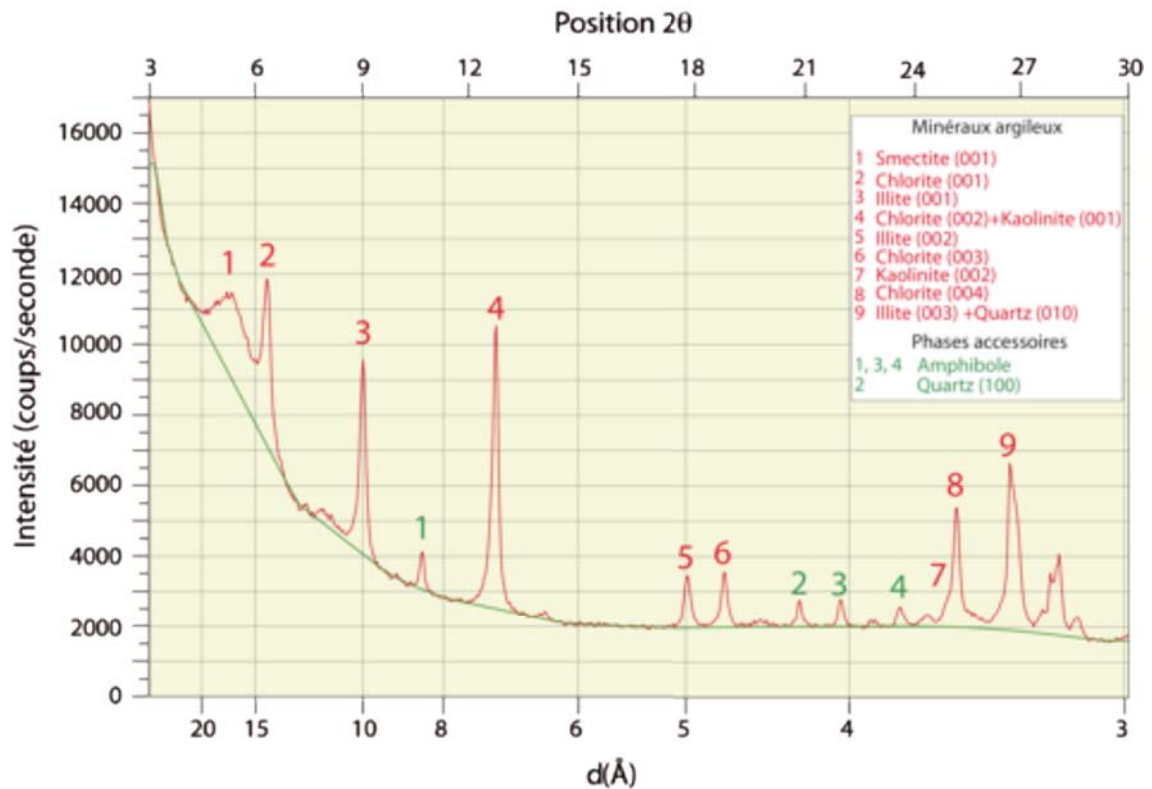


Figure V: Diffractogramme Intensité=f(d) montrant les pics d'intensité pour chaque phyllosilicate présent (échantillon glycolysé)

Chaque spectre a été traité à l'aide du logiciel MacDiff4.2.5 (Petschick *et al.*, 1996 ; Petschick, 2000). A l'aide de ce logiciel, pour chaque pic, on obtient trois paramètres : la valeur en Å, l'intensité en nombre de coups et l'aire du pic.

A partir de ces 3 paramètres, on détermine le pourcentage de chaque espèce minérale présente en appliquant les formules empiriques suivantes :

$$\text{Aire}_t = \text{Aire smectite (17\text{Å})} + \text{Aire Illite (10\text{Å})} + \{ \text{Aire Chlorite (002)} + \text{Aire Kaolinite (001)} \} (7,16\text{Å})$$

$$\% \text{ Smectite} = \text{Aire smectite (17\text{Å})} / \text{Aire}_t$$

$$\% \text{ Illite} = \text{Aire Illite (10\text{Å})} / \text{Aire}_t$$

$$\% \text{ Chlorite} = A * (\text{Aire Chlorite (3,54\text{Å})} / (\text{Aire Chlorite (3,54\text{Å})} + \text{Aire Kaolinite (3,57\text{Å})})$$

$$\% \text{ Kaolinite} = A * (\text{Aire Kaolinite (3,57\text{Å})} / (\text{Aire Chlorite (3,54\text{Å})} + \text{Aire Kaolinite (3,57\text{Å})})$$

$$\text{avec } A = \% (\text{Chlorite} + \text{Kaolinite}) = \text{Aire (7,16\text{Å})} / \text{Aire}_t$$

En plus des phyllosilicates, les diffractogrammes en lames orientées ont révélé la présence de phases accessoires (**Fig. V**). Il est possible d'identifier qualitativement ces phases minérales autres que les phyllosilicates par une analyse en roche totale. Cependant, cela nécessite un protocole différent (**Fig. W**). Huit échantillons bruts ont été broyés manuellement dans un mortier en agate et les poudres ont été montées dans des porte-échantillons adaptés avant d'être analysés. Les paramètres du diffractomètre ont été modifiés selon les conditions suivantes : 45 keV pour le voltage et 40 mA pour l'intensité, angle du goniomètre en balayage continu de 6 à 80° 2 θ avec un pas d'analyse de 200 secondes tous les 0,008° 2 θ et le masque de 10 mm, le plus adapté en analyse en roche totale. La vitesse de rotation de la platine reste inchangée (1 tr/s). Pour le faisceau incident, la fente de Soller reste fixée à 0,02 radian et comme la fente de divergence est programmée en mode automatique pour une largeur d'analyse de 10 mm sur l'échantillon, la fente d'anti-diffusion n'a pas été utile. Pour le faisceau diffracté, la fente de Soller reste fixée à 0,02 radian, la fente d'anti-diffusion a également été programmée en mode automatique et le filtre au nickel est resté opérationnel.

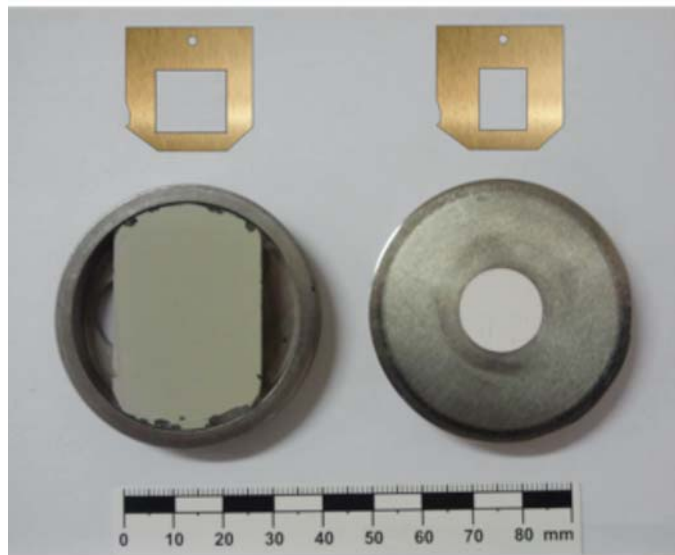


Figure W: Montage des échantillons et masque associé. Lame orientée avec un masque de 15 mm (à gauche) et poudre de roche totale avec un masque de 10 mm (à droite)

Les diffractomètres obtenus sur les échantillons en roche totale ont révélé la présence de phases minérales d'origine détritique, dominées par le quartz associé à des amphiboles (hornblende), des chloritoïdes (clinocllore), des phyllosilicates micacés (muscovite et biotite), des clinopyroxènes (diopside et jadéite), des feldspaths potassiques (sanidine et microcline), des feldspaths calciques (plagioclase de type anorthite) et de la calcite (**Fig. X**).

Ces minéraux, typiques des roches cristallines magmatiques (clinopyroxènes, feldspaths potassiques et calciques et calcite) et métamorphiques (chloritoïdes et phyllosilicates) peuvent également servir de repère pour l'identification des sources détritiques continentales.

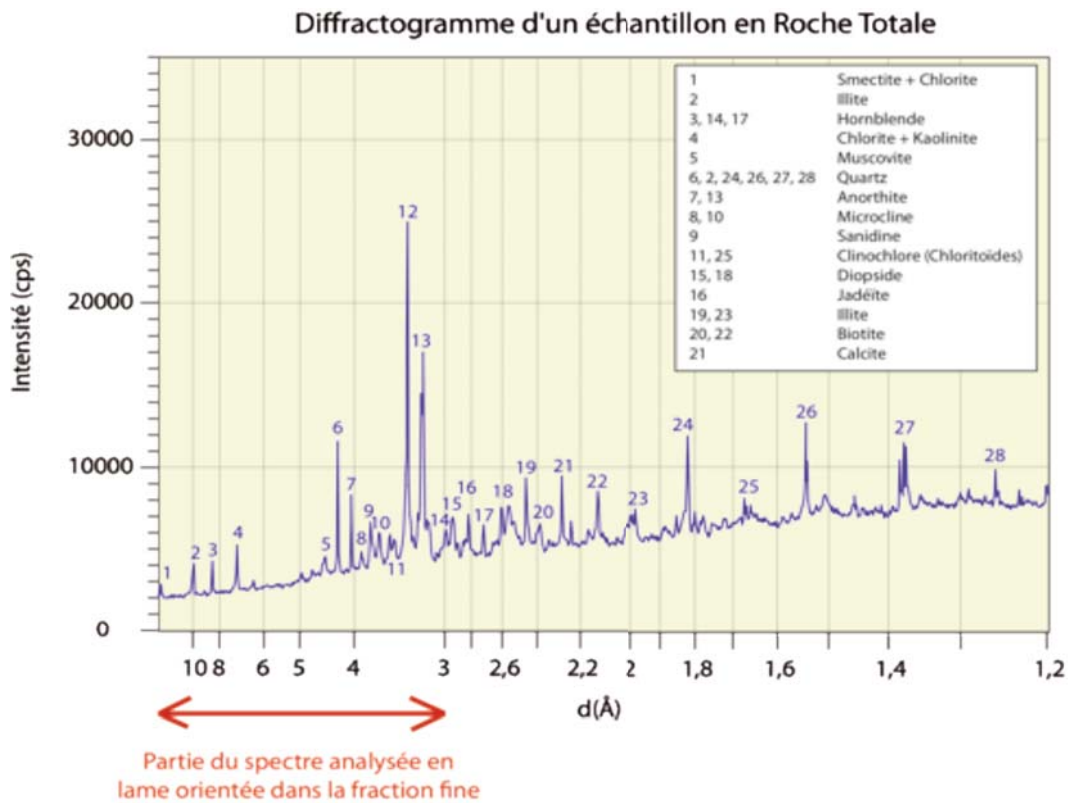


Figure X: Diffractogramme d'un échantillon en roche totale $I=f(d)$ montrant les pics des phases minérales présentes, essentiellement dominées par le Quartz

L'analyse semi-quantitative de ces espèces minérales a été réalisée à l'aide du logiciel DIFFRAC^{plus} EVA. Cette analyse est basée sur 2 hypothèses :

- toutes les phases détectées sont cristallines et le logiciel estime que leur somme est égale à 100 %.
- la concentration d'une phase est connue et sera déterminée en tant que concentration de référence

Pour déterminer cette concentration de référence, on choisit une méthode de préparation avec un étalon donné (50 % d'échantillon et 50 % de corindon (alumine $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$). C'est la méthode dite de RIR (Rapport d'Intensité de Référence) qui permet la mesure de l'intensité de ces deux pics. A partir des intensités mesurées, on fait le rapport entre le pic le plus grand (ici, le quartz) et le pic le plus grand de corindon. Ce rapport d'intensité est noté I/I_{cor} (= coefficient d'étalonnage).

Si on considère $C_i = C_{\text{cor}}$,

$$\frac{C_i}{C_{\text{cor}}} = 1 = \frac{m_i}{m_{\text{cor}}} \times \frac{I_i}{I_{\text{cor}}} \quad \text{soit} \quad \frac{m_i}{m_{\text{cor}}} = \frac{1}{(I/I_{\text{cor}})_i}$$

soit

$$\frac{C_i}{C_{\text{cor}}} = \frac{1}{(I/I_{\text{cor}})_i} \times \frac{I_i}{I_{\text{cor}}}$$

soit, pour 2 phases

$$\frac{C_i}{C_j} = \frac{(I/I_{\text{cor}})_j}{(I/I_{\text{cor}})_i} \times \frac{I_i}{I_j}$$

La concentration et l'intensité du corindon s'annulant, on peut ainsi mesurer un échantillon inconnu sans ajouter de corindon en utilisant les coefficients d'étalonnage établis avec le corindon. On va

de cette manière pouvoir calculer l'intensité nette (largeur à mi-hauteur ou FWHM pour *Full Width at Half Maximum*) de chacun des pics identifiés et estimer des pourcentages de chacune des espèces minérales présentes (**Tableau 9**). Cependant, c'est une méthode qui reste semi-quantitative et il n'est pas possible de définir l'erreur sur la mesure. Comme les échantillons de référence ne sont souvent pas de même nature que l'échantillon inconnu et n'ont pas subi la même préparation, il n'est pas possible d'utiliser l'écart type obtenu sur l'étalonnage.

Les compositions obtenues en roche totale montrent une dominance de quartz (19%) et de feldspaths (18%) et permettent ainsi d'expliquer leur forte proportion dans les niveaux les plus grossiers.

Composé	Formule chimique	Système	Y-Scale	Paramètres de maille							I/Ic	S-Q (%)	
				a (Å)	b (Å)	c (Å)	α (°)	β (°)	γ (°)	Vol. (Å ³)			
Quartz	SiO ₂	Hexagonal	101,97	4,914	4,914	5,406	90,00	90,00	90,00	120,00	113,05	3,1	18,4
Amphibole	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₄ Al(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂	Monoclinique	7,44	9,87	18,06	5,307	90,00	105,20	90,00	90,00	912,79	0,6	6,6
	Muscovite	KA ₂ [(OH,F) ₂ AlSi ₃ O ₁₀]	Monoclinique	5,57	9,073	20,06	90,00	95,72	90,00	90,00	943,69	0,4	5,3
Chloritoïde	(Mg ₅ Al)(AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₈)	Monoclinique	5,64	5,36	9,283	14,04	90,00	97,25	90,00	693,20	pas de référent	non estimé	
Clinopyroxènes	Diopside	Monoclinique	6,66	9,784	8,913	5,299	90,00	105,88	90,00	90,00	444,48	1,4	2,6
	Jadéite	Monoclinique	5,86	9,725	8,876	5,263	90,00	108,53	90,00	90,00	430,75	1	3,2
Feldspaths K	Sanidine	Monoclinique	6,60	8,558	13	7,179	90,00	116,07	90,00	90,00	717,27	0,7	5,4
	Microcline	Monoclinique	18,71	8,169	12,85	7,124	93,63	116,40	89,46	668,39	0,6	17,8	
Feldspath Ca	Microperthite	Triclinique	8,91	8,583	12,98	7,208	90,10	116,02	89,78	721,39	0,6	8,5	
	Anorthite	Triclinique	17,51	8,176	12,87	14,18	93,17	115,91	91,20	1338,75	0,4	23,6	
Sulfates Cu	Calcite	Rhomboédrique	22,00	4,994	4,994	17,08	90,00	90,00	120,00	368,93	3,3	3,7	
		Monoclinique	8,26	26,9	15,75	13,57	90,00	90,13	90,00	5744,67	0,9	5	
total (%) :											100,1		

Tableau 9: Estimation semi-quantitative des composants d'un échantillon (en %, S-Q) en roche totale déterminée à partir du logiciel DIFFRACplus EVA. Chaque composé a été identifié d'après la position des pics et corrigé par rapport à l'intensité du pic du corindon (I/Ic). Les paramètres de maille (longueurs, angles, volume) se réfèrent aux grandeurs du parallélépipède de la maille. Y-scale correspond à l'axe des ordonnées des pics, modifiables en fonction de celui du corindon

5. FLUORESCENCE AUX RAYONS X

5.1. Principe de la méthode

Contrairement à la microsonde électronique utilisée pour déterminer la concentration des éléments majeurs des verres volcaniques, la fluorescence aux rayons X (RX) a été appliquée pour estimer la composition géochimique des sédiments de la carotte MD07-3088.

La fluorescence X permet l'obtention rapide de la géochimie élémentaire d'un matériau donné par l'analyse de l'émission de l'énergie de fluorescence en longueur d'onde en fonction de sa composition. Sous l'effet du rayonnement X (faible longueur d'onde donc forte énergie), les atomes sont ionisés et excités. Cette instabilité est régulée par un rééquilibrage quantique dans les couches orbitales (Jenkins et de Vries, 1970). Chaque élément chimique est caractérisé par des orbitales atomiques spécifiques et chaque rééquilibrage orbital produira un rayonnement fluorescent dont l'intensité est déterminée par analyse dispersive en longueur d'onde. La méthode de fluorescence aux RX a été développée au Royal Netherland Institute for Sea Research (NIOZ ; Jansen *et al.*, 1998 ; **Fig. Y**). L'intérêt de la méthode est que l'acquisition des spectres se fait directement à la surface de l'échantillon.



Figure Y: Scanner Avaatech XRF du Royal Netherland Institute for sea Research (image laboratoire NIOZ)

5.2. Conditions d'analyse et exploitation des résultats

Par la méthode de fluorescence aux RX (WDS X-Ray Fluorescence Avaatech core-scanning) utilisée au NIOZ (Richter *et al.*, 2006), 11 éléments majeurs et 6 éléments en trace ont été déterminés (Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, P, S, Mn, Cr, et Zn, Br, Co, Rb, Sr, Y et Zr respectivement) avec une erreur (1σ) de 3 à 5 % (Weltje et Tjallingii, 2008).

Les échantillons ont été collectés tous les cm le long de la carotte MD07-3088, soit un total de 1890 échantillons. Ils ont subi une attaque acide dans un bain d'ultrasons mélangés à une solution d'acide acétique à 20% avant d'être broyés dans un mortier en agate. L'hétérogénéité et la rugosité de surface nécessitent l'utilisation d'un film Ultralene de 4 mm d'épaisseur qui va permettre l'aplanissement de la surface, la diminution de la rugosité et la contamination.

L'analyse en poudre est ensuite obtenue par fusion de l'échantillon dans une cellule en platine. Chaque spectre obtenu permet ainsi d'obtenir des raies d'intensité et d'énergie spécifiques à chaque élément (**Fig. Z**). Les conditions d'analyse ont été définies par un voltage de 10 KeV pour les éléments majeurs et de 30 KeV pour les éléments en trace avec un pas de temps d'analyse de 30 s, selon la loi de diffraction de Bragg et le faisceau atteint la surface de l'échantillon avec un angle de 45°. Les mesures en XRF sont exprimées en « coups/seconde » (cps), soit en nombre d'impulsions générées par le détecteur (**Fig. Z**).

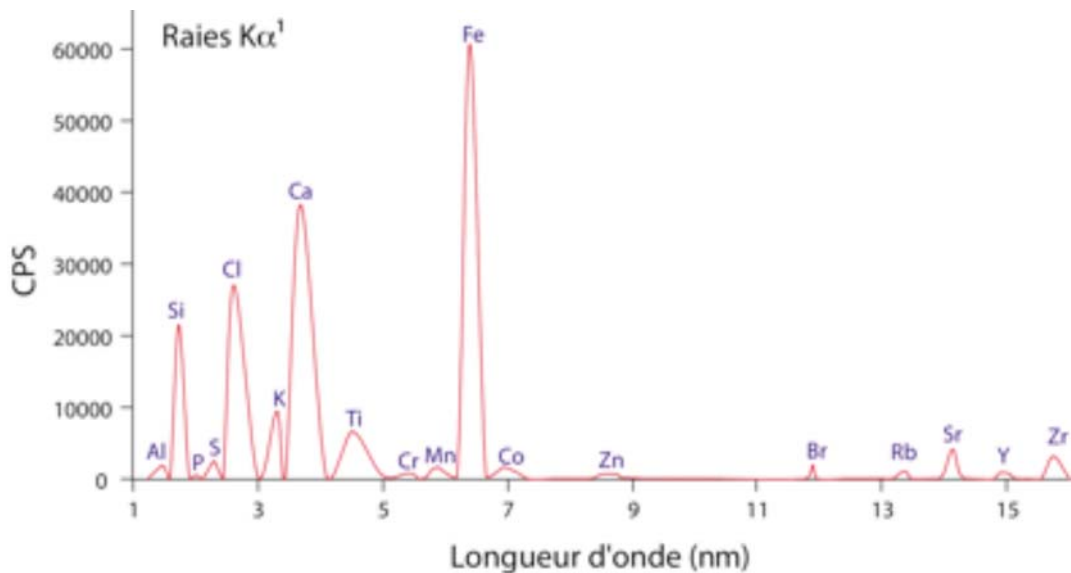


Figure Z: Spectre XRF montrant l'intensité des raies $K\alpha^1$ de chaque élément analysé

L'estimation de la concentration des éléments est déterminée à partir de l'équation de Jenkins (1999) :

$$W_i = K_i \cdot I_i \cdot M_i \cdot S_i$$

avec W_i : concentration de l'élément i

K_i : constante de calibration (sensibilité ou efficacité de détection)

I_i : intensité nette de l'élément considéré (après soustraction du bruit de fond, somme des pics, déconvolution et intégration de pic)

M_i : correction de l'effet de matrice (diffusion et absorption)

S_i : mesure de la géométrie et de l'homogénéité relatives à la configuration standard

Pour la mesure, en conditions de laboratoire, K_i et S_i sont généralement fixées, W_i est estimée à partir de I_i , après correction par M_i . M_i est estimée à partir de la combinaison de paramètres empiriques déterminés par des spécimens de calibration (Weltje et Tjallingii, 2008).

6. MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE

6.1. Principe de la méthode et conditions d'analyse

Des images à plus fort grossissement des verres volcaniques et des particules silico-clastiques ont été réalisées au microscope électronique à balayage (MEB de type Philips XL30) à l'Université Paris Sud afin d'observer leur morphologie. Les échantillons de verres volcaniques (montés sur pastilles en résine) et les grains détritiques (montés sur plots métalliques) ont été au préalable métallisés au carbone. Sous l'impact du faisceau d'électrons, l'échantillon émet deux principaux types d'électrons : les électrons secondaires et les électrons rétrodiffusés (**Fig. AA**). Les électrons rétrodiffusés ont une trajectoire aléatoire et sont collectés dès leur sortie de l'échantillon. Le système de détection Synergie4 PGT permet de transformer le signal des électrons rétrodiffusés en image topographique permettant d'observer les variations de relief de chaque grain.

Les conditions d'analyse appliquées sont un voltage de 15 KeV, un courant de 80 mA, un vide primaire de l'ordre de $1,6^{-4}$ mbar et un temps d'acquisition de 30 secondes/grain.

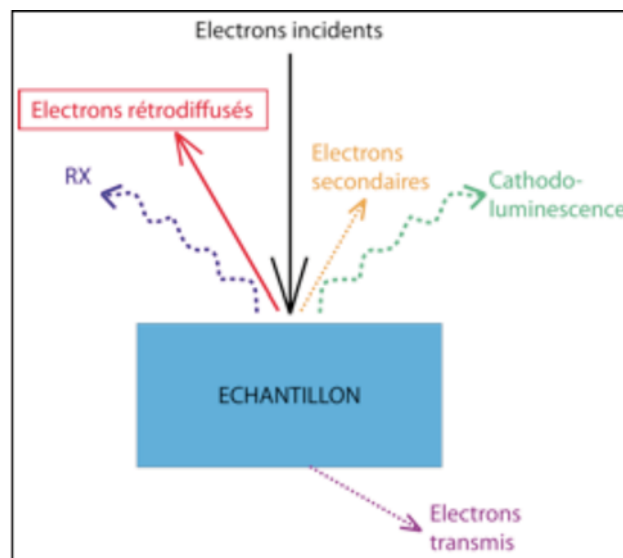


Figure AA: Principe de dispersion des électrons après bombardement de l'échantillon

6.2. Utilisation en téphrochronologie

L'imagerie au microscope électronique à balayage a permis d'obtenir des photographies des verres volcaniques en 3D (**Fig. AB**) et en 2D (**Fig. AC**). L'imagerie en 3D a été utilisée pour déterminer la morphologie des verres tandis que celle en 2D, effectuée sur les mêmes échantillons après le polissage des pastilles a été utilisée pour répertorier individuellement les grains et ainsi faciliter leur reconnaissance

pour les analyses à la microsonde et au LA-ICP-MS. Elle a également permis de reconnaître les phases minérales dans les verres et déterminer les zones d'analyse à éviter pour le laser (cavités creuses, phénocristaux). A partir de la microscopie optique, les compositions géochimiques ont été déterminée afin d'avoir un aperçu préliminaire de la composition de chacun des verres. Cependant, ce sont des analyses qualitatives et on va donc considérer uniquement les rapports d'éléments.

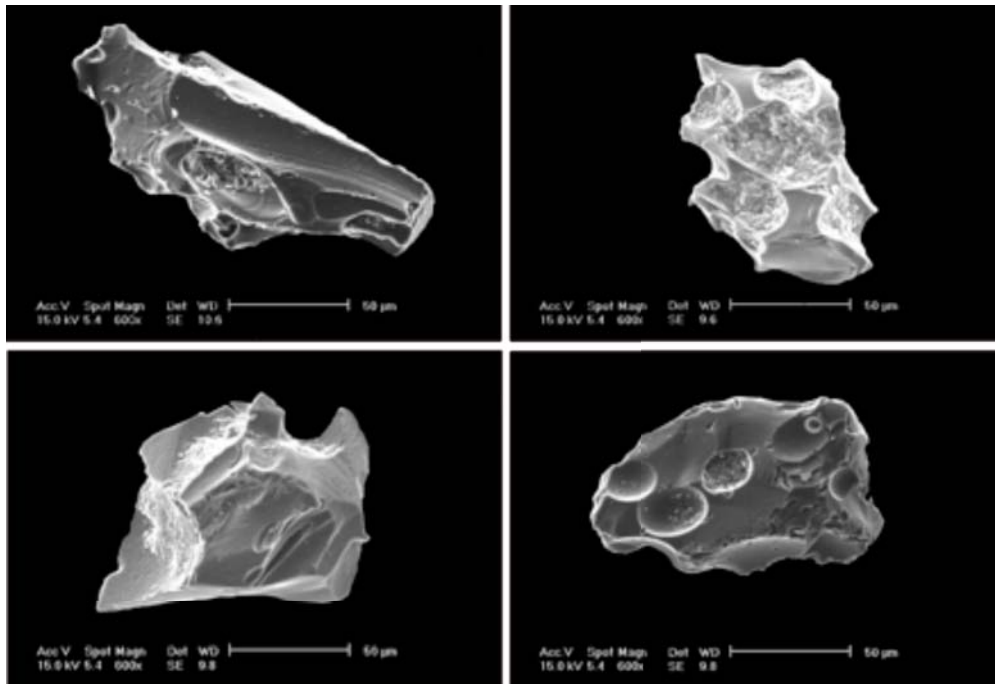


Figure AB: Photographies au MEB en 3D de verres volcaniques (niveaux 610, 870, 1080 et 1140 cm respectivement) montrant la morphologie des verres

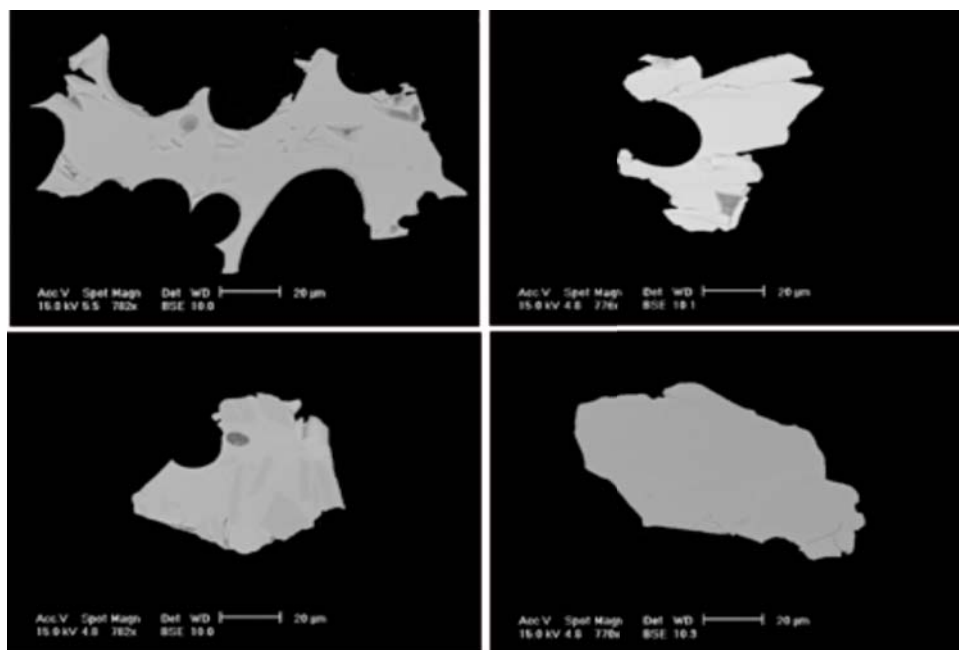


Figure AC: Photographies au MEB en 3D de verres volcaniques (niveaux 610, 870, 1080 et 1140 cm respectivement) après montage et polissage des pastilles montrant la présence dans certains cas de phénocristaux pour les analyses à la microsonde et au LA-ICP-MS

Après analyse des esquilles au LA-ICP-MS, il a été possible de visualiser les cratères d'ablation laissés par le laser et de mesurer la dimension approximative de ces cratères en imagerie optique (**Fig. AD**).

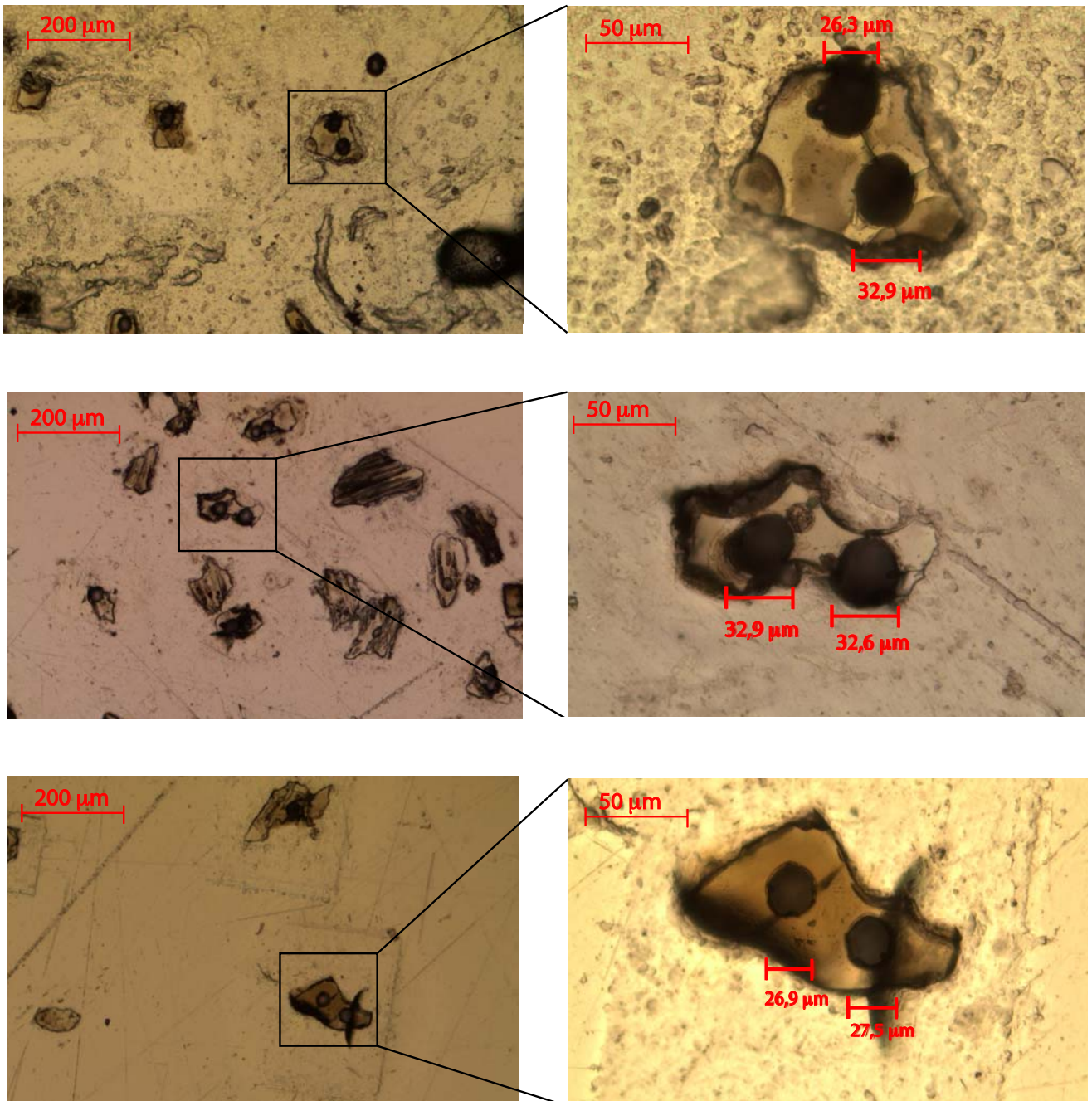


Figure AD: Photographie au microscope optique des cratères d'ablation faite au LA-ICP-MS pour quelques verres des niveaux 490, 750, 1140 et 1390 cm respectivement

6.3. Application en sédimentologie marine

L'imagerie au MEB a été appliquée en sédimentologie marine afin d'observer la structure et la morphologie des grains détritiques dans les fractions les plus grossières (40-150 μm) déterminées à partir de la granulométrie laser. Elle a permis de mettre en évidence les formes émoussées ou anguleuses, les figures de cassure et de fractures.

La chimie préliminaire faite au MEB a montré la présence de quartz et de feldspaths (sodiques et potassiques) à la fois dans la fraction $> 40 \mu\text{m}$ et dans celle $> 150 \mu\text{m}$ (**Fig. AE**).

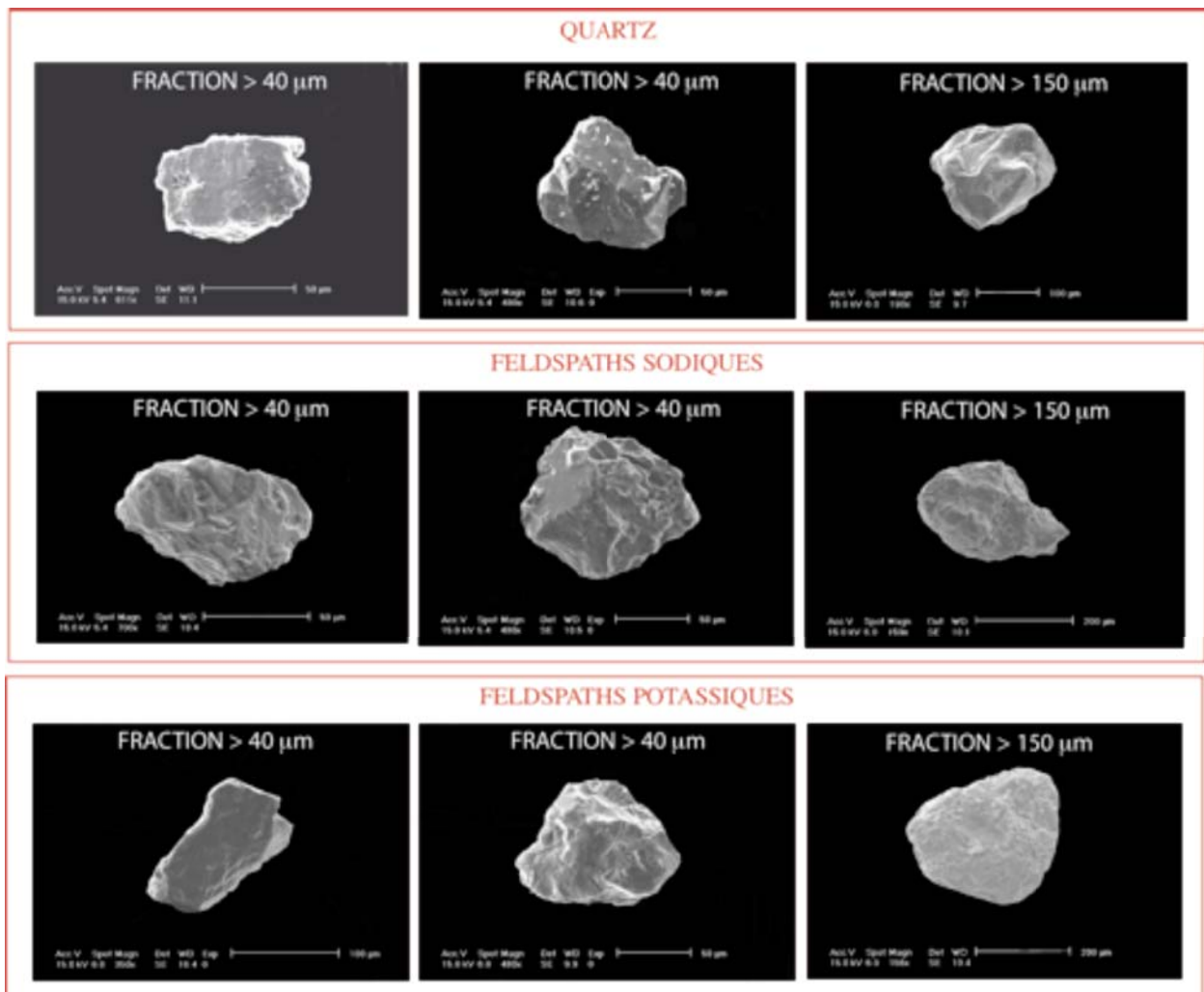


Figure AE: Morphologie des grains détritiques au MEB (quartz et feldspaths) dans la fraction $> 40 \mu\text{m}$, puis dans celle $> 150 \mu\text{m}$

Annexe 2

Southern Ocean deglacial reservoir age changes and timing of three episodes of upwelling

G. Siani, E. Michel, R. De Pol-Holz, F. Lamy, M. Carel, A. Laurantou

This paper is submitted to *Nature Communications*

1 **Southern Ocean deglacial reservoir age changes and timing of three episodes of upwelling**

2
3 G. Siani^{1*}, E. Michel², R. De Pol-Holz³, F. Lamy⁴, M. Carel¹, A. Lourantou^{2,5}

4
5 1. Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), UMR
6 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France.

7 2. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Laboratoire mixte CNRS-
8 CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

9 3. Department of Oceanography, University of Concepcion, Casilla 160-C, Concepcion, Chile

10 4. Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Am Alten Hafen 26, 27568
11 Bremerhaven, Germany

12 5 LOCEAN, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 4 place Jussieu Paris, France

13 * *Author to whom correspondence should be addressed (giuseppe.siani@u-psud.fr)*

14
15 **Knowledge of marine radiocarbon surface reservoir ages allows the accurate correlation of**
16 **continental, cryospheric and marine paleoclimate records. Here we present, for the first**
17 **time, independent measures of deglacial reservoir age changes in the Eastern Pacific sector**
18 **of the Southern Ocean obtained by ¹⁴C dating of tephra contemporaneously deposited over**
19 **the Patagonian marine and terrestrial region. We show that deglacial reservoir age**
20 **increased to 1300 years, compared to 800 years during the Holocene. Using these reservoir**
21 **age changes we show that climatic and carbon cycle records from the Southern Ocean are**
22 **synchronous with the Antarctic ice core records during the last deglaciation. These results,**

1 **along with foraminifera benthic-planktic ^{14}C age and $\delta^{13}\text{C}$ difference records, provide**
2 **evidence for three periods of reduced deep water ventilation through enhanced upwelling in**
3 **the Southern Ocean.**

4
5 The Southern Ocean (SO), which connects the deep ocean with surface waters and the
6 atmosphere, plays a major role in global ocean circulation and the carbon cycle (1,2). It has been
7 proposed that the SO upwelling, whose intensity depends partly on changes in Southern
8 Hemisphere Westerlies, could be the route for the ocean CO_2 degassing, a major factor in the
9 increase of atmospheric CO_2 during the last deglaciation (1,3,4). Recently, a number of studies
10 have presented deglacial intermediate and deep-water ventilation ages records focusing on the
11 oceanic path of old CO_2 from a deep-water reservoir to the atmosphere (5-10). This so-called SO
12 upwelling hypothesis is a major controversial issue. On the one hand, studies at intermediate
13 depth from the Equatorial East-Pacific and off Baja California have shown evidence for two
14 pulses of very radiocarbon-depleted waters during the deglacial CO_2 rise, and have exposed their
15 link with SO isolated waters sequestered and transported northward via AAIW (5, 10). On the
16 other hand, $\Delta^{14}\text{C}$ records from the Southern Pacific indicate the absence of any deglacial ^{14}C
17 lowering at intermediate depth off Chile and New Zealand respectively (7, 8). Part of the
18 controversy may arise from potentially biased chronologies for marine sediment cores for which
19 it is difficult to assess robust estimates of the sea-surface radiocarbon reservoir age (R_{surf})
20 changes. Only one study provided independent R_{surf} in the Southwest Pacific Ocean, but there are
21 no estimates for the SO during the deglaciation (11). Deep sea coral records provide more robust
22 chronologies due to the direct comparison between U/Th and ^{14}C ages, but they do not ensure a
23 simultaneous climatic record for bottom and surface waters (12). Precisely dated SO ventilation

1 records are, however, crucial in linking CO₂ outgassing events, and their timing, to atmospheric
2 CO₂ contents from ice-cores.

3
4 Here, we provide the first Pacific SO records of R_{surf} based on the occurrence of tephra layers
5 independently dated in the ocean and on land. High resolution benthic – planktic foraminifera ¹⁴C
6 age (B-P age) and planktic – benthic δ¹³C difference (Δδ¹³C) records are used to monitor the SO
7 upwelling. Additionally, in order to relate R_{surf} age changes to the climatic conditions we derive
8 planktic foraminifera oxygen isotopes and Summer Sea Surface Temperature (SSST).

9 Our R_{surf} change estimates for the subantarctic Southeast Pacific (SEP) sector of the SO
10 are based on well-dated tephra identified in sediment core MD07-3088 (46°04 S; 075°41 W;
11 1536 m) collected off the southern Chilean margin (Fig. 1). Identification of the eruption-source
12 of the marine tephra relies on detailed geochemical and ¹⁴C dating of both terrestrial and marine
13 deposits (13). ¹⁴C dating of organic terrestrial deposits constrains the atmospheric age of the
14 tephra, whereas the marine age was obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) ¹⁴C dating
15 of monospecific planktic foraminifera picked up within the ash layer (Table S1). As this core
16 presents a very high sedimentation rate (~60 to 300 cm/1000 years), bioturbation effects should
17 be minimal. The site of MD07-3088 is located in the northern part of the Antarctic Circumpolar
18 Current (ACC) under the direct influence of the northward Ekman transport of the Subantarctic
19 Surface Waters (SSW) (14) (Fig. 1A, B). Today the core depth is submerged beneath the upper
20 layers of the nutrient rich, oxygen poor Pacific Central Waters (PCW) at the boundary with the
21 northward-flowing oxygen rich Antarctic Intermediate Waters (AAIW).

22 The planktic δ¹⁸O, SSST, Δδ¹³C and B-P age records and the age control from core
23 MD07-3088 are illustrated in figure 2. The temperature and oxygen isotopic records show the

1 Late Glacial Period, the detailed trends of the last deglaciation with two warming phases (W1 and
2 W2) separated by the Antarctic cold reversal (ACR), and the Holocene. Over the last
3 deglaciation, five tephra showed that R_{surf} was at 1320 ± 95 years at the end of the first phase of
4 deglacial warming (W1 on Fig. 2A, HW1 tephra). It decreased to 975 ± 120 years during the
5 ACR (HW2 tephra), to 920 ± 135 years during the second warming phase (W2 on Fig. 2, HW3
6 tephra) and to 800 years during the Holocene (H2 and HW7 tephra; Fig.2B).

7 The large R_{surf} age changes during the deglacial period cannot be due to incorporation of
8 old carbon carried by the Aisén and tributary rivers because the main geological units of the
9 Coastal Range and Cordillera are composed primarily of pre-Jurassic metamorphic basement,
10 ophiolite, plutonic rocks and volcanic material (15) precluding contamination by old carbon.
11 Furthermore, similar carbon and oxygen isotopic records for planktic foraminifera have been
12 obtained from core MD07-3119 located about 40 km further offshore, indicating that the climatic
13 signals from core MD07-3088 are representative of open ocean regional signals (fig. S1).

14 To establish the chronology of the core, we used the ^{14}C ages of planktic foraminifera
15 corrected with the R_{surf} age determined from the tephra layers. Prior to HW1 tephra, marine ash
16 layers found in the core could not be correlated to dated terrestrial volcanic products (16). To
17 date, existing continental records do not extend beyond 15 ka due to the presence of a permanent
18 icecap in the region (17).

19 Surface water ^{14}C changes result from surface water CO_2 exchange variations with both
20 the atmosphere and the underlying waters, and horizontal advection. At the core site, surface
21 waters were constantly under the influence of the SSW, we therefore assumed that R_{surf} age
22 increased mainly during periods of enhanced SO vertical mixing indicated by the drop of B-P age
23 and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ respectively (Fig. 2). Thus, before 14.5 ka, during other periods of SO vertical mixing,

1 we constrained the R_{surf} age variability to the highest values obtained by tephra layer
2 comparisons.

3
4 B-P age differences were $\sim 1,400$ ^{14}C years during the Late Glacial, about 400 years higher
5 than modern values (modern B-P is ~ 1000 years) (18), suggesting more stratified and poorly
6 ventilated deep-water masses in the SEP region (Fig.2C; Table S2). The deglaciation is marked
7 by three periods of low values for B-P age and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (Fig.2C, D). At the beginning of the
8 deglaciation, a short decrease occurs in both signals, followed by two longer periods of low B-P
9 age and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ values. During the first warming episode W1, B-P age reaches its minimum value
10 of 450 years. Then, both B-P age and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ increase during the ACR prior to a third period of
11 low values during the second warming W2 (Fig. 2C, D). B-P age and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ decreases originate
12 either from enhanced vertical mixing in the SO or from a rapid decrease of the atmospheric
13 carbon isotopic compositions. In the atmosphere, two decreases have been observed in the $\delta^{13}\text{C}$
14 signal (19, 20) during the deglaciation but the amplitude of this atmospheric signal is only half
15 that of the ocean surface $\delta^{13}\text{C}$ which we have measured (Fig.3E). Similarly, the rapid decrease of
16 atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the periods running from 16.4 to 14.2 ka (21) (INTCAL09, Fig 3 B)
17 cannot entirely explain the amplitude and timing of the large ~ 700 years, decrease of the B-P age
18 signal in MD07-3088 core (Fig.3B). Therefore, we argue that both carbon isotopic signals reflect
19 a stronger SO upwelling. The largest and longest period of low B-P age difference is associated
20 with the highest R_{surf} during the last deglaciation, emphasizing that the SO upwelling provided a
21 ^{14}C depleted deep-water mass to surface waters at that time (Fig. 3C,H). Conversely, during the
22 ACR, lowering of R_{surf} at ~ 1000 years mirrors the rising in B-P age indicating a lower SO
23 upwelling. However, the observed during the W2, the next period characterised by a lower B-P

1 age difference, the observed R_{surf} does not change from its ACR value, indicating that upwelled
2 deep waters attained a much younger ^{14}C age than at the beginning of the deglaciation. At the end
3 of this third period of enhanced vertical mixing, R_{surf} decreases toward its Holocene value which
4 was most probably similar to the modern one.

5 Figure 3 illustrates the MD07-3088 records on a calendar age scale, using ^{14}C ages of
6 planktic foraminifera corrected for the R_{surf} age and the Oxcal software (22) compared with the
7 atmospheric carbon and isotopic compositions from Epica Dome C core and the record of
8 atmospheric radiocarbon activity.

9 The planktic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ record of core MD07-3088 shows a similar pattern to the
10 $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 inferred from the EPICA Dome C ice core (19,20) (Fig. 3E,F). The excellent
11 synchronicity of both records is particularly well documented for the rapid $\delta^{13}\text{C}$ increase between
12 14.1 ka and 13.5 ka in both our marine and the ice-core record. This event is chronologically very
13 well constrained by two tephra, at 14.47 ± 0.2 ka and 13.76 ± 0.1 ka, in our record and is
14 synchronous with the $\delta^{13}\text{C}$ rise of CO_2 according to the recent chronology of the EDC ice core
15 record (23) within the 1σ uncertainties. Here, for the first time, we are able to demonstrate a good
16 synchronicity between climatic marine and cryospheric records in the Southern Hemisphere for a
17 rapid event, displaying high temporal resolution (less than 150 years) and accurately dated
18 boundaries. In general, the first order and most of the second order changes of the marine $\delta^{13}\text{C}$,
19 $\delta^{18}\text{O}$ and SSTs records match well with the EDC $\delta^{13}\text{C}$ and deuterium isotopic record of the
20 deglaciation (Fig.3, fig. S2). These results are corroborated by the synchronicity between the high
21 resolution Ti/K record (24), indicative of the terrigenous source in core MD07-3088 and related
22 to precipitation and glacier behaviour, and the EDC δD record (fig.S2).

1 The two steps in atmospheric CO₂ increase during the deglaciation (23, 25), from 17.3 to
2 14.4 ka and 12.5 to 11.5 ka respectively are synchronous with the two latest periods of SO
3 upwelling, indicated both by B-P age and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ decrease in core MD07-3088 (Fig.3, shaded
4 area). The precise timing of these core records supports the hypothesis that ocean CO₂ outgassing
5 through Southern Ocean upwelling variations is a major mechanism responsible for the deglacial
6 atmospheric CO₂ rise (4). The first period of SO upwelling, starting at ~ 18.4 ka (Fig.3, shaded
7 area), occurs at the very beginning of the deglaciation as indicated by planktic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$
8 (Fig. 2) and by a recent composite record of Antarctic ice core temperatures (26). This event
9 might have been too short to produce a significant rise in the atmospheric CO₂. Alternatively, the
10 beginning of the CO₂ rise should be coeval with the onset of the Antarctic temperature rise within
11 the error for gas and ice age difference of the ice cores (26).

12 The three periods of SO upwelling correspond to three rapid decreases in the atmospheric
13 $\Delta^{14}\text{C}$ as indicated by the INTCAL04 curve (27) (Fig.3B). The major discrepancy between the
14 INTCAL09 and INTCAL04 curves concerns the second deglacial event of SO upwelling. For this
15 second event, to be in synchrony with the time of $\Delta^{14}\text{C}$ decrease in INTCAL09 (~16.35 ka), the
16 R_{surf} should rise to up to 2160 ± 100 yrs. However, with such an increase of R_{surf} the second SO
17 upwelling event would no longer be synchronous with the rapid CO₂ increase starting around
18 17.5 ka (Fig 3).

19 However, the deglacial opal flux record from the SO cores located south of the polar front
20 (4) does not reveal direct evidence for the first short-term period of SO upwelling recorded in
21 core MD07-3088 at ~ 18.4 ka (Fig.3). Two underlying conditions can, in our view, explain this
22 lack of evidence: 1) the lower glacial sedimentation rate (10 to 20 cm/ka) recorded in the studied

1 subantarctic cores compared to our site (300 cm/ka); 2) a different location for the maximum opal
2 supply at the end of the LGM, presumably further north of the zone.

3
4 The inferred R_{surf} changes outlined here, enable us to reconcile the SEP marine
5 paleoceanographic studies at regional scale and to clarify part of the controversy regarding the
6 ventilation age history of Antarctic intermediate waters (AAIW). Using these R_{surf} changes we are
7 able to recalculate the AAIW ventilation age recorded along the Central Chilean Margin at 36°S
8 (Fig.1) by De-Pol-Holz et al. (2010) (fig S3). Results reveal an aging of AAIW during the first
9 deglacial warming that is consistent with a reduction in the AAIW oxygen concentration at ODP
10 Site 1233, 1234 and 1235 located at 41°S and 36°S respectively (28) (Fig.1; fig.S3).

11 In this study we have demonstrated that the independent determination of R_{surf} for marine
12 records, in addition to being essential for comparing marine and continental climatic records, also
13 enables us to reconstruct the intermediate and deep-water ventilation changes in the SO and their
14 precise timing. This provides a better understanding of the oceanic processes that control the
15 atmospheric CO_2 cycle throughout the deglacial period, and allows to assess new clues for the
16 prediction of future atmospheric CO_2 variations.

17

18

1 REFERENCES AND NOTES

- 2
3 1. J.R. Toggweiler, J.L. Russell, S.R. Carson, *Paleoceanography* **21**, 15, (2006).
4 2. J. Marshall, K. Speer, *Nature Geoscience*, **5**, 171, (2012).
5 3. H. J. Spero, D.W. Lea, *Science*, **296**, 522, (2002).
6 4. R.F. Anderson *et al.*, *Science* **323**, 1443, (2009).
7 5. T. Marchitto, S. Lehman, J. Ortiz, J. Fluckiger, A. van Geen, *Science* **316**, 1456, (2007).
8 6. E. Galbraith, *et al.*, *Nature*, **449**, 890, (2007).
9 7. R. De Pol-Holz, L.D. Keigwin, J. Southon, D. Hebbeln, M. Mohtadi, *Nature Geoscience* **3**,
10 192, (2010).
11 8. K.A. Rose *et al.*, *Nature* **466**, 1093, (2010).
12 9. L. C. Skinner, S. Fallon, C. Waelbroeck, E. Michel, S. Barker, *Science*, **328**, 1147, (2010).
13 10. L. Stott, J. Southon, A. Timmermann, A. Koutavas, *Paleoceanography* **24**, PA2223, (2009).
14 11. E.L. Sikes, C.R. Samson, T.P. Guilderson, W.R. Howard, *Nature*, **405**, 555, (2000).
15 12. A. Burke, L.F. Robinson, *Science*, **335**, 557, (2012).
16 13. Materials and methods are available as supporting material on Science Online.
17 14. P. T. Strub *et al.*, in *The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses* (Wiley, New
18 York, 273–315, (1998).
19 15. R.D Forsythe *et al.*, *Geology*, **14**, 23, (1986).
20 16. M. Carel, G. Siani, G. Delpech, *J. Volcanology Geothermal Res.* **208**, 99, (2011).
21 17. N.F. Glasser, S. Harrison, V. Winchester, M. Aniya, *Glob. Planet. Change* **43**, 79, (2004).
22 18. R. Key, *et al.*, *Glob. Biogeochem. Cycles* **18**, GB4031, (2004).
23 19. A. Laurantou, *et al.*, *Global Biogeochem. Cycles* **24**, GB2015, (2009).
24 20. J. Schmitt *et al.*, *Science*, **336**, 711, (2012).
25 21. P.J. Reimer *et al.*, *Radiocarbon*, **51**, 1111, (2009).
26 22. C. Bronk Ramsey, *Radiocarbon*, **51**, 337, (2009).
27 23. B. Lemieux-Dudon, *et al.*, *Quaternary Sci. Rev.*, **29**, 8, (2010).
28 24. G. Siani *et al.*, *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* **297**, 26, (2010).
29 25. E. Monnin *et al.*, *Science* **291**, 112, (2001).
30 26. J. B. Pedro, S. O. Rasmussen, and T. D. van Ommen, *Clim. Past*, **8**, 1213, (2012).
31 27. P.J. Reimer *et al.*, *Radiocarbon*, **46**, 1029, (2004).
32 28. J.M. Muratli, Z. Chase, A. Mix, J. McManus, *Nature Geoscience*, **3**, 23, (2010).
33 29. R. Schlitzer, Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, (2012).
34
35

36 **Acknowledgments**

37 Financial support for this study was provided by the French INSU/LEFE - Pachiderme project. This
38 study has been conducted in the framework of the international IMAGES programme and the MD159-
39 PACHIDERME/IMAGES cruise. We express our thanks to the crew of the R/V Marion Dufresne as well
40 as the French Polar Institute (IPEV). We also thank D. Paillard, M. Paterne and J. C. Duplessy for helpful
41 discussions. F. Dewilde and G. Isguder are acknowledged for technical support.
42

1 **Figure captions**

2
3 **Figure 1 : Study area and core locations.** A) Map of mean annual SST (29) and geographical
4 locations of cores MD07-3088 [46°S, 75°W, 1,536 m] (this study: white circle), ODP 1233
5 [41°S, 74W, 838m ; (28)], ODP 1234 [36°S, 73°W, 1,015 m ; (28)], and ODP 1235 [36°S, 73°W,
6 489 m ; (28)] (solid black circles), and SO161-SL122 [36°S, 73°W, 1,000 m ; (7)] (white
7 diamond). ACC : Antarctic Circumpolar Current. PCC : Peru-Chili Current. CHC : Cape Horn
8 Current. B) Salinity depth-latitude section (29). AAIW : Antarctic Intermediate Water. PCW :
9 Pacific Central Water. CDW : Circumpolar Deep Water.

10
11 **Figure 2 : Records and Age control of core MD07-3088.** A) Calibrated radiocarbon ages (ka)
12 vs. depth with 1σ uncertainties. B) R_{surf} age (squares) and assumed R_{surf} (grey dotted line) in core
13 MD07-3088. HW7, H2, HW3, HW2, HW1: terrestrial tephra from the Hudson volcano. C)
14 Radiocarbon age difference between paired benthic and planktic foraminifera (filled squares).
15 Red dash: modern B-P ^{14}C age (18). D) $\Delta\delta^{13}C = \delta^{13}C G. bulloides - \delta^{13}C C. wuellerstorffii$ (red
16 dots). Smoothed curve using a 3 point average (thick red line). E) Summer Sea Surface
17 Temperature. F) $\delta^{18}O$ (per mil vs PDB) of *G. bulloides*. Smoothed curve using a 3 point average
18 (thick red line). ACR : Antarctic Cold Reversal. W1 and W2: the two Southern Ocean warming
19 phases of the last deglaciation.

20
21 **Figure 3 : Southern Ocean and carbon atmospheric changes during the last deglaciation.** A)
22 Atmospheric CO_2 from ice core EPICA Dome C (25) versus time, age scale from (23). B)
23 Atmospheric radiocarbon ($\Delta^{14}C$), INTCAL 09 (black line) INTCAL 04 (red line) (21, 27). C) R_{surf}
24 age (squares) and assumed R_{surf} (grey dotted line) in core MD07-3088. D) Southern Ocean Opal

1 flux ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}/\text{ka}$), a proxy for upwelling south of the Antarctic polar front from core TN057-13-
2 4PC (4). E) Ice core EPICA Dome C $\delta^{13}\text{CO}_2$ measurements (green) (19) versus age scale from
3 (23). F) *G. bulloides* $\delta^{13}\text{C}$ (this study, purple); smoothed curve using a 3 point average (thick
4 line). G) $\Delta\delta^{13}\text{C}$ in core MD07-3088; smoothed curve using a 3 point average (thick red line). H)
5 Paired benthic and planktic foraminifera radiocarbon age difference (this study) using INTCAL
6 09 (thick blue line) and INTCAL 04 (dashed line). The error bars represent combined 1σ error in
7 the radiocarbon dates. The gray dashed line indicates the approximate timing of Southern Ocean
8 event-stratigraphy chronozones. LGIT: Last Glacial/Interglacial transition; ACR: Antarctic Cold
9 Reversal; LGM: Last Glacial Maximum. Yellow shaded area: the three phases of Southern Ocean
10 outgassing.

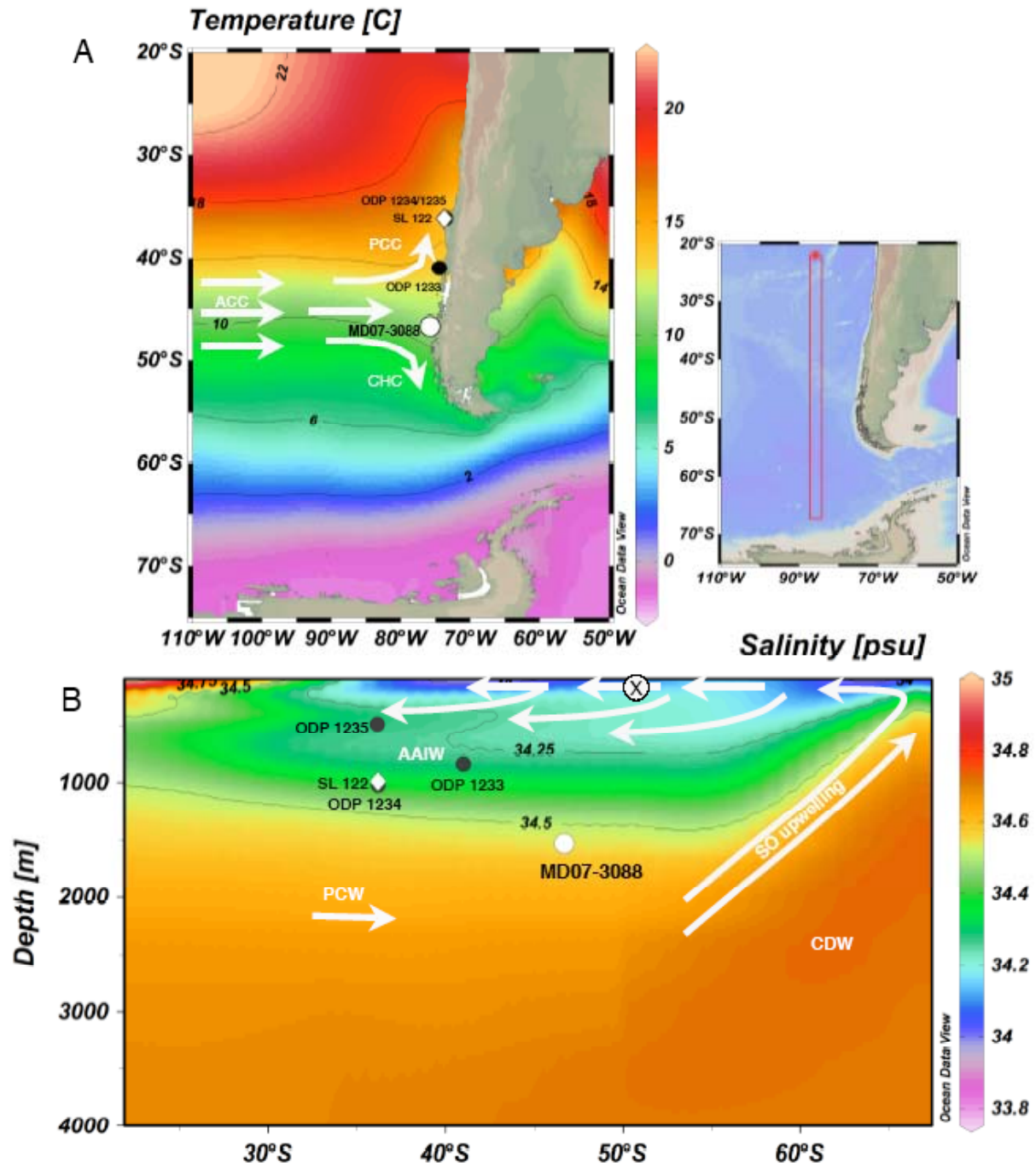


Figure 1

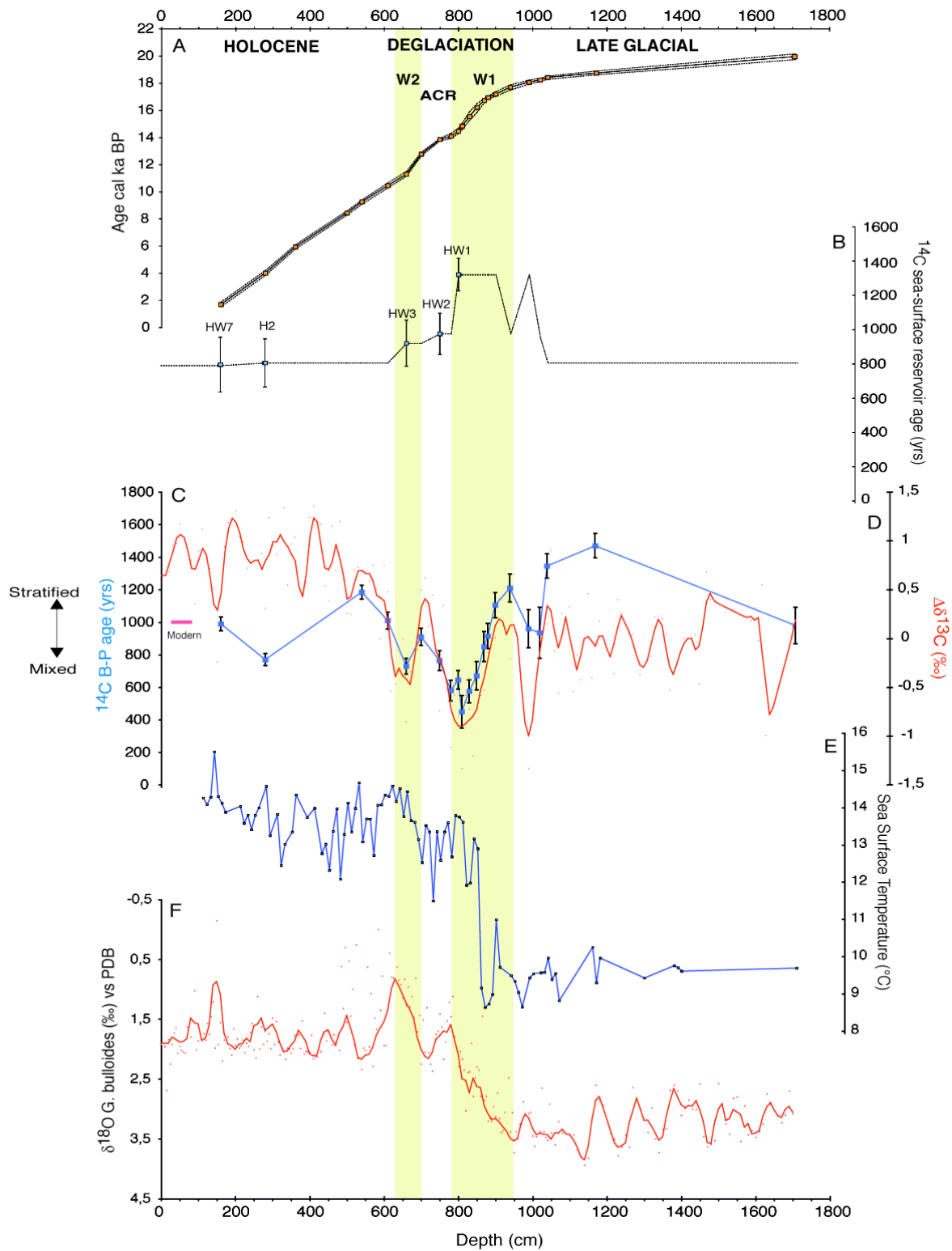


Figure 2

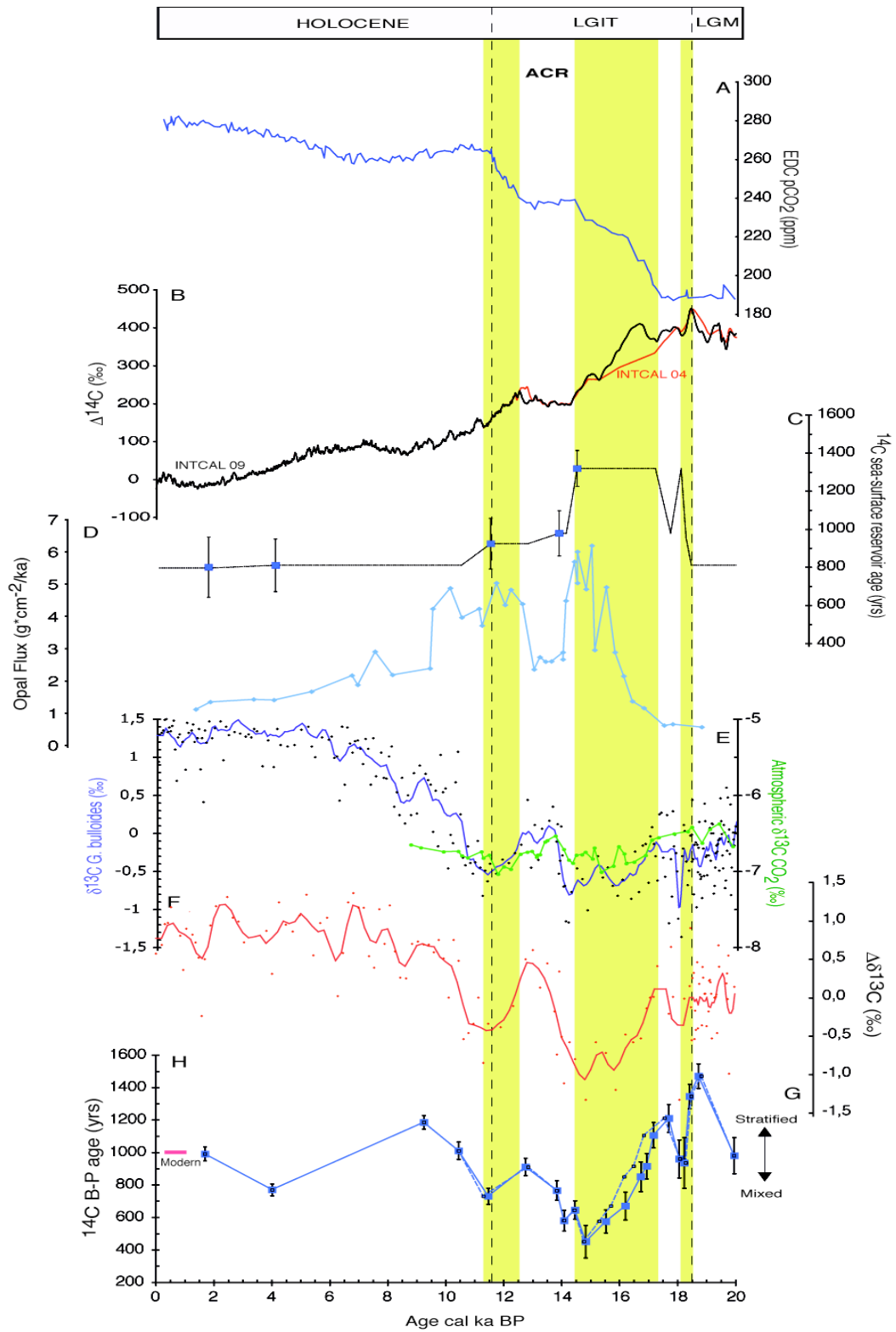


Figure 3

SUPPORTING ONLINE MATERIAL

- 1
- 2 - Materials and methods
- 3 - Age model and reservoir ^{14}C age correction
- 4 - Benthic – Planktic ^{14}C signal, estimates of deep south-eastern Pacific $\Delta^{14}\text{C}$ and ventilation age
- 5 of deep waters.
- 6 - Data Tables S1 and S2 and legends
- 7 - Figs S1 to S3 and legends
- 8 - References

9
10

11 **Materials and methods**

12 Calypso core MD07-3088 was collected during the IMAGES PACHIDERME (MD 159)
13 expedition on February 2007 by the French R/V Marion Dufresne in the South Pacific Ocean off
14 the Taitao Peninsula (46°04.30 S; 075°41.23 W; 1536 m below sea level; 18.9 meters length. Fig.
15 1; Kissel *et al.*, 2007, unpublished expedition report). Coring at this site recovered a fairly
16 uniform succession of olive black to greyish olive diatom and silt-bearing clay for the upper 6 m.
17 For the remaining 12.9 m the sediment is dominated by greyish olive to grey silty clay with
18 frequent intercalations of silty/sandy layers. In this study the first 17 meters of the core are
19 presented.

20 Stable oxygen and carbon isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$), expressed in ‰ versus VPDB
21 (Vienna Pee Dee Belemnite standard) were obtained for the planktic foraminifera *Globigerina*
22 *bulloides* sampled every 5 cm and on the benthic foraminifera *Cibicides wuellerstorfi* sampled
23 every 10 cm. 6 to 10 shells were picked within the 250-315 μm size ranges. Prior to isotopic
24 analyses, the samples were cleaned in methanol using a ultrasonic bath for a few seconds then

1 heated under vacuum at 380°C for 45 minutes. Analyses were performed at LSCE on Finnigan
2 Delta+ mass-spectrometers. VPDB is defined with respect to the NBS19 calcite standard (1). The
3 mean external reproducibility (1σ) of carbonate standards is $\pm 0.06\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.04\text{‰}$ for
4 $\delta^{13}\text{C}$; measured NBS18 is $-23.2\pm 0.2\text{‰}$ VPDB for $\delta^{18}\text{O}$ and $-5.0 \pm 0.1\text{‰}$ VPDB for $\delta^{13}\text{C}$.

5 Summer SSTs were determined using planktic foraminifera assemblages. Each sieved
6 sample ($> 150\ \mu\text{m}$ fraction) was split into 300-1000 individuals for identification and counting.
7 The SSTs were calculated by the Modern Analog Technique (MAT) (2), using the Southern
8 Ocean database (3) and the PaleoAnalog software (4). This method directly measures the
9 difference between the faunal composition of a fossil sample and a modern database, and it
10 identifies, for each fossil assemblage, the best modern analogues (2). Reliability of SSTs is
11 estimated using a square chord distance test (dissimilarity coefficient) that represents the mean
12 degree of similarity between the sample and the best 4 to 20 modern analogues. The calculated
13 mean standard deviation of summer SST estimates observed in core MD07-3088 is of $\sim 1^\circ\text{C}$
14 during the last 20 ka.

15 Marine ash-layers were identified by the relative abundance of glass shards as previously
16 described in core MD07-3088 (5). Counting of glass shards from 210 samples was conducted on
17 the detrital fraction every 10 cm along the core, with resolution of 5 cm between 600 cm to 900
18 cm, owing to the occurrence of several eruptions closely spaced in time. An additional counting
19 at higher resolution (every 1 cm) between 275 to 285 cm permitted the identification of a new
20 tephra at 279 cm. Major-element analyses of individual glass-shards were performed on
21 CAMECA-SX 100 Electron Microprobe (EPMA-CAMPARIS) at the University Paris VI
22 (France). Eleven elements were analyzed (Na, Mg, Si, Al, P, K, Ca, Ti, Cr, Mn and Fe) using an
23 accelerating voltage of 15 KV, an intensity of 10 nA and a maximal focused beam of $5\ \mu\text{m}$ to

1 minimise loss of alkali. Elemental composition data for individual glass-shards analyses have
2 been normalized to 100 % wt.

3 Radiocarbon dating was measured at UMS-ARTEMIS (Pelletron 3MV) AMS (CNRS-
4 CEA Saclay, France) and at Keck Carbon Cycle Accelerator Mass Spectrometer facilities of the
5 University of California, Irvine. AMS ^{14}C measurements were performed on handpicked
6 monospecific planktic and mixed benthic foraminifera in the size fraction $>150\mu\text{m}$. Twenty-three
7 AMS dates were obtained for monospecific planktic foraminifera (*G. bulloides*), and twenty-two
8 were obtained for benthic foraminifera. Radiocarbon results are provided in Tables S1 and S2.

9 The age model for the core was derived from the calibrated planktic ages by applying a
10 variable reservoir correction and using the calibration program OxCal 3.10 at the 95%-confidence
11 level (2σ) (6) based on INTCAL09 (7).

12

13 **Age Model and reservoir ^{14}C age correction**

14 The age model for core MD07-3088 was based on planktic radiocarbon dates using a
15 variable surface-water reservoir ^{14}C age (R_{surf}) estimated by identifying the eruption-source of the
16 marine tephra recovered along the core for the last 14.5 ka, a period for which we have the
17 terrestrial tephra ^{14}C dates. Before 14.5 ka, we apply the basic assumption of using the highest
18 R_{surf} when B-P age and $\Delta\delta^{13}\text{C}$ decrease (Fig.2), these differences indicating the intensity of the SO
19 upwelling in the Antarctic area transferred through sub-antarctic northward Ekman transport.
20 Then, the R_{surf} corrected planktic ^{14}C dates were calibrated using the OxCal calibration curve
21 based on INTCAL09 (7). Radiocarbon data and R_{surf} estimates are reported in Table S1 and S2.

22 To explain the large R_{surf} age changes during the deglacial period in core MD07-3088, we have
23 discarded any contamination by old carbon on radiocarbon dating of planktic foraminifera

1 performed along the core. We surmise that no carbon contamination occurred from the
2 continental material input. To support our assumption, we outline in fig. S1 a comparison
3 between the oxygen and carbon isotopic records on the planktic foraminifera *G. bulloides* from
4 MD07-3088 and a farther offshore core, MD07-3119 (46°05 S, 76°06 W, 2520 m), recovered at
5 the same latitude. The results show similar isotopic oscillations during the deglaciation and early
6 Holocene indicating clearly that the core MD07-3088 signals are representative of open ocean
7 regional signals rather than local coastal records affected by continental influence.

8
9 Pre-bomb R_{surf} are poorly documented in the South East Pacific, except for one single
10 available date at 530 ± 40 years from the southern Chilean fjords close to Puerto Natales, (51°S,
11 72°E) (8). This fjord site is not likely to be representative of open ocean conditions as it is largely
12 affected by local conditions such as melt-water supply (9). Our results indicate that the youngest
13 R_{surf} estimates at ca. 800 years, obtained in core MD07-3088 at around 1.7 ka, are similar to those
14 obtained during the Middle Holocene period. These findings are in agreement with several other
15 studies carried out along the South Pacific margin as well in the Southern Ocean which have
16 revealed no changes in regional R_{surf} during the last 6 ka (10-13). As a consequence, Holocene
17 R_{surf} estimates at ca. 800 years along the Southern Chilean margin at 46°S can be regarded as the
18 most plausible for the pre-bomb period if one considers that the Holocene hydrographic
19 conditions in the south-east Pacific have remained unchanged.

20
21 The reconstructed age model for the last glacial period, involves a R_{surf} correction of 800
22 years for the planktic radiocarbon age similar to that of the Middle to Upper Holocene. This
23 represents the R_{surf} value we estimate for this period. Indeed, our approach is based on the

1 assumption that the major R_{surf} increase in core MD07-3088, occurring during the last
2 deglaciation, is contemporaneous with the maximum decrease in B-P age difference which
3 suggests an important mixing with radiocarbon depleted deep waters. We forward the hypothesis
4 that the reservoir age increased up to 1320 years (the estimate based on the tephra layer at 14.5
5 ka) from a value of 800 years during the glacial period. The B-P age difference during the last
6 glaciation is noticeably higher than during the deglacial period, indicating well stratified water
7 masses isolated from a poorly ventilated deep carbon source. This could lead to a reduced R_{surf}
8 during the LGM. However, it might have been compensated for by the reduced Atmosphere-
9 Ocean CO_2 exchange due to lower pCO_2 . Finally, SST estimations for the last glacial period
10 allow us to discard the hypothesis of increasing sea-ice coverage that would have decreased the
11 atmosphere-ocean CO_2 exchange causing a local R_{surf} increase. Moreover, our considerations are
12 supported by alkenone SST reconstructions at 53°S (i.e. to the south of our study site) confirming
13 the absence of permanent sea-ice coverage during the last glaciation (14). Therefore, we assume
14 that R_{surf} during the last glaciation did not differ significantly from that of the Holocene period.

15 The synchronicity of the SEP Ocean with ice core records is particularly strong from
16 14.5 ka onward, starting with the first known dated terrestrial tephra, with the occurrence of a
17 large $\delta^{13}\text{C}$ change both in the ice core and in the marine surface record. However, the basic
18 assumption we used for older reservoir ages lead to a good synchronism between the δD from
19 EPICA Dome C record and the high resolution (1cm sample resolution) geochemical ratio Ti/K
20 measured in core MD07-3088 (fig. S2) as well as between the oxygen isotopic composition of
21 planktic foraminifera and SSTs changes at lower resolution (fig. S2). The Ti/K ratio has been
22 used as a proxy to track past changes in the relative contribution of detrital material deriving from
23 the volcanic area (high contents of Ti-rich minerals) of the Andean Cordillera versus the igneous

1 rocks (high contents of K-rich minerals) of the Coastal Range. These environmental changes
2 have been attributed to climate fluctuations that occurred since the last glacial period in northern
3 Patagonia and are mainly related to precipitation and glacier behaviour (15).

4

5

6 **Benthic – Planktic ^{14}C signal, estimates of deep south-eastern Pacific $\Delta^{14}\text{C}$ and ventilation**

7 **age of deep waters.**

8 In a stable system, the B-P ^{14}C signal depends on the ocean mixing. However, in the
9 absence of any changes in ocean circulation patterns, the B-P age will fluctuate following a ^{14}C
10 production change in the atmosphere before returning to its equilibrium value (16).

11 To compare our core ^{14}C signal with the atmospheric ^{14}C history, we derived estimates of deep
12 south-eastern Pacific $\Delta^{14}\text{C}$ by using the following equation :

13
$$\Delta^{14}\text{C} = (e^{-14\text{C age}/8033}/e^{-\text{cal age}/8266} - 1)*1000$$

14 where 8033 and 8266 are the Libby and true mean lives of ^{14}C , respectively.

15

16 A recent compilation of B-P age difference between paired benthic and planktic
17 foraminifera from the central Chile margin (17) (Fig. 1; SO161-SL122; 36S, 73°W; 1,000 m
18 water depth) show similar overall Late Glacial to Holocene ventilation variations when compared
19 to the MD07-3088 ^{14}C B-P record (fig. S3). However, the timing derived from the MD07-3088
20 B-P age record contradicts that inferred from core SO161-SL122. In the latter, the onset of the
21 deglacial B-P age decrease was identified at ~ 18.8 ka, about 1 ka older than in our record. A
22 similar chronological shift was observed during the minimum B-P age difference just before the
23 ACR dated in our record at 14.8 ka instead of 15.8 ka in core SO161-SL122 (fig. S3). Finally, a
24 further time shift marks the second B-P age minima during the Early Holocene, again exposing

1 age discrepancies between both records (fig. S3). It should be pointed out that the largest and
2 longest period of low B-P age difference in our record (between ca. 17 to 14 ka) is associated
3 with the highest observed R_{surf} in the SEP during the last deglaciation, emphasizing the mixing of
4 upper intermediate and surface waters with the ^{14}C depleted deep-water mass. On the basis of
5 these observations, the existence of a B-P age phase shift between both records appears
6 questionable, as does the consequent hypothesis of two different ventilation histories for
7 intermediate waters along the South Chilean margin since the last glacial period. In order to
8 reconcile the differing B-P ages of samples MD07-3088 and SO161-SL122, one should probably
9 examine the respective approaches adopted by each author when establishing their models. In
10 particular, De Pol-Holz *et al.* (2010) assumed in their age reconstruction model that the degree of
11 R_{surf} variability at the site SO161-SL122 was at 400 years based on a constant reservoir age
12 correction along the entire record. In addition, by using a constant R_{surf} age at 400 yrs in their age
13 model, De Pol-Holz *et al.* (2010) reconstructed an age-corrected AAIW $\Delta^{14}\text{C}$ record displaying
14 no significant depletion of the AAIW $\Delta^{14}\text{C}$ values and suggesting no mixing with any
15 hypothetical radiocarbon depleted deep ocean reservoir during the Heinrich 1 and/or the Younger
16 Dryas (17) (fig. S3). By contrast, the reconstructed PCW (at the upper boundary with AAIW)
17 $\Delta^{14}\text{C}$ values in the MD07-3088 record show an important aging of these waters in the SE Pacific
18 at the onset of the deglaciation and lasting until 16.7 ka.

19 In order to shed light on this point, we recalculated the $\Delta^{14}\text{C}$ record from the northern
20 Chile margin core SO161-SL122. Firstly, we corrected the planktic radiocarbon dates by using
21 variable R_{surf} age estimations based on the MD07-3088 record and then we calibrated these ages
22 using INTCAL 09 (7). The recalculated SO161-SL122 $\Delta^{14}\text{C}$ record indicated an aging of AAIW
23 $\Delta^{14}\text{C}$ values suggesting that the water mass at 1,000 m water depth was likely to have been

1 composed of more radiocarbon depleted waters in agreement with the $\Delta^{14}\text{C}$ record in core MD07-
2 3088 (fig. S3). This finding is corroborated by the reduction in the AAIW oxygen concentration
3 during the deglacial warming observed at ODP Site 1233 and 1234, located at 41°S and 36°S
4 respectively, indicating that SO upwelling provided at that time a ^{14}C depleted deep-water mass
5 with low oxygen (18).

6 In this instance, we therefore conclude that, using reliable R_{surf} when calculating deep-water
7 ^{14}C ages leads to enhanced deep-water ^{14}C ages by more than a factor of two. This result suggests
8 the degree to which unaccounted R_{surf} variability may affect $\Delta^{14}\text{C}$ calculation precluding accurate
9 estimation of deep ocean radiocarbon ventilation records.

10

1 **SUPPLEMENTARY REFERENCES :**

- 2
3 1. T.B. Coplen, *Chemical Geology*, **72**, 293 (1988).
4 2. W. Prell , Technical Report TR025, United States Department of Energy, Washington, DC,
5 (1985).
6 3. M., Kucera et al. *Quaternary Sci. Rev.*, **24** 951-998, (2004).
7 4. R. Theron, *et al.*, *Micropaleontology*, **50**, 391. (2004).
8 5. M. Carel, G. Siani, G. Delpech, *J. Volcanology Geothermal Res.* **208**, 99, (2011).
9 6. C. Bronk Ramsey, *Radiocarbon*, **51**, 337, (2009).
10 7. PJ. Reimer *et al.*, *Radiocarbon*, **51**, 1111, (2009).
11 8. B.L. Ingram, J.R., Southon, *Radiocarbon* **38**, 573, (1996).
12 9. R. Kilian, F. Lamy, *Quaternary Sci. Rev.*, **53**, 1, (2012).
13 10. P.Van Beek *et al.*, *Geology* **30**, 731 (2002).
14 11. M. Fontugne, M. Carré, I. Bentaleb, M. Julien, D. Lavallée, *Radiocarbon* **46**, 531, (2004).
15 12. L. Ortlieb, G. Vargas, J.F. Saliège, *Quaternary Sci. Rev.*, **75**, 91, (2011).
16 13. B.L. Hall, G.M., Henderson, C. Baroni, T.B. Kellogg, *Earth Planet Sc Lett*, **296** 115,
17 (2010).
18 14. M. Caniupán et al. *Paleoceanography*, **26**, doi:10.1029/2010PA002049, (2011).
19 15. G. Siani *et al.*, *Paleogeogr, Paleoclimatol, Paleoecol*, **297**, 26, (2010).
20 16. J.F. Adkins, E.A. Boyle, *Paleoceanography*, **12**, 337, (1997).
21 17. R. De Pol-Holz, L.D. Keigwin, J. Southon, D. Hebbeln, M. Mohtadi, *Nature Geoscience* **3**,
22 192, (2010).
23 18. J.M. Muratli, Z. Chase, A. Mix, J. McManus, *Nature Geoscience*, **3**, 23, (2010).
24 19. S.G. Haberle, S.H. Lumley, *J. Volcanology Geothermal Res.* **84**, 239, (1998).
25 20. J.A. Naranjo, C.R. Stern, *Bull. Volcanology*, **59**, 291, (1998).
26 21. E. Monnin *et al.*, *Science* **291**, 112, (2001).
27 22. B. Lemieux-Dudon, *et al.*, *Quaternary Sci. Rev.*, **29**, 8, (2010).

28
29
30
31
32
33
34
35

1 **Supplementary figure and table captions**

2
3 **Table S1** : Depth, eruption, source, terrestrial and marine AMS ^{14}C dating (year BP), reservoir
4 ^{14}C age of the main marine tephra identified along the core MD07-3088. Terrestrial ^{14}C dating
5 from ref. 19 and 20. *from ref. 20. Dating in bold correspond to the weighted means and
6 uncertainties.

7
8 **Table S2** : Planktic and benthic radiocarbon dates, B-P offset and $\Delta^{14}\text{C}$ estimates from core
9 MD07-3088.

10
11 **Figure S1** : Correlation of *Globigerina bulloides* A) carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and B) oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) isotopic
12 records from core MD07-3088 (this study) and nearby farther offshore core MD07-3119. Thick
13 lines for oxygen and carbon isotope records correspond to the smoothed curve using a 3 point
14 average.

15
16 **Figure S2** : Age model and comparison of paleoclimatic records from core MD07-3088 and
17 EPICA DOME C. A) Ice core deuterium record from EPICA Dome C (21) based on the age scale
18 of (22). B) Ti/K ratio sedimentary record (red line) in core MD07-3088. C) Summer Sea Surface
19 Temperature by Modern Analog Technique (red line). D) Variations in $\delta^{18}\text{O}$ (per mil vs PDB) of
20 *Globigerina bulloides*. The thick red line corresponds to a smoothed curve using a 3 point
21 average. Green dotted lines for Ti/K ratio, SST and $\delta^{18}\text{O}$ records related to a calendar time scale
22 assuming a constant 800 years reservoir age correction before 15 cal ka BP. Gray dashed line
23 indicates approximate timing of Southern event-stratigraphy chronozones. LGM = Last Glacial
24 Maximum, LGIT = Last Glacial-Interglacial transition, ACR = Antarctic Cold Reversal.

1
2 **Figure S3:** Radiocarbon activity of South-Eastern Pacific waters: A) Comparison
3 between benthic-planktic radiocarbon age difference in core MD07-3088 (this study; squares)
4 and core SO161-SL122 (triangles) (17). The error bars represent combined 1σ error in the
5 radiocarbon dates. B) Comparison between the atmospheric radiocarbon ($\Delta^{14}\text{C}$) INTCAL 09
6 (black line) and radiocarbon activity ($\Delta^{14}\text{C}$) from core MD07-3088 (this study; squares) and
7 intermediate waters off Chile from core SO161-SL122 (red triangles) after (17) and recalculated
8 $\Delta^{14}\text{C}$ using variable R_{surf} changes (green triangles) for the same core

9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

Depth (cm)	Eruption	Origin	Sample	Terrestrial ¹⁴ C age (yr) ±1 σ	CAL yr BP	Laboratory Code	Planktonic foraminifera	Marine ¹⁴ C age (yr) ±1 σ	R _{surf} age (yr) ±1 σ
159-161	HW7	Hudson	Charcoal	1830±75	1695	SacA 10552	<i>Globigerina bulloides</i>	2510±30	790 ± 160
			Charcoal	1605±55 1720±160					
280-281	H2	Hudson	Peat	3740±60*	4015		<i>Globigerina bulloides</i>	4475±30	805 ± 140
			Peat	3485±100*					
			Charcoal	3670±70*					
660-661	HW3	Hudson	Charcoal	3790±80*	11470	SacA 10554	<i>Globigerina bulloides</i>	10,880±35	920 ± 135
			Charcoal	9830±90					
			Charcoal	10,080±100					
			Charcoal	9995±85 9930±85 9960±105					
750-751	HW2	Hudson	Charcoal	11,965±100	13840	SacA 12820	<i>Globigerina bulloides</i>	12,885±40	975 ± 120
			Charcoal	11,855±120 11,910±80					
800-801	HW1	Hudson	Charcoal	12,390±120	14465	SacA 12821	<i>Globigerina bulloides</i>	13,755±35	1320 ± 95
			Charcoal	12,480±100 12,435±65					

Table S1

Lab Code	Species	Depth (cm)	Conventional ¹⁴ C age (yr)	1 σ (yr)	B-P ages (yr)	1 σ (yr)	Calendar age (yr)	Upper limit (1 σ)	Lower limit (1 σ)	Δ^{14} C benthic (‰)	(1 σ)
SacA 10551	<i>Mix benthic</i>	0-3	1595	30						-180	23
SacA 10552	<i>G.bulloides</i>	159-161	2510	30	990	40	1695	190	180	-206	21
SacA 12814	<i>Mix benthic</i>	159-161	3500	30							
SacA 12815	<i>G.bulloides</i>	280-281	4475	30	770	35	4015	195	185	-154	19
UCIAM-S97354	<i>Mix benthic</i>	280-282	5245	20							
SacA 12816	<i>G.bulloides</i>	360-362	5975	35			5940	170	170		
SacA 12817	<i>G.bulloides</i>	500-501	8430	30			8435	175	155		
SacA 10553	<i>G.bulloides</i>	539-541	9080	30	1185	40	9250	155	185	-147	21
SacA 12818	<i>Mix benthic</i>	540-541	10265	30							
SacA 12819	<i>G.bulloides</i>	610-611	10050	35	1010	55	10450	210	180	-107	26
SacA 21652	<i>Mix benthic</i>	609-610	11060	40							
SacA 10554	<i>G.bulloides</i>	660-661	10880	35	730	50	11470	210	160	-75	26
SacA 21653	<i>Mix benthic</i>	660-661	11610	35							
SacA 21648	<i>G.bulloides</i>	700-701	11765	35	910	55	12760	165	135	-34	22
SacA 21654	<i>Mix benthic</i>	700-701	12675	40							
SacA 12820	<i>G.bulloides</i>	750-751	12885	40	765	60	13840	95	115	-25	28
SacA 21655	<i>Mix benthic</i>	750-751	13650	45							
SacA 21649	<i>G.bulloides</i>	780-781	13185	45	580	65	14085	225	165	-10	29
SacA 21656	<i>Mix benthic</i>	780-781	13765	45							
SacA 12821	<i>G.bulloides</i>	800-801	13755	35	645	60	14465	225	185	-42	29
SacA 21657	<i>Mix benthic</i>	800-801	14400	45							
UCIAM-S97349	<i>G.bulloides</i>	810-811	13840	45	450	100	14835	225	255	16	41
UCIAM-S97355	<i>Mix benthic</i>	810-811	14290	90							
UCIAM-S97350	<i>G.bulloides</i>	830-831	14290	50	575	70	15530	380	290	28	48
UCIAM-S97356	<i>Mix benthic</i>	830-831	14865	50							
UCIAM-S97351	<i>G.bulloides</i>	850-851	14560	50	670	85	16205	290	370	66	52
UCIAM-S97357	<i>Mix benthic</i>	850-851	15230	70							
SacA 12822	<i>G.bulloides</i>	870-871	14970	80	850	90	16735	145	195	56	28
SacA 12823	<i>Mix benthic</i>	870-871	15820	45							
UCIAM-S97352	<i>G.bulloides</i>	880-881	15145	50	915	80	16935	125	115	50	23
UCIAM-S97358	<i>Mix benthic</i>	880-881	16060	60							
SacA 21650	<i>G.bulloides</i>	900-901	15365	50	1105	80	17175	205	155	28	30
SacA 21658	<i>Mix benthic</i>	900-901	16470	60							
UCIAM-S97353	<i>G.bulloides</i>	940-941	15540	70	1210	85	17700	180	220	57	32
SacA 21659	<i>Mix benthic</i>		16750	50							
SacA 12824	<i>G.bulloides</i>	990-991	16295	50	960	115	18065	155	145	38	33
SacA 21660	<i>Mix benthic</i>	990-991	17180	60							
SacA 21662	<i>Uvigerina</i>	990-991	17330	60							
	<i>Mean benthic</i>		17255	106							
SacA 21651	<i>G.bulloides</i>	1020-1021	15590	50	1335	155	18235	140	130	104	38
SacA 21663	<i>Uvigerina</i>	1020-1021	16820	50							
SacA 21664	<i>Mix benthic</i>	1020-1021	17030	50							
	<i>Mean benthic</i>		16925	150							
SacA 12825	<i>G.bulloides</i>	1040-1041	15755	45	1345	75	18420	105	145	105	25
SacA 21661	<i>Mix benthic</i>	1040-1041	17100	60							
SacA 10555	<i>G.bulloides</i>	1170-1172	16320	45	1470	75	18730	165	125	52	26
SacA 12826	<i>Mix benthic</i>	1170-1171	17790	60							
SacA 12827	<i>G.bulloides</i>	1710-1711	17610	50	980	110	19960	205	235	105	43
UCIAM-S97359	<i>Mix benthic</i>	1710-1711	18590	100							
SacA 12828	<i>G.bulloides</i>	1890-1891	18800	60			21415	280	320		

Table S2

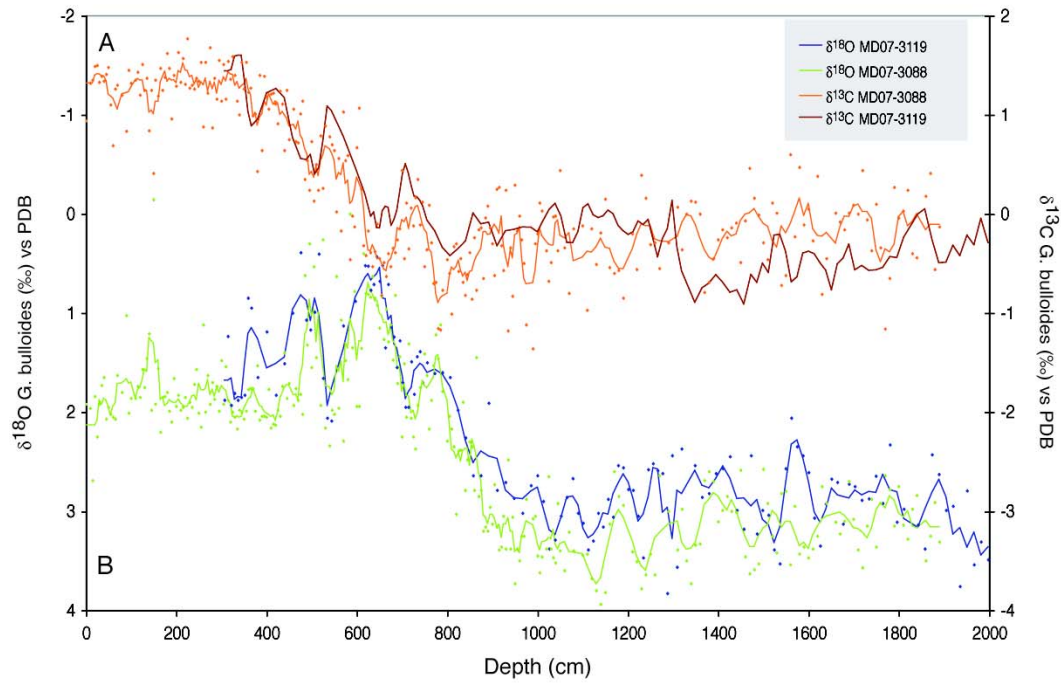


Figure S1

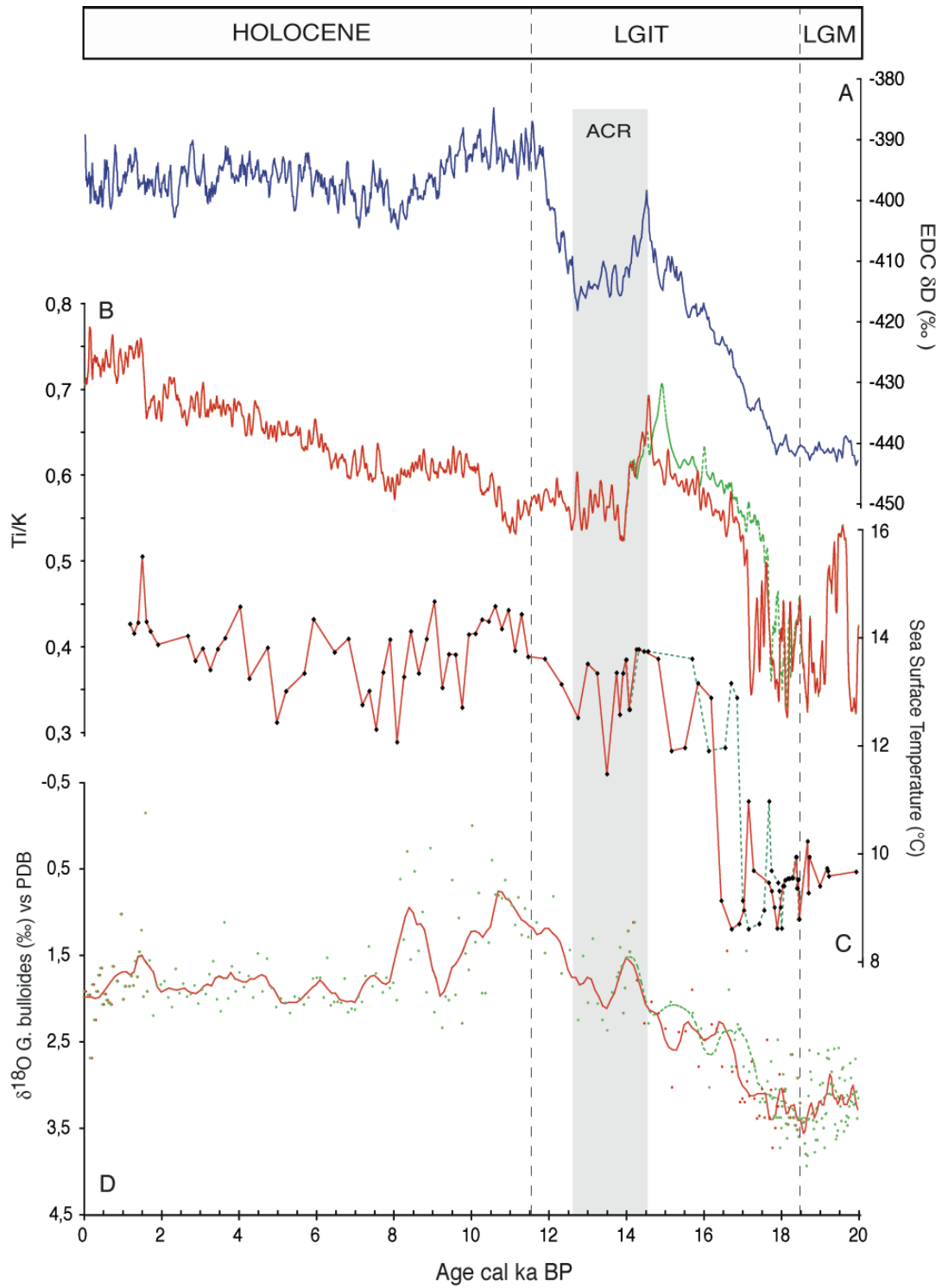


Figure S2

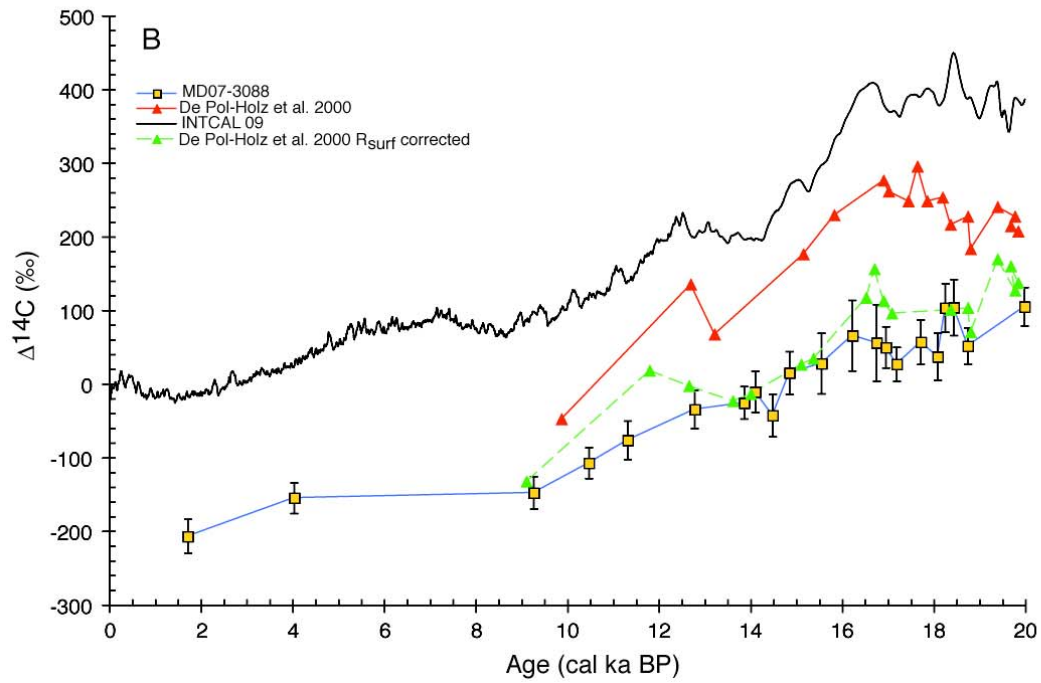
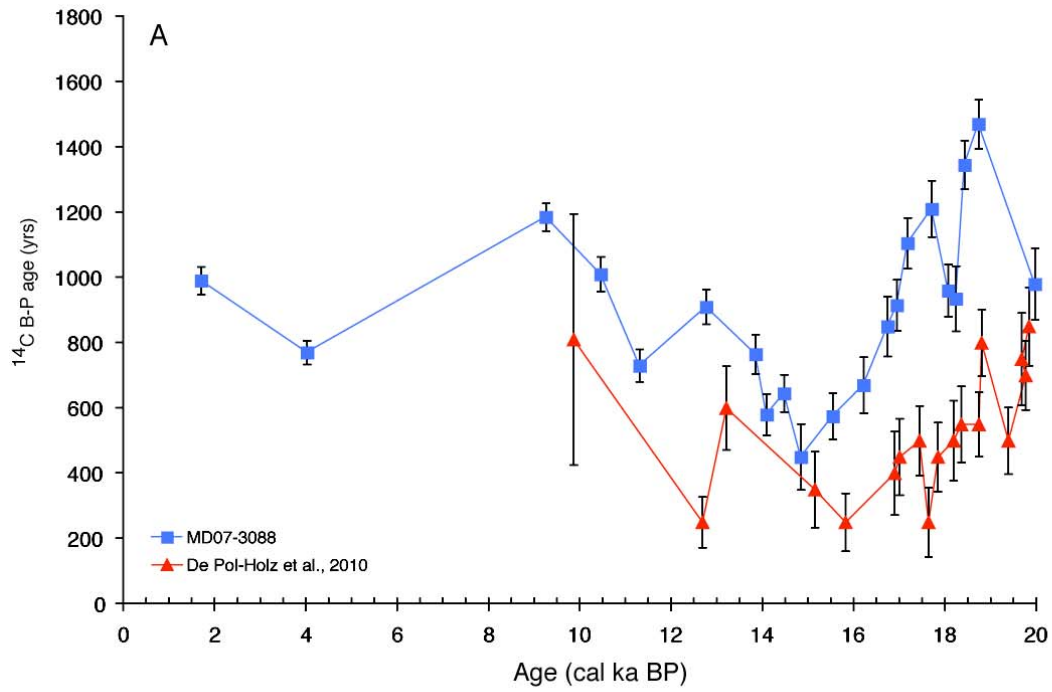
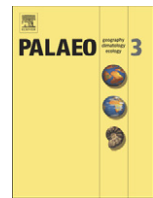


Figure S3

Annexe 3

G. Siani, C. Colin, E. Michel, **M. Carel**, T. Richter, C. Kissel, F. Dewilde, 2011. Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin : Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 26–36.



Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications

G. Siani ^{a,*}, C. Colin ^a, E. Michel ^b, M. Carel ^a, T. Richter ^c, C. Kissel ^b, F. Dewilde ^b

^a Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), UMR 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France

^b Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France

^c Royal Netherland Institute for Sea Research, P.O. Box 59, 1790 AB Den Burg, Netherlands

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 March 2010

Received in revised form 2 July 2010

Accepted 15 July 2010

Available online 30 July 2010

Keywords:

North Patagonian margin

Clay mineralogy

Major elements

Paleoclimate

ABSTRACT

A high-resolution study of clay mineralogy and major element geochemistry has been carried out on a high sedimentation rate deep-sea core recovered off the Taitao Peninsula in southern Chile (46°S) to investigate climate and environmental changes in Northern Patagonia since the Late Glacial period (the last 22 ka BP). The chronology is based upon stable oxygen isotopes of planktonic foraminifera and AMS radiocarbon dating. Smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios reveal strong changes of the sedimentary sources between the crustal rocks of the Coastal Range and the volcanic rocks of the Andean Cordillera over the last 22 ka BP. Compared to the Holocene, the Late Glacial period was characterized by reduced input of detrital material derived from the high relief of the Andean Cordillera, in agreement with a greater extension of the North Patagonian ice cap that prevented chemical weathering of basalt (smectite production) and induced physical erosion of illite and chlorite from glacial scours. The Glacial period is also characterized by rapid changes of smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios indicating short-term (centennial-scale) glacier fluctuations. These changes could be the results of southern westerly shifts in the Aysen region alternating periods when glaciers were probably less fed by precipitation (mostly located in the North) and consequently less active to ice accumulation periods. The deglaciation was characterized by a trend towards warmer and more humid conditions, punctuated by a cold and arid period partly coeval with the Antarctic Cold Reversal event. Finally, the Holocene presents warmer and more humid conditions even though short term changes in the smectite/(illite + chlorite) ratio and the $\delta^{18}\text{O}$ record could be attributed to Neoglacial events in the studied region.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Southern Chilean continental margin represents one of the key areas for a better interpretation of the ocean–atmospheric circulation systems of the mid to high southern latitudes and for understanding their roles in regional and global climate change. Today, this area is under the influence of the southern westerly wind belt affecting the southern ocean circulation and consequently the global climate (Toggweiler et al., 2006; Anderson et al., 2009).

Over the last decades, the majority of studies performed in the Southern Chilean area were devoted to paleoecological and paleoclimatic reconstructions from continental and marine archives (Lowell et al., 1995; Bennett et al., 2000; Moreno, 2000; Moreno et al., 2001; Massafiero et al., 2005; Bertrand et al., 2008; Lamy et al., 2001, 2004, 2007) as well as glaciers dynamic (Denton et al., 1999; Heusser, 2002; Glasser et al., 2004). The common denominator of these studies was to understand the role of high and low latitudes in climatic forcing and

their inter-hemispherical interaction by tracking amongst other things past southern westerly variability since the Late Glacial period. However, the debate remains opened about this topic, suggesting on one hand, a synchronous response of the terrestrial record from the mid-southern latitude to climatic events recorded in the North Atlantic (Lowell et al., 1995; Moreno et al., 2001). On the other hand, southern hemisphere climate changes during the glacial period in the middle and high latitudes preceded those in the northern hemisphere (Bennett et al., 2000; Lamy et al., 2004, 2007) according to methane ice-core record comparison from Antarctica and Greenland (Blunier et al., 1998, Blunier and Brook, 2001).

The present paper reports a coupled approach combining clay mineralogy and bulk sediment chemical composition from a deep-sea core collected off the North Patagonian margin at about 46°S off the fjord areas which constitute the key region influenced by strong iceberg deposits mainly during the glacial times. Until now, few studies have been consecrated to sedimentological studies on the South Chilean continental margin back to the glacial period from the southern hemisphere and most of them farther north (Lamy et al., 1999, 2004, 2007). The aim of the present study is to reconstruct the paleoenvironmental changes affecting the high latitudes of the southern hemisphere

* Corresponding author. Tel.: +33 1 69156789; fax: +33 1 69154882.
E-mail address: giuseppe.siani@u-psud.fr (G. Siani).

since the Late Glacial (the last 22 ka) through the discrimination of the sediment source(s) filling the southern Chilean margin and establishing a connection between late Pleistocene and Holocene climatic changes (glaciers advance/retreat and/or glacial/interglacial sea level changes) and the associated siliciclastic sediment response. Our record benefits of a very detailed chronological framework based on oxygen isotope analyses ($\delta^{18}\text{O}$) performed on the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* coupled to a large data set of AMS ^{14}C dating of foraminifera and tephra markers. Such a mineralogical and geochemical approach permits us to better document the glaciers dynamics as well as the variability of the southern westerlies since the Late Glacial period at the high latitudes of the southern hemisphere. In particular, the past evolution of the southern westerlies, their latitudinal shifts and the role played in altering the oceanic circulation represent an important starting point for a better comprehension of the climatic system mechanisms back to the glacial period in the southern hemisphere.

2. Regional setting

The studied sediment core was collected off the Chilean region of Aysen fjords between the northern Chonos Archipelago and southern Taitao Peninsula at about 46°S in the northern part of Patagonia (Fig. 1). The area is a complex island and a channel landscape formed by extensive ice erosion from the North Patagonian ice field (Norte Hielo Patagonico) that covered this region during the last glaciation and it is present today at and near the mountain top of many of the higher altitudes extending over 4200 km^2 . The Aysen fjords receive freshwater mainly from the Aysén river watershed and in minor

contribution by marginal rivers i.e. Rio Cisnes amongst others. Thirty outlet glaciers discharging from the North Patagonian ice field have been identified by Aniya (1988). Among them, two main glaciers from the northern part of the ice field flow to the west: Glaciar San Rafael, the lowest latitude tidewater glacier in the world, and Glaciar San Quintín, the largest outlet from Northern Patagonian ice field that ends in a piedmont lobe.

The studied region is situated within a zone of high precipitation, generated by the ocean–atmospheric control of the Southern Polar Front that moves seasonally between 50°S (summer) and $40^\circ\text{--}45^\circ\text{S}$ (winter). Low-pressure anticyclones in the Southern Pacific draw a great amount of moisture to the southern Chilean coast originating from the southern westerlies marked by an annual mean precipitation in the region in the order of 3000 mm (Fujiyoshi et al., 1987). The oceanography of the study area is characterized by a surface component represented by the cool Antarctic Circumpolar Water (ACC) which converges towards the Chilean coast between 40°S and 45°S and separates in two branches: the Peru–Chile current flowing towards the equator and the Cape Horn current moving poleward (Strub et al., 1998; Fig. 1). The deeper currents incorporate the Antarctic Intermediate Waters (AAIW between 400 and 1200 m) moving northward and, below, the Pacific Deep Water (PDW) flowing towards the southern high latitudes.

The region of Aysen fjords is also the site of the Chile triple junction area, where the present geodynamic setting is controlled by the interaction of the Antarctic, the Nazca and the South American plates. Subduction beneath the South American plate causes important volcanic activity in the Andes chain marked by thirteen Quaternary large volcanic centers, forming the southern volcanic zone SVZ ($41^\circ30'\text{S}$ – $46^\circ00'\text{S}$; Stern

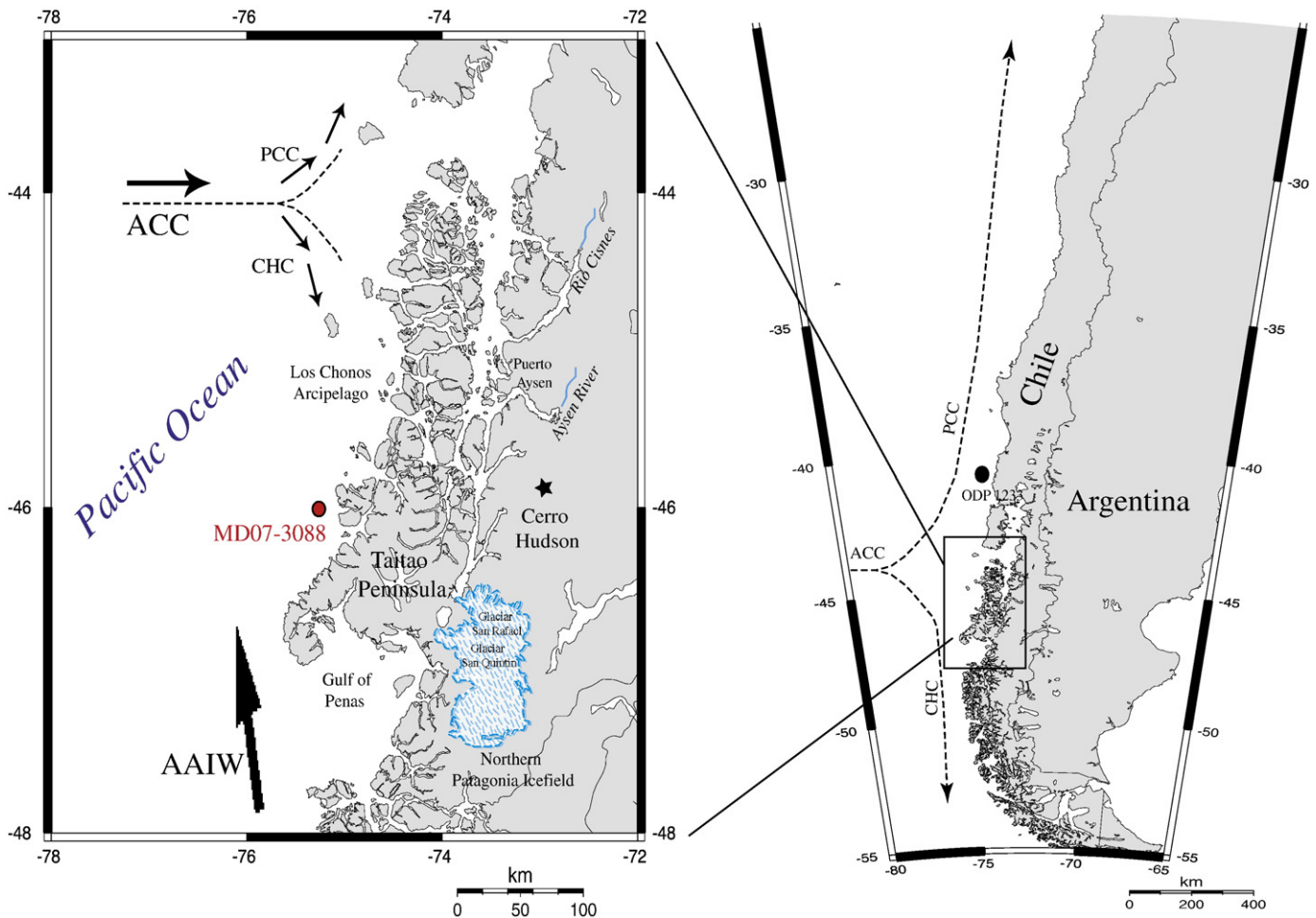


Fig. 1. Location map of the marine deep-sea core MD07-3088 and oceanographic features (ACC, Antarctic Circumpolar Current; PCC, Peru–Chile Current; CHC, Cape Horn Current; AAIW, Antarctic Intermediate Current). Location of Site ODP 1233 is shown.

et al., 1984). Two main physiographic units from west to east characterize the geology of the studied region: the Coastal Range and the Andean Cordillera (Fig. 2). The Coastal Range is about 100–150 km wide and is formed by islands of smooth relief with heights that do not exceed 1000 m separated by deep fjords corresponding to old glacial valleys (Niemeyer et al., 1984). The main geological units of the Coastal Range are composed primarily by pre-Jurassic metamorphic basement, ophiolite and plutonic rocks and interbedded sedimentary and volcanic materials (Forsythe et al., 1986). The Andean Cordillera reaches altitudes higher than 3000 m and, in the south-Chilean areas, large glaciers cover these high reliefs. The geological units correspond to plutonic granites (Patagonian Batholith) overlain by upper Cenozoic volcanic centres (Maca and Hudson volcanoes). Therefore, owing to the intense erosion due to the heavy precipitation and intensive winds, important terrigenous contributions by glacial and fluvio-glacial runoff are thus present all over the margin and can be expected to contain both a Coastal Range and an Andean source rock signal (Lamy et al., 1998; Stuut et al., 2007).

3. Material and methods

Calypto core MD07-3088 has been collected during the IMAGE PACHIDERME (MD 159) cruise on February 2007 by the French R/V Marion Dufresne in the South Pacific Ocean off the Taitao Peninsula (46°04.30 S; 075°41.23 W; 1536 m below sea level; 18.9 m length.

Fig. 1; Kissel, 2007). Coring at this site recovered a fairly uniform succession of olive black to greyish olive diatom and silt-bearing clay for the upper 6 m (Fig. 3). For the remaining 12.9 m the sediment is dominated by greyish olive to grey silty clay with frequent intercalations of silty/sandy layers (Fig. 3). Furthermore, attentive analyses of the sediment have revealed no evidences of turbidite layers.

Stable oxygen isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$), expressed in ‰ versus VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite standard) were obtained on the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* sampled every 10 cm. 6 to 10 shells were picked from the 250–315 μm size ranges. Prior to isotopic analyses, the samples were cleaned in a methanol ultrasonic bath during a few seconds then roasted under vacuum at 380 °C for 45 min. Analyses were performed at LSCE on Finnigan Delta + mass-spectrometers. VPDB is defined with respect to NBS19 calcite standard (Coplen, 1988). The mean external reproducibility (1σ) of carbonate standards is $\pm 0.05\%$, measured NBS18 $\delta^{18}\text{O}$ is $-23.2 \pm 0.2\%$ VPDB.

Radiocarbon dating was performed by UMS-ARTEMIS (Pelletron 3MV) AMS facilities (CNRS-CEA Saclay, France). ^{14}C analyses were done with the standard procedure described by Tisnérat-Laborde et al. (2001). AMS ^{14}C ages were converted to calendar years using the Calib 5.0.2 calibration program (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 1998).

Clay minerals were identified by standard X-ray diffraction (XRD) every 10 cm along the core using a PANalytical diffractometer at IDES laboratory (University of Paris XI) on oriented mounts of non-

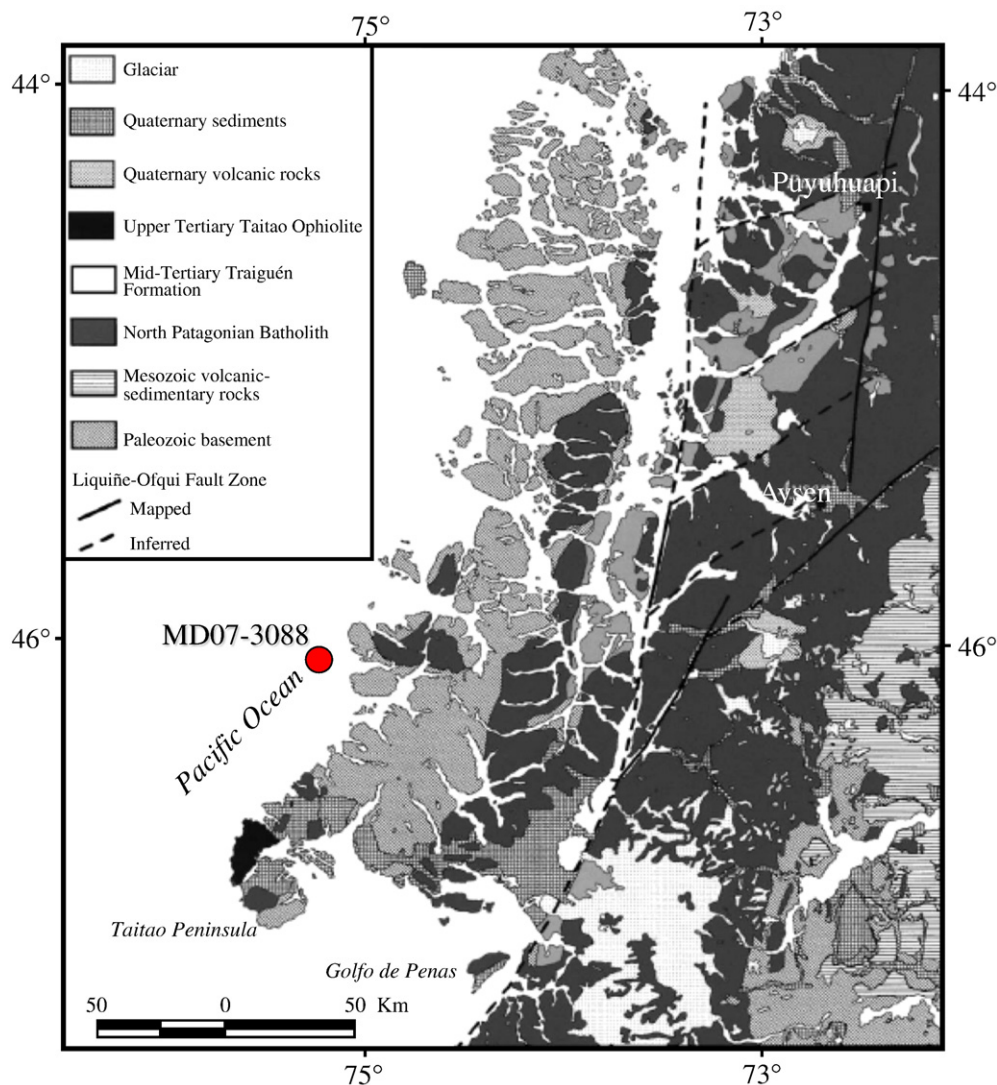


Fig. 2. Schematic geological map of the studied area (modified from Cembrano et al., 2002).

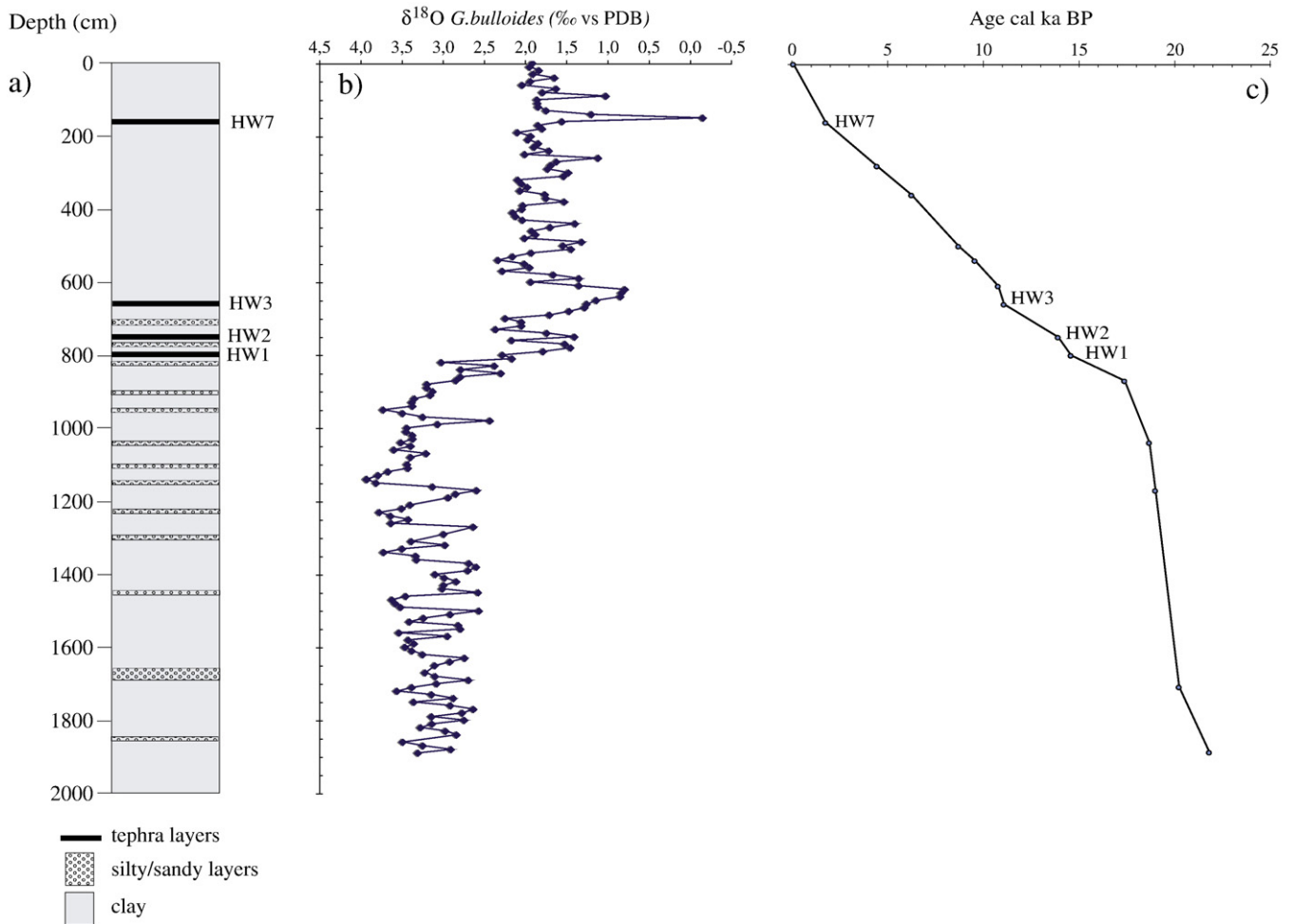


Fig. 3. a) Lithology as a function of depth of the core MD07-3088. Gray lines mark tephra layers (HW1, HW2, HW3, and HW7) recovered along the core and correlated to dated on land deposits (Haberle and Lumley, 1998). b) Variations in oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) of the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* (250–315 μm) versus depth. Oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) measurements were performed with a sampling resolution every 10 cm with a Finnigan Delta + mass-spectrometers. Results were normalized relative to PDB (Pee Dee Belemnite) standard (‰). c) Age-depth relation for core MD07-3088 based on ten linearly interpolated ^{14}C -AMS dates and four tephra layers. ^{14}C ages are shown in calendar ka BP with a reservoir age correction according to Taylor and Berger (1967), Ingram and Southon (1996).

calcareous clay-sized (<2 μm) particles. The oriented mounts were obtained following the methods described in detail by Colin et al. (1999). Three XRD runs were performed, following air-drying, ethylene-glycol solvation for 24 h, and heating at 490 $^{\circ}\text{C}$ for 2 h. Identification of clay minerals was made mainly according to the position of the (001) series of basal reflections on the three XRD diagrams. Semi-quantitative estimates of peak areas of the basal reflections for the main clay mineral groups of smectite (including mixed-layers, 15–17 \AA), illite (10 \AA), and kaolinite/chlorite (7 \AA) were carried out on the glycolated curve using the MacDiff software (Petschick, 2000). Relative proportions of kaolinite and chlorite were determined based on the ratio from the 3.57/3.54 \AA peak areas. Replicate analyses of a few selected samples gave a precision of $\pm 2\%$ (2σ). Based upon the XRD method, the semi-quantitative evaluation of each clay mineral has an accuracy of $\sim 4\%$.

Changes in major elements (Ti and K) in the sediment have been obtained by profiling X-ray fluorescence, using the Avaatech XRF core-scanner at the Royal Netherland Institute for Sea Research (NIOZ) (Richter et al., 2006). The measurements for core MD07-3088 were made on u-channels every 1 cm with an operating voltage of 10 kV and a net counting time of 30 s per sample. To eliminate effects related to sample inhomogeneity, e.g. variable water content and grain-size distribution, results are presented as intensity ratios (counts/counts) of indicator elements K and Ti. As shown by (Weltje and Tjallingii, 2008), such ratios are closely related to concentration

ratios of respective elements, with a relative standard deviation of less than 2%.

4. Chronological framework

The stratigraphy of core MD07-3088 was derived from the $\delta^{18}\text{O}$ variations of the planktic foraminifera *Globigerina bulloides* (Fig. 3). The $\delta^{18}\text{O}$ values range between 3.9‰ and -0.15% and show variations characteristic of the last glacial/interglacial transition and the Holocene (Fig. 3). In addition, the $\delta^{18}\text{O}$ record displays short-term large variability within each climatic phase indicating abrupt local hydrological changes due to temperature and/or salinity fluctuations.

The age model of core MD07-3088 (Table 1, Fig. 3) is based on ten AMS ^{14}C measurements performed on foraminifera in the size fraction >150 μm and four tephrochronological markers. Nine AMS ages were obtained on monospecific planktonic foraminifera (*G. bulloides*), and one, concerning the top of the core, was done on epi-benthic foraminifera owing to the very low concentration of planktonic forms.

The conventional radiocarbon ages all along the record have been subsequently converted into calendar ages, based on MARINE04 (Hughen et al., 2004), using the ^{14}C calibration software CALIB 5 (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 1998). The calibration integrates an average marine $\Delta R = 200$ yr (Taylor and Berger, 1967; Ingram and Southon, 1996). In fact, due to the lack of modern sea-surface ^{14}C reservoir age estimations in the studied area, we decide to use an averaged ΔR value

from Puerto Natales and Valparaíso located northward and southward regarding our site and by taking into account that both sites are bathed by the same sea surface water that represents the northern and southern components of the ACC respectively.

In addition, four ash layers were recovered along the MD07-3088 core and attributed to the Hudson volcano activity (Naranjo and Stern, 1998; Haberle and Lumley, 1998) providing further chronological markers (Carel, 2009). The average sedimentation rate is estimated at about 60 cm/ka during the last deglacial period and the Holocene, and 300 cm/ka for the Late Glacial resulting in a temporal resolution of about 150 and 30 yr, respectively, for isotope and clay mineral records and 15 to 3 yr for XRF analyses (Fig. 3). In this study, hereafter, all ages will be discussed as cal. ka BP (Fig. 3).

5. Results and discussion

5.1. Clay mineralogy and geochemistry

The relative abundance of the main minerals, illite, smectite, chlorite and kaolinite, is reported in Fig. 4. The clay mineral assemblage shows a dominance of illite (18–57%), smectite (2–53%) and chlorite (24–49%) with high amplitude fluctuations. Conversely, kaolinite (0–13%) occurs in minor abundance (Fig. 4). In general, illite and chlorite distributions are similar and inversely correlated to smectite. The Late Glacial period (22 to 18 ka) is characterized by a low smectite content (2–29%) marked by a high short-term variability. Illite (28–57%) and chlorite (30–49%) show higher values and variations with a reverse pattern compared to those of smectite during glacial period. The relative abundance of smectite increases abruptly from 4 to 37% between 18 and 14.4 ka since the onset of the deglaciation. The onset of the deglacial period is delineated by a two step decrease in illite and chlorite contents from 50 to 26% and 48 to 35%, respectively. The deglacial trend of increasing smectite (34–53%) and decreasing illite and chlorite contents continues until the beginning of the Holocene even though a slight smectite decrease is observed between 14.4 and 12.2 ka. Finally, smectite increases further until about 6 ka before remaining relatively constant thereafter. Contrarily, the relative proportions of kaolinite do not change significantly across the last glacial/interglacial transition except for a slight increasing trend between 15 and 4.4 ka BP. Since smectite and illite-chlorite reveal a distinct temporal evolution, it is possible to use smectite/(illite + chlorite) ratio to describe the mineralogical variations within the clay size fraction. The smectite/(illite + chlorite) ratio ranges

from 0.02 to 1.2 displaying glacial values lower (0.02–0.4) than Holocene (0.6–1.2) ones (Fig. 5).

Though smectite/(illite + chlorite) ratio clearly indicates a general increasing trend since 18 ka, pronounced short-term amplitude changes characterize the Late Glacial to the Holocene period.

Geochemical data by XRF scanning provide a semi-quantitative estimation of titanium (Ti) and potassium (K) contents in the bulk sediment allowing deductions about the land derived material (Stuut et al., 2007). The Ti/K ratio recorded in core MD07-3088 shows higher values during the last glacial/interglacial transition and the Holocene compared to the glacial period with repeated large amplitude short term fluctuations distinctive of the latter period (Fig. 5). The Ti/K ratio record is prominently similar to what is observed in the smectite/(illite + chlorite) ratio particularly during the time interval between 22 and 8 ka (Fig. 5).

5.2. Sediment provenance

Variations in the relative abundance of clay minerals of the surface and Quaternary South Chile Sea sediments do not match variations in lithological or diagenetic states and can be considered from primarily detrital origin (Stuut et al., 2007). This assumption is also supported by major element analyses of volcanic glass shards that have been systematically carried out in core MD07-3088 (Carel, 2009). The chemistry of volcanic glass shards do not indicate any notable chemical weathering and the tephra layer levels characterized by higher abundance of volcanic glasses are not associated with higher contents of smectite in the sediment. This implies that the smectite from core MD07-3088 results from primary sedimentation processes rather than alteration of volcanic glass shard by hydrothermal processes on the sea floor. These inferences are also in agreement with previous clay mineralogical studies off the mid-latitude Chilean margin (Lamy et al., 1999) and off the Pacific branch of the Magellan Strait (Marinoni et al., 2008). This suggests that variations in the relative proportion of clay minerals can be used to register continental environmental changes as well as sediment sources and transport.

The clay mineralogy of various South Chilean sites has been studied in several marine cores (Kurnosov et al., 1995; Lamy et al., 1999, 2001; Marinoni et al., 2008). In general, sediments between 25°S and 45°S show a decreasing trend of smectite content characterized by a north to south gradient, mainly attributed to the variety of source rocks (Lamy et al., 1998; Stuut et al., 2007). Northernward to our regional context, clay mineralogical studies based on surface samples from the

Table 1

Conventional ^{14}C ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of monospecific planktonic foraminifera and the corresponding calendar age from *INTCAL04* (Reimer et al., 2004). Calibrated ages integrate a ^{14}C marine reservoir correction following Taylor and Berger (1967) and Ingram and Southon (1996). Calibrated age for the level 0–3 cm performed on epibenthic foraminifera integrate a ^{14}C marine reservoir correction of 1545 yr for deep water depth at 1500 m according to Geosecs radiocarbon data (Stuiver et al., 1983). Tephra layers HW1, HW2, HW3, and HW7 provided further dating points after correlation with on land deposits (Haberle and Lumley, 1998).

Laboratory Number	Core depth (cm)	Species	^{14}C AMS age (yr BP)	\pm error (yr)	Calibrated yr BP (Range 1 σ)	Source
SacA 10551	0–3	Benthic foraminifera	1595	30	36–68	Haberle et al., 1998
	159–161	Tephra HW7			1560	
SacA 12815	280–281	<i>G. bulloides</i>	4475	30	4399–4439	Haberle et al., 1998
SacA 12816	360–362	<i>G. bulloides</i>	5975	35	6212–6245	
SacA 12817	500–501	<i>G. bulloides</i>	8430	30	8631–8728	
SacA 10553	539–541	<i>G. bulloides</i>	9080	30	9519–9544	
SacA 12819	610–611	<i>G. bulloides</i>	10,050	35	10,712–10,792	
	660–661	Tephra HW3			11,060	
	750–751	Tephra HW2			13,890	
	800–801	Tephra HW1			14,560	
SacA 12822	870–871	<i>G. bulloides</i>	14,970	80	17,107–17,594	
SacA 12825	1040–1041	<i>G. bulloides</i>	15,755	45	18,589–18,699	
SacA 10555	1170–1172	<i>G. bulloides</i>	16,320	45	18,930–19,026	
SacA 12827	1710–1711	<i>G. bulloides</i>	17,610	50	20,108–20,300	
SacA 12828	1890–1891	<i>G. bulloides</i>	18,800	60	21,597–21,984	

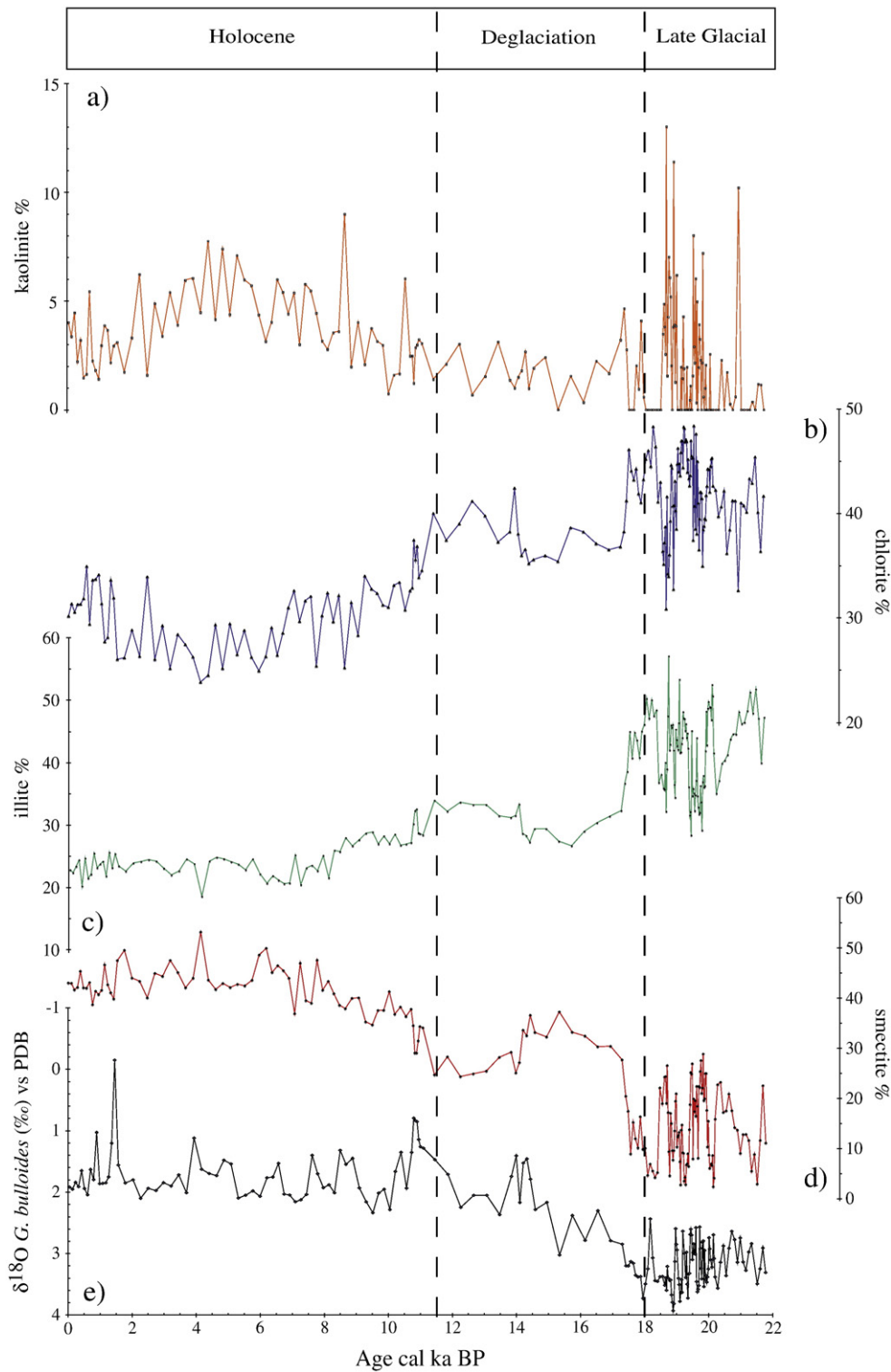


Fig. 4. Comparison of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record and clay minerals proportion (%) on the $<2\ \mu\text{m}$ size fraction of core MD07-3088 : a) kaolinite content, b) chlorite content, c) illite content, d) smectite content, e) variations in oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) of the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides*.

continental slope in transects between 41°S and 43°S exhibit generally high smectite contents followed by chlorite and illite and in minor amounts kaolinite (Lamy et al., 2001; Stuut et al., 2007). This finding allow us to assume that the clay mineralogical assemblage in sediments of the south Chilean margin of Taitao Peninsula is mainly carried from the surrounding continental rocks to the studied site by river and/or glacier dynamics. In addition, it is also possible that a significant

contribution of sediment can be transported to the studied site through ocean currents. On the other hand, a major aeolian contribution can be ruled out due to prevailing westerly winds as well as high sedimentation rates.

To better understand the sediment variations off the Taitao Peninsula and provide a paleoclimatic interpretation of clay mineral and geochemical records, knowledge of the potential source areas as

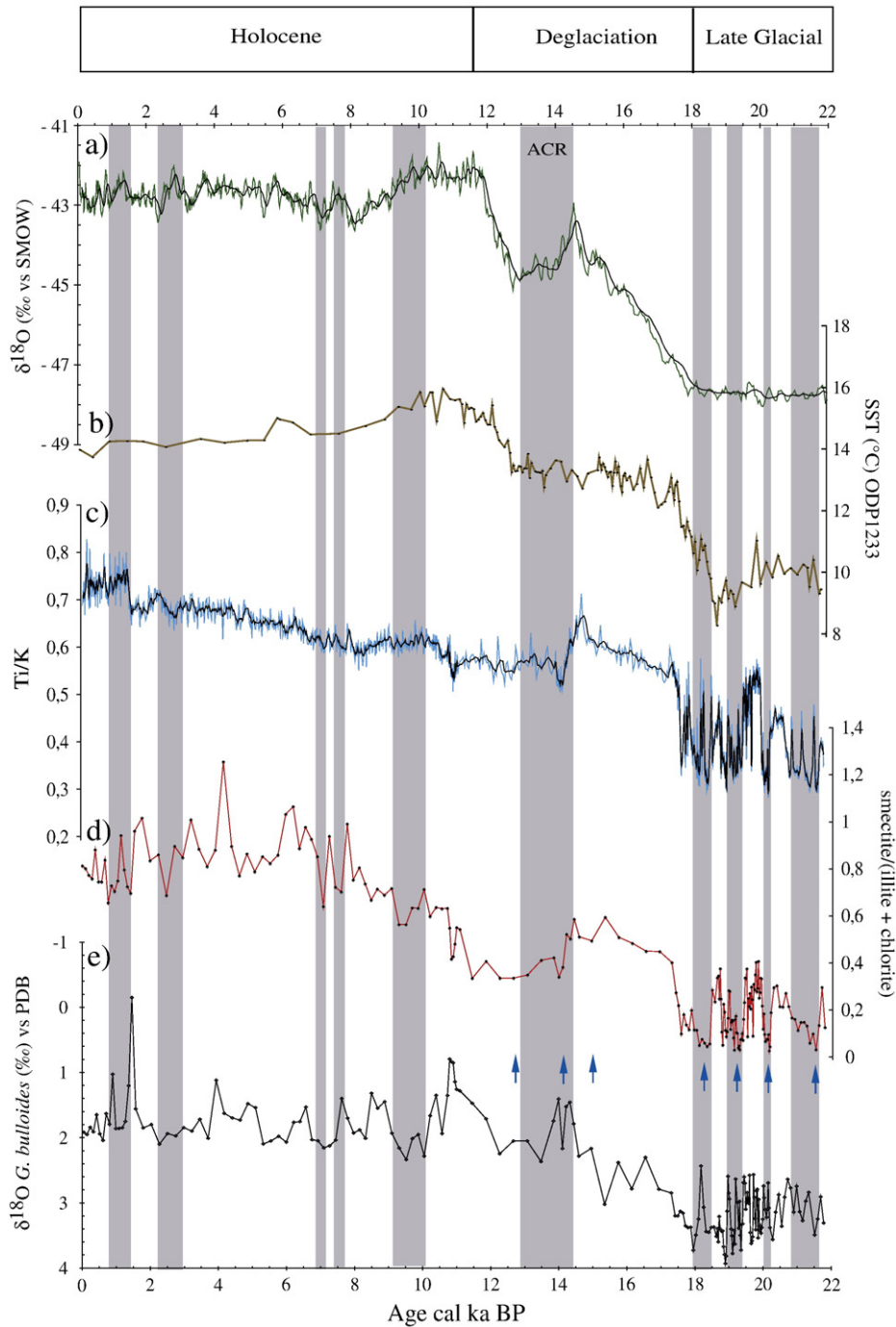


Fig. 5. Relationship between sedimentary and climatic record in core MD07-3088 and Antarctic and Southeast Pacific climatic record. a) oxygen isotope record of EDML ice core (Lemieux-Dudon et al., 2010), b) SST record from ODP site 1233 (Kaiser et al., 2005, 2008) and variations of c) Ti/K ratio, d) smectite/(illite + chlorite) ratio and e) planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record vs. age of core MD07-3088. Thick line in Ti/K record is smoothed curve using a five-point moving average. Gray vertical bars indicate time interval of glacier advances. ACR corresponds to Antarctic Cold Reversal recorded in the Antarctic Ice cores. Arrows display silty/sandy layers recovered along the core.

well as the mode and strength of the transport processes involved are required. On the continent, as basaltic soils, often rich in smectite, are not well developed, the mineralogical assemblage composed of smectites and Ti-rich minerals, observed in core MD07-3088, clearly corresponds to sediment originating from the weathering of basaltic and andesitic rocks. Such volcanic rocks represented by volcanic centers (Maca, Cay, Hudson among the others) and Ti rich basalt formations (Corgne et al., 2001) are mainly located in the Andean Cordillera (Forsythe et al., 1986; Fig. 2). This assemblage alternates in the sedimentary sequence with a mineralogical fraction rich in K and characterized by illite and chlorite (Figs. 4 and 5). Such primary minerals

result from physical weathering of low-grade metamorphic and igneous formations or from the reworking of sedimentary rocks under a cool and dry climate (e.g. Chamley, 1989). These formations, distinctive of the intrusive acid rocks from the Patagonian Batholith and the pre-Jurassic metamorphic basement, are mainly situated in the Cordillera and in part on the Coastal Range while low-grade metamorphic rocks mainly characterize the Coastal Range (Fig. 2).

Kaolinite forms primarily through hydrolysis processes and is typical of highly weathered environment such as well-drained lateritic soils characterizing equatorial regions (e.g. Chamley, 1989). However, taking into account the geological and climatic context of

the studied area, it's undeniable that kaolinite cannot derive from old lateritic soils. Hence, we deduce that kaolinite mainly originates from the physical erosion of sparse sedimentary sequences from the Coastal Range.

Therefore, the smectite/(illite + chlorite) as well as the Ti/K ratios in sediments from core MD07-3088 can be used as proxies to track past changes of the relative contribution of detrital material deriving from the volcanic area (high contents of Ti-rich minerals) of the Andean Cordillera versus the igneous rocks (high contents of K-rich minerals) of the Coastal Range.

5.3. Paleoclimatic implications

Today, terrigenous sediments deposited off the southern Chile continental slope, under humid conditions, are dominantly river transported (Stuut et al., 2007). However, during the last glacial period ice-rafted input from the considerably larger Patagonian ice cap has to be taken into account. The difference in clay minerals and geochemical assemblages in core MD07-3088 permit to establish such paleoenvironmental changes that can generate modifications of the source rocks, the conveyor of terrigenous supply and the weathering regime (Lamy et al., 1999). Paleoclimatic interpretation of such paleoenvironmental changes are presented here through a time slice reconstruction over the last 22 ka covering the Late Glacial, the late glacial–interglacial transition (LGIT) and the Holocene period and compared to marine and cryospheric paleoclimate records (Fig. 5; Lamy et al., 2004; Kaiser et al., 2005, 2008; Lemieux-Dudon et al., 2010).

5.3.1. Late Glacial period (22–18 ka)

In core MD07-3088, the Late Glacial extended from 22 to 18 ka and is characterized by low values of the smectite/(illite + chlorite) as well as the Ti/K ratios (Fig. 5). This suggests an increase of physical erosion processes of continentally derived “acid” (high K) sources mainly located in the Coastal Range. In effect, during the Late Glacial period, clay mineral assemblages cannot be attributed to physical weathering processes in the Andean cordillera owing to the occurrence and accumulation of permanent glaciers (Clapperton, 1995). During this time span, the Patagonian ice cap extended over 1880 km along the Andes covering the relief from the Argentina Andean piedmont to the Pacific shoreline (Porter et al., 1992). In particular, glaciers through Patagonia were at their maximum extent between ca. 34 and 26 ka BP (Clapperton et al., 1995; Denton et al., 1999; Glasser et al., 2004; Kaplan et al., 2004) and probably persisted in the Taitao region until 17.3 ka BP (Heusser, 2002) and eastward to the Aysen Province until about 18.6 ka BP as deduced by sedimentological and palynological reconstructions from the Pollux Lake (Markgraf et al., 2007).

For core MD07-3088, the mean sedimentation rate between 22 and 18 ka (300 cm/ka) is exceedingly higher than those of the deglacial period and the Holocene (60 cm/ka) (Fig. 3). This is probably due to the effect of the closest location of the studied core to the shoreline of Taitao Peninsula during the sea level low stand, inducing an increase in terrigenous supply from a wider area of the Coastal Range (Blumberg et al., 2008). In such a scenario, clay-mineral assemblages, major elements and higher sedimentation rates should indicate an increased ice-rafted detrital discharge input and a relatively large supply of Coastal Range crystalline bedrocks. Hence, the terrigenous record in core MD07-3088 should represent the evidence of a predominant grounded ice stream dynamic across the Coastal Range rather than a river output discharge from the fjords to the southern Pacific Ocean.

The very few paleoclimatic data in the southern South America for the Late Glacial period (22 to 18 ka) prevent precise correlations between marine and continental records. Several authors argued that during the Late Glacial, the glacier advance linked to a global cold pulse could have forced the southern westerly wind belt northward (Clapperton, 1995; Lowell et al., 1995) causing higher rainfall at lower latitudes in accordance

to marine record and model reconstructions (Lamy et al., 1999, 2004; Wainer et al., 2005; Toggweiler et al., 2006; Rojas et al., 2009).

Nevertheless, superimposed on the general low smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios trend, shorter term changes of clay-mineral assemblages and major elements could also indicate a balance between different rapid changes of the sedimentary sources (and hence a plausible variability of the southern westerlies intensity) implying short-term (millennia to secular) variations in the retreat and the advance patterns of the Northern Patagonian glaciers between 22 ka and 18 ka (Fig. 4). In particular, when smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios present lower values (between 21.6 to 20.9 ka, 20.2 to 20 ka, 19.6 to 19.1 ka and 18.5 to 18 ka respectively; Fig. 5), this could be indicative of glacier advance whereas an increase of these ratios represent a glacier retreat with cold meltwaters via runoff possibly through the Aysen fjords or likelihood northward the Chonos Archipelago. The glacier advance events marked by low smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios are also coeval to the frequent sandy/silty layer intercalations described in the core during this time interval (Figs. 3 and 5) suggesting a more plausible ice rafted flux to the core site attesting for distinct episodes of the Northern Patagonian ice sheet instability.

Short-term variability in the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record may also be attributed to glacier dynamic changes. Fluctuations in $\delta^{18}\text{O}$ values of about 1.5‰ could reflect regional sea surface temperature and/or local salinity changes. Indeed, SST fluctuations were also recorded by alkenone paleo-thermometry (Lamy et al., 2004; Kaiser et al., 2005, 2008) and supporting our finding (Fig. 5). In general, light $\delta^{18}\text{O}$ values match well smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratio maxima and should correspond to less saline surface waters induced from a massive meltwater discharge of the Patagonian ice-sheet probably due to short terms atmospheric warming (Fig. 5). On the other hand, high $\delta^{18}\text{O}$ values should be indicative of lower sea surface temperature, as also pointed out by the ODP 1223 SST record, and consequently glacier advances (Fig. 5).

As pointed out by Clapperton (1995), mountain glaciations were less extensive after 30 ka. During the time interval between 22 and 18 ka including the last glacial maximum, the climate was cold and arid leading to a significant reduction in precipitation in many mountain regions (Clapperton, 1995). Indeed, short term glacier fluctuations could have characterized the Late Glacial period between 22 and 18 ka reflecting the waxing and waning of the Northern Patagonian ice sheet (Glasser et al., 2004). Glacier fluctuations should be linked to short-term changes in atmospheric temperature and precipitation that control the balance between ice accumulation and ablation (Aniya et al., 1997). This is today illustrated by the rapid response of the nearby St. Rafael glacier dynamic to changes in precipitation (Warren, 1993). So the pronounced short term changes of the terrigenous record in sediment core MD07-3088 between 22 ka and 18 ka could hence reflect the high sensitivity of the Northern Patagonian ice field to short term climate perturbations. Such fluctuations could be the results of southern westerly shifts in the Aysen region alternating periods when glaciers were probably less fed by precipitation (mostly located to the North) and consequently retreating.

5.3.2. Late glacial/interglacial transition (18 ka to 11.5 ka)

Termination of the full glacial conditions in core MD07-3088 are recorded since about 18 ka as indicated by the $\delta^{18}\text{O}$ record of the planktic foraminifera *G. bulloides* and in general synchronicity to the oxygen isotope EDML ice core record (Fig. 5). The last deglaciation is documented by a two-step decreasing trend of $\delta^{18}\text{O}$ values between 18 and 14.4 ka and between 12.2 and 11.5 ka. The smectite/(illite + chlorite) and the Ti/K ratios present also an abrupt two-step increasing trend that indicates a major change in the sediment provenance. This suggests a higher influence of the Andean source rocks that is also concomitant with a lowering of the sedimentation rate (Fig. 3).

Increasing temperature and rainfall as documented by continental and marine records (Haberle and Bennett, 2004; Lamy et al., 2004) could have favored the meltwater discharge of the North Patagonian ice sheet via the Aysen fjords systems and hence a more pronounced weathering of the Andean volcanic rocks. Nevertheless, despite the initial increase of the smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios, the climate remained probably cold and dry between 18 and 15.4 ka as suggested by palynological studies at Pollux Lake in Aysen province (Markgraf et al., 2007). These authors pointed out that the temperature increase (about 3 °C in Lamy et al., 2004) was not accompanied by increased precipitation as documented by the predominance of non-arboreal taxa in the region (Markgraf et al., 2007). Similarly, the absence of forests attesting for cold and drier conditions characterized the close Taitao Peninsula between 15.9 and 14.8 ka (Haberle and Bennett, 2004). However, cold conditions were also deduced during the same time interval by chironomid assemblages from Laguna Facil in the Chonos Archipelago (Massafiero et al., 2005). These findings could predict for a more northern position of the southern westerlies compared to present-day, in a scenario similar of those of the Late Glacial time.

Wetter conditions were however documented by pollen studies in several Laguna in Chonos Archipelago and Taitao Peninsula between 14.7 ka and 12.5 ka and marked by the development of *Nothofagus* rainforest taxa (Bennett et al., 2000; Haberle and Bennett, 2004). Such climate conditions were probably linked to a poleward shift of the westerly storm tracks from their full glacial position. By contrast, the MD07-3088 $\delta^{18}\text{O}$ record indicates a gradual two step warming trend punctuated by a cooling event as exhibited by heavier $\delta^{18}\text{O}$ values from 14.4 to 12.2 ka (Figs. 4 and 5). The first part of this plausible cold event (14.4–12.9 ka) is coeval to the Antarctic Cold Reversal event (ACR) observed in Antarctic ice core records (Stenni et al., 2001; Lemieux-Dudon et al., 2010). The second phase of cooling between 12.9 ka and 12.2 ka can be correlated to the Younger Dryas cold event evidenced in the North Hemisphere. Nevertheless, the relatively low resolution of the $\delta^{18}\text{O}$ record doesn't allow at present to elucidate about the synchronicity between abrupt climate changes in the Aysen region with the regional Huelmo–Mascardi event that includes the Younger Dryas cold event (Hajdas et al., 2003). Similarly, the smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios present a coeval decrease that could be explained by a change in source rocks pointing to a possible significant rapid re-advance of the Northern Patagonian glaciers (Moreno et al., 2009a).

5.3.3. Holocene (11.5 ka to present)

The Pleistocene/Holocene transition is marked by a $\delta^{18}\text{O}$ shift towards lighter values observed in the planktic foraminifera record of *G. bulloides* since about 11.5 ka (Fig. 5). Between 11.5 and 6.2 ka the smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios show a general increasing trend suggesting an enhanced influence of the Andean source rocks (Fig. 5). On the continent, the first step of the Holocene is a time of climatic amelioration with increasing summer temperatures (Glasser et al., 2004). During this time span, palynological studies in the Taitao Peninsula and Chonos Archipelago indicate a temperature and precipitation rise according to the increase of *Tefulia* and *Weinmannia* (Bennett et al., 2000; Haberle and Bennett, 2004) and suggesting a more southward position of the westerlies belt since the Late Glacial to Holocene transition. Nevertheless, it remains difficult to distinguish if the increase of the smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios are linked to a rise of precipitation and hence to an intensification of southern westerlies, or rather to a temperature increase inducing a more physical weathering intensity via glacier meltwater discharge from the Andean region.

Superimposed on the generally increasing smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios trend, short-term fluctuations occurred during the Holocene (from 10.1 to 9.1 ka; 7.8 to 6.5 ka; 3 to 2.2 ka and 1.5 to 0.7 ka respectively) suggesting a higher variability of continental weathering conditions (Fig. 5). Moreover, short-term changes in clay-mineral

composition are also reflected in the $\delta^{18}\text{O}$ record suggesting significant Holocene sea-surface temperature and/or salinity variability.

Cosmogenic nuclide surface-exposure dating from Rio Bayo valley, located close to the Northern Patagonia ice field, reports a glacier advance between 10.9 ± 1.0 ka and 9.7 ± 0.7 ka (Glasser et al., 2006). Similarly, Douglass et al. (2005) revealed that glaciers at Facinal (46°S) advanced between ca. 8.5 and 6.2 ka, in accordance with an increase in precipitation and/or a decrease in temperature at this latitude. The authors argued that the sensitivity to temperature or precipitation changes and the timing of the glacier advances are a powerful tool for reconstructing past configurations of the intensity of southern westerlies. Thus, short term lowering of smectite/(illite + chlorite) and Ti/K ratios between 10 to 9.1 ka and 7.8 to 6.5 ka may be indicative of short glacier advance events (Fig. 5).

Finally, the smectite/(illite + chlorite) ratio shows also rapid fluctuations during the last 3 ka as indicated by short-term fluctuations delineated by maxima and minima values. Among them, two smectite/(illite + chlorite) ratio minima between 3 to 2.2 ka and 1.5 to 0.7 ka respectively could be tentatively ascribed to the Neoglacial advances in Patagonia (Porter, 2000; Glasser et al., 2004). This finding is in accordance to palynological reconstructions from Torres del Paine sequences in southern Chile suggesting increased precipitations of westerly origin as trigger of the most recent “Neoglacial events” (Moreno et al., 2009b). However, cooler and wetter climate conditions, similar to present day, characterized the Taitao Peninsula and Chonos Archipelago after 5 ka as indicated by the development of *Nothofagus–Pilgerodendrum–Tepualia* forest, analogous to the North Patagonian rainforest (Haberle and Bennett, 2004).

6. Conclusive remarks

Clay mineralogy and geochemical record from sediments recovered off the Taitao Peninsula along the southern Chilean margin (46°S) show Late Glacial to Holocene variations in the terrigenous input. The relative abundance of the three major clay mineral groups (smectite, illite, and chlorite) well expressed by the smectite/(illite + chlorite) ratio can be used to record the relative contribution of different source rocks between the Coastal Range of the Taitao Peninsula and the Andean Cordillera. These data have been interpreted in term of latitudinal shifts of southern westerlies coupled to changes of glacier dynamic of the Northern Patagonian ice field.

During the Late Glacial (22 to 18 ka), characterized by distinctly higher sedimentation rates, clay mineralogy and geochemical data indicate enhanced physical weathering on the Coastal Range mainly driven by glacier dynamics of the Northern Patagonian ice field suggesting cold and dry climatic conditions. Nevertheless, during this time span short-term fluctuations in clay mineral and geochemical assemblages reflect the retreat and advance patterns of the Northern Patagonian ice field also suggesting rapid shifts of the latitudinal position of the southern westerlies. The glacier advance events were dated between 21.6 to 20.9 ka, 20.2 to 20 ka, 19.6 to 19.1 ka and 18.5 to 18 ka respectively.

During the late glacial/interglacial transition (18 ka to 11.5 ka), our data indicate a shift in the sediment provenance and a progressive increase of the weathering from the Andean source rocks coinciding with a lowering of the sedimentation rate. This could be induced by a rise of the temperature and precipitation in the Aysen region as indicated by previous palynological and geochemical reconstructions in the surrounding area. Our results also indicate that the cold event recorded between 14.4 to 12.2 ka is in part coeval to the Antarctic cold reversal event (ACR) observed in the Antarctic ice core records.

During the Holocene, the Andean source rocks were the main contributor of the sediment provenance probably driven by a fluvial input via the Aysen fjords. Moreover, short-term climatic fluctuations occurred during the Holocene suggesting a higher variability of continental weathering conditions attributed to the Holocene glacier

advance events dated between 10.1 to 9.1 ka, 7.8 to 6.5 ka, 3 to 2.2 ka and 1.5 to 0.7 ka respectively.

These findings suggest that the paleoclimatic reconstructions from the Southern Chile margin deep-sea core MD07-3088 furnish more information related to the positioning of the southern westerlies wind belt and the glacier dynamic in this region. The generally good match between the sedimentary and climatic record of core MD07-3088 compared to the EDML ice core as well as southern hemisphere marine records provides further insights about the forcing mechanism on climate changes in the Southern South America.

Acknowledgments

This study has been conducted in the framework of the international IMAGES program. We express our thanks to the crew of the R/V Marion Dufresne as well as the French Polar Institute (IPEV). We also thank G. Isguder for sampling preparation, R. Pichon and O. Dufaure for XRD analyses, C. Moreau, J.-P. Dumoulin and UMS-ARTEMIS group in charge for AMS radiocarbon dating and R. Gieles for technical assistance with XRF measurements. F. Lamy and S. Wan provided a very constructive review of the paper.

References

- Anderson, R.F., Ali, S., Bradtmiller, L.L., Nielsen, S.H.H., Fleisher, M.Q., Anderson, B.E., Burckle, L.H., 2009. Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science* 323, 1443–1448. doi:10.1126/science.1167441.
- Aniya, M., 1988. Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arct. Alpine Res.* 20, 179–187.
- Aniya, M., Wakao, Y., 1997. Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile, between 1944/45 and 1995/96. *Bull. Glacier Res.* 15, 1–8.
- Bennett, K.D., Haberle, S.G., Lumley, S.H., 2000. The last Glacial–Holocene transition in southern Chile. *Science* 290, 325–328.
- Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V., Fagel, N., 2008. Climate variability of Southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *J. Paleolimnol.* 39, 179–195.
- Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echter, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H., Oncken, O., 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene–Holocene record of climate and tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 268, 526–539.
- Blunier, T., Brook, E.J., 2001. Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science* 291, 109–112.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbäch, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Greenland and Antarctic climate during the last glacial period. *Nature* 394, 739–743.
- Carel, M., 2009. Etude tephrochronologique au large de la marge chilienne de Taitao depuis la dernière période glaciaire. Stage de Master 2. Université de Paris-XI, Orsay, pp. 44.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354, 289–314.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology* Springer, Berlin. 623 pp.
- Clapperton, C.M., 1995. Fluctuations of local glaciers at the termination of the Pleistocene: 18–8 ka BP. *Quatern. Int.* 28, 41–50.
- Clapperton, C.M., Sugden, D.E., Kaufman, D.S., McCulloch, R.D., 1995. The last glaciation in Central Magellan Strait, southernmost Chile. *Quatern. Res.* 44, 133–148.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 647–660.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chem. Geol.* 72, 293–297.
- Corgne, A., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Bourgeois, J., Suarez, M., Cotton, J., Bellon, H., 2001. The diversity of basalts from Patagonia at the latitude of the Chile triple junction (46–47° S). Additional data and implications on the subduction processes. *C. R. Acad. Sci. Paris IIa* 333, 363–371.
- Denton, G.H., Lowell, T.V., Heusser, C.J., Schluchter, C., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Moreno, P.I., Marchant, D.R., 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern lake district, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geogr. Ann.* 81A, 167–229.
- Douglas, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology* 33, 237–240.
- Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Herve', M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., Harambour, S., 1986. Pliocene near trench magmatism in southern Chile: Possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23–27.
- Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J., Yamada, T., 1987. Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in Northern Patagonia. *Bull. Glacial Res.* 4, 15–24.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Glob. Planet. Change* 43, 79–101.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G.A.T., Kubik, P., 2006. Evidence from the Rio Bayo valley on the extent of the North Patagonian Icefield during the Late Pleistocene–Holocene transition. *Quatern. Res.* 65, 70–77.
- Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2433–2452.
- Haberle, S.G., Lumley, S.H., 1998. Age and origin of tephra recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44 S to 47 S. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 84, 239–256.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P.I., Ariztegui, D., 2003. Precise radiocarbon dating of late-glacial cooling in mid-latitude South America. *Quatern. Res.* 59, 70–78.
- Heusser, C.J., 2002. On glaciation of the southern Andes with special reference to the Peninsula de Taitao and adjacent Andean Cordillera. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 577–589.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C., 2004. Marine04: Marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1059–1086.
- Ingram, B.L., Southon, J.R., 1996. Reservoir ages in eastern pacific coastal and estuarine waters. *Radiocarbon* 38 (3), 573–582.
- Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (ODP Site 1233). *Paleoceanography* 20. doi:10.1029/2005PA001146.
- Kaiser, J., Schefuß, E., Lamy, F., Mohtadi, M., Hebbeln, D., 2008. Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quat. Sci. Rev.* 27, 2064–2075.
- Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. *Bull. Geol. Soc. Am.* 116, 308–321.
- Kissel, C., 2007. The shipboard Scientific party, MD159-PACHIDERME-IMAGES XV, cruise report. Les rapports de campagne à la mer. Institut Paul-Emile Victor, In. 105 pp.
- Kurnosov, V., Murdmaa, I., Chamov, N., Chudaev, O., Eroshchev-Shak, V., Shtenberg, L., 1995. Mineralogy of sediments from the Chile triple junction. In: Lewis, S.D., Behrmann, J.H., Musgrave, R.J., Cande, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 141: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 95–104.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1998. Terrigenous sediment supply along the Chilean continental slope: Modern latitudinal trends of texture and composition. *Geol. Rundsch.* 87.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High resolution marine record of climatic change in midlatitude Chile during the last 28, 000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quatern. Res.* 51, 83–93.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Rohl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 185, 369–382.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J., 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice-sheet response. *Science* 304, 1959–1962.
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H., Hebbeln, D., Ninemann, U., Timm, O., Timmermann, A., Toggweiler, J.R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth Planet. Sci. Lett.* 259, 400–413.
- Lemieux-Dudon, B., Blayo, E., Petit, J.P., Waelbroeck, C., Svensson, A., Ritz, C., Barnola, J.M., Narcisi, B.M., Parrenin, F., 2010. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quatern. Sci. Rev.* 29, 8–20.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schluchter, C., Marchant, D.R., Denton, G.H., 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science* 269, 1541–1549.
- Marinoni, L., Setti, M., Salvi, C., Lopez-Galindo, A., 2008. Clay minerals in late Quaternary sediments from the south Chilean margin as indicators of provenance and palaeoclimate. *Clay Miner.* 43, 235–253.
- Markgraf, V., Whitlock, C., Haberle, S., 2007. Vegetation and fire history during the last 18, 000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254, 492–507.
- Massaferro, J., Brooks, S.J., Haberle, S.G., 2005. The dynamics of chironomid assemblages and vegetation during the Late Quaternary at Laguna Facil, Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quat. Sci. Rev.* 24, 2510–2522.
- Moreno, P.I., 2000. Climate, fire, and vegetation between about 13, 000 and 9200 14C yr B.P. *Quatern. Res.* 54, 81–89.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., Denton, G.H., 2001. Interhemispheric climate links revealed from a late-glacial cool episode in southern Chile. *Nature* 409, 804–808.
- Moreno, P.I., Kaplan, M.R., François, J.P., Villa-Martínez, R., Moy, C.M., Stern, C.R., Kubi, P.W., 2009a. Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology* 37, 375–378. doi:10.1130/G25399A.1
- Moreno, P.I., François, J.P., Villa-Martínez, R.P., Moy, C.M., 2009b. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 28, 25–38.
- Naranjo, J.A., Stern, C.R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bull. Volcanol.* 59, 291–306.
- Niemeyer, H.R., Skarmeta, J.M., Fuenzalida, R.P., Espinosa, W.N., 1984. Hojas Peninsula de Taitao y Puerto Aisen, Region Aisen del General Carlos Iban˜ez del Campo. *Boletín del Servicio Nacional Geología Minera. Carta Geol. Chile No 60–61* 80 pp.

- Petschick, R., 2000. MacDiff4.2.2 available at <http://servermac.geologie.unfrankfurt.de/Rainer.html>2000(cited 1-12-2001).
- Porter, S.C., 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *J. Quat. Sci.* 15, 395–408.
- Porter, S.C., Clapperton, C.M., Sugden, D.E., 1992. Chronology and dynamics of deglaciation along and near the Strait of Magellan, southernmost South America. *Sver. Geol. Unders.* 81, 233–239.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26–0 ka BP. *Radiocarbon* 46, 1029–1058.
- Richter, T.O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H., De Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF core scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Special Publication, vol. 267. Geological Society, London, pp. 39–50.
- Rojas, M., Moreno, P., Kageyama, M., Crucifix, M., Hewitt, C., Abe-Ouchi, A., Ohgaito, R., Brady, E.C., Hope, P., 2009. The Southern Westerlies during the last glacial maximum in PMIP2 simulations. *Climate Dyn.* 32, 525–548. doi:10.1007/s00382-008-0421-7.
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnson, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R., Selmo, E., 2001. An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science* 293, 2074–2077.
- Stern, C.R., Futa, K., Muehlenbachs, K., 1984. Isotope and trace element data for orogenic andesites in the Austral Andes. In: Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (Eds.), *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*. Shiva Press, Cheshire, England, pp. 31–46.
- Strub, P.T., Mesias, J.M., Montecino, V., Tuttlant, J., Salinas, S., 1998. Coastal ocean circulation off Western South America. In: Robinson, A.R., Brink, K.H. (Eds.), *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses*, Wiley, New York, pp. 273–315.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuiver, M., Quay, P.D., Ostlund, H.G., 1983. Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the world oceans. *Science* 219, 849–851.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083.
- Stuut, J.B.W., Kasten, S., Lamy, F., Hebbeln, D., 2007. Sources and modes of terrigenous sediment input to the Chilean continental slope. *Quatern. Int.* 161, 67–76.
- Taylor, R., Berger, R., 1967. Radiocarbon content of marine shells from the Pacific coasts of Central and South America. *Science* 158, 1180–1182.
- Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Développement of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* 43 (2A), 299–304.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., Carson, S.R., 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* 21. doi:10.1029/2005PA001154 PA2005.
- Wainer, I., Clauzet, G., Ledru, M.P., Brady, E., Otto-Bliessner, B., 2005. Last Glacial Maximum in South America: Paleoclimate proxies and model results. *Geophys. Res. Lett.* 32, L08702. doi:10.1029/2004GL021244.
- Warren, C.R., 1993. Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael Glacier, Chilean Patagonia: Climatic or nonclimatic? *Geogr. Ann.* 75 (A), 111–125.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 423–438.

Bibliographie

- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary and Petrology* 27, 3–26.
- Franzini, M., Leoni, L., Saitta, M., 1975. Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 31 (2), 365–378.
- Gagnon, J.E., Fryer, B.J., Samson, I.M., Williams-Jones, A.E., 2008. Quantitative analysis of silicate certified reference materials by LA-ICPMS with and without an internal standard. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 23, 1529–1537.
- georem.mpch-mainz.gwdg.de/
- Geyh, M.A., 1979. ¹⁴C routine dating of marine sediments. In : Berger, A., Suess, H.E. (eds.), *Radiocarbon dating : Proceedings*, 9th International conference, Los Angeles (La Jolla), University of California Press, Berkeley, 470–491.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique de France*, publication no.12, pp. 136.
- Jansen, J.F.H., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology* 151, 143–153.
- Jarosewich, E., Nelen, J. A., Norberg, J.A., 1979. Electron Microprobe Reference Samples for Mineral Analysis, *Smithsonian Institution Contributions to the Earth Sciences*, ed. by Fudali, R. F., Smithsonian Institution Press, Washington, D. C., vol. 22, 68–78.
- Jenkins, R., de Vries, J.L., 1970. *Practical X-Ray Spectrometry*. Macmillan, New York, pp. 190.
- Jenkins, R., 1999. *X-Ray Fluorescence Spectroscopy*. Second Edition, Wiley and Sons, New York, pp. 207.
- Jochum, K.P., Dingwell, D.B., Rocholl, A., Stoll, B., Hofmann, A.W., 2000. The Preparation and Preliminary Characterisation of Eight Geological MPI-DING Reference Glasses for In-Situ Microanalysis. *Geostandards Newsletter : The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, vol. 24, 87–133.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.-P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.

- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. New York Oxford University Press, pp. 332.
- Oskarsson, N., Sigvaldson, G.E., Steinthorsson, S., 1982. A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland. *Journal of Petrology* 23, 28–74.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards Newsletter : The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 21, 115–144.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport and relation to oceanography. *Marine Geology* 130, 203–229.
- Petschick, R., 2000. MacDiff4.2.2 available at. <http://servermac.geologie.unfrankfurt.de/Rainer.html>.
- Poitrasson, F., 2001. Principe et utilisation du LA-ICP-MS en Sciences de la Terre. *Bulletin de Liaison de la SFMC*, vol. 13, 9–24.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Richter, T.O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H., De Haas, H., vanWeering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF core scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In : ed. Rothwell, R.G., *New Techniques in Sediment Core Analysis. Special Publication*, vol. 267. Geological Society, London, 39–50.
- Siani, G., Michel, E., De Pol-Holz, R., Lamy, F., Carel, M., Lourantou, A., 2012. Southern Ocean deglacial reservoir age changes and timing of three episodes of upwelling. *Submitted à Science*.
- Siani G., Colin C., Michel E., Carel M., Richter T., Kissel C., Dewilde F., 2010. Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (1), 26–36.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program (version 6). *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Sylvester, P.J., 2008. Matrix effects in laser ablation ICP-MS. In: Sylvester, P.J. (ed.), *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 67–78.
- Thorner, C. R., Sherrod, D. R., Siems, D. F., Heliker, C. C., Meeker, G. P., Oscarson, R. L., Kauahikaua, J. P., 2002. Whole-rock and glass major-element chemistry of Kilauea Volcano, Hawaii, near-vent eruptive products: September 1994 through September 2001. *U.S. Geological Survey Open File Report*, 2–17.
- Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Development of a semi-automated

- system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* 43 (2A), 299–304.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumzeilles, V., Tribo-Villard, N., 2001. Carbonate grain size distribution in hemi-pelagic sediment from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research, Section A, Sedimentary and Petrological Processes*, 71, 858–862.
- USGS, 1996. Microbeam Standard Columbia River Basalt (Glass) BCR-2G, United States *Geological Survey Special Bulletin (Reference Materials Project)*. United States Geological Survey, Preliminary Report, pp. 10.
- Van Achterberg, E., Ryan, C.G., Jackson, S., Griffin, W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. *In: Sylvester, P. (Ed.), Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences, Principles and Applications Short Course Series, Mineralogical Association of Canada*, vol. 29, 239–243.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274, 423–438.

Restitution de la variabilité climatique le long de la marge sud chilienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire : approche sédimentologique et nouvelles applications en téphrochronologie

RÉSUMÉ

La marge sud-chilienne constitue la seule masse continentale de l'hémisphère sud qui intercepte l'intégralité de la ceinture des vents d'ouest (SWW), en interaction avec la circulation océanique. Elle occupe donc une position stratégique pour les reconstructions paléoclimatiques et a fait l'objet d'une attention croissante ces dernières décennies. Dans le contexte des hautes latitudes sud de la marge chilienne, les objectifs de cette thèse se sont portés sur (1) l'établissement d'une chronostratigraphie précise basée sur des datations radiocarbone et la téphrochronologie et (2) sur la reconstruction de la dynamique de la calotte nord-Patagonienne en lien direct avec le régime des précipitations, les températures et/ou la dynamique interne des glaciers sur les derniers 22 ka BP à partir de l'étude d'un enregistrement marin à ultra haute résolution et à fort taux de sédimentation, collecté au large de la péninsule de Taitao (~46°S). Basé sur un modèle d'âge robuste par des datations radiocarbone associées à une étude téphrochronologique, l'enregistrement marin MD07-3088 permet une couverture temporelle large depuis le dernier maximum glaciaire, la déglaciation et l'Holocène. Plusieurs traceurs (minéralogie des argiles, granulométrie, géochimie inorganique) ont été utilisés afin de retracer la variabilité des sources et les fluctuations de la calotte nord patagonienne. Couplée aux paléoreconstructions des températures des eaux de surface et de la variabilité des proportions polliniques, cette étude a permis de retracer les variations dans le régime des précipitations et les interconnexions entre les réservoirs océaniques et atmosphériques. Les résultats ont montré qu'au cours du DMG (22-18 ka BP), les températures globalement plus froides semblent contrôler les apports terrigènes en provenance de la chaîne côtière proximale et la dynamique des glaciers. Lors de la déglaciation (18-11,5 ka BP), les conditions globalement plus chaudes marquent un changement radical dans la source des apports détritiques, avec une dominance de la cordillère andéenne distale. Cet intervalle est ponctué par 3 événements de refroidissement, dont l'ACR (14,3-12,7 ka BP) pendant lesquels un regain de l'activité glaciaire est enregistré. Au cours de cet intervalle, l'expansion des tourbières Magellanes suggère des conditions climatiques plus froides et très humides résultant de la migration progressive vers le nord des Westerlies. L'Holocène Inférieur (11,5-8 ka BP) se caractérise par des conditions similaires à celles de la déglaciation avec la présence d'un événement plus grossier témoignant soit de l'influence de la légère baisse des températures (~2°C), soit d'un rôle plus important de la dynamique interne des glaciers. L'Holocène Moyen (8-3 ka BP) est illustré par la mise en place de la phase de Néoglaciation qui se traduit par un déplacement vers le nord de la cellule des vents d'ouest caractérisé par des forts apports de précipitations dans notre zone d'étude bien que peu de variations soient enregistrées dans les estimations des SST. Enfin, la faible variation des SST et la légère augmentation des précipitations enregistrées au cours de l'Holocène Inférieur (3 ka BP à l'actuel) témoignent d'un retour de la cellule des vents à une position similaire à l'actuel.

Climate variability along the south chilean margin since the Last Glacial Maximum : sedimentological study and new applications in tephrochronology

ABSTRACT

The south-chilean margin is the one continental mass to intercept the entire Westerly Winds cell (SWW), closely linked to the oceanic circulation. It constitutes a strategic area for paleoclimatic reconstructions and represents a peculiar interest since the last decades. In the southern high latitude chilean margin setting, the main objectives of this thesis were focused on (1) the establishment of a precise chronology based on radiocarbon dates and tephrochronology and (2) to restore the north-Patagonian icefield dynamic strongly linked to the rainfall features, temperatures and/or internal glaciers dynamic over the last 22 ka BP from a High-resolution and High sedimentation rate deep-sea core collected offshore the Taitao peninsula (~46°S). Based on robust age model by radiocarbon dates and tephrochronology study, the marine record MD07-3088 allows a large time-span since the Last Glacial Maximum, the deglaciation and the Holocene. Several proxies (clay mineralogy, grain-size and inorganic geochemistry) were used to restore the variability in continental source inputs and north-patagonian icefield fluctuations. Coupled to SST estimations and palynological dataset, this study allows to reconstruct rainfall changes and interconnections between oceanic and atmospheric features. Results show that during the LGM (22-18 ka BP), the globally colder temperatures play a major role in the detrital supplies from Coastal Range and glacier dynamic. During the deglaciation (18-11,5 ka BP), warmer conditions mark a drastic change in the terrigenous source with a dominance of Andean Cordillera influence. This interval is punctuated by 3 colder events, in particular the ACR event (14,3-12,7 ka BP) during which a renewed glacial activity is recorded as shown by the expansion of Magellanes moorlands, typical of colder and more humid climate as a result of the northward migration of the Westerly Winds. The Early Holocene (11,5-8 ka BP) is marked by climatic conditions similar to those of the deglaciation with only the presence of one colder event resulting either by slightly temperatures decreasing (~2°C) or the internal glacier dynamic contribution. The Middle Holocene (8-3 ka BP) is illustrated by the settlement of the Neoglaciation phase resulting from the northward displacement of the SWW cell favouring more intense rainfalls in the study site even though any significant temperature variations are observed. Finally, the low SST variability and the slight increase of rainfalls recorded during the Upper Holocene (3 ka BP to present) give clues about the return of the SWW to modern location.