

Thèse présentée à l'Université de Liège

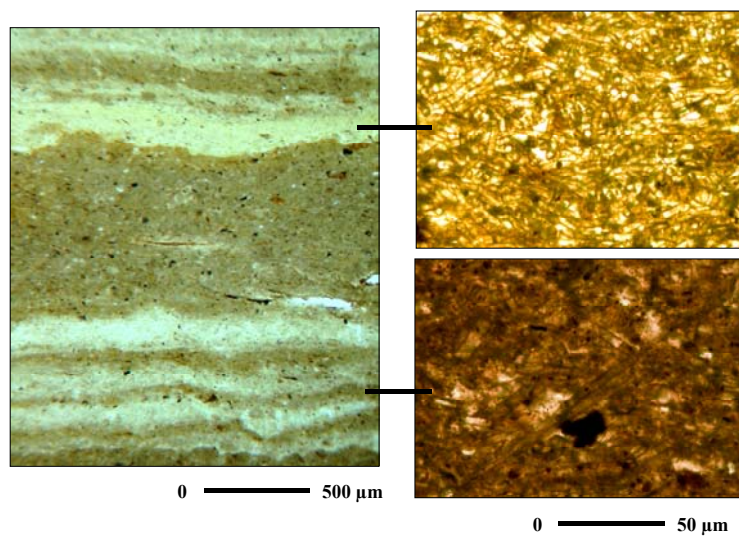
par Xavier BOES

En vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Sujet de la thèse

Etude sédimentologique à haute résolution de séries lacustres. Recherche de traceurs paléoclimatiques annuels et comparaison des réponses de l'hémisphère Nord (Lac Baïkal, Sibérie) et de l'hémisphère Sud (Lake District, Chili).

High resolution sedimentological studies of lacustrine series, search for annual climatic proxies and interhemispheric comparison (examples of Lake Baikal, Siberia, 50 °N and Lake District, Chile, 40°S).



Soutenue le 2 décembre 2005 devant la commission d'examen composée de :

Examineurs : **D. Ariztegui** (Université de Genève)
M. De Batist (Universiteit Gent)
I. Hajdas (ETH, Zurich)
M.F. Loutre (Université de Louvain-la-Neuve)
A. Ozer (Université de Liège)

Directeur de thèse : **N. Fagel** (Université de Liège)
Président : **F. Boulvain** (Université de Liège)

Remerciements

Je remercie tout d'abord Irka Hajdas, Marie-France Loutre, Daniel Ariztegui, Marc De Batist, Frédéric Boulvain et André Ozer d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je tiens à remercier mon promoteur de thèse, Nathalie Fagel, responsable à l'Université de Liège de l'U.R. Argiles et Paléoclimats. C'est Nathalie Fagel qui, en 2001, a rendu possible mon intégration dans des projets sur l'évolution du climat en Sibérie (Lac Baïkal) et au sud du Chili (Lake District), deux magnifiques projets complémentaires. J'ai eu l'occasion de bien connaître Nathalie lors de ma mission en Sibérie avec plusieurs autres chercheurs associés au projet européen CONTINENT. Avec une équipe russe inoubliable, nous avons remonté la vallée de la Selenga jusqu'aux steppes de la Mongolie ; c'était pour moi une entrée en matière tout à fait exceptionnelle. J'ai pu bénéficier, dès cette mission, puis au Chili, des qualités scientifiques et humaines de Nathalie. Elle m'a également soutenu pour adapter une méthode nouvelle (imprégnation des sédiments lacustres) qu'il fallait alors monter de toute pièce à Liège, non sans difficultés. Enfin, Nathalie m'a incité à participer à de nombreux congrès et nous avons fait plusieurs articles ensemble, ce qui était passionnant.

Mes remerciements vont également à l'équipe de l'Unité de Recherche Argiles et Paléoclimat de l'Université de Liège composée de Nathalie Fagel, Virginie Renson, Florence Hautregard, François De Vleeschouwer, Sébastien Bertrand et Robert Brasseur. Lourdez Vargas ne faisait pas partie de notre unité, mais elle a travaillé sur le projet chilien et elle était géographiquement et humainement très proche de nous tous. Je les remercie pour avoir rendu mon séjour à Liège plus agréable (merci Virginie et François !) et également pour les échanges quotidiens tout au long de ma recherche de doctorat : échanges d'articles, d'idées. Je fais une petite incursion en Géographie pour dire merci à Elisabeth Tallier!

Un grand merci à mes collègues gantois : alors que j'étais à Gent comme assistant volontaire dans le laboratoire de George Stoops et Roger Nijs, j'ai pu rencontrer Jean-Pierre Henriet puis enfin Marc De Batist (coordinateur du projet SSTC ENSO-Chile). C'est avec ce dernier que j'ai pu discuter des éventuelles possibilités de recherches en doctorat sur la sédimentation marine ou lacustre. C'est un peu (beaucoup) grâce à Marc si j'ai pu faire cette recherche de quatre ans et demi. Je remercie également ici les proches collaborateurs à Gent : Mieke Sterken et François Charlet (un français « expatrié » comme moi) avec qui les échanges ont été nombreux.

Le projet Baïkal comprend de nombreux participants que je ne pourrai pas tous citer. Alors que je débutais ma recherche, j'ai pu rencontrer pendant la première partie de ma mission en Sibérie (en 2001) une équipe exceptionnelle du point de vue scientifique et humain : Kyril Levi de l'Institut of the Earth's Crust (Irkoutsk) et responsable de la mission, Nathalie Fagel, Florence Hauregard, Brigit Heim, Dieter Demske, Wojciech Granoszewski et mon compagnon de chambrée Georg Heumann. Par la suite, lors de la mission sur le Lac Baïkal à bord du Vereshchagin, j'ai pu avoir des échanges avec Elena Vologina (Limnological Institut, Irkoutsk) et l'équipe de diatomistes de l'Université de Londres (UCL) : Anson Mackay, Patrick Rioual et David Morley. Ces personnes ont été vraiment d'un soutien important pendant toute cette longue mission. J'ai également beaucoup appris au contact des équipes russes et allemandes qui étaient chargées de la phase de carottage. Par la suite, lors de l'échantillonnage au GeoForschungsZentrum (Potsdam), j'ai bénéficié de bonnes conditions de travail grâce notamment à François Demory (un français... un « expatrié » de plus) qui m'a permis d'obtenir les échantillons de carottes dont j'avais besoin. Merci à Jens Klump, le « data manager » du projet CONTINENT et à Patrick Martin (Institut Royal des Sciences Naturelles). Ce dernier m'a beaucoup appris sur la bioturbation et de l'importance de ce critère dans les études sédimentologiques en milieu lacustre.

Remerciements

Les travaux sur les lacs au Chili en 2002 ont bénéficié du soutien logistique de l'Université de Gent pour la prospection sismique et de l'Université de Chambéry pour le carottage. Merci à Christian Beck, Christophe Tardy, Fabien Arnaud, Vincent Lignier, Emmanuel Chapron et à l'équipe chilienne composée de Roberto Urrutia, Alessandro Pena, Waldo San Martin, Alberto et Louis que j'ai pu retrouver avec plaisir à Liège et au Chili. Merci à Denis et Jeff de nous avoir fait partager leur passion du reportage scientifique.

Lors de mes séjours en Pologne à l'institut de physique de Gliwice, j'ai pu m'intéresser aux problèmes spécifiques des modèles d'âge et des méthodes de datation. Je remercie toute l'équipe du professeur Anna Pazdur et Andrej Bluszcz : Natalia Piotrowska et Mariusz Fogtman avec qui j'ai eu de nombreux échanges fructueux sur les sédiments du Lac Baïkal. Merci à Aleksandra Fogtman, Grzegorz Adamiec, Danuta J. Michczyńska, Adam Michczyński, Jacek Pawlyta, Grzegorz Poręba, Małgorzata Szczepanek et Barbara Sensuła. J'ai également pu rencontrer en Pologne Ingmar Hunkel (Université de Heidelberg), Achim Brauer (GFZ), Tomasz Goslar (Poznan Radiocarbon Laboratory), Irka Hajdas (ETH), Michel Fontugne et Martine Paterne (LSCE) que je salue au passage

Merci à Marc Desmet que j'ai pu croiser à Chambéry et à Nice. C'est ce dernier qui m'a mis en contact avec Yvon Ballut et Carlo Laj pour que je puisse participer à une mission sur le Marion Dufresne dans le Bassin de Cariaco et l'Atlantique Nord (mission PICASSO). Merci à Stephen Roth, Catherine Kissel, Carlo Laj, Thomas, Armelle, Marine, Sonia, Kazuyo, Mario, Denis avec qui j'ai travaillé pendant les quarts de nuit sur le Marion. Grâce à cette mission j'ai pu faire un stage au Royal Netherlands Institute for Sea Research à Texel (Hollande) pour faire des tests avec le XRF core scanner sur des carottes polymérisées. Merci à Thomas Richter et Rieneke pour ces essais au NIOZ.

Merci enfin aux « habitants » du B18-19-20 à l'Université de Liège. Au LGIH, Albéric Monjoie m'a permis de travailler sur un lyophilisateur (sans lequel je ne faisais rien !). J'ai toujours trouvé des amis au LGIH : Manu et Philippe (des français...), Polo, Hamar, Sara, Olivier, Aline, Danielle, Matthieu. Au département de géologie, Frédéric Boulvain m'a permis de travailler pendant près de deux ans dans le laboratoire de lame mince. Merci à Jean Paul Culus et Fernand Noebert avec qui j'ai pu partager de bons moments dans ce laboratoire. Merci à Thomas Gerards et Frédéric Hatert qui mon initié au maniement du MEB. Pierre Breuer m'a aidé à faire de belles prises d'images au microscope. Merci à Bastien pour les statistiques! Merci à Jean Marie Speetjens ainsi que Bernard Belot, qui m'ont été de bon conseil lorsque je montais le laboratoire d'imprégnation. Merci également à Paul Donnay, Etienne Juvigné et Eric Pirard.

Merci enfin à Chantal Tribolo. Chantal, depuis Gif-sur-Yvette ou Oxford, m'a en effet tiré de nombreuses fois d'affaire ... pour trouver les fonctions sur Excel qui simplifient la vie et automatiser le traitement des données. Chantal c'est aussi le soutien moral de toute ma thèse.

Un grand merci aux personnes qui ont patiemment relu et corrigé mon mémoire : Virginie Renson (vraiment merci), Gaetan Renson, Myriam Bernard (la famille Renson !) Chantal Tribolo et Nathalie Fagel.

Merci à toutes ces personnes...

Mes travaux de recherche ont bénéficié de plusieurs sources de financement, d'abord la Communauté Européenne, dans le cadre du projet CONTINENT dont Hedi Oberhansli était le coordinateur. Par la suite un financement chercheur/doctorant de quatre ans m'a été octroyé par le Fond National de la Recherche Scientifique à Bruxelles (bourse FNRS-FRIA). Les services fédéraux des affaires scientifiques, techniques et culturelles (SSTC) a également financé ma mission dans la région des lacs au nord de la Patagonie. Les services du patrimoine de l'Université de Liège et du FNRS ont aussi contribué aux financements des congrès, notamment l'EGU (Nice, Vienne) et l'AGU (San Fransisco). Le Commissariat Général aux Relations Internationales (CGRI) a financé pour sa part plusieurs de mes séjours à l'institut de physique de Gliwice en Pologne (datations ¹⁴C) ainsi qu'une mission dans les

Remerciements

lacs andins au Chili. L'université de Liège a financé le matériel nécessaire au montage d'un laboratoire d'imprégnation des sédiments lacustres.

ABSTRACT

The Greenland and Antarctic ice cores provide high resolution paleoclimate records. However, additional continental records from the mid latitudes are required to better constrain the climate teleconnections.

The annually banded archives (e.g., tree rings, speleothems, corals, ice cores, varved sediments) constitutes the basis for inter-comparison of past climate variability. Among these approaches, the lacustrine sequences represent some of the highest resolution material useful for tracking short-term climate changes. Lacustrine archives provide an absolute time scale derived from varve counting. Measurements are made on thin section after core lyophilization and resin polymerisation. An improved procedure especially adapted for clayey material, was applied on two lakes from two contrasted environmental settings : (i) the Lake Baikal (31 500 km², 52°N, 456 m), the longest climate record in Siberia and, (ii) Lago Puyehue (164 km², 40°S, 185 m), a varved lake relevant for paleoprecipitation and El Niño reconstructions in Southern America.

For the Lake Baikal sediments (0.04 to 0.17 mm/year) climate signals are reconstructed from three continuous sediment records from Vydrino Shoulder and Posolsky Bank in the Southern Basin, and Continent Ridge in the Northern Basin. For each coring site, a calendar age model was constructed using calibrated radiocarbon ages and the magnetic susceptibility profiles. The thin sections contain evidence for narrow biogenic and clayey-rich laminations. The grey scale taken from the thin sections is used as a high-resolution proxy record of diatom/clay ratio. After background noise correction due to bioturbation and mineral neoformation, we interpret the grey scale curves as a proxy for lake paleoproductivity. The Continent core gives the best resolution over Termination I : the minimum grey scale values are associated with accumulated massive clays during cold phases; maximum values correspond to diatom-rich sediments related to wetter and warmer climate. Our results indicate increases in diatom productivity synchronous with regional warm phases (e.g., Bölling, Alleröd, Subboreal). The onset of wet and warming conditions occurs at ~15 ka, before Termination I. Several cold phases are recorded, the most important being at 15.5 ka (Oldest Dryas), 14,5 ka (Older Dryas), 13,5 ka (Intra Alleröd Cold Period), and 12.7 ka (Younger Dryas). Due to the sedimentation rates, the Lake Baikal record provide a centennial temporal resolution.

In Southern Chile, Lago Puyehue varved sediments (~0.5 to 1 mm/yr) provide an annual resolution controlled by the annual diatom productivity. The relationships between the paleo-precipitation and the regional influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) are assessed from a high-resolution calendar varve-thickness record. Two short laminated sediment cores (53 and 61 cm length) are analysed by continuous varve measurements through the last 600 years. The calendar varve-years are determined by the occurrence of graded planktonic-rich layers. The annual sediment accumulation rates are reconstructed by using the standard varve-counting methods on thin-sections. The 1980-2000 varve thickness record is climatically interpreted according to limnological and local monthly instrumental climate databases. The comparison between the standardized varve thickness with the instrumental records reveals a positive correlation ($R^2= 0.63$, $r = 0.75$, $p = 0.07$) between the total varve thickness and the austral autumn/winter precipitation. We argue that strong austral winter winds and precipitation are the two main forcing factors for the seasonal turn-over and phytoplankton increase in the lake sediments. During the strong El Niño events the precipitation and the winds decrease abnormally, hence reducing the thickness of the biogenic sediments deposited after the winter turn-over. Our results show one significant regional maximum peak of winter precipitation (>900 mm) in the mid 20th century and a significant period with lower winter precipitation (<400 mm) before the 15th century, i.e. the late Medieval Warm Period. The first peak in the mid 20th century is confirmed by the regional precipitation database. The influence of ENSO cycles over the last 600 yr is assessed by spectral analysis. The possible influence of the regional volcanism and/or the seismic activity on the local climate record is also discussed. For the last twenty years we emphasize that El Niño events in Southern Chile are marked by thinner varves related to local precipitation deficits. Spectral analysis on

total varve thickness reveals several pluri-annual (i.e., 2.4, 3.2/4.4) and decadal (15, 41) periodicities consistent with the main Southern Pacific indexes (QBO, ENSO, PDO) and North Pacific oscillations (PNI or NOI), respectively. The correlation between varve and precipitation index and, further between precipitation and SOI, confirms the ENSO control of varve deposition in Lago Puyehue. For the past 600 years, the most significant periodicity revealed by spectral analyses evolves from 4.4 to 4 between AD ~1550 to 1820. First this spectral band is coherent with El Niño phases in Equatorial Pacific Ocean. Second the time interval corresponds to the Southern Hemisphere Little Ice Age time-window.

The timing of the Last Deglaciation in Southern Chile is re-evaluated from our calendar varve chronology. The climate shifts are analysed by continuous annual varve-thickness measurements through the ~17000 to 11000 cal yr BP time-window (~3.5 m sediment core). Due to physical sediment properties the grey scale constitutes a proxy record of the phytoplankton/terrigenous varve thickness variations through the sediment record. The varve-couplets are thicker/thinner (>300µm) during humid/dry phases and darker/lighter (negative/positive annual grey-scale index) during cold/warm phases. Our results show that at 40°S the last deglaciation took place in two phases between ~17200 and ~15500 cal yr BP. We note a climate instability between ~15500 to 13300 cal yr BP and a significant dry phase between ~15000 to 14500 cal yr BP. We evidence a cold event in two phases between ~13300 to 12200 cal yr BP interrupted by a dry event between ~12800-12600 cal yr BP. The onset of a significant warmer period is observed after ~11500 cal yr BP. Our results provide a new evidence of a Younger Dryas cool reversal in Southern Chile, i.e. the Huelmo/Mascardi Cold Reversal or the ACR (for Antarctic Cold Reversal) associated with an abrupt dry pulse at ~12800-12600 cal yr BP. The high-resolution grey-scale measurements performed on the biogenic varves from Lago Puyehue provide a reliable calibrated chronology of the regional environmental and climate shifts during the last deglaciation.

By applying an improved method for sediment impregnation, we provides two high resolution records for the Last Deglaciation, one in Northern Hemisphere (Lake Baikal), one in Southern Hemisphere (Lago Puyehue). Such mid latitude records are then compared to high resolution climate records (e.g., ice cores, varves). Our data suggest that in the Southern Hemisphere the Antarctic Cold Reversal preceded the onset of the Younger Dryas cold event by ~500 years. Conversely, the onset of the Little Ice Age occurred by ~100 years after its equivalent record in Northern Hemisphere. Therefore our data suggest that the widespread cold reversal started in Southern Hemisphere. The Little Ice Age is characterized by more humid conditions and El Niño phenomenon in Southern Hemisphere.

Table des Matières

Introduction générale.....	5
1. Cadre de l'étude et problématique	5
2. Le projet CONTINENT (Lac Baïkal, 52°N, Sibérie).....	5
3. Le projet ENSO-Chile (Lac Puyehue, 40°S, Amérique du Sud)	6
Organisation du manuscrit	9
Références bibliographiques	12
CHAPITRE 1 – Oscillations climatiques et systèmes lacustres aux latitudes tempérées : perspectives paléoclimatiques.....	14
1. Introduction	14
2. Le Lac Baïkal (Sibérie).....	18
2.1. Cadre géographique et géologique	18
2.2. Températures, vents, précipitations et limnologie.....	19
2.3. Cycle thermique annuel du lac.....	20
2.4. Influence de l'englacement et de l'Oscillation de l'Atlantique Nord.....	21
3. Le Lac Puyehue (Chili).....	22
3.1. Cadre géographique et géologique	22
3.2. Températures, vents, précipitations et limnologie.....	23
3.3. Cycle thermique annuel du lac.....	25
3.4. Influence des vents et de l'Oscillation Australe El Niño	26
4. Conclusions	28
Références bibliographiques	29
CHAPITRE 2 – Méthode de détection des varves lacustres : marqueurs sédimentologiques, chronologiques et climatiques.....	32
1. Introduction	32
2. Revue des méthodes d'imprégnation.....	32
2.1. Méthodes d'échantillonnage.....	33
2.2. Techniques de déshydratation des argiles	33
2.3. Procédés d'imprégnation.....	34
2.4. Polymères	34
3. Protocole adopté	34
4. Discussion	38
4.1. Limite des méthodes d'échantillonnage.....	38
4.2. Limite des techniques de déshydratation	39
4.3. Contrôle de l'imprégnation sous vide.....	40
4.4. Propriétés des polymères.....	41
5. Conclusions	41
Références bibliographiques	42
Article : Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview	46

CHAPITRE 3 – La variabilité du climat en Eurasie (Lac Baïkal) depuis la dernière glaciation (Terminaison I)	47
1. Introduction	47
2. Matériel	49
3. Méthodes	50
3.1. Lames minces	50
3.2. Susceptibilité magnétique et niveaux de gris (grey-scale)	51
4. Résultats	52
4.1. L’Holocène (carottes courtes)	52
4.1.1. Susceptibilité magnétique	52
4.1.2. Niveaux de gris	53
4.2. Le Tardiglaciaire et l’Holocène (carottes longues)	54
4.2.1. Susceptibilité magnétique	54
4.2.2. Niveaux de gris sur le site Continent (Terminaison I)	56
5. Discussion	58
5.1. La glaciation du Sartan (OIS2)	58
5.2. La Terminaison I (OIS2/OIS1)	58
5.3. L’Holocène (OIS 1)	59
Références bibliographiques	61
Article : High-resolution diatom/clay record in Lake Baikal from grey scale, and magnetic susceptibility over Holocene and Termination I	65

CHAPITRE 4 – Le climat en Amérique du Sud au cours des six derniers siècles : paléoprécipitations, El Niño et varves lacustres (Lac Puyehue)	66
1. Introduction	66
2. Matériel	67
2.1. Carottage	67
2.2. Description macroscopique des carottes	67
3. Méthodes	69
3.1. Lames minces	69
3.2. Datation et comptage des varves	69
3.3. Distances en pixels et épaisseur des varves	70
4. Résultats	70
4.1. Micro-faciès des varves	70
4.2. Micromorphologie des dépôts instantanés	71
4.3. Taux de sédimentation (après soustraction des dépôts instantanés)	72
4.4. Signification de l’épaisseur des varves	73
4.5. Corrélations avec les index météorologiques	74
4.5.1. Températures	75
4.5.2. Précipitations	75
5. Discussion	76
5.1. Impact de l’activité volcanique	76
5.2. Impact des tremblements de terre locaux	77
5.3. Validité du modèle d’âge des varves	77
5.4. Climat, limnologie et sédimentation varvée	78
5.5. Précipitations, El Niño et épaisseurs des varves	79

5.6. Reconstitution des paléoprécipitations depuis 1400 AD.....	79
6. Conclusions	81
Références bibliographiques	81

Article : Relationships between Southern Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO for the last 600 years (Journal of Paleolimnology)	84
---	----

CHAPITRE 5 – Oscillations périodiques de type El Niño et sédimentation lacustre en Amérique du Sud au cours des six derniers siècles

1. Introduction	85
2. Matériel	86
3. Analyse spectrale	87
4. Résultats	88
5. Discussion	90
5.1. Comparaison des bandes spectrales.....	90
5.1.1. Corrélations entre les sites PU-I et PU-II	90
5.1.2. Corrélations entre les indices climatiques locaux et les varves.....	90
5.2. Téléconnexions	93
5.2.1. Connexions climatiques entre le Pacifique Nord et Sud	93
5.2.2. Corrélations entre l'index des varves et les indices climatiques globaux.....	93
5.2.3 Relation entre les varves lacustres et EL Niño.....	93
6. El Niño et le Petit Age Glaciaire en Amérique du Sud	94
7. Conclusions	95
Références bibliographiques	95

CHAPITRE 6 – Le climat en Amérique du Sud (Lac Puyehue, 40°S) depuis la dernière glaciation

1. Introduction	99
2. Matériel	100
2.1. Sections des carottes varvées.....	100
2.2. Sédimentologie et chronostratigraphie	101
2.3. Limnologie et formation des varves	103
3. Méthode	104
3.1. Pré-traitement des sédiments varvés et comptage des varves.....	104
3.2. Comptage semi-automatique	104
3.3. Estimation des âges calendaires	105
3.4. Niveaux de gris et épaisseur des varves.....	105
4. Résultats.....	106
4.1. Comptages de varves et dépôts intercalés	106
4.2. Epaisseur des varves et âge des dépôts instantanés.....	107
4.3. Index des niveaux de gris	107
5. Discussion	109
5.1. Validité du modèle d'âge des varves	109
5.2. Signification de l'index des niveaux de gris et de l'épaisseur des varves.....	110
5.3. Enregistrement climatique des varves entre 17200 et 11000 ans cal BP	110
5.4. Inversion climatique froide du Dryas Récent dans l'hémisphère Sud.....	111
6. Conclusions	112

Références bibliographiques	113
Article : Timing of Late Glacial and Younger Dryas cold reversal in Southern Chile varved sediments	116
CHAPITRE 7 – Comparaisons inter-hémisphériques et intégration des données paléoclimatiques	117
1. Introduction	117
2. Fondement des comparaisons inter-hémisphériques	118
2.1. Calibrage des chronologies en paléoclimatologie	118
2.2. Calibrage des âges ¹⁴ C par les archives annuelles de glace et de sédiments	120
2.3. Correction de la chronologie ¹⁴ C des sédiments du Lac Baïkal	121
2.4. Correction de la chronologie ¹⁴ C des sédiments du Lac Puyehue	122
3. Comparaisons inter-hémisphériques	125
3.1. La déglaciation	125
3.1.1. Le Dryas Récent	125
3.1.2. Le « Dryas Récent » dans l'hémisphère Sud ?	126
3.1.3. Enregistrement du « Dryas Récent » en Sibérie et au Chili	127
3.2. Evolution climatique des derniers siècles	129
3.2.1. L'optimum du Moyen-Age et le Petit Age Glaciaire	130
3.2.2. La fin du Petit Age Glaciaire et « l'ère industrielle »	131
4. Extension de la reconstitution des épisodes El Niño en Amérique du Sud jusqu'à 1400 AD	132
5. Conclusions	138
Références bibliographiques	139
Conclusions Générales	144

Introduction générale

1. Cadre de l'étude et problématique

Les archives naturelles du climat (e.g., les carottes de glace, les cernes d'arbres et les sédiments) constituent des sources d'information de première importance. En effet, celles-ci peuvent être utilisées pour : (i) étendre les enregistrements climatiques (mesures météorologiques) au-delà du 19^{ème} siècle, (ii) améliorer la connaissance des interactions climatiques ou « téléconnexions » entre les hémisphères Nord et Sud et (iii) valider les modèles existants sur la circulation atmosphérique générale.

Dans ce contexte, l'objectif de la thèse se résume en deux points :

- (1) il s'agit d'étudier les processus sédimentaires de deux systèmes lacustres situés dans la zone des vents d'ouest (les westerlies), ceci afin de reconstituer les changements du climat récent aux latitudes moyennes des hémisphères Nord et Sud.
- (2) il s'agit ensuite de comparer l'évolution paléoclimatique des deux environnements lacustres afin d'établir des nouvelles téléconnexions nord-sud.

La thèse s'insère dans deux programmes de recherches en paléoclimatologie aux latitudes moyennes :

- CONTINENT (EVK2-CT-2000-0057) est un projet international sur les changements climatiques en Eurasie (Lac Baïkal) : « *High-resolution Continental paleoclimate record in the Lake Baikal : a key-site for Eurasian teleconnections to the North Atlantic and monsoonal system* » (CONTINENT proposal, 2000). Ce programme scientifique est financé par le cinquième programme de la Commission Européenne (changement global et biodiversité).
- ENSO-Chile (EV/02/10B) est un projet belge sur les changements climatiques en Amérique du Sud : « *A continuous Holocene record of ENSO variability in southern Chile : A clue to a better understanding of interhemispheric climate teleconnections* » (ENSO-Chile proposal, 2000). Ce programme scientifique est financé par l'Office Fédéral des Affaires Culturelles Scientifiques et Techniques.

2. Le projet CONTINENT (Lac Baïkal, 52°N, Sibérie)

Le Lac Baïkal représente l'une des archives paléoclimatiques les plus longues des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Cependant, elle est peu exploitée du point de vue des reconstitutions paléoclimatiques à haute résolution.

Dans l'hémisphère Nord, le climat des latitudes moyennes est influencé par les westerlies qui parcourent l'Atlantique Nord et l'Eurasie. La circulation des westerlies est contrôlée par l'Oscillation de l'Atlantique Nord (Hurrell, 1995 ; Hurrell and van Loon, 1997). Par ailleurs, la région du Lac Baïkal est caractérisée par deux situations synoptiques (Fig. 1.1) :

- (i) en hiver, le système des hautes pressions est centré sur la Sibérie (mousson d'hiver) ;
- (ii) en été, les hautes pressions sont centrées sur le Pacifique (mousson d'été).

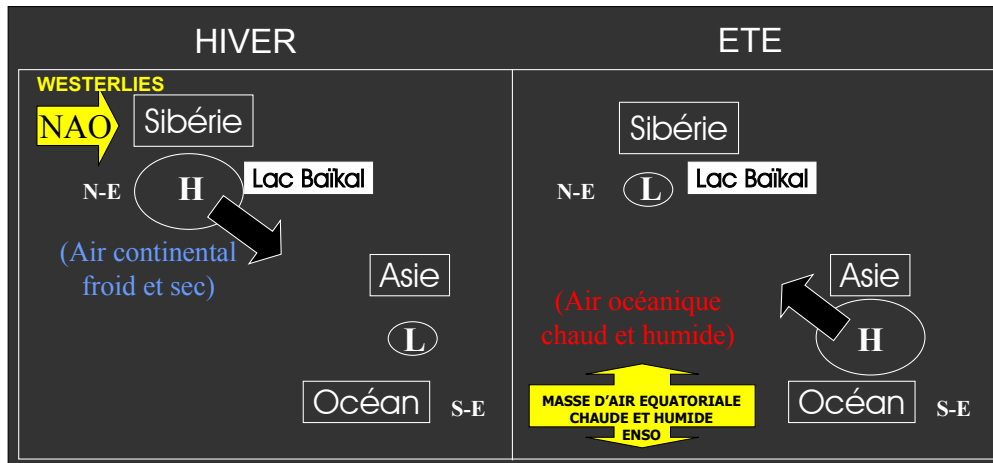


Figure – 1.1. Reconstitution schématique de la circulation atmosphérique en Eurasie et en Asie du Sud-Est. En hiver l’anticyclone de Sibérie contrôle la circulation atmosphérique régionale (mousson d’hiver). En été, les conditions anticycloniques sur le Pacifique apportent des précipitations abondantes en Asie du Sud-Est (mousson d’été). H = hautes pressions, L = basses pressions, NAO = Oscillation de l’Atlantique Nord, ENSO = Oscillation Australe El Niño. Les flèches indiquent la direction des principaux vents.

L’un des objectifs du projet CONTINENT est de préciser la chronologie des changements climatiques à l’est du continent Eurasiatique. Il s’agit de contribuer aux connaissances de base de la région et d’évaluer l’influence du climat continental sur la circulation atmosphérique générale. Dans cette perspective, l’archive sédimentaire du Lac Baïkal permet de faire le lien avec les données paléoclimatiques de l’Atlantique et du Pacifique. Pour établir des connexions inter-hémisphériques, deux périodes de temps sont sélectionnées : le dernier maximum glaciaire (Terminaison 1) et l’Éémien (CONTINENT proposal, 2000).

Pour étudier les changements du climat au cours de ces deux périodes, des carottes sédimentaires ont été collectées dans le lac. Préalablement, une campagne de prospection sismique a permis de présélectionner des sites préservés des remaniements post-sédimentaires. Les différents bassins du lac ont été prospectés en 2000-2001. Puis, sur base de ces résultats, des carottages ciblés ont été effectués en 2001 avec le bateau de l’Institut Limnologique d’Irkoutsk (le Vereshchagin).

Les sédiments collectés ont fait l’objet d’une étude pluridisciplinaire dans laquelle des Instituts de différents pays sont impliqués (Allemagne, Royaume-Unis, Belgique, Pologne, Russie). Cette étude pluridisciplinaire permet de préciser : (i) les processus biologiques et détritiques, (ii) le temps de transport/transfert des particules dans la colonne d’eau et enfin (iii) l’influence de l’englacement du lac sur les cycles sédimentaires.

L’ensemble des résultats : profils sismiques, pièges à sédiments, analyses d’images satellites, analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$), marqueurs biogéniques (diatomées), sédimentologie (granulométrie, argiles), datations (OSL, ^{14}C , ^{210}Pb), propriétés physiques et géochimiques des sédiments (susceptibilité magnétique, Geotek, XRF, grey-scale) et palynologie, a fait l’objet d’une vingtaine de publications rassemblées dans un volume spécial de la revue *Global and Planetary Change* (Oberhansli and Mackay, 2005).

3. Le projet ENSO-Chile (Lac Puyehue, 40°S, Amérique du Sud)

Les archives lacustres du sud du Chili sont intéressantes pour étudier la variabilité des paléoprécipitations aux latitudes moyennes de l’hémisphère Sud. En effet, le sud du Chili est pratiquement le seul continent sur la trajectoire des westerlies qui transportent l’humidité

Introduction générale

atmosphérique dans l'hémisphère Sud. Des pluies se déversent avec une très forte intensité sur les nombreux lacs situés aux pieds des Andes. De plus, tout comme pour le Lac Baïkal, les lacs du sud du Chili sont quasi-inexplorés du point de vue des reconstitutions paléoclimatiques à haute résolution.

Aux latitudes moyennes, les westerlies sont générés par la zone de convergence subtropicale. Dans l'hémisphère Sud, celle-ci fait le lien entre la zone des hautes pressions subtropicales du Pacifique Sud (20-30°S) et la zone des basses pressions subpolaires (50-60°S). Par ailleurs, deux situations synoptiques dominent la région. (i) En été, les hautes pressions subtropicales du Pacifique Sud descendent en latitude et entraînent les westerlies au sud du quarantième parallèle. (ii) En hiver, les hautes pressions subtropicales du Pacifique Sud remontent vers le Nord et entraînent les westerlies au niveau du quarantième parallèle (Montecinos and Aceituno, 2003). Cette dernière situation explique la présence de précipitations hivernales abondantes dans la région des lacs du sud du Chili, située entre 39 et 41°S.

La direction des westerlies et la distribution des précipitations dans cette région sont modifiées par deux phénomènes périodiques (Fig. 1.2) :

- (i) El Niño (La Nina) qui se traduit par le déplacement de masses d'eaux chaudes équatoriales vers l'est (l'ouest) du Pacifique (Cane, 1986 ; Cane, 2005). Ce phénomène génère un upwelling à l'ouest (l'est) du Pacifique équatorial (Fig. 1.2) ;
- (ii) L'oscillation australe qui se traduit par l'inversion du gradient de pression entre l'est (Tahiti) et l'ouest (Darwin) du Pacifique (Fig. 1.2). Ce phénomène génère une inversion des vents et une redistribution des précipitations dans le Pacifique Nord et Sud tous les trois ou quatre ans (Trenberth and Hurrell, 1994 ; Cane, 2005).

Ces deux phénomènes indissociables (El Niño et l'Oscillation Australe) forment l'Oscillation Australe El Niño (ENSO). En Amérique du Sud, les effets de ENSO sur la distribution latitudinale des précipitations ont été étudiés jusqu'au nord de la Patagonie (Montecinos and Aceituno, 2003). Dans la région des lacs du sud du Chili, El Niño se manifeste par une diminution des précipitations. Cette particularité régionale serait expliquée par l'affaiblissement anormal des hautes pressions subtropicales du Pacifique Sud lors des épisodes El Niño (Aceituno, 1989). Les effets de la Niña en Amérique du Sud sont par ailleurs peu connus.

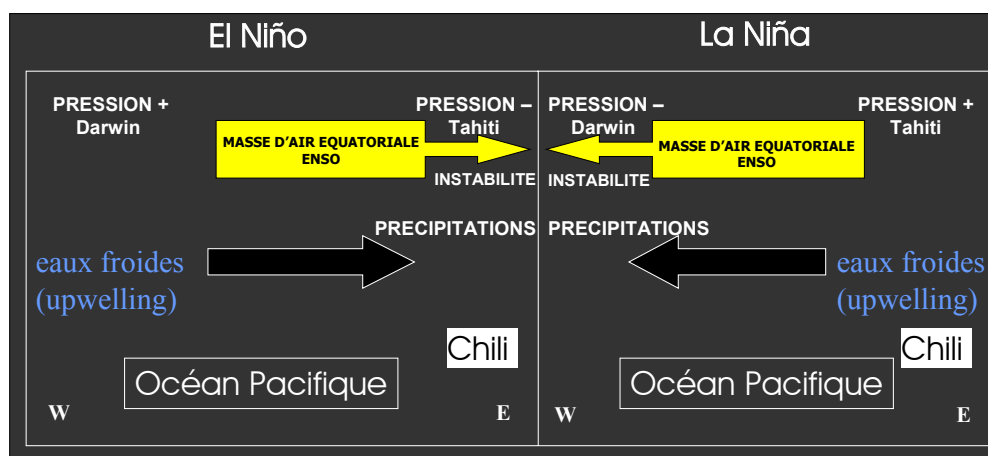


Figure – 1.2. Reconstitution schématique de l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) dans la région du Pacifique. ENSO est caractérisée par l'alternance entre des anomalies négatives/positives (El Niño/La Niña) qui affectent l'est/l'ouest du Pacifique avec une périodicité de 2 à 7 ans. Les flèches indiquent la direction des vents dominants dans le Pacifique équatorial. Au sud du Chili, El Niño se manifeste par un changement de direction des vents et la diminution des précipitations (Montecinos and Aceituno, 2003).

Introduction générale

Dans ce contexte, l'un des principaux objectifs du projet ENSO-Chile est de reconstituer les paléoprécipitations influencées par El Niño/La Niña en Amérique du Sud. Il s'agit d'établir la variabilité du phénomène ENSO au-delà de la période historique (ENSO-Chile proposal, 2000). Deux périodes de temps ont été sélectionnées pour évaluer l'influence d'ENSO : la déglaciation (la Terminaison I) et le dernier millénaire (l'optimum du Moyen-Age et le Petit Age Glaciaire).

Préalablement, une étude sismique a permis de reconnaître la morphologie et l'épaisseur des dépôts de la région des lacs du sud du Chili « Lake District » (dix-sept lacs). Parmi ceux-ci, le Lac Puyehue et le Lac Icalma ont été sélectionnés pour effectuer des carottages (ENSO-Chile proposal, 2000). Des carottes sédimentaires ont été collectées à partir d'une plate-forme de carottage de type UWITEC (LSCE-LGCA) lors d'une mission en 2002.

D'un point de vue sédimentologique et paléoclimatique, le Lac Puyehue présente une séquence lacustre peu perturbée par les dépôts évènementiels des volcans du sud du Chili (e.g., Osorno, Cordon Caulle, Puyehue). Par conséquent, une étude paléoclimatique a pu être menée sur les sédiments de ce lac. L'objectif de cette étude pluridisciplinaire est de déterminer : (i) les processus sédimentaires (détritiques et biologiques), (ii) les critères sédimentologiques et/ou biologiques pour la reconstitution des paléoprécipitations et (iii) l'influence périodique d'El Niño sur la sédimentation (ENSO-Chile proposal, 2000).

L'ensemble des résultats : profils sismiques, propriétés physiques et géochimiques, minéralogie, sédimentologie, marqueurs biogéniques (diatomées), datations (^{14}C , varves, ^{210}Pb , ^{137}Cs), analyses spectrales, a fait l'objet d'une dizaine de publications dans un volume spécial de la revue *Journal of Paleolimnology* (De Batist *et al.*, en prép.).

Organisation du manuscrit

Le manuscrit s'organise autour de cinq articles écrits en langue anglaise (chapitres 2, 3, 4, 5, et 6). Afin de conserver une cohérence linguistique dans la thèse, les articles sont traduits en français. Toutefois, le lecteur trouvera les articles originaux à la fin de chaque chapitre.

Le **chapitre 1** présente le cadre géographique et climatique des deux environnements lacustres étudiés dans la thèse. Il s'agit de déterminer l'importance des facteurs climatiques globaux dans les deux régions d'étude i.e. l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) dans l'hémisphère Nord et l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) dans l'hémisphère Sud. Parallèlement, le contexte climatique régional, ainsi que les caractéristiques limnologiques sont décrits afin de mieux évaluer l'influence du climat sur les deux écosystèmes lacustres.

Chaque année, des minces couches de sédiments se déposent au fond des lacs. Celles-ci constituent d'excellents marqueurs des cycles climatiques successifs. Une partie du travail du sédimentologue consiste à reconstituer ces cycles à partir des dépôts prélevés par carottage au fond des lacs (ou des océans). Restituer des fluctuations climatiques à partir d'une carotte sédimentaire implique d'utiliser des méthodes sédimentologiques adaptées. Le **chapitre 2** est consacré à l'apport méthodologique de cette thèse, à savoir l'élaboration d'un protocole qui permet d'observer les dépôts saisonniers microscopiques en lames minces (i.e. les varves). Sur les carottes du Lac Baïkal, la méthode permet d'améliorer la détection des dépôts biogéniques indicateurs de la productivité du lac. Sur les carottes du Lac Puyehue, ce pré-traitement permet d'observer des varves biogéniques préservées sur plusieurs mètres d'épaisseur. La méthode mise au point a fait l'objet d'une publication dans la revue *Sedimentary Geology* (Boës and Fagel, 2006).

Le **chapitre 3** présente l'ensemble du matériel sédimentaire étudié dans le cadre du projet CONTINENT. Les sédiments carottés dans le Lac Baïkal sont traités par la méthode présentée dans le chapitre 2. Des lamines microscopiques, enrichies en silice biogénique (diatomées), sont examinées grâce à l'observation des dépôts en lames minces. Parallèlement à cet examen, les sédiments sont également étudiés par différentes méthodes : datations ^{14}C , propriétés physiques (susceptibilité magnétique) et niveaux de gris ou grey-scale. L'utilisation simultanée de ces méthodes permet de mieux exploiter l'information enregistrée par les sédiments biogéniques, indicateurs des changements climatiques à haute résolution. L'étude a bénéficié d'une collaboration étroite avec l'Institut de Physique de Gliwice (Pologne) pour les datations ^{14}C et avec l'Institut Royal des Sciences Naturelles (Belgique) pour l'étude des bioturbations. Les résultats obtenus sur les dix-sept derniers millénaires ont fait l'objet de deux contributions dans un volume spécial de la revue *Global and Planetary Change* (Boës *et al.*, 2005 ; Martin *et al.*, 2005). Ce volume spécial est consacré aux derniers changements climatiques en Sibérie (Oberhansli and Mackay, 2005).

Le **chapitre 4** décrit le matériel sédimentaire collecté dans le Lac Puyehue (projet ENSO-Chili). L'étude des carottes courtes en lames minces permet de mieux décrire les processus sédimentaires en activité à l'interface eau/sédiments. Des processus saisonniers peuvent ainsi être décrits et mis en relation avec le cycle thermique et biologique du lac par ailleurs étudié par les biologistes. En lames minces, les sédiments de surface présentent des lamines de type annuel (varves biogéniques) ; celles-ci n'avaient pas été observées à l'œil nu lors de la description des carottes. Le comptage des « varves » en lames minces fournit des datations calibrées, en âges calendaires, pour les six derniers siècles. Le caractère annuel des lamines est par ailleurs confirmé par des méthodes de datation complémentaires (^{137}Cs et ^{210}Pb - Arnaud *et al.*, 2005). Les épaisseurs des lamines permettent également d'étudier l'évolution des taux de sédimentation avec une résolution annuelle. L'influence des vents, des précipitations, de la température et de l'Oscillation Australe El Niño sur la composition et l'épaisseur des varves est abordée dans le détail par des corrélations statistiques. Un index d'épaisseur des varves est comparé aux index météorologiques régionaux (e.g., les précipitations et les températures). Ces

Introduction générale

corrélations statistiques permettent de mieux comprendre la signification climatique des varves à cette latitude, et en particulier l'influence des précipitations et de El Niño. L'enregistrement lacustre des épisodes El Niño est abordé par l'étude croisée des varves et des index climatiques sur la période 1980-2000. Cette période comprend les événements El Niño les plus forts du 20^{ème} siècle. A partir de l'index d'épaisseur des varves, une courbe d'évolution des paléoprécipitations est reconstituée pour les six derniers siècles (1400 - 2000 AD). Ces résultats fournissent des informations nouvelles sur l'évolution du climat au cours de l'optimum climatique du Moyen-Age ou LMWP (pour Late Medieval Warm Period) et lors du Petit Age Glaciaire ou LIA (pour Little Ice Age). Il s'agit d'une étude pionnière, puisque aucune séquence varvée n'avait encore été décrite dans cette partie de l'hémisphère Sud (Brauer, com. pers.). Les résultats ont fait l'objet d'une contribution à un volume spécial de la revue *Journal of Paleolimnology* (Boës and Fagel, 2006a). Ce volume spécial est consacré aux changements du climat en Amérique du Sud (De Batist *et al.*, en prép.).

Les sédiments laminés du Lac Puyehue fournissent une résolution annuelle. Pour valider les interprétations en terme de périodicités de type El Niño, il est nécessaire d'utiliser des méthodes analytiques complémentaires. Dans cette optique, le **chapitre 5** est entièrement consacré au traitement mathématique des dépôts varvés présentés dans le chapitre 4. Des analyses spectrales sur l'épaisseur des varves corrigées des dépôts volcaniques épisodiques ont été effectuées à l'Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître par Marie France Loutre (UCL). Pour mieux interpréter les résultats de l'analyse spectrale, des corrélations supplémentaires ont été effectuées : l'index d'épaisseurs de varves est comparé aux principaux index des oscillations climatiques du Pacifique. Cette étude fournit des indications nouvelles sur l'influence de l'Oscillation Australe El Niño pendant la période du Petit Age Glaciaire dans l'hémisphère Sud. L'ensemble des résultats de cette étude ont fait l'objet d'un article dans la revue *Journal of Paleolimnology* (Fagel *et al.*, 2006).

L'observation en lames minces des dépôts laminés du Lac Puyehue s'est poursuivie sur une carotte longue de douze mètres. A partir de ces observations, une section varvée du tardiglaciaire à l'holocène a pu être identifiée. Longue de quatre mètres, la partie la plus récente de la séquence est bien datée par des âges ¹⁴C calibrés et commence à 10855 ans cal BP. La section présente des dépôts varvés de quelques centaines de microns d'épaisseur seulement. En raison de cette caractéristique, il n'est pas possible de mesurer manuellement l'épaisseur des varves sur une aussi longue période. Des méthodes plus « automatiques » et plus rapides ont donc été adaptées sur les lames minces pour permettre de compter et de mesurer les épaisseurs des varves. Le **chapitre 6** présente les résultats obtenus à partir de l'enregistrement des varves entre ~10800 et 17300 ans cal BP. Ces résultats sont utiles dans le cadre de la problématique de la correction des âges ¹⁴C au cours des plateaux d'âges du Dryas Récent (11500-13000 ans cal BP). La durée de la déglaciation au sud du Chili est ainsi réévaluée à partir de la chronologie calendaire des varves. L'accent est mis sur l'évaluation des changements climatiques rapides tels que le Dryas Récent dont la présence est critiquée en Amérique du Sud. Cette étude évalue également les connexions avec d'autres enregistrements paléoclimatiques annuels situés dans les hémisphères Nord et Sud (i.e. carottes de glace et varves marines). Ces travaux ont fait l'objet d'une contribution à un volume spécial de la revue *Journal of Paleolimnology* (Boës and Fagel, 2006b).

Enfin, le **chapitre 7** tente d'apporter, à partir des données acquises en parallèle dans la thèse, des connaissances nouvelles concernant les connexions climatiques nord/sud. Les changements du climat quaternaire étant influencés par le Groenland et l'Antarctique, il s'agit de comparer les deux séquences lacustres avec les enregistrements des carottes de glace situées aux pôles. Pour valider de telles comparaisons, il convient de s'interroger d'abord sur la construction des modèles d'âges. Dans cette optique, les corrections appliquées aux modèles d'âges exprimés en âges calendaires sont discutées pour les deux enregistrements climatiques lacustres. Ce travail fera l'objet d'une contribution à un futur volume spécial de la revue *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (éditeur, De Batist).

Introduction générale

L'ensemble des articles publiés dans le cadre de la thèse et des deux programmes de recherches sont reportés ci-dessous :

- Boës X.**, and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Boës X.**, Piotrowska N., and Fagel N., 2005. High resolution diatom/clay record in Lake Baïkal from grey-scale, and magnetic susceptibility over Termination I. *Glob. and Planet. Change* 46, 299-313.
- Boës X.**, and Fagel N., 2006a Relationships between South Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO: the last 600 calendar years (Lago Puyehue), accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Boës X.**, and Fagel N., 2006b Timing of Late Glacial and Younger Dryas-like event in Southern Chile varved sediments, accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Arnaud F., Magand O., Chapron E., Bertrand S., **Boës X.**, and Mélières M.A., 2005. Radionuclide profiles (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) as a help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Lakes Puyehue and Icalma, Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*, sous presse.
- Bertrand S., **Boës X.**, Castiaux J., Charlet F., Urrutia R., Espinoza C., Charlier B., Lepoint G. and Fagel N., 2005. Temporal evolution of sediment supply in Puyehue Lake (Southern Chile) during the last 600 years: climatic significance. *Quat. Res.* 64, 163-175.
- Fagel N., **Boës X.**, and Loutre M.F., 2006. Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments: the assessment of ENSO over the last 600 years, accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Martin P., **Boës X.**, Godderis B., and Fagel N., 2005. A qualitative assessment of the influence of bioturbation in Lake Baïkal sediments. *Global and Planet. Change* 46, 87-89.

Références bibliographiques

- Aceituno P., 1989. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Monthly Weather Review* 116, 505-524.
- Arnaud F., Magand O., Chapron E., Boës X., Bertrand S. and Mélières M.A., 2005. Radionuclide profiles (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) as a help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Lakes Puyehue and Icalma, Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*, sous presse.
- Bertrand S., Boës X., Castiaux J., Charlet F., Urrutia R., Espinoza C., Charlier B., Lepoint G. and Fagel N., 2005. Temporal evolution of sediment supply in Puyehue Lake (Southern Chile) during the last 600 years: climatic significance. *Quat. Res.* 64, 163-175.
- Boës X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Boës X., Piotrowska N., and Fagel N., 2005. High resolution diatom/clay record in Lake Baïkal from grey-scale, and magnetic susceptibility over Termination I. *Global and Planet. Change* 46, 299-313.
- Boës X., and Fagel N., 2006a. Relationships between South Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO: the last 600 calendar years (Lago Puyehue), accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Boës X., and Fagel N., 2006b. Timing of Late Glacial and Younger Dryas-like event in Southern Chile varved sediments, accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Cane M.A., 1986. El Niño, annual review of Earth and Planetary Science 14, 43-70.
- Cane M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters* 230, 227-240.
- CONTINENT proposal, 2000. High resolution continental paleoclimate record in the Lake Baïkal : a key site for Eurasian teleconnections to the North Atlantic ocean and monsoonal system, 44 p.
- De Batist M., Fagel N., Chapron E., and Loutre M.F., en préparation. Titre non communiqué. *J. of Paleolimn.*
- ENSO-Chile proposal, 2000. A continuous holocene record of ENSO variability in southern Chile : a clue to a better understanding of interhemispheric climate teleconnections, 20 p.
- Fagel N., Boës X., and Loutre M.F., 2006. Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments: the assessment of ENSO over the last 600 years, accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Hurrell J.W., 1995. Decadal variations in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676-679.
- Hurrell J.W., and van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36, 301-326.
- Martin P., Boës X., Godderis B., and Fagel N., 2005. A qualitative assessment of the influence of bioturbation in Lake Baïkal sediments. *Global and Planet. Change* 46, 87-89.

Introduction générale

Montecinos A., and Aceituno P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Amer. Meteor. Soc.* 16, 281-296.

Oberhansli H., and Mackay A., 2005. Progress toward reconstructing Past Climate in central Eurasia, with special emphasis on Lake Baikal. *Global and Planet. Change* 46, 383 p.

Trenberth K.E., and Hurrell J.W., 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics* 9, 303-319.

CHAPITRE 1 – Oscillations climatiques et systèmes lacustres aux latitudes tempérées : perspectives paléoclimatiques

1. Introduction

Depuis le 19^{ème} siècle, les données climatiques collectées par les stations météorologiques ont permis de détecter certaines fluctuations périodiques du climat (e.g., Cane, 1986 ; Hurrell, 1995 ; Hurrell and van Loon, 1997 ; Cane, 2005). Parmi ces phénomènes, l'Oscillation de l'Atlantique Nord ou NAO (North Atlantic Oscillation) et l'Oscillation Australe El Niño ou ENSO (El Niño Southern Oscillation) constituent des modes climatiques dominants (e.g., Goossens and Berger, 1986 ; Berger, 1992).

Dans le bassin de l'Atlantique Nord, NAO se définit par la variation du gradient de pression entre l'anticyclone des Açores (Lisbonne) et la dépression d'Islande (Reykjavik). L'oscillation est plus marquée en hiver en raison du renforcement du gradient de pression entre les basses pressions du cercle polaire et les hautes pressions subtropicales (Hurrell, 1995 ; Hurrell and van Loon, 1997). Un index mensuel du gradient de pression entre Lisbonne et Reykjavik a enregistré cette oscillation depuis 1824 (Fig. 2.1 - sources : NOAA, NCEP). L'index NAO détecte des anomalies positives et négatives (NAO⁺ et NAO⁻, Fig. 2.1). Lors d'une phase positive, les hautes pressions subtropicales de l'Atlantique Nord se renforcent. Les westerlies et l'humidité atmosphérique sont déviés vers le nord-ouest du continent Eurasiatique (Hurrell, 1995 ; Hurrell and van Loon, 1997). En revanche, lors d'une phase négative, l'activité des hautes pressions subtropicales est plus réduite. Dans ce cas de figure, les westerlies et l'humidité atmosphérique sont déviés vers la Méditerranée (Hurrell, 1995).

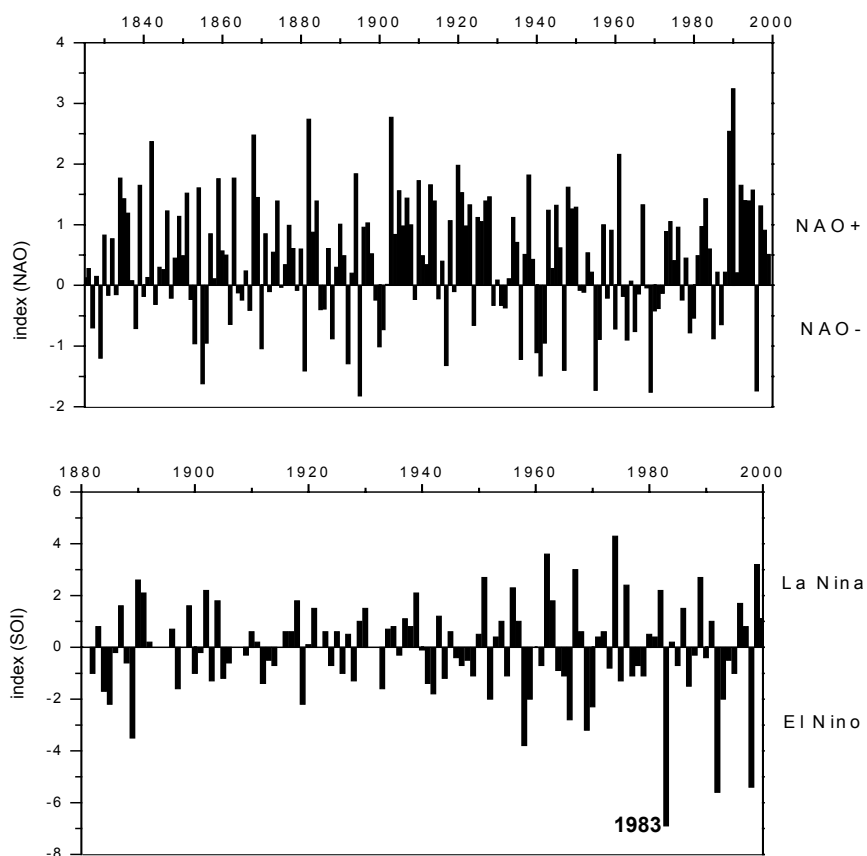


Figure – 2.1. Index de l'Oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) depuis 1824 (en haut) et Index de l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) depuis 1880 (en bas). L'épisode El Niño de 1983 est le plus fort du 20^{ème} siècle (sources des données : NOAA, NCEP ; Trenberth, 1984 ; Hurrell, 1995).

Dans le Pacifique équatorial, le phénomène El Niño est généré par un courant océanique chaud (El Niño) qui se déplace vers l'est du Pacifique équatorial (Trenberth, 1984 ; Cane, 1986 ; Webster and Yang, 1992 ; Cane, 2005). Ce phénomène, plus marqué en décembre et janvier (été austral), est associé à une inversion du gradient de pression entre l'ouest et l'est du Pacifique équatorial (i.e. l'Oscillation Australe, voir introduction générale). Un index mensuel du gradient de pression entre Tahiti (Pacifique Est) et Darwin (Pacifique Ouest) a enregistré cette oscillation depuis 1880 (Fig. 2.1 - sources : NOAA, NCEP). L'index appelé SOI (Southern Oscillation Index) détecte des anomalies négatives et positives (El Niño et la Niña). Durant une phase El Niño, les hautes pressions subtropicales du Pacifique Sud s'affaiblissent. Cette situation provoque une redistribution latitudinale des vents et de la pluviométrie sur le Pacifique et le continent américain (Fig. 2.2). El Niño affecte le climat de la ceinture du Pacifique avec une périodicité moyenne de quatre ans (Cane, 2005).

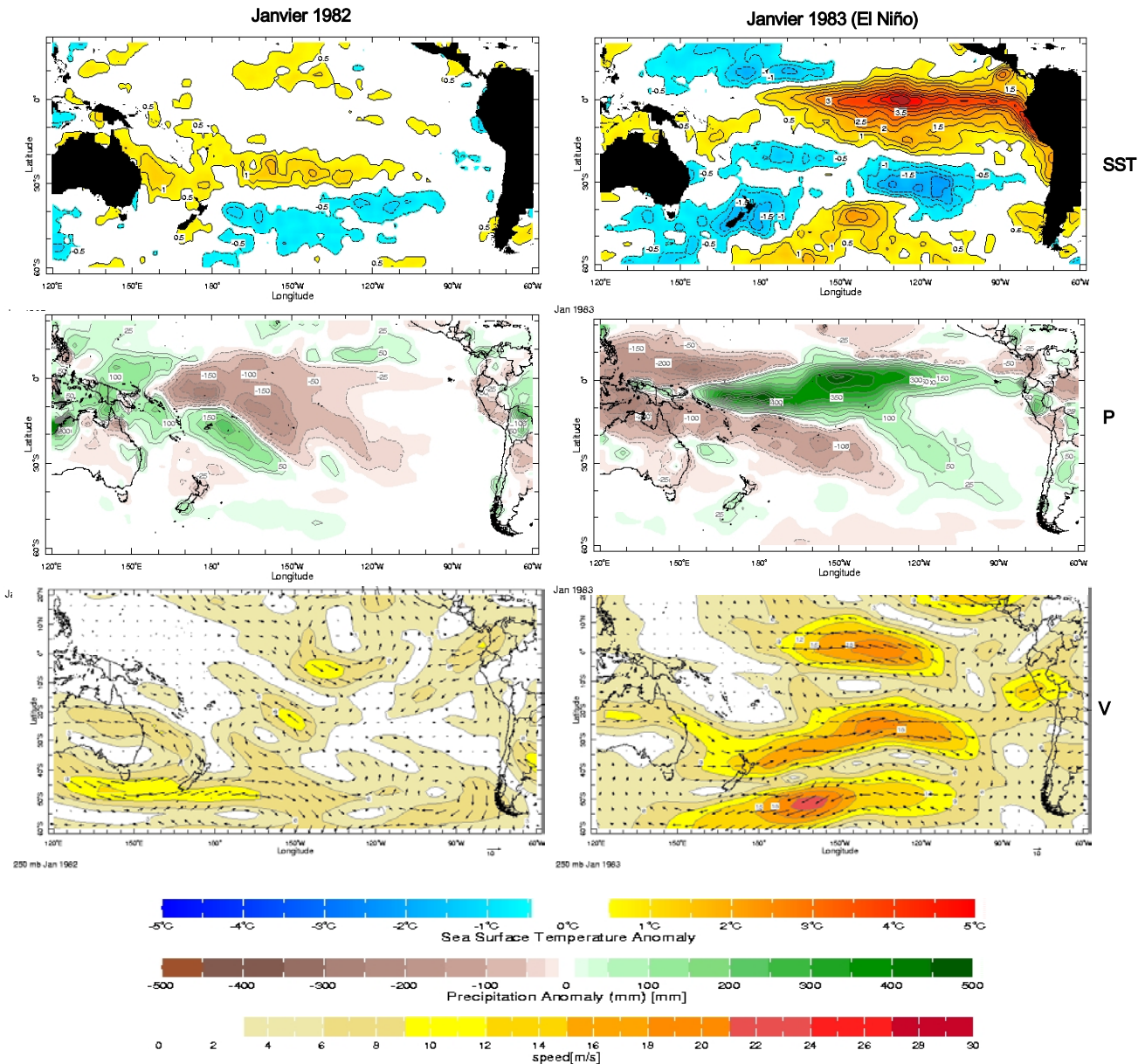


Figure – 2.2. Comparaison des cartes météorologiques du Pacifique lors d'une année "normale" (1982, à gauche) et lors d'un épisode El Niño (1983, à droite). Les vecteurs indiquent la direction des vents dominants. Notez l'inversion des vents dans le Pacifique Sud entre les deux phases (sources des données : NOAA, NCEP). SST (Sea Surface Temperature) = température des eaux de surface de l'Océan Pacifique, P = précipitations, V = vents.

Bien que les modes NAO et ENSO modifient la variabilité du climat global, leur influence sur le réchauffement climatique récent n'est pas connue avec précision (e.g., Berger, 1992). Le phénomène El Niño suscite un certain nombre d'interrogations comme par exemple : quelle est la variabilité d'El Niño au cours de l'Holocène (Moy *et al.*, 2002)? Quelle est la signification d'El Niño en terme de climat glaciaire ou interglaciaire (Koutavas *et al.*, 2002)? Ou encore, quels sont les liens entre El Niño et le réchauffement global (Keeling *et al.*, 1989)?

Cette dernière interrogation est importante, car le climat de la terre s'est réchauffé anormalement au cours du 20^{ème} siècle. L'accumulation de gaz carbonique dans l'atmosphère en serait la cause principale (e.g., Berger, 1992). Cependant, le réchauffement du climat n'est pas uniquement expliqué par le rejet dans l'atmosphère des combustibles fossiles utilisés par l'homme (Berger, 1992 ; Loutre and Berger, 2005). En effet, le CO₂ émis dans l'atmosphère par l'Océan Pacifique varie également en fonction de l'activité de El Niño (Keeling *et al.*, 1989). La fin du 20^{ème} siècle est marquée par des épisodes El Niño beaucoup plus sévères que ceux reportés depuis 1880, i.e. en 1982-83, 1991-95 et 1997-98 (Figs. 2.1, 2.2 ; WMO, 1999). D'ici la fin du 21^{ème} siècle, le réchauffement global serait de +1,4 à +5,8°C (Duplessy, 2001). Dans le Nord, les précipitations augmenteraient de 1 à 2% par décennie, tandis que dans le Sud, les étés deviendraient plus secs et les hivers plus humides (Berger, 1992 ; Duplessy, 2001 ; Berger and Duplessy, 2004).

Perspective paléoclimatique de la thèse

Pour valider les modèles évolutifs du climat, il apparaît essentiel de compléter les connaissances sur la variabilité d'ENSO sur ce que l'on appelle « le long terme » (Berger and Duplessy, 2004 ; Cane, 2005). Dans cette optique, les données paléoclimatiques collectées à partir des archives naturelles du globe (carottes de glace, coraux, cernes d'arbres, sédiments, etc.) fournissent les informations nécessaires pour affiner les modèles évolutifs du climat récent (Berger, 1992 ; Briffa, 2000 ; Loutre and Berger, 2000 ; Moy *et al.*, 2002 ; Berger *et al.*, 2003 ; Cobb *et al.*, 2003 ; Gomez *et al.*, 2004).

Parmi les archives paléoclimatiques terrestres, les sédiments continentaux fournissent des informations très précieuses en terme de paléoclimats. L'évolution des bilans sédimentaires continentaux est contrôlée par trois principaux agents climatiques : la température (radiation solaire), le vent et les précipitations (FAO, 1990). Dans les systèmes lacustres, ces facteurs contrôlent indirectement la dynamique sédimentaire (e.g. Kempe and Schaumburg, 1996 ; Ravens *et al.*, 2000 ; Beletsky and Schwab, 2001). Par exemple, les sédiments du Lac Potrok Aike (51°S, Argentine) et Cardiel (49°S, Argentine) ont récemment révélé l'existence de lamines saisonnières (ou varves) dont la genèse est expliquée par l'influence des vents sur le lac (Ariztegui, com. pers. ; Gilli *et al.*, 2005). Les sédiments varvés piégés au fond des lacs de cette région constituent donc d'excellentes archives de la variabilité des vents.

Dans la même optique, les vents d'ouest ou westerlies qui transportent l'humidité atmosphérique peuvent influencer les cycles sédimentaires lacustres des latitudes moyennes. Les deux bandes situées entre 40° et 50° de latitude dans les hémisphères Nord et Sud reçoivent en effet près de la moitié de l'humidité atmosphérique atteignant la surface du globe (Fig. 2.3).

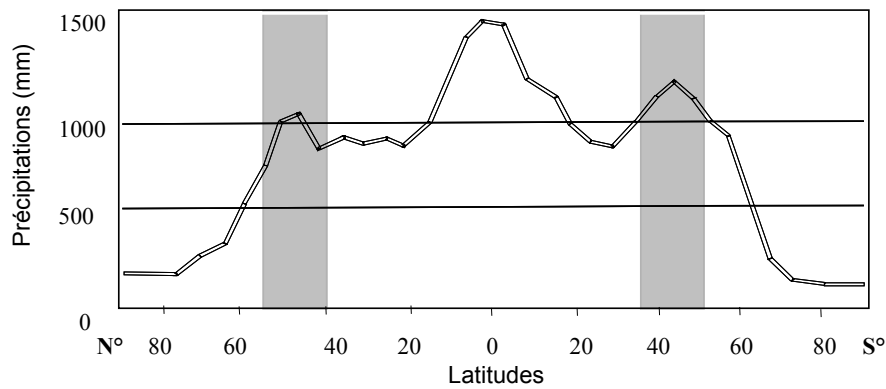


Figure – 2.3. Distribution latitudinale des précipitations du globe. Les précipitations les plus élevées se trouvent à l'équateur. Les deux bandes ombrées situées aux latitudes moyennes (entre 40° et 50° de latitude) se distinguent également par des précipitations élevées. Notez que les westerlies sont les vents dominants à ces latitudes (d'après Godard, 1996).

Dans l'hémisphère Nord, la variation saisonnière de la position latitudinale des westerlies résulte de l'interaction entre les hautes pressions subtropicales de l'Atlantique Nord et les basses pressions du cercle polaire. Dans l'hémisphère Sud, la variation saisonnière des westerlies en latitude résulte de l'interaction entre les hautes pressions subtropicales du Pacifique Sud et les basses pressions du cercle polaire (Webster and Yang, 1992 ; Cane, 2005). Ces variations latitudinales sont fortement influencées par les phénomènes NAO et ENSO. Les bilans sédimentaires des lacs situés aux latitudes tempérées des hémisphères Nord et Sud, constituent par conséquent des archives paléoclimatiques cruciales pour étudier les « téléconnexions » avec NAO et ENSO. Dans ce contexte, les archives sédimentaires du Lac Baïkal (52°N) et du Lac Puyehue (40°S) sont toutes deux sélectionnées pour établir des nouvelles connexions inter-hémisphériques (Fig. 2.4).

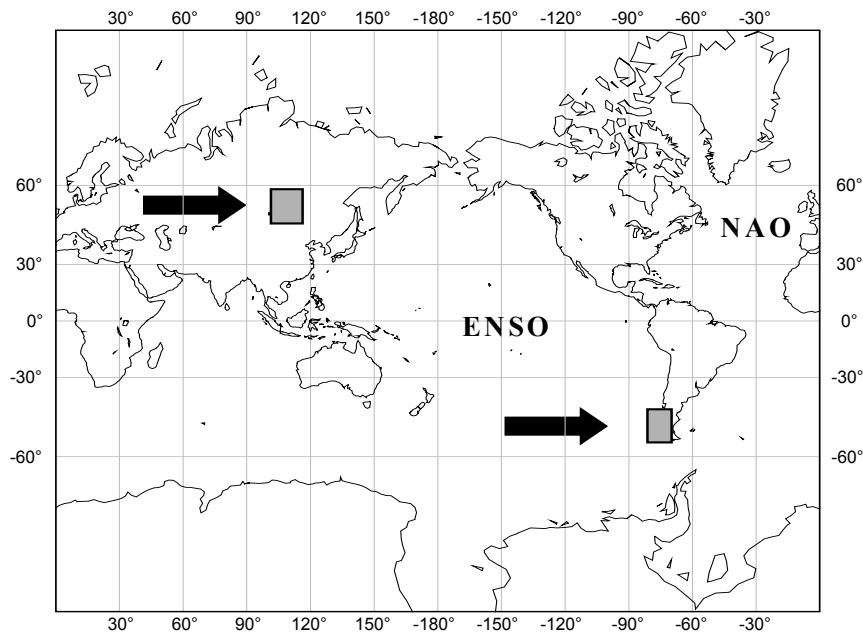


Figure – 2.4. Localisation des deux régions étudiées dans le cadre des reconstitutions paléoclimatiques aux latitudes moyennes (cadres ombrés) : le Lac Baïkal (52°N) et le Lac Puyehue (40°S). Ces deux systèmes lacustres sont influencés par les westerlies (flèches noires) qui transportent l'humidité atmosphérique aux latitudes tempérées. NAO = Oscillation de l'Atlantique Nord ; ENSO = Oscillation Australe El Niño.

2. Le Lac Baïkal (Sibérie)

Le Lac Baïkal (О́зеро Байка́л - Fig. 2.5) est le lac le plus profond (1636 m) et constitue le plus grand réservoir d'eau douce de la planète (23 000 km³). Par ailleurs, il renferme l'une des plus importantes archives sédimentaires continentales du globe (~2 km de dépôts en ~30 M d'années).

2.1. Cadre géographique et géologique

Le Lac Baïkal (alt. 456 m) est orienté NNE-SSW et s'étend de 51°28' à 55°47'N de latitude et de 103°43' à 109°58'E de longitude. Il a une longueur totale de 636 km pour une largeur maximale de 80 km (2100 km de côtes). Sa superficie est de 31 500 km², celle de son bassin versant est de 540 000 km² dont la moitié se trouve en Mongolie. Le lac comprend également vingt-deux îles, parmi lesquelles Olkhon, la plus longue de toutes (22 km). Les quelques trois cents rivières qui alimentent le lac se trouvent principalement dans le bassin versant Est. Les cinq principaux cours d'eau sont la Selenga, la Chikoy, la Khiloh, la Uda, et la Barguzin. Au sud-ouest du bassin, le lac donne naissance au fleuve Angara (1840 km).

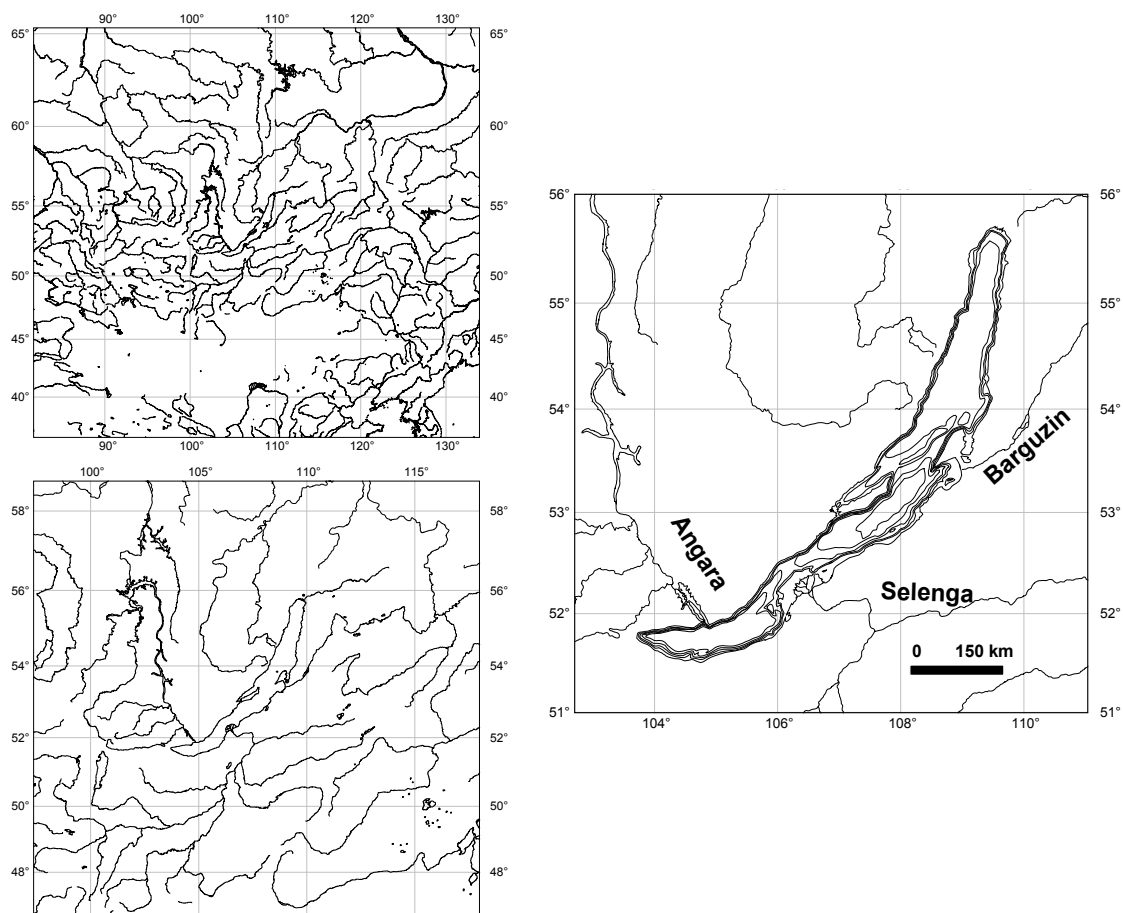


Figure – 2.5. Localisation géographique du Lac Baïkal (Sibérie). Cartes du réseau hydrographique au sud de la Sibérie et carte bathymétrique du Lac Baïkal (source : Pangea). Voir le chapitre 3 pour la carte bathymétrique détaillée du Lac Baïkal.

Des seuils au niveau du delta de la Selenga et de l'île Olkhon (« la ride Académique ») divisent le lac en trois bassins distincts : le bassin central, qui est le plus profond (1,6 km) et le plus volumineux (8943 km³), le bassin Sud, qui est le plus petit des trois (6228 km³) et le bassin situé au nord qui a un volume intermédiaire (7844 km³) (sources des données : ILEC ; Shimaraev *et al.*, 1994).

Le lac est par ailleurs délimité par des montagnes (~1000 m) constituées de roches plutoniques et

métamorphiques. Ces dernières soulignent la dépression centrale du rift du Baïkal qui s’élargit de deux centimètres par an. Le Lac Baïkal est le plus profond rift continental du globe (1285 m sous le niveau de la mer).

Les sédiments abyssaux du Lac Baïkal ont été étudiés dans les années 1990 par une équipe russo-américaine (BDP - Baikal Drilling Project). Ces recherches ont permis de récolter des informations paléoclimatiques pour les 250 derniers millénaires (BDP Members, 1997).

2.2. Températures, vents, précipitations et limnologie

Températures

Les températures de l’air montrent une très forte amplitude annuelle, i.e. de 30 à 38°C (Tab. 2.1). Par ailleurs, la masse d’eau du Lac Baïkal produit un effet thermique qui s’étend largement en latitude. Cet effet provoque une différence de température importante entre le bassin versant et le lac. Cette différence varie en fonction des saisons. En été, les températures atteignent 17,7 °C dans le bassin versant tandis que l’air est plus froid de 6 à 8°C au-dessus du lac. En hiver, les températures du bassin versant descendent en dessous de 0°C (i.e. entre les mois de novembre et mars – Tab. 2.1) alors qu’elles sont de 10 à 15°C plus chaudes sur le lac (NOAA, NCEP ; Shimaraev *et al.*, 1994).

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec	Ann
Température (°C)	-19.7	-17.6	-8.4	1.0	8.9	15.4	17.7	15.2	8.5	0.8	-9.4	-17.1	-0.4
Précipitation (mm)	15	8	11	19	27	69	109	86	46	27	17	20	453
Vent (m/s)	3.2	2.8	3.2	3.5	3.6	3.2	2.8	3.4	3.4	4.5	5.3	5	3.7

Table – 2.1. Données météorologiques à Irkoutsk (températures et précipitations) et à Lystvyanka (vents) pour la période 1951-1980 (sources des données : station de Lystvyanka ; NOAA, NCEP ; Shimaraev *et al.*, 1994).

Vents

Dans la région du Baïkal, les principaux vents viennent de l’Ouest (Fig. 2.6). Ceux-ci sont ralentis à partir de la dépression formée par le rift du Baïkal et sont redistribués selon l’axe principal du rift (NNE-SSW). Comme pour la température, la vitesse des vents locaux montre une grande différence entre l’été et l’hiver. Les vents sont plus forts durant la période froide, en raison de la présence de l’anticyclone de Sibérie qui active les masses d’air. Avec l’effet thermique, des champs de basses pressions s’installent au-dessus du lac, d’octobre à janvier, ce qui augmente également la vitesse des vents sur le lac (Shimaraev *et al.*, 1994). Des vents locaux peuvent atteindre des vitesses maximales d’environ 5 m/s (Tab. 2.1). L’été connaît en revanche un affaiblissement de la vitesse des vents du fait de l’absence de l’anticyclone de Sibérie (Tab. 2.1, Fig. 2.6).

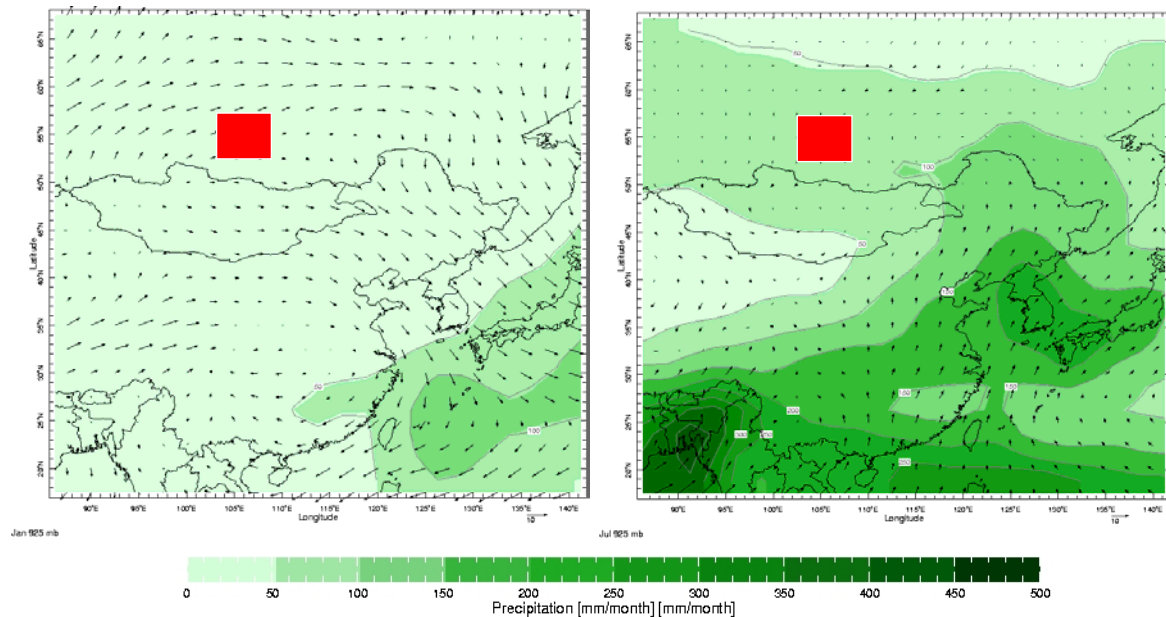


Figure – 2.6. Carte des vents et des précipitations des mois de janvier (à gauche) et juillet (à droite) en Sibérie et en Asie du Sud-Est (sources : NOAA, NCEP). Les flèches indiquent la direction des vents et leur intensité. Le carré rouge correspond à la région du Lac Baïkal.

Précipitations

La répartition des précipitations est inégale au cours de l’année. Durant la saison froide, les précipitations sont faibles (~15 mm) en raison de l’activité de l’anticyclone thermique de Sibérie (Figs. 2.6, 2.7 ; Tab. 2.1). En revanche, les précipitations augmentent en été (~80 mm) du fait du renforcement de l’activité cyclonique en Sibérie (voir introduction générale). Un pic de précipitations apparaît généralement en juillet (Tab. 2.1, Fig. 2.7 ; NOAA, NCEP).

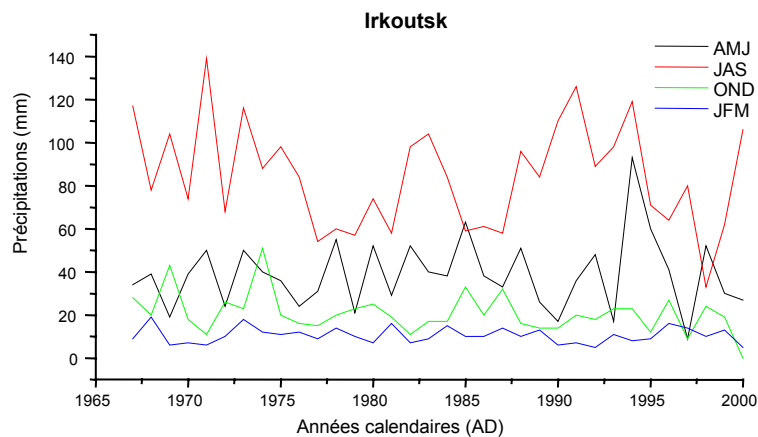


Figure – 2.7. Variabilité saisonnière des précipitations à Irkoutsk depuis 1965 (sources des données : NOAA, NCEP).

2.3. Cycle thermique annuel du lac

Le Lac Baïkal est un lac oligotrophe (productivité faible) avec des eaux mélangées jusqu’à 250 m de profondeur (épilimnion). En dessous de cette profondeur, les eaux profondes sont faiblement stratifiées toute l’année (Ravens *et al.*, 2000). Contrairement aux eaux stratifiées profondes, les eaux de surface (épilimnion) connaissent un cycle annuel (Fig. 2.8).

Le cycle annuel de l'épilimnion est rythmé par la saison froide. En hiver, la surface du lac est gelée et la température maximale des eaux intermédiaires est proche de 4°C. La température de l'eau augmente graduellement jusqu'à une profondeur de 150 à 250 m (de novembre à avril - Fig. 2.8). La colonne d'eau présente donc une stratification inverse instable (Fig. 2.8) ; la masse d'eau froide de densité maximale s'enfonce (Kempe and Schaumburg, 1996 ; Ravens *et al.*, 2000). Au printemps (avril/mai), l'augmentation de la radiation provoque la formation d'une couche plus chaude sous la glace (Genkai-Kato *et al.*, 2002). L'été, la température des eaux de surface diminue graduellement avec la profondeur. Par effet de densité, la colonne d'eau se stratifie (Kempe and Schaumburg, 1996 ; Ravens *et al.*, 2000). Une couche plus chaude se forme entre les 20 à 30 premiers mètres de l'épilimnion (Fig. 2.8). En août, la température des eaux de surface peut ainsi atteindre de 10 à 12°C (Ravens *et al.*, 2000).

Le cycle des eaux profondes est complexe ; le recyclage complet des eaux du lac prend plusieurs années (8 à 9 ans). Celui-ci est principalement lié aux courants de densité qui atteignent épisodiquement les profondeurs du lac (Weiss *et al.*, 1991 ; Kempe and Schaumburg, 1996). Ces courants de convection sont créés par la stratification thermique inverse en hiver (Weiss *et al.*, 1991 ; Kempe and Schaumburg, 1996).

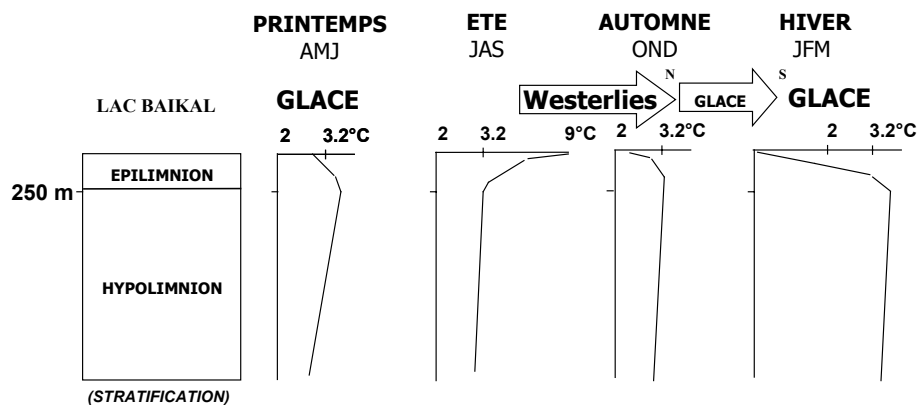


Figure – 2.8. Reconstitution schématique du cycle thermique du Lac Baïkal. La distribution verticale des températures saisonnières dans la colonne d'eau est représentée d'après Shimaraev *et al.* (1994).

L'ensemble de ces processus qui interagissent dans la colonne d'eau jouent un rôle déterminant dans le renouvellement des nutriments et sur le cycle du phytoplancton (diatomées). L'augmentation du flux des nutriments et de la productivité (de la biomasse) est principalement influencée par les vents et la température qui contrôlent le cycle thermique du lac (Weiss *et al.*, 1991 ; Kempe and Schaumburg, 1996). La Selenga produit également un effet bénéfique sur le flux des nutriments et sur la productivité des diatomées (e.g., *Stephanodiscus minutulus*, *Synedra acus v. radians* et *Synedra acus v. acus* - Mackay *et al.*, 1998). Cet effet se ressent principalement dans le bassin central (Frank *et al.*, 1980 ; Goldman *et al.*, 1996).

2.4. Influence de l'englacement et de l'Oscillation de l'Atlantique Nord

Chaque année, le lac gèle pendant 4 à 6 mois : l'englacement débute en octobre (bassin Nord) ou en janvier (bassin Sud). L'épaisseur maximale de la glace et de la neige peut atteindre jusqu'à 110 cm. Le dégel se produit généralement en mai/juin (Livingstone, 1999). A la fin de la période froide, l'augmentation de la radiation solaire produit un front thermique sous la glace qui profite au phytoplancton (Genkai-Kato *et al.*, 2002). En effet, avant la rupture totale de la glace, la pénétration de la lumière incidente à travers la surface gelée favoriserait la croissance de *A. baicalensis* qui est une des espèces de diatomées dominantes du lac (Richardson *et al.*, 2000). Par conséquent, l'épaisseur et la période de fonte de la glace contrôlent la productivité du lac au printemps (Genkai-Kato *et al.*, 2002).

Ces deux paramètres varient d'une année à l'autre en fonction des oscillations du climat (Todd and Mackay, 2003). L'analyse spectrale du nombre de jours d'englacement depuis 1870 révèle des périodicités de 2-8, 10-15 et 24-45 ans (Fig. 2.9 - Shimaraev *et al.*, 1994). Dans ce domaine, le contrôle exercé par les oscillations climatiques sur la période d'englacement du lac et sur sa productivité est en cours d'étude (Livingstone, 1999 ; Todd and Mackay, 2003). Ces recherches récentes tendent à démontrer que la variabilité interannuelle des conditions d'englacement du lac est liée à l'activité de l'anticyclone de Sibérie, aux oscillations de l'Atlantique Nord (NAO – Livingstone, 1999), de Scandinavie et de l'Arctique (Arctic Oscillation - AO) (Todd and Mackay, 2003).

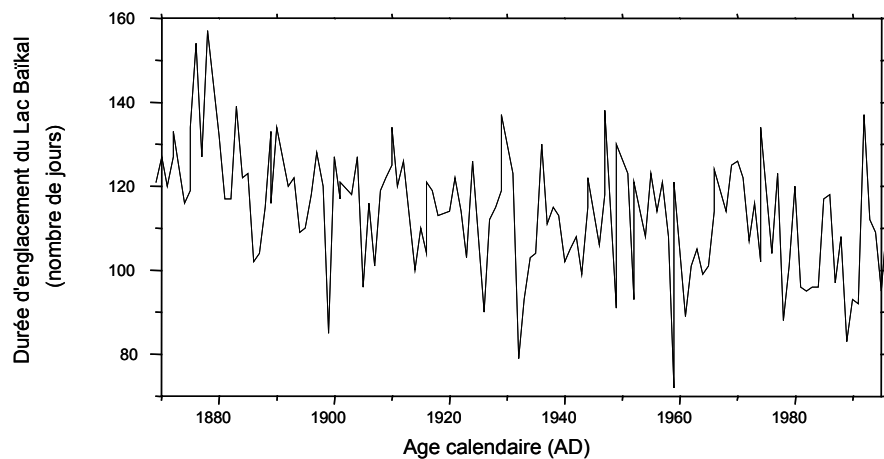


Figure – 2.9. Variation du nombre de jours d'englacement du Lac Baïkal depuis 1870 (sources : station Lystvyanka, NSIDIC).

3. Le Lac Puyehue (Chili)

Le Lac Puyehue (Lago Puyehue) se trouve dans la région des lacs du sud du Chili (Lake District, 39-41°S - Fig. 2.10). Ce dernier a un volume de 12,6 km³ et une profondeur de 140 m. Il occupe une position centrale dans la région des lacs qui comporte dix-sept lacs. L'archive sédimentaire qu'il contient couvrirait la dernière période glaciaire (210 m de dépôts - Charlet *et al.*, soumis ; voir également Bentley, 1997).

3.1. Cadre géographique et géologique

Le Lac Puyehue (alt. 184 m) est situé sur le piedmont de la Cordillère des Andes, à 80 km des côtes du Pacifique (Valdivia). Le lac est orienté est-ouest et s'étend de 40°62'S à 40°73'S de latitude et de 72°61'O à 72°36'O de longitude. Sa longueur totale est de 24 km et sa largeur maximale est de 11 km. Il a une superficie de 165 km² et son bassin versant approche les 1510 km². Le lac comprend deux îles, Fresia et Cuicui, qui sont constituées de roches métamorphiques (Laugenie, 1982). Par ailleurs, le lac est encadré par des volcans (e.g., Puyehue, Cordon Caulle, Osorno) qui produisent principalement des laves basaltiques (Gonzalez-Ferran, 1994). A l'est du lac, deux rivières principales, la Golgol et la Chaleufu, alimentent le bassin le plus profond du lac ; la Golgol est le principal tributaire du lac. Dans le bassin Ouest, à l'exutoire, naît le fleuve Pilmaiquen (~60 km).

D'origine glaciaire, le lac est barré à l'ouest par des moraines (voir Laugenie, 1982) et il contient également plusieurs moraines sub-lacustres (Charlet *et al.*, soumis). La présence de moraines sub-lacustres et de seuils au niveau du delta du Rio Golgol et de l'île Fresia divise le lac en deux bassins distincts : le bassin Est (140 m) est subdivisé en une série de bassins isolés et le bassin Ouest (120 m) est le principal.

Le lac a fait l'objet d'une étude limnologique approfondie par des équipes chiliennes dans les années 1980 (Campos *et al.*, 1989). Le remplissage n'a quant à lui pas été étudié de manière précise.

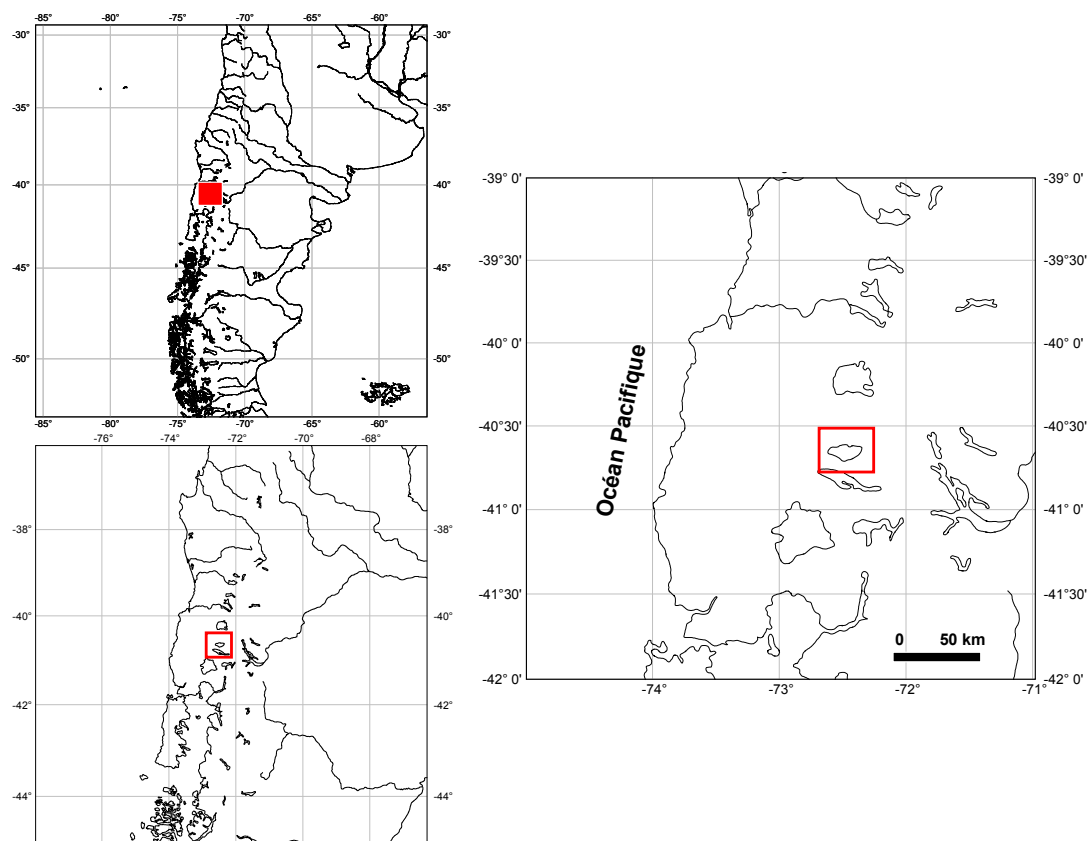


Figure – 2.10. Cartes de la région des lacs au sud du Chili (source : Pangea) et localisation géographique du Lac Puyehue. Voir le chapitre 4 pour la carte bathymétrique détaillée du Lac Puyehue.

3.2. Températures, vents, précipitations et limnologie

Températures

Dans le bassin versant du lac, l'amplitude thermique annuelle n'est que de 8°C environ. La température de l'air ambiant peut atteindre ~13°C durant l'été austral et ~5°C pendant l'hiver austral (Tab. 2.2).

	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jui.	Aou.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Ann.
Température (°C)	13.2	13	10.9	8.8	7	5.1	4.5	5.4	6.5	8.5	10.4	12.5	8.8
Précipitation (mm)	184	162	233	330	456	524	395	350	255	270	234	230	302
Vent (m/s)	0.77	0.99	0.18	0.97	2.17	2.14	2.25	1.96	1.2	0.49	0.02	0.39	0.73

Table – 2.2. Températures et précipitations à Puyehue et vitesse des vents à 40°S pour la période 1980-2000 (sources des données : Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue ; Kalnay *et al.*, 1996 - NOAA, NCEP).

Vents

En Amérique du Sud, la position actuelle du front polaire océanique marque la limite latitudinale des westerlies entre 40°S (hiver) et 55°S (été) (voir introduction générale). La position latitudinale du front polaire aurait migré vers le sud depuis la déglaciation (Lamy *et al.*, 1999, 2001). Dans la région des lacs, les vents sont donc plus intenses en hiver en raison de la remontée de l’anticyclone subtropical vers le nord (van Geel *et al.*, 2000). Les vents peuvent atteindre jusqu’à 4 m/s à Valdivia (NOAA, NCEP). A Puyehue, les vents les plus forts apparaissent au moment de la transition automne/hiver (~2 à 3 m/s en mai ; Tab. 2.2). En revanche, la vitesse des vents est inférieure à 1 m/s le reste de l’année (Tab. 2.2 ; Fig. 2.11).

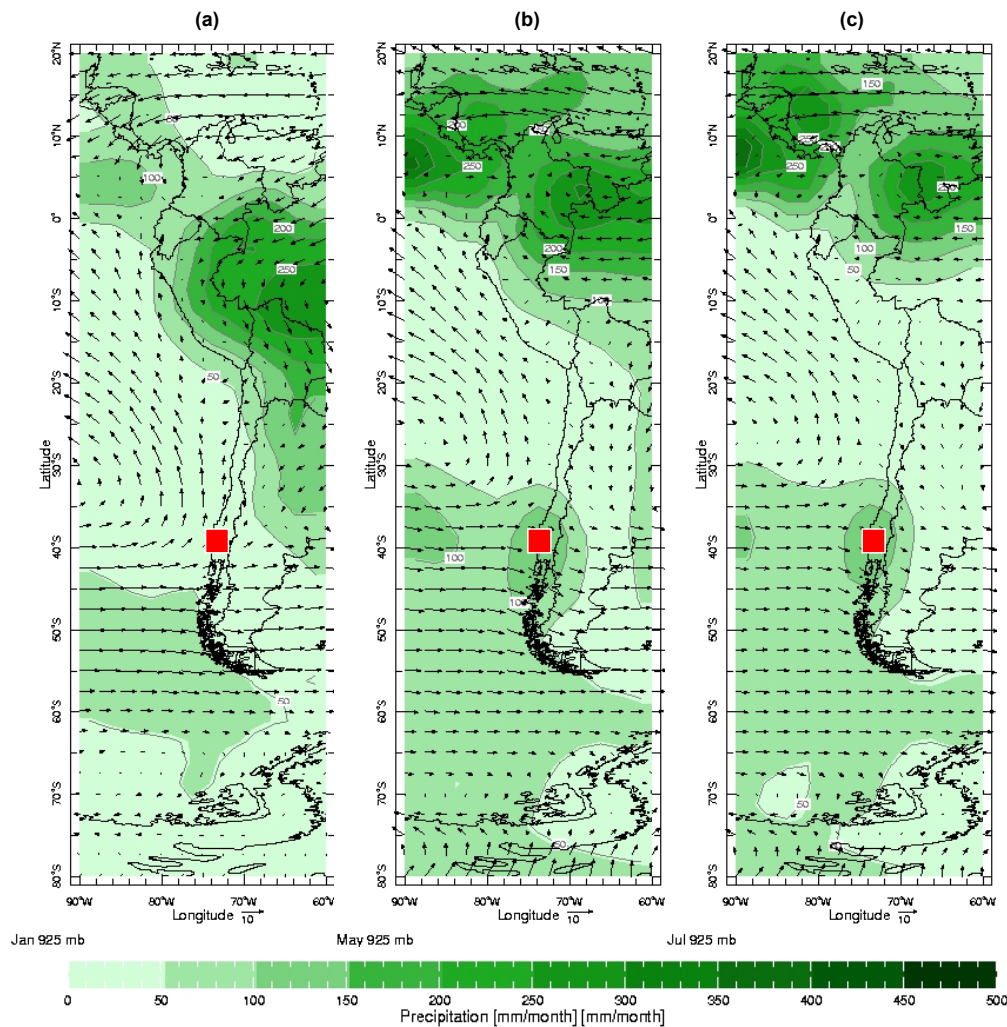


Figure – 2.11. Carte des vents (vecteurs) et des précipitations des mois de janvier, mai et juillet (925 mbar) en Amérique du Sud. Les carrés rouges représentent la région des lacs au sud du Chili. Notez la distribution particulière des vents océaniques et des précipitations à 40°S pour les mois de mai et juillet (sources des données : NOAA, NCEP - période 1960-1990).

Précipitations

Le régime des précipitations est fortement lié à la circulation des perturbations d’ouest (les westerlies) qui transportent l’humidité atmosphérique du Pacifique vers le sud du Chili (Fig. 2.11). Le climat de la région des lacs apparaît humide et tempéré toute l’année (Tab. 2.2 , Fig. 2.11). Néanmoins, les précipitations sont plus élevées (>500 mm) à partir de l’automne et pendant l’hiver austral (Tab. 2.2 ; Figs. 2.11, 2.12). Le pic de précipitations plus élevé qui apparaît généralement en mai/juin coïncide avec celui de la vitesse des vents (Tab. 2.2, Fig. 2.11).

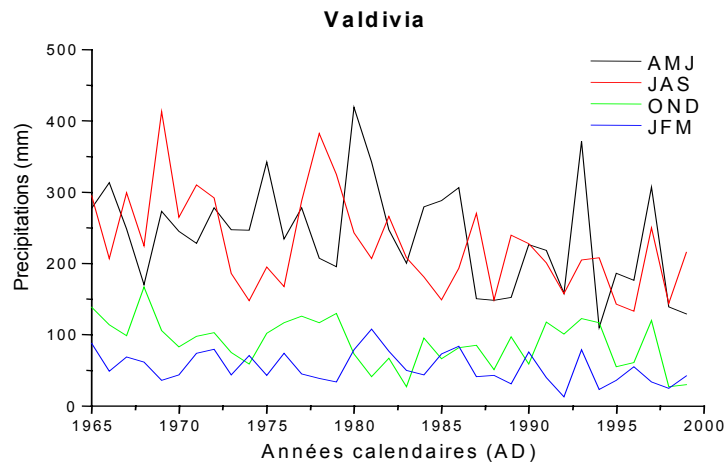


Figure – 2.12. Variabilité saisonnière des précipitations à Valdivia depuis 1965 (sources des données : NOAA, NCEP).

3.3. Cycle thermique annuel du lac

Le Lac Puyehue est un lac monomictique (eaux brassées une fois par an) et oligotrophe (faible niveau en nutriments). Les eaux sont mélangées jusqu'à 20 m de profondeur au printemps et en été, et jusqu'à 80-140 m en automne/hiver. Dans l'épilimnion, la température est maximale en été (de 18 à 19°C) du fait de l'allongement de la durée des jours et de l'augmentation de la radiation solaire. En revanche, en hiver, la température de la colonne d'eau s'homogénéise (de 9 à 10°C) en raison du brassage des eaux par les vents plus forts à cette période de l'année (Fig. 2.13).

Le flux des nutriments est en partie contrôlé par la variation de profondeur de l'épilimnion (Campos *et al.*, 1989). La rétention des nutriments (phosphore et azote) dans l'épilimnion est maximale en automne et en hiver (par contre, elle est plus faible en été) (Campos *et al.*, 1989). L'apport en nutriments en hiver austral (août) peut être influencé par les crues du Golgol (Campos *et al.*, 1989). En réponse à l'augmentation des nutriments et de la profondeur de l'épilimnion, la productivité du phytoplancton (e.g., *Melosira*, *Asterionella* - Sterken *et al.*, soumis) est plus forte en automne/hiver (Campos *et al.*, 1989). Le phytoplancton autre que les diatomées (e.g., *Cyanophyceae*) est dominant durant les mois d'été austral (e.g., *Anabaena*).

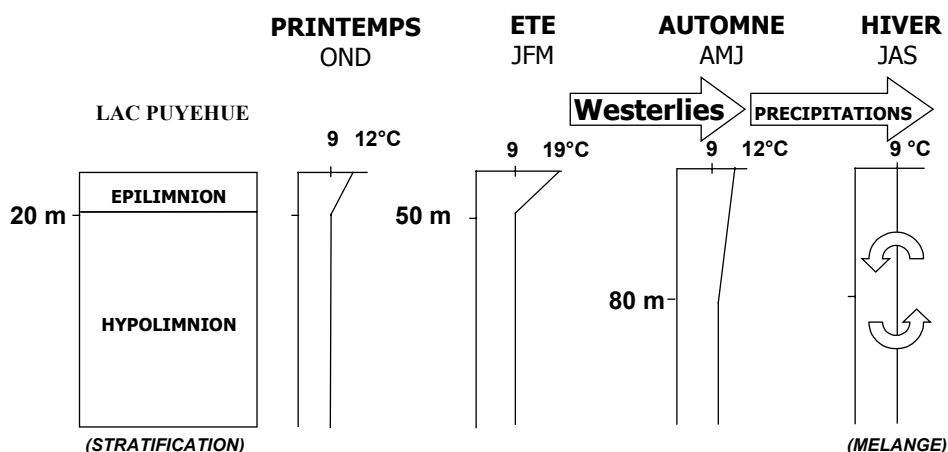


Figure – 2.13. Reconstitution schématique du cycle thermique annuel du Lac Puyehue. Le fonctionnement saisonnier du lac est inspiré de Campos *et al.* (1989).

3.4. Influence des vents et de l’Oscillation Australe El Niño

Selon les données des stations météorologiques locales (Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue), la zone comprise entre 38°S et 41°S montre des « téléconnexions » avec la circulation océanique et ENSO. Les épisodes El Niño (anomalies négatives de l’index SOI) sont localement marqués par une diminution des vents et des précipitations océaniques (Fig. 2.14 – voir également Montecinos and Aceituno, 2003). Ce changement est dû à l’affaiblissement anormal de l’anticyclone subtropical du Pacifique Sud lors d’un épisode El Niño (voir l’introduction générale et Aceituno, 1989).

Durant les années « normales », c’est-à-dire non influencées par El Niño (e.g., 1981), le climat de la région est humide toute l’année avec des pics de précipitations élevées (>500 mm/mois) en automne/hiver (mai/juin) (Tab. 2.2, Fig. 2.12). Des minima de précipitations (~150 mm/mois) sont observés en été (Tab. 2.2, Fig. 2.12). Les années El Niño, e.g. 1983 (Figs. 2.14, 2.15), se manifestent par des déficits en précipitations par rapport à la normale saisonnière (Fig. 2.15). La diminution locale des précipitations s’accompagne d’une diminution de la vitesse des vents (Fig. 2.14). Comme précédemment évoqué, le vent est la principale source d’énergie pour brasser les eaux du lac et renouveler les nutriments. Plus les diatomées (e.g., *Melosira*, *Asterionella*) disposent de nutriments, plus elles se développent.

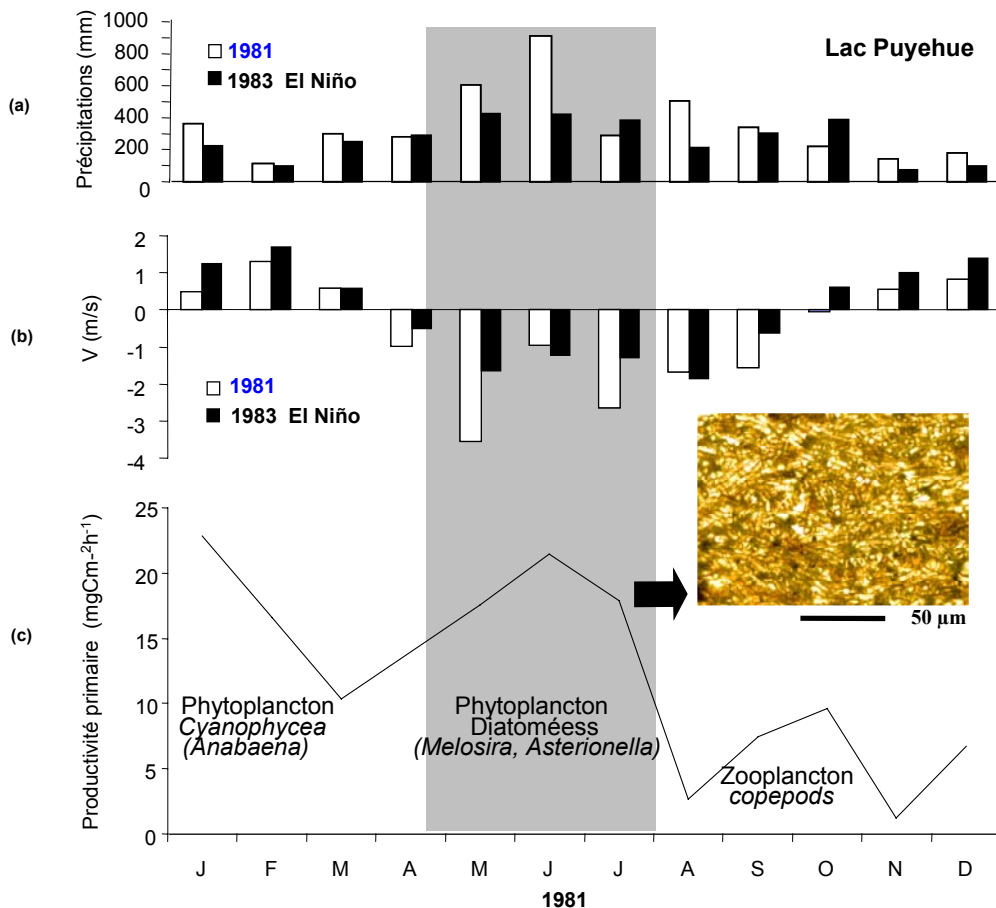


Figure – 2.15. (a) Précipitations à Puyehue durant une année « normale » (1981) et durant une année El Niño (1983) (sources : NOAA, NCEP). Les précipitations diminuent localement en mai et en juin de l’année 1983 (source : Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue) ; (b) Vitesse des vents à 40°S (source : NOAA). La vitesse des vents diminue pendant un épisode El Niño ; (c) Productivité primaire du lac en 1981 (sources des données : Campos *et al.*, 1989). Notez que les données de productivité ne sont pas disponibles pour l’année 1983. Le phytoplancton (diatomées) augmente en automne et en hiver, lorsque les vents et les précipitations sont plus forts. Le phytoplancton autre que les diatomées (*Cyanophycea*) augmente en été. L’image à droite représente le sédiment enrichi en diatomées déposé au printemps, lorsque la stratification thermique du lac se remet en place et fait diminuer la circulation des nutriments.

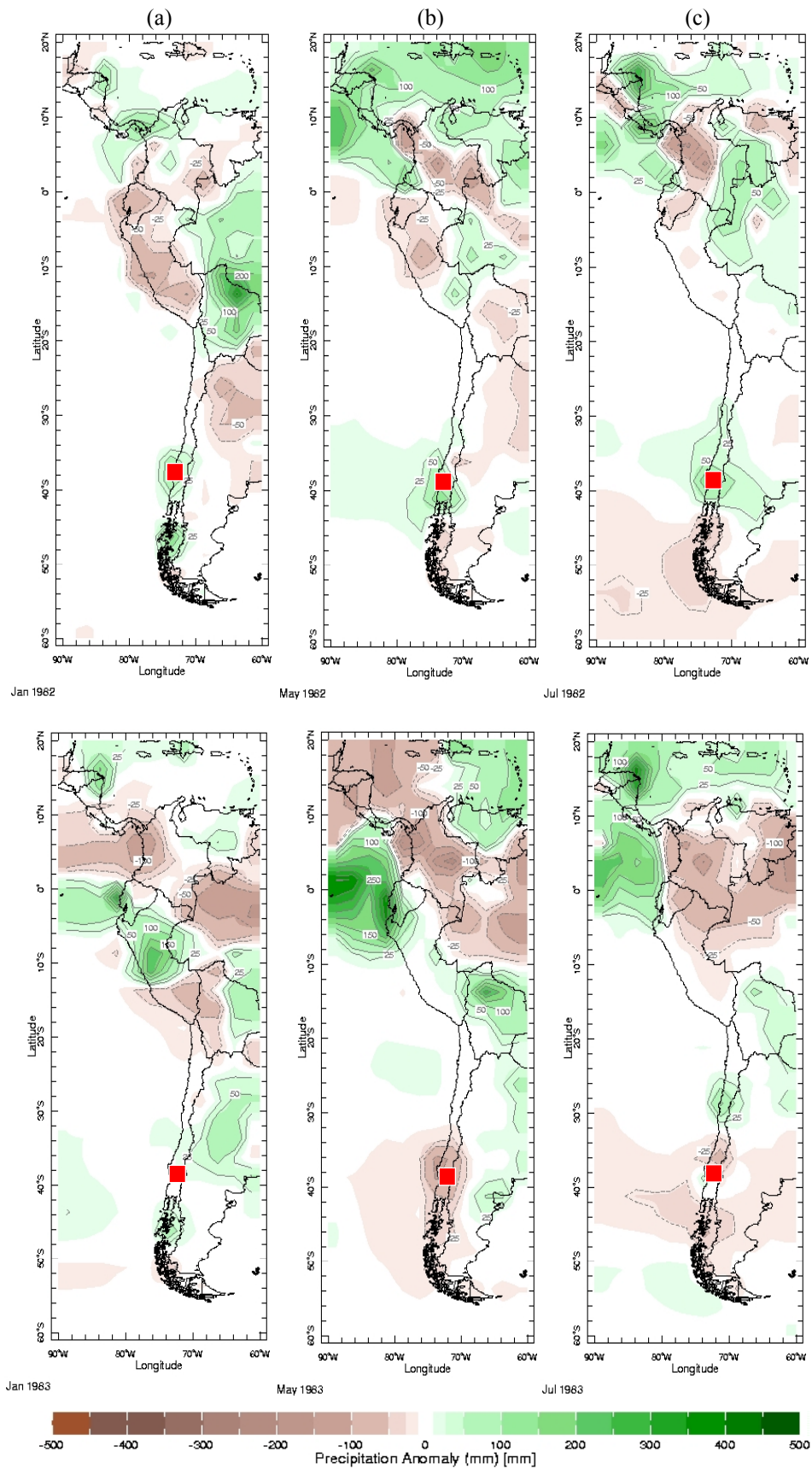


Figure – 2.14. Carte des précipitations en Amérique du Sud pour les mois de janvier (a), mai (b) et juillet (b) à 925 mbar, lors d’une année normale (1982 - en haut) et lors d’une année El Niño (1983 - en bas) (sources des données : NOAA, NCEP). Le carré rouge correspond à la région des lacs au sud du Chili.

4. Conclusions

Issues de l'interaction plus marquée en hiver entre l'océan et l'atmosphère, l'Oscillation de l'Atlantique Nord et l'Oscillation Australe El Niño dominant la variabilité interannuelle du climat global. Dans chaque hémisphère, les centres d'action les mieux caractérisés s'implantent entre les régions intertropicales et les régions polaires. Ceci explique que près de la moitié des précipitations du globe se répartissent aux latitudes tempérées. Celles-ci sont transportées par les vents d'ouest ou westerlies. Dans ce contexte, les archives sédimentaires lacustres des latitudes moyennes constituent des enregistrements utiles pour étudier la variabilité des oscillations climatiques sur « le long terme » et également pour établir des nouvelles téléconnexions nord/sud.

Situé à 52° de latitude nord, le Lac Baïkal représente une archive importante du climat continental en Eurasie. Elle permet de faire le lien entre les archives climatiques de l'Atlantique Nord (NAO) et du Pacifique (ENSO). Elle est également utile pour évaluer le rôle du climat continental par rapport aux influences océaniques. Le Lac Baïkal est gelé en surface pendant six mois de l'année. La durée d'englacement joue un rôle important sur la productivité du lac, en particulier sur le cycle de la silice biogénique. L'épaisseur de la couche de glace/neige, de même que le nombre de jours d'englacement, apparaissent comme des facteurs influençant la productivité de la silice biogénique. Au printemps, lors de la fonte de la glace, le front thermique qui se développe en surface provoque une augmentation du phytoplancton (*A. baicalensis*). Dans ce contexte, les observations faites sur le nombre de jours d'englacement depuis 1870 montrent des périodicités de 2-8, 10-15, 24-45 ans. Celles-ci seraient liées aux oscillations de l'Atlantique Nord, de Scandinavie et de l'Arctique. Le recoupement de l'ensemble de ces informations suggère une interrelation possible entre la productivité biologique du lac et les oscillations climatiques de l'hémisphère Nord. L'étude des dépôts lacustres enrichis en silice biogénique devrait donc permettre d'apporter de plus amples informations sur la variabilité climatique interannuelle en Eurasie ; ceci malgré les processus de transfert des particules entre les eaux profondes et les eaux de surface du lac.

A 40°S, le Lac Puyehue est situé sur la trajectoire des westerlies de l'hémisphère Sud. Ceux-ci transportent l'humidité atmosphérique du Pacifique vers le sud du continent américain. Les westerlies sont plus marqués durant l'hiver austral, du fait de la remontée de l'anticyclone subtropical vers le nord. Le Lac Puyehue reçoit par conséquent d'importantes quantités de précipitations apportées par les vents océaniques en hiver. Le cycle thermique annuel du lac est influencé par les vents plus forts en hiver. Ceux-ci favorisent le brassage des eaux et le renouvellement des nutriments sur une plus grande profondeur. Les vents et les précipitations apparaissent comme des facteurs contrôlant indirectement la productivité du phytoplancton (le cycle de la silice biogénique). Par ailleurs, les observations météorologiques montrent que les précipitations et la vitesse des vents diminuent localement lors des années El Niño. Cette situation est provoquée par l'affaiblissement anormal de l'anticyclone subtropical du Pacifique Sud. Le recoupement de ces informations suggère une possible interrelation entre la productivité biologique du lac et l'oscillation climatique ENSO. L'étude des dépôts lacustres enrichis en silice biogénique devrait permettre d'apporter de plus amples informations à propos des téléconnexions avec ENSO en Amérique du Sud.

Les deux archives lacustres étudiées dans la thèse sont situées aux latitudes tempérées. Celles-ci sont par conséquent influencées par les westerlies qui transportent l'humidité atmosphérique selon les modes NAO et ENSO. L'étude des indicateurs "biologiques" des deux lacs devrait permettre d'aborder la variabilité du climat avec une résolution élevée (interannuelle). De plus, l'utilisation de traceurs identiques sur les deux lacs étudiés dans la thèse devrait permettre d'établir des comparaisons significatives en terme de téléconnexions climatiques.

Références bibliographiques

- Aceituno P., 1989. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II. Upper-Air Circulation. *J. of Climate* 2, 341–355.
- BDP Members, 1997. Preliminary results of the first scientific drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, Southern Siberia. *Quater. Intern.* 37, 3-17.
- Beletsky D., and Schwab D.J., 2001. Modeling circulation and thermique structure in Lake Michigan: Annual cycle and interannual variability. *J. of Geophys. Res.* 106, 745-771.
- Bentley M. J., 1997. Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District. *J. of Quat. Sci.* 12, 25-33.
- Berger A., 1992. *Le Climat de la Terre, un passé pour quel avenir.* De Boeck Université, Bruxelles, 479 pp.
- Berger A., Loutre M.F., and Crucifix M., 2003. The earth's climate in the next hundred thousand years (100 kyr). *Surveys of Geophysics* 24, 117-138.
- Berger A., and Duplessy J.C., 2004. Pourquoi la paléoclimatologie ? *Comptes Rendus Geoscience* 336, 599-601.
- Briffa K.R., 2000. Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quat. Sci. Rev.* 19, 87-105.
- Campos H., Steffen W., Agüero G., Parra O., and Zuniga L., 1989. Estudios Limnológicos en el lago Puyehue (Chile): Morfometria, factores físicos y químicos, plankton y productividad primaria. *Medio Ambiente* 10, 36-53.
- Cane M.A., 1986. El Niño, annual review of earth and planetary. *Science* 14, 43-70.
- Cane M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planet. Sci. Letters* 230, 227-240.
- Charlet *et al.* soumis à *J. of Paleolimno.* Titre non communiqué.
- Cobb K.M., Charles C.D., Cheng H., and Edwards R.L., 2003. El Niño /Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* 424, 271-276.
- Duplessy, J.C. 2001. État des connaissances et incertitudes sur le changement climatique induit par les activités humaines. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planet. Sciences* 333, 765-773.
- FAO, 1990. Problem soils of Asia and the Pacific. FAO/RAPA report 1990/6, FAO, Bangkok.
- Frank N.A., Shchur L.A., Aponasenko A.D., and Sid'ko F.Y., 1980. Phytoplankton Distribution in the Southern and Middle Parts of Lake Baikal. *Hydrobiological Journal* 16, 13-15.
- Genkai-Kato M., Sekino T., Yoshida T., Miyasak H., Khodzher T.V., Belykh O.A., Melnik N.G., Kawabata Z., Higashi M., and Nakanishi M., 2002. Nutritional diagnosis of phytoplankton in Lake Baikal. *Ecological Research* 17, 135-142.
- Gilli A., Ariztegui D., Anselmetti F.S., McKenzie J.A., Markgraf V., Hajdas I., and McCulloch R.D., 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planet. Change*

(in press).

Godard E., 1996. Climatologie, A Colin, collection Grand Amphi, Bréal, 337 p.

Goldman C.R., Elser J.J., Richards R.C., Reuters J.E., Priscu J.C., and Levin A.L., 1996. Thermal stratification, nutrient dynamics, and phytoplankton productivity during the onset of spring phytoplankton growth in Lake Baikal, Russia. *Hydrobiologia* 331, 9-24.

Gomez B., Carter L., Trustrum N.A., and Palmer A.S., 2004. El Nino–Southern Oscillation signal associated with middle Holocene climate change in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores. *Geology* 32, 653-656.

Gonzales-Ferran O., 1994. Volcanes de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile, 640 pp.

Goossens Ch., and Berger A., 1986. Annual and seasonal climatic variations of Northern Hemisphere and Europe over the last century. *Annales Geophysicae* 4, 385-400.

Hurrell J.W., 1995. Decadal variations in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676-679.

Hurrell J.W., and van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36, 301-326.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., and Joseph D., 1996. The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471.

Keeling C.D., Bacastow R.B., Carter A.F., Piper S.C., Whorf T.P., Heimann M., Mook W.G., and Roeloffzen H., 1989. A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. In: D.H. Peterson (Ed.), *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*. Geophysical Monograph 55, 165-235.

Kempe S., and Schaumburg M., 1996. Vertical particle flux in Lake Baikal, In: Ittekkot V., Honjo S., and J. Depetris P. (Eds.), *Particle flux in the ocean*. Wiley. pp.323-355.

Koutavas A., Lynch-Stieglitz J., Marchitto T.M., and Sachs J.P., 2002. El Nino-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* 297, 226-230.

Livingstone D.M., 1999. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.* 44, 1486-1497.

Lamy F., Hebbeln D., and 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. *Quat. Res.* 51, 83-93.

Lamy F., Hebbeln D., Röhl U., and 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.

Laugenie, C., 1982. La Région des Lacs, Chili méridional. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux III, 822 p.

Loutré M.F., and Berger A., 2000. Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial ? *Climate Change* 46, 61-90.

- Loutre M.F., and A. Berger, 2005. Insolation, CO₂ et précipitations en période interglaciaire. *C.R. Geoscience* 337, 69-78.
- Mackay A.W., Flower R.J., Kuzmina A.E., Granina L.Z., Rose N.L., Appleby P.G., Boyle J.F., Battarbee R.W., 1998. Diatom succession trends in recent sediments from Lake Baikal and their relation to atmospheric pollution and to climate change. *Philosophical Transactions: Biological Sciences* 353, 1011-1055.
- Montecinos A., and Aceituno P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Amer. Meteorolog. Soc.* 16, 281-296.
- Moy C.M., Seltzer G.O., Rodbell D.T., and Anderson D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-165.
- Ravens T.M., Kocsis O., Wüest A., and Granin N., 2000. Small-scale turbulence and vertical mixing in Lake Baikal. *Limnol. Oceanogr.* 45, 159-173.
- Richardson T.L., Gibson C.E., and Heaney S.I., 2000. Temperature, growth and seasonal succession of phytoplankton in Lake Baikal, Siberia. *Freshwater Biology* 44, 431-440.
- Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G., and Shestyankin P.P., 1994. *Physical Limnology of Lake Baikal*. Irkutsk-Okayama. 72 pp.
- Sterken M., Verleyen E., Sabbe K., Terryn G., Charlet F., Bertrand S., Boes X., Fagel N., De Batist M., and Vyverman W., 2006. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Todd M.C., and Mackay A.W., 2003. Large-Scale Climatic Controls on Lake Baikal Ice Cover. *J. of Climate* 16, 3186-3199.
- Trenberth K.E., 1984. Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 112, 326-332.
- van Geel B., Heusser C.J., Renssen H., and Schuurmans C.J.E., 2000. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene* 10, 659-664.
- Webster P.J., and Yang S., 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quarterly J. of the Royal Meteorological Society* 118, 877-926.
- Weiss R.F., Carmack E.C., and Koropalov V.M., 1991. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal. *Nature* 349, 665-669.
- WMO, 1999. WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1998. WMO-No. 896, World Meteorological Organization, Geneva, 12 pp.

CHAPITRE 2 – Méthode de détection des varves lacustres : marqueurs sédimentologiques, chronologiques et climatiques

1. Introduction

Les archives annuelles telles que les cernes d'arbres, les spéléothèmes, les coraux, ou encore les sédiments laminés, constituent des enregistrements naturels exceptionnels des climats passés à l'échelle du globe (e.g., Battarbee, 2003). Parmi les sédiments laminés, les varves présentent des caractéristiques idéales pour reconstituer les oscillations paléoclimatiques. En effet, ces dépôts microscopiques constituent d'excellents marqueurs sédimentologiques, chronologiques et climatiques (Hughen *et al.*, 1998 ; Goslar, 1998 ; Goslar *et al.*, 2000 ; Kemp, 2003).

Chaque année, il s'accumule au fond des lacs de fines pellicules de sédiments. Ces sédiments présentent des épaisseurs et des composants qui varient selon les époques et selon les conditions climatiques de leur dépôt. Le travail du sédimentologue consiste d'abord à identifier ces dépôts microscopiques et à en comprendre la signification climatique. Seules les lames minces permettent de visualiser les dépôts laminés ou varvés au microscope (Lotter and Lemcke, 1999). Les sédiments lacustres étant gorgés d'eau (jusqu'à 70%), il n'est techniquement pas possible de réaliser directement des lames minces.

Un protocole particulièrement efficace pour fabriquer des lames minces à partir de sédiments argileux consiste à les enrober avec des polymères. A l'origine, les sédiments étaient recouverts de résine par simple gravité. Ce protocole offrait des imprégnations très superficielles (Heezen and Johnson, 1962 ; West, 1966 ; Shannon and Lord, 1967 ; Moreland, 1968 ; Orlansky, 1968). Par la suite, des techniques d'imprégnation plus élaborées ont été développées pour les sols (Altmuller, 1962). Celles-ci ont été appliquées aux sédiments argileux marins et lacustres (Ashley, 1973). Cependant, des étapes additionnelles ont dû être mises au point, notamment pour sécher les argiles sans modifier leur structure interne (Murphy, 1986). Depuis les années soixante, le protocole d'imprégnation des sédiments argileux a évolué en fonction des techniques (e.g., matériel de prélèvement, techniques de la cryogénie et du vide, polymères). Actuellement, deux méthodes d'imprégnation existent, mais elles n'ont pas été standardisées pour permettre une utilisation en routine (Lotter and Lemcke, 1999).

Ce chapitre présente d'abord une revue exhaustive des différents protocoles publiés depuis les années soixante. Ensuite un nouveau protocole, spécialement adapté aux sédiments de carottes lacustres, est proposé. Enfin, les différentes améliorations apportées à la méthode sont commentées en fonction des critères de préservation des dépôts lacustres. Ce protocole a été testé, puis affiné sur les sédiments du Lac Baïkal (Sibérie) et du Lac Puyehue (Chili).

2. Revue des méthodes d'imprégnation

La méthode d'imprégnation des argiles lacustres se fait en quatre étapes successives : échantillonnage, déshydratation, imprégnation, et polymérisation. La difficulté majeure est de ne pas détériorer la structure interne du sédiment au cours des différentes étapes. Une revue des différents protocoles est présentée dans la table 3.1. L'impact des différents systèmes de carottiers sur la préservation des dépôts lacustres n'est pas abordé dans ce chapitre (voir Lamoureux, 2001).

Étapes	Protocoles	Bibliographie
Echantillonnage	couteau électro-osmotique	Schimmelman <i>et al.</i> (1990)
	carotte congelée	Lotter et Lemcke (1999)
	boîtes en aluminium	Francus et Asikainen (2001)
Déshydratation	acétone (phase liquide)	Conway (1982), Clark (1988)
	acétone (phase vapeur)	Camuti et McGuire (1999)
	lyophilisation	Pike et Kemp (1996)
Imprégnation	remplacement acétone-résine	Lamoureux (1994)
	en chambre à vide	Lotter et Lemcke (1999)
Polymérisation	four (20-40°C)	Ashley (1973)

Table - 3.1. Revue des quatre étapes pour l'imprégnation et la fabrication des lames minces à partir de sédiments lacustres et/ou marins.

2.1. Méthodes d'échantillonnage

La fabrication d'une couverture continue de lames minces de carottes sédimentaires lacustres exige l'emploi d'une méthode d'échantillonnage non destructive, pratique et reproductible. Il est cependant difficile de collecter des échantillons non perturbés à partir de carottes de sédiments liquéfiés et argileux. Il s'agit donc d'utiliser avant tout une méthode qui assure le maintien de la structure interne du sédiment au cours des quatre étapes du pré-traitement (Table 3.1). Par conséquent, les outils conventionnels de prélèvement d'échantillons (e.g., seringues, spatules, sachets en plastique) ne peuvent pas être employés ici.

La méthode la plus couramment utilisée consiste à prélever des blocs de sédiments épais de 1 cm avec des boîtes rectangulaires en aluminium. Celles-ci sont généralement fabriquées en fonction de la taille des lames minces à fabriquer (e.g., 180 × 20 × 7 mm - Francus and Asikainen, 2001). Elles sont disposées en quinconce le long des sections de carottes, ceci afin de produire un échantillonnage continu par recouvrements successifs. Les boîtes sont chacune enfoncées à la main dans les sédiments, puis elles sont extraites à l'aide d'une plaque en métal, d'un fil de fer, de plastique (Lamoureux, 1994), ou à l'aide d'un couteau électro-osmotique (Chelmik, 1967 ; Bouma, 1969 ; Sturm and Matter, 1972 ; Schimmelman *et al.*, 1990 ; Francus and Asikainen, 2001 ; Kemp *et al.*, 2001).

2.2. Techniques de déshydratation des argiles

Pour saturer un échantillon avec de la résine, il faut d'abord extraire toute l'eau contenue dans les pores des sédiments. Cependant, du fait de leurs propriétés physiques instables, les argiles gorgées d'eau ne peuvent pas être séchées à l'air libre. Le dessèchement du matériel à l'air provoque une perte volumique trop importante. Une fois desséchée, la matrice interne du sédiment n'est plus lisible et la structure microscopique des dépôts lacustres est définitivement perdue. Par ailleurs, les procédures conventionnelles de séchage à l'étuve provoquent également des perturbations irréversibles de la structure argileuse (Tanner and Leong, 1995).

Pour éviter d'endommager les échantillons lors de la phase de déshydratation, plusieurs traitements peuvent être adaptés. Le premier consiste à diminuer successivement la teneur en eau des échantillons dans des bains répétés de solvants. Dans ce cas, l'eau interstitielle est souvent remplacée par de l'acétone (Pusch, 1999). Le remplacement de l'eau peut se faire en phase liquide (Conway, 1982) ou en phase vapeur (Camuti and McGuire, 1999). En phase liquide, le sédiment est immergé dans un récipient rempli d'acétone. La teneur en eau diminue progressivement dans l'échantillon en une semaine. Le traitement complet nécessite au moins huit remplacements (Clark, 1988). En phase vapeur, le sédiment est placé sous un bain d'acétone dans une chambre à dessiccation. La chambre à

dessiccation est posée sur un agitateur magnétique pour accélérer les échanges (Murphy, 1986). Le bain d'acétone est agité pendant au moins trois semaines pour achever le remplacement total de l'eau par l'acétone (Camuti and McGuire, 1999).

Une autre méthode appelée lyophilisation consiste à sublimer l'eau interstitielle contenue dans les pores (Bouma, 1969 ; Merkt, 1971 ; Crevello *et al.*, 1981 ; Kuehl *et al.*, 1988 ; Francus, 1998 ; Kemp *et al.*, 2001). Dans un premier temps, l'eau est portée à l'état de phase solide (glace). Généralement, le sédiment est placé au-dessus de l'azote liquide à -196°C, en utilisant par exemple des plaques de polystyrène (Lotter and Lemcke, 1999). Dans un second temps, la glace est sublimée dans un lyophilisateur à une pression inférieure à celle du point triple. La vapeur d'eau dégagée durant la sublimation de la glace est piégée dans un condenseur. Cette étape requiert entre 12 et 48 heures.

2.3. Procédés d'imprégnation

Une fois déshydratés, les sédiments argileux peuvent être saturés par des résines de type polymère. Il existe deux protocoles standards pour réaliser cette étape.

Le premier est uniquement appliqué au matériel déshydraté à l'aide de l'acétone : il s'agit alors de remplacer progressivement l'acétone par de la résine (Clark, 1988). L'acétone est échangé par un polymère de moins en moins dilué pour permettre de polymériser totalement l'échantillon (Lamoureux, 1994 ; voir également l'annexe dans Dean *et al.*, 1999). La résine pénètre ainsi dans le sédiment par simple capillarité. La montée de la résine dans l'échantillon se fait en plusieurs étapes en ajoutant successivement 25, 50, 75, et 100 % de résine (Jim, 1985).

Le second protocole est appliqué aux sédiments quelle que soit la méthode de déshydratation choisie (acétone ou lyophilisation). Les échantillons sont saturés avec un polymère sous vide. Les sédiments sont placés dans des moules résistants aux solvants et introduits dans une chambre à vide. Une baisse de la pression (800 mbar) permet à la résine d'infiltrer chaque pore du sédiment (Camuti and McGuire, 1999). Les échantillons traités par ce protocole ne présentent pas de bulles d'air. Par ailleurs, des cycles de pressurisation et de dépressurisation peuvent être exercés afin de faciliter la montée progressive de la résine dans les pores (Tiljander *et al.*, 2002).

2.4. Polymères

Plusieurs types de résines peuvent être utilisés pour l'imprégnation (voir Murphy, 1986). Parmi les nombreuses substances utilisées par des laboratoires spécialisés, Spurr (Lamoureux, 1994) et les résines de type Epoxy sont les plus utilisées (Martin *et al.*, 1979 ; Crevello *et al.*, 1981 ; Jim, 1985 ; Clark, 1988 ; Lamoureux, 1994 ; Francus, 1998 ; Kemp *et al.*, 2001). D'autres produits ont été également employés au cours des vingt dernières années e.g., Carboax (Renberg, 1981), Vestopal H (Altmuller, 1962 ; Ashley, 1973), methyl méthacrylate (Palle *et al.*, 1985 ; Pusch, 1999), Crystic (Conway, 1982 ; Belbin, 1994), LR white resin (Farrow and Roots, 1989).

3. Protocole adopté

Les améliorations apportées lors de l'échantillonnage concernent :

- (i) la méthode de prélèvement ;
- (ii) le sous-échantillonnage des sédiments des carottes.

Méthode de prélèvement

Des tubes en U ou « U-channels » en plastique (100 × 5 × 1,5 cm) sont utilisés pour extraire des

échantillons d'un mètre (Fig. 3.1). Lentement, ceux-ci sont enfoncés manuellement dans les sédiments dès l'ouverture de la carotte. Les sections de carottes sont inclinées à 90° sur un banc d'ouverture de carottage pour faciliter l'extraction des tubes avec un fil en nylon.

Sous-échantillonnage

Une fois les « U-channels » prélevés, le sédiment est rapidement congelé. Cette étape permet à la fois de solidifier la matrice du sédiment et de conserver sa teneur en eau initiale. Lorsque les sédiments sont totalement congelés, ils peuvent être manipulés et sous-échantillonnés sans risque de destruction de la structure interne des dépôts microscopiques.

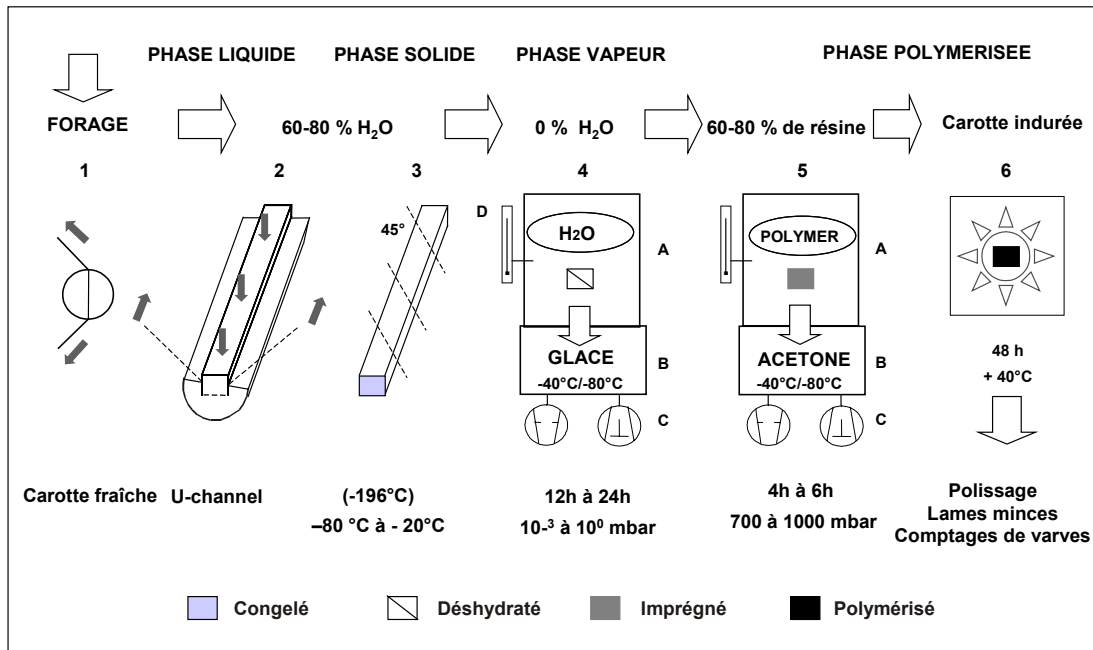


Figure – 3.1. Pré-traitements successifs pour détecter les varves dans les carottes sédimentaires lacustres (et marines) à partir de lames minces. Les nombres correspondent aux différentes étapes de préparation (Boës and Fagel, 2005). (1) Ouverture des carottes. (2) Echantillonnage des sédiments avec des U-channels (100 cm de long). (3) Congélation du sédiment. (4) Sublimation de la glace dans un lyophilisateur et piégeage de la vapeur d'eau produite dans un condenseur. (5) Saturation des échantillons avec des polymères par le vide et piégeage de l'acétone dans un condenseur. (6) Polymérisation finale dans une étuve à 40°C. A = chambre à vide équipée d'un manomètre ; B = condenseur à -50°C ; C = refroidisseur et pompe à vide de type rotary (5m³ × h⁻¹) ; D = sonde thermique. Notez que pour traiter des échantillons de grande taille, l'utilisation d'une chambre à vide de grand format évite la multiplication des échantillons.

Déshydratation

Une fois découpés, les échantillons sont déshydratés selon la méthode proposée par Pike and Kemp (1996) ou Francus (1998), mais avec un protocole modifié. Les changements apportés concernent trois phases : (i) la congélation, (ii) la déshydratation primaire, (iii) et la déshydratation secondaire.

(La congélation)

Les U-channels sont congelés à une température comprise entre -80°C et -20°C seulement. La température est déterminé selon l'aptitude du condenseur et selon la teneur en eau initiale de l'échantillon. Les échantillons à teneur en eau élevée doivent être congelés le plus rapidement possible.

(La déshydratation primaire)

La glace interstitielle est sublimée en fonction de la température et du point de sublimation. Par exemple, pour un échantillon congelé à -40°C , la pression de vapeur d'eau sur la glace est de 10^{-1} mbar (Fig. 3.2).

(La déshydratation secondaire)

Durant la phase secondaire, la sublimation de la glace provoque une diminution de la température de l'échantillon (la sublimation de l'eau consomme 620 calories par gramme de glace sublimée). Pour compenser cette perte d'énergie, des plateaux chauffants sont utilisés pour augmenter la température de l'échantillon. Après 12 à 24 heures, les sédiments sont déshydratés. La fin du cycle est contrôlée à partir d'un bloc de glace témoin laissé dans la chambre à vide. Après cette étape, les échantillons argileux lyophilisés sont très sensibles aux chocs et à l'humidité de l'air ambiant et doivent être consolidés rapidement à l'aide de la résine.

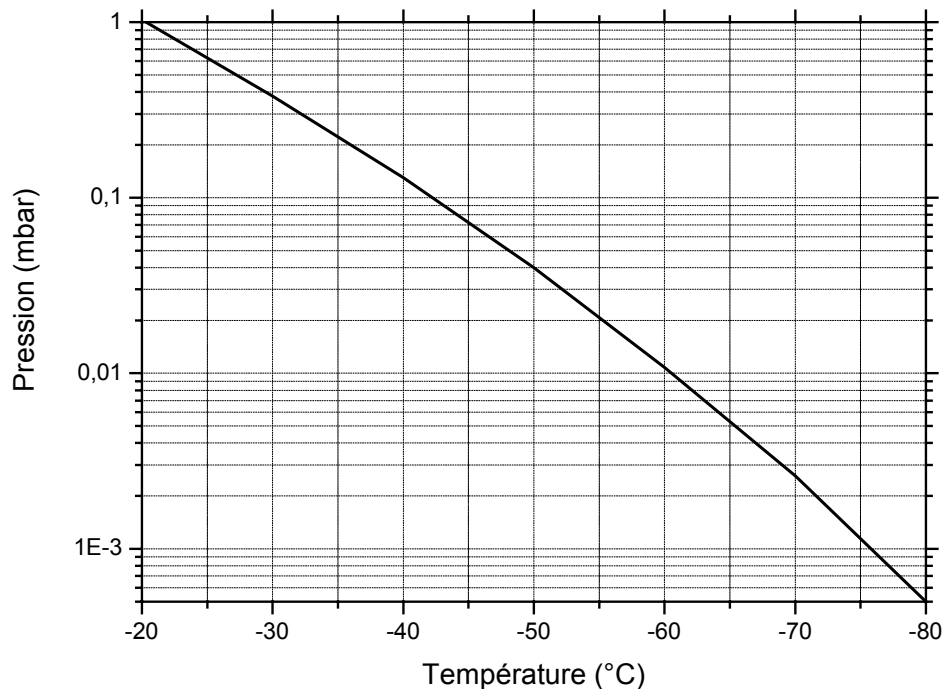


Figure – 3.2. Diagramme de détermination de la pression de vapeur d'eau en fonction des différentes températures de congélation. La pression dans la chambre à vide ne peut pas dépasser le point de sublimation.

Imprégnation

Les échantillons sont d'abord déposés dans des moules résistants aux solvants. Ensuite, ils sont placés à l'intérieur d'une chambre à vide du même type que celle utilisée pour la sublimation. La chambre à vide est équipée d'une pompe à vide de type rotary ($5 \text{ m}^3 \times \text{h}^{-1}$). Pour protéger la pompe des vapeurs organiques (polymères et acétone), un piège à froid ou condenseur est connecté entre la pompe et la chambre à vide (Fig. 3.1). Le cœur des sédiments est ainsi saturé avec des résines sous vide. Les améliorations apportées au cours de cette étape concernent : (i) les types de résines, (ii) le réglage de la pression maximale dans la chambre à vide et (iii) la sélection de la pression d'imprégnation selon le type de sédiment.

(Types de résines)

La saturation sous vide est parachevée avec une résine fluide. Deux nouveaux types de polymères sont utilisés : Norsodyne S 2010 V (Cray Valley) et TRA (Finres group). La résine (Norsodyne ou TRA) est mélangée avec 0,2 % de catalyseur (Interox), 0.1% d'accélérateur (Octoate cobalt 49) et moins de 10 % de fluidifiant (acétone). Ce mélange allonge le temps de gel de la résine, ce qui laisse le temps à cette dernière d'infiltrer chaque pore du sédiment avant de se solidifier définitivement. La résine est ajoutée toutes les trente minutes de façon à atteindre progressivement le cœur du sédiment.

(Réglage de la pression maximale)

La pression maximale dans la chambre à vide est réglée en fonction du point d'ébullition de la résine. Pour une résine mélangée avec 10 % d'acétone à 15°C, la pression ne doit pas dépasser ~700 mbar (le point d'ébullition).

(Sélection de la pression d'imprégnation)

La pression doit être choisie en fonction de la texture et de la granulométrie des échantillons. Un vide léger, un peu en dessous de la pression atmosphérique, doit être appliqué aux sédiments argileux denses. En revanche, un vide plus poussé doit être atteint pour imprégner les sédiments plus grossiers (~700 mbar).

Enfin, durant la phase de polymérisation, la température de l'échantillon augmente et la vitesse de polymérisation décroît. Pour accélérer la vitesse de polymérisation, l'échantillon peut être placé dans une étuve. Cependant, la température doit rester inférieure à 40°C, afin de maintenir une énergie proportionnelle à la perte de chaleur.

4. Discussion

Le protocole amélioré présenté ci-dessus a été appliqué avec succès sur plusieurs mètres de carottes de sédiments lacustres provenant du Lac Baïkal (Sibérie, Fig. 3.3) et du Lac Puyehue (Chili, Fig. 3.4). Des lamines microscopiques ont été observées uniquement après l'imprégnation et le polissage de la surface des carottes (Figs. 3.3 et 3.4). Les désavantages et les avantages des différents protocoles d'imprégnation sont évalués à partir de ces deux types de sédiments lacustres.

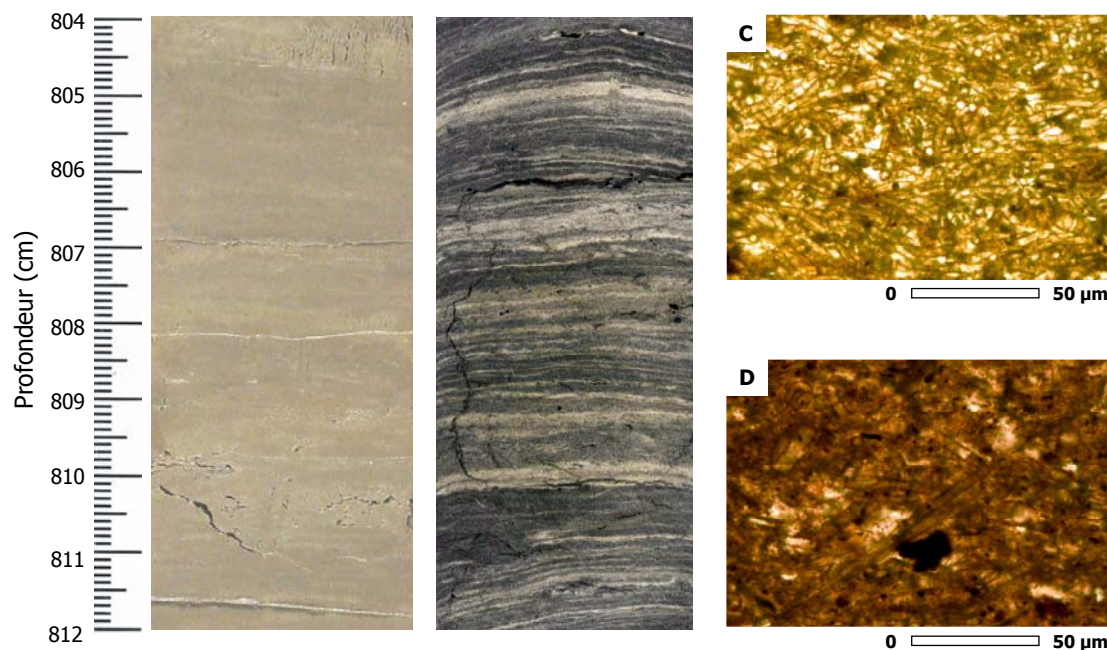


Figure – 3.3. Image digitale de sédiments tardiglaciaires provenant du Lac Puyehue (station PU-II entre 804 et 812 cm de profondeur). Les images à gauche montrent la surface de la carotte avant (A) et après (B) le pré-traitement proposé. La surface de la carotte fraîche (A) ne présente pas de lamine saisonnière apparente. Le sédiment contient pourtant des doublets (B) constitués d'une lamine claire (C), enrichie en silice biogénique (diatomées) et d'une lamine sombre (D), enrichie en matière organique et terrigène. Cet exemple montre que les méthodes de comptage et de mesure des épaisseurs de varves ne sont pas applicables sur les sédiments frais.

4.1. Limite des méthodes d'échantillonnage

Le sous-échantillonnage des carottes lacustres laminées est une étape difficile. En effet, la cohésion et la continuité entre les échantillons peuvent être perdues dès cette première étape. Les principaux désavantages des boîtes en aluminium sont la multiplication des échantillons, ainsi que les manipulations répétées entre les boîtes. Cette procédure est longue, ce qui peut favoriser le dessèchement du matériel. Par la suite, les échantillons qui ont rétréci à l'air libre sont beaucoup plus difficiles à imprégner suite au blocage des pores.

Dans ce contexte, l'utilisation de U-channels permet de prélever des échantillons de un mètre de long en une seule fois. Si nécessaire, une fois les U-channels congelés, les sédiments solidifiés peuvent être découpés sans dommage. Les échantillons sont coupés obliquement à partir des U-channels (45° - Fig. 3.1) pour éviter le problème de recouvrement entre les échantillons. Ce protocole permet d'améliorer par après la fiabilité des comptages de varves. Pour les petits carottiers, les sédiments peuvent être traités directement avec le tube en plastique du carottier afin de limiter les manipulations (e.g., type UWITEC).

4.2. Limite des techniques de déshydratation

La méthode du remplacement de l'eau par l'acétone est très facile à mettre en œuvre mais présente plusieurs désavantages :

- (i) l'acétone peut entraîner une perte volumique des échantillons par effet de solubilisation de la matière organique ;
- (ii) le remplacement de l'eau par l'acétone prend plusieurs semaines. Plus de quatre cents litres d'acétone sont nécessaires pour traiter dix mètres de carottes ;
- (iii) pour des raisons de sécurité, il n'est possible de traiter qu'un nombre limité d'échantillons à la fois. L'emploi d'une quantité trop importante de solvants inflammables, volatiles et nocifs est dangereux.

En revanche, la lyophilisation est une méthode rapide et surtout plus sûre. Elle ne nécessite pas de procédure particulière pour la sécurité de l'opérateur, à condition de ne pas utiliser l'azote liquide. Elle permet également de déshydrater les argiles sans passer par la phase liquide critique.

La lyophilisation des sédiments nécessite cependant une étape préalable de congélation. Généralement, le sédiment est congelé avec de l'azote liquide à -196°C . Le but de cette opération est de produire de la glace à structure cubique plutôt que de la glace hexagonale (Francus, 1998). Cependant, trois problèmes peuvent se présenter avec cette technique :

- (i) bien que la technique de l'azote liquide soit très rapide, elle n'est pas recommandée en raison de la dangerosité du produit (risque d'anoxie) ;
- (ii) l'azote liquide crée une onde de choc dans les sédiments et génère des craquelures microscopiques (Fig. 3.4, A) ;
- (iii) la congélation à très basse température n'est pas compatible avec les performances des condenseurs, pompes et chambres à vide disponibles.

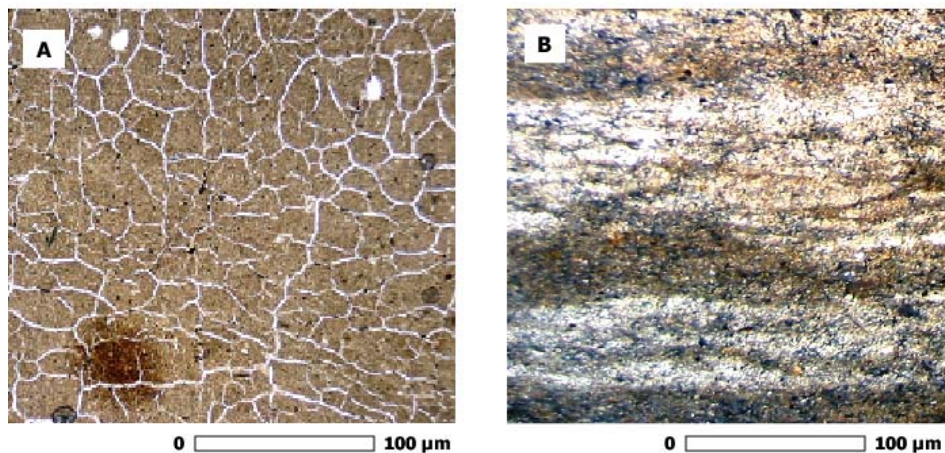


Figure – 3.4. Images de lames minces de sédiments argileux du Lac Baïkal. Effets de l'azote liquide sur la matrice microscopique du sédiment argileux (à gauche). Fines lamines observées sur les lames minces préparées selon le protocole proposé dans ce chapitre (à droite). A: VER-98-1-3 (290 cm de profondeur) ; B: CON01-603-5 (29 cm de profondeur).

Limites des condenseurs

La température maximale des condenseurs détermine la température à l'intérieur de la chambre. Par exemple -50°C pour un condenseur monté sur un lyophilisateur de marque Lyovac GT3. La température du produit congelé ne peut en aucun cas être inférieure à la température du condenseur (cela risquerait de ne pas piéger correctement la vapeur d'eau) (voir Beckett, 1951). La température du

condenseur doit être inférieure de 5 à 10°C seulement par rapport à la température de l'échantillon (Leybold - service technique, com. pers.). La température dans la chambre à vide doit également rester constante tout au long de la sublimation primaire (Zhai *et al.*, 2003). Par conséquent, l'azote liquide représente une température de congélation beaucoup trop basse (-196°C) par rapport à la température des condenseurs actuellement commercialisés (-40°C à -80°C).

Limite des pompes et des chambres à vide

La capacité des pompes à vide détermine le point ultime de la pression de vapeur d'eau sur la glace (10^{-2} mbar avec un Lyovac GT3). A -196°C il faudrait une pression de $2.2 \cdot 10^{-24}$ mbar, mais avec les dispositifs actuels, il n'est pas possible de descendre sous 10^{-3} mbar.

Les conditions optimales sont obtenues à des températures comprises entre -20°C à -80°C (au-dessus de la phase cubique de la glace – voir la figure 3.5). Pour sublimer de la glace à des températures inférieures à 80°C, un piège à froid à l'azote liquide peut être utilisé pour condenser la vapeur d'eau (Rindler *et al.*, 1998), mais les capacités des lyophilisateurs actuels ne permettent pas d'atteindre la pression nécessaire pour la sublimation (Fig. 3.5).

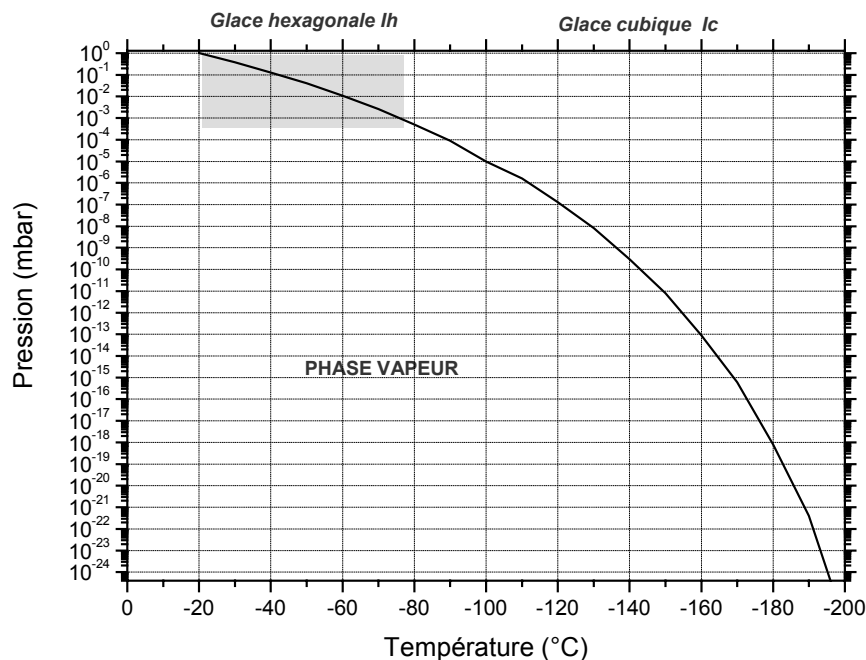


Figure – 3.5. Courbe de détermination de la pression de sublimation de la glace à différentes températures. La zone grisée représente le domaine optimal d'utilisation (entre -20 et -80°C).

4.3. Contrôle de l'imprégnation sous vide

L'étape d'imprégnation doit être réalisée à des pressions strictement contrôlées. Le réglage de la pression se fait en fonction de la texture du sédiment (Fig. 3.6). Pour les textures argileuses denses, un vide légèrement inférieur à la pression atmosphérique produit des imprégnations de qualité suffisante. Le sédiment est saturé par capillarité. Le polymère utilisé doit cependant avoir un temps de gel assez long et une certaine fluidité pour imprégner le sédiment (Lamoureux, 1994). Par ailleurs, un vide plus poussé augmenterait la vitesse du flux de résine au centre de l'échantillon. Le flux de résine trop rapide désintégrerait la structure des argiles. Dans les sédiments à textures silteuses, le vide peut être poussé légèrement en dessous de 900 mbar. En revanche, le matériel plus grossier exige un vide plus poussé (e.g., 700 mbar) ; le flux de résine doit être suffisamment élevé pour combler les pores les plus larges.

La vitesse du flux de la résine constitue donc un critère majeur pour réussir la dernière étape d'imprégnation. La vitesse du flux peut être visuellement contrôlée à partir du point d'ébullition de la résine mise sous vide. En outre, la pression d'imprégnation ne doit pas dépasser le point d'ébullition de la résine, au risque de détruire la matrice du sédiment. Par ailleurs, le point d'ébullition varie en fonction du rapport résine/acétone et il est également fonction de la température dans la chambre à vide (Fig. 3.6).

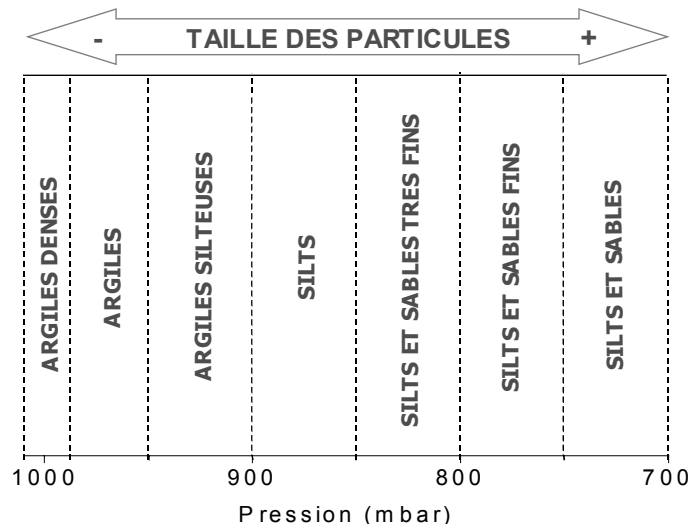


Figure – 3.6. Diagramme de la pression à sélectionner en fonction des différentes textures sédimentaires. La limite de 700 mbar est déterminée à partir du point d'ébullition des résines TRA et Norsodyne utilisés dans cette étude.

4.4. Propriétés des polymères

L'une des résines les plus répandues pour imprégner les sédiments lacustres et marins est probablement Spurr (Lamoureux, 1994 ; Pike and Kemp, 1996 ; Kemp *et al.*, 2001). Les résines Norsodyne et TRA offrent d'excellents rendements. Ces produits sont suffisamment fluides pour permettre de saturer les argiles les plus denses. L'emploi du styrène monomère comme fluidifiant doit être évité en raison du risque cancérigène.

Lors de la préparation du polymère, l'étape la plus décisive est l'ajustement du rapport catalyseur/accélérateur. Un rapport trop élevé du pourcentage catalyseur/accélérateur dans la résine réduit le temps de gel de celle-ci. Un temps de gel trop court procure des imprégnations de mauvaise qualité (voir également Ashley, 1973). Par ailleurs, une augmentation du pourcentage d'acétone au-dessus de 10% dans le polymère provoque des craquelures dans l'échantillon. Celles-ci sont provoquées par l'évaporation des vapeurs organiques alors que la polymérisation n'est pas encore achevée.

5. Conclusions

Les sédiments lacustres constituent d'excellentes archives du climat. Cependant, pour pouvoir étudier les dépôts saisonniers microscopiques en lames minces, il faut préalablement les imprégner avec des résines. Quatre étapes doivent être successivement réalisées : l'échantillonnage, la déshydratation, la saturation, et la polymérisation. Chaque étape est réévaluée dans le but de minimiser les perturbations postsédimentaires. Une méthode affinée qui prend en compte le lien entre les étapes est finalement proposée. Les principaux commentaires sur les avantages et désavantages des différentes procédures sont résumés ci-dessous.

- (1) L'échantillonnage de longues sections de carottes (U-channels longs de un mètre) réduit considérablement les perturbations et les déformations des structures laminées du sédiment.
- (2) La congélation des sédiments permet de manipuler et/ou de sous-échantillonner les carottes, sans risquer de perturber l'organisation interne des dépôts microscopiques.
- (3) La déshydratation est une des étapes les plus cruciales pour préserver l'épaisseur des lamines. La méthode de l'acétone donne de bons résultats, mais elle nécessite plusieurs centaines de litres de produit pour traiter des carottes longues de plusieurs mètres. Par ailleurs, l'utilisation de l'acétone en grande quantité est dangereuse. Il s'agit d'un produit nocif et inflammable. D'un point de vue méthodologique, l'acétone dissout également la matière organique, provoquant ainsi une perte volumique des échantillons. En revanche, la lyophilisation est une méthode rapide, mais doit être utilisée dans des conditions idéales. La congélation à très basse température (azote liquide) provoque une onde de choc et des craquelures microscopiques dans les sédiments. La sublimation à très basse température exige des conditions de pression irréalisables avec les équipements actuels. Même en utilisant l'azote liquide comme piège à vapeur d'eau, la capacité des chambres à vide reste limitée à 10^{-3} mbar. Cette limite correspond à la pression de vapeur d'eau à une température de -80°C .
- (4) L'étape de congélation doit être réalisée en fonction de la température du condenseur, lequel contrôle également la température dans la chambre à vide. La température du condenseur doit être plus basse que la température de l'échantillon pour permettre de piéger toute la vapeur d'eau produite lors de la sublimation.
- (5) Lors de l'ultime étape d'imprégnation, les conditions de pression dans la chambre à vide doivent être ajustées en fonction de la texture et de la granulométrie du sédiment. Le vide est plus poussé sur les textures les plus grossières (700 mbar), tandis qu'un vide légèrement inférieur à la pression atmosphérique suffit pour imprégner les argiles les plus denses.
- (6) Les lames minces sont préparées avec les protocoles utilisés en pétrographie. Toutefois un format plus large de lames minces (140 x 65 mm) est recommandé pour observer les variations latérales des lamines dans les carottes et/ou augmenter la précision des comptages de varves.

Références bibliographiques

- Altmuller H.J., 1962. Verbesserung der Einbettungs-und Schleiftechnik bei der Herstellung von Bodendunnschliffen mit Vestopal. In: Altemuller, H.J., Frees, H. (Eds.), Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens. Verlag Chemie, GMBH, Weinheim/ Bergstr. pp. 230-243.
- Ashley G.M., 1973. Impregnation of fine-sediments with a polyester resin: a modification of Altemuller's method. *J. Sedim. Petrol.* 43, 298-301.
- Battarbee R.W., 2003. HOLIVAR (Holocene Climate Variability). *Pages News* 11, 4-5.
- Beckett L.G., 1951. Freeze drying - vacuum sublimation. *J. Sci. Instrum.* 28, 66-68.
- Belbin S.P., 1994. A new standard method of impregnation using crystic resin. *J. Sediment. Res.* 64, 673.
- Boës X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.

- Bouma A.H., 1969. Method for the study of sedimentary structures. Wiley and Sons, New York, 458 pp.
- Camuti K.S., and McGuire P.T., 1999. Preparation of polished thin-sections from poorly consolidated regolith and sediment materials. *Sed. Geol.* 128, 171-178.
- Chelmik F.B., 1967. Electro-osmotic core cutting. *Mar. Geol.* 5, 321-325.
- Clark J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition and sampling. *Quat. Res.* 30, 67-80.
- Conway J.S., 1982. A simplified method for impregnation of soils and similar clay-rich sediments. *J. Sed. Petrol.* 52, 650-651.
- Crevello P.D., Rine J.M., and Lanesky D.E., 1981. A method for impregnating unconsolidated cores and slabs of calcareous and terrigenous mud. *J. Sed. Petrol.* 51, 658-660.
- Dean J.M., Kemp A.E.S., Bull D., Pike J., Petterson G., and Zolitschka B., 1999. Taking varves to bits. *J. of Paleolim.* 22, 121-136.
- Ferrow E., and Roots W., 1989. A preparation technique for TEM specimens, application to synthetic Mg-Chlorite. *Eur. J. Miner.* 1, 815-819.
- Francus P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin-sections of soft clastic sediments. *Sedim. Geol.* 121, 289-298.
- Francus P., and Asikainen C.A., 2001. Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *J. Paleolimnol.* 26, 323-326.
- Goslar T., 1998. Record of laminae thickness of the lake Gosciadz sediments and its correlation with absolute dated tree-ring width sequences. In: Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (Eds.), *Lakes Gosciadz, central Poland a monographic study Part 1*, Krakow, pp. 104-110.
- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Hatté C., Patterne M., and Ralska-Jasiewiczowa M., 2000. Radiocarbon calibration by means of varves versus ^{14}C ages of terrestrial macrofossils from Lake Gosciadz and Lake Perespilno, Poland. *Radiocarbon* 42, 335-348.
- Heezen B.C., and Johnson G.L., 1962. A peel technique for unconsolidated sediments. *J. Sed. Petrol.* 609-613.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.C., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., and Sigman D.M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.
- Jim C.Y., 1985. Impregnation of moist and dry unconsolidated clay samples using Spur resin for microstructural studies. *J. of Sedim. Petrol.* 55, 597-599.
- Kemp A.E.S., Dean J., Pearce R.B., and Pike J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Vol. 2: Physical and geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, pp. 7-22.
- Kemp A.E.S., 2003. Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 361, 1851-1870.

- Kuehl S.A., Nittrouer C.A., and DeMaster D.J., 1988. Microfabric study of fine-grained sediments: observations from the Amazon subaqueous delta. *J. Sedim. Petrol.* 58, 12-23.
- Lamoureux S.F., 1994. Embedding unfrozen lake sediments for thin-section preparation. *J. Paleolimnol.* 10, 141-146.
- Lamoureux S.F., 2001. Varve chronology techniques. In: Last, W. M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Vol. 1: Basin analysis, and chronological techniques.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, pp. 247-260.
- Lotter A.F., and Lemcke G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28, 243-252.
- Martin P., Litz P.E., and Huff W.D., 1979. A new technique for making thin-sections of clayey sediments. *J. Sedim. Petrol.* 49, 641-643.
- Merkt J., 1971. Zuverlässige auszählungen von jahresschichten in Seesedimenten mit hilfe von Grossdünnschliffen. *Arch. für Hydrobiol.* 69, 145-154.
- Moreland G.C., 1968. Preparation of polished thin-sections. *The American Mineralogist* 53, 2070-2074.
- Murphy C.P., 1986. *Thin-section preparation of soils and sediments.* AB Academic Publishers. Berkhamsted, Herts, United Kingdoms, 149 pp.
- Orlansky R., 1968. Method for making slides of fine-grained unconsolidated sediment and ooze. Reprinted from the *J. Sedim. Petrol.* for December 1968.
- Palle S.D., Chappard C., and Orsini J.B., 1985. Friable rock embedding in methyl methacrylate for thin-sectioning in geological preparations. *J. Micro.* 141, 193-198.
- Pike J., and Kemp A.E.S., 1996. Preparation and analysis techniques for studies of laminated sediments. In: Kemp, A.E.S. (Eds.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from laminated sediments.* Geol. Soc., Spec. Publ. 116, 37-48.
- Pusch R., 1999. Experience from preparation and investigation of clay microstructure. *Engin. Geol.* 54, 187-194.
- Renberg I., 1981. Improved methods for sampling, photographing, and varve-counting of varved lake sediments. *Boreas* 10, 255-258.
- Rindler V., Schwindke P., Heschel I., and Rau G., 1998. Technical description of a new low-temperature freeze-drying device. *Int. J. of Refrig.* 21, 535-541.
- Schimmelmann A., Lange C.B., and Berger W.H., 1990. Climatically controlled marker layers in Santa Barbara Basin Sediments, and fine-scale core-to-core correlation. *Limnol. Oceano.* 35, 165-173.
- Shannon J.P., and Lord C.W., 1967. Preservation of unconsolidated sediment cores in plastics. *J. of Sedim. Petrol.* 37, 1200-1203.
- Sturm M., and Matter A., 1972. The electro-osmotic guillotine, a new device for core curing. *J. of Sedim. Petrol.* 42, 987-989.
- Tanner P.A., and Leong L.S., 1995. The Effects of Different Drying Methods for Marine Sediment upon Moisture Content and Metal Determination. *Mar. Poll. Bull.* 31, 325-329.

Tiljander M., Ojala A., Saarinen T., and Snowball I., 2002. Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. *Quat. Inter.* 88, 5-12.

West I.M., 1966. A rapid method for thin-sectioning clays. *Sedimentology* 6, 339-341.

Zhai S., Taylor R., Sanches R., and Slater N.K.H., 2003. Measurement of lyophilisation primary drying rates by freeze-drying microscopy. *Chemical Engineering Science* 58, 2313-2323.



Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: An overview

Xavier Boës*, Nathalie Fagel

Clays and Paleoclimate Research Unit, Geology Department, University of Liege, Liege 4000, Belgium

Received 29 September 2004; received in revised form 19 April 2005; accepted 3 May 2005

Abstract

Annually laminated sediments can provide an absolute time scale (by varve counting) and a high-resolution palaeoclimate information (from varve thickness). Both types of information may be directly measured from sediment core surfaces. In this paper, we stress that varve counting and varve thickness measurements derived from fresh core surfaces could not systematically reveal the internal sedimentary structure, even if assisted by high resolution image analysis. We present an example of a homogeneous sediment core for which the varves were only observable after core impregnation and polishing steps. Because the impregnation methods are not yet standardized, the aim of this paper is to give an updated review of the methodology. In this review, we present the major critical points during impregnation steps. In particular, we focus on all of the post-treatment sediment disturbances that can alter the laminated micro-structure and, consequently, varve measurements. Finally, we propose a modified impregnation protocol, especially adapted for tracking varved intervals in long cores.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Laminated sediments; Polymerization; Thin-section; Varve dating; Palaeoclimate analysis

1. Introduction

High resolution palaeoclimatological data reconstructed from annually banded archives (e.g., tree rings, speleothems, corals, ice cores, varves) constitutes the basis for inter-comparison of past climate variability (e.g., Holivar programs: [Battarbee, 2003](#)). Of these approaches, the marine and lacustrine varved

cores sequences represent some of the highest-resolution materials useful for tracking short-term climate changes calibrated with absolute time scales (c.f., [Kemp, 2003](#)). Because such archives are wet and unconsolidated, counting the varves directly from the fresh core surface may underestimate the correct number of varve years ([Lotter and Lemcke, 1999](#)). One particularly attractive method consist of impregnating the sediment core with polymers in order to more easily prepare thin-sections ([Kemp et al., 2001](#)). This step is essential for being able to count each “varve year” (e.g., [Lamoureux, 2001](#)). Since the

* Corresponding author. Tel.: +32 4 366 2210; fax: +32 4 366 2202.

E-mail address: Xavier.boes@ulg.ac.be (X. Boës).

1960s, the evolution of impregnation methods has been strongly linked to the development of innovative technique (e.g., sampling devices, cryogenic and vacuum technologies, polymers, etc.). Originally, sediments were simply covered by resins, with impregnation assisted by gravity (Heezen and Johnson, 1962; West, 1966; Shannon and Lord, 1967; Moreland, 1968; Orlandy, 1968). Later, total impregnation techniques developed by pedologists for soil micromorphology (Altmüller, 1962) were adapted in order to emphasize the muddy material (Ashley, 1973). At the present there are still two embedding methods in existence, but they have not been standardized (Lotter and Lemcke, 1999). In this paper, we first review the available protocols for resin impregnation of varved sediments. We then propose a revised method that may be useful for tracking the internal sediment structure in long marine cores. The modified criteria are discussed in terms of efficiency for varve identification, especially in clayey material.

2. Review of the impregnation methods

Impregnation methods require three major steps, namely sampling, sediment dehydration, and polymerization. Descriptions of the protocols are presented in the accompanying literature review (Table 1). Note that this review does not include the sediment distur-

Table 1
Review of published methods for sediment core impregnation

Impregnation step	Literature protocol	References
Core cutting	Electro-osmotic core cutting	Schimmelmänn et al. (1990)
	Frozen core cutting	Lotter and Lemcke (1999)
	Sub-sampling boxes	Francus and Asikainen (2001)
Dehydration	Acetone in liquid phase	Conway (1982), Clark (1988)
	Acetone in vapor phase	Camuti and McGuire (1999)
	Freeze-drying	Pike and Kemp (1996)
Impregnation	Acetone–resin-exchange	Lamoureux (1994)
	Under vacuum	Lotter and Lemcke (1999)
Polymerization	Oven (20–40 °C)	Ashley (1973)

See text for explanations.

bances related to the different drilling systems (see Lamoureux, 2001).

2.1. Core sampling

Core sampling is an important part of this procedure because the cohesion of the muddy material must be maintained. Conventional sampling methods (i.e., syringes, spatulas, plastic bags) cannot be used because they are destructive. Published methods to collect undisturbed samples from the cores used overlapping aluminium foil boxes pushed down the working sections. The boxes are designed to accommodate the dimensions of thin-sections, or longer (e.g., 180 mm long × 20 mm wide × 7 mm deep; Francus and Asikainen, 2001). The sub-sampling boxes are easily extruded from the cores without damage to the sediment material by using a monofilament, a square of sheet metal (Lamoureux, 1994), or by using an electro-osmotic core cutting device (Chel'mik, 1967; Bouma, 1969; Sturm and Matter, 1972; Schimmelmänn et al., 1990; Francus and Asikainen, 2001; Kemp et al., 2001).

2.2. Dehydration techniques

Core material composed of fine clays with unstable physical properties cannot be air-dried in the same way as can sandy sediments. Conventional drying procedures (e.g., oven-drying) are responsible for shrinkage and distortion of the clay matrices (e.g., Tanner and Leong, 1995). One solution for preserving the sediment microfabric during the drying phase is to decrease the water content with successive solvent baths, e.g., by water/acetone removal (e.g., Pusch, 1999). The acetone exchange method may be done in liquid-phase (Conway, 1982) or vapor-phase (Camuti and McGuire, 1999). In the use of liquid phase exchange, sediment is soaked in a container with acetone. One sample requires eight consecutive acetone baths over a period of one week, while measuring the baths specific gravity in comparison with pure acetone (Clark, 1988). In the case of vapor phase methodology, sediment is placed under acetone vapors in a dry chamber for three weeks (Camuti and McGuire, 1999).

The other solution to the shrinkage problem is the lyophilization (freeze-drying) technique that evacuates the interstitial water by sublimation (Bouma, 1969;

Merkt, 1971; Crevello et al., 1981; Kuehl et al., 1988; Francus, 1998; Kemp et al., 2001). First, the liquid phase is converted into a solid phase (i.e., ice). The sediment is floated over liquid nitrogen at -196°C by using, for example, styrofoam plates (Lotter and Lemcke, 1999). Second, the ice is sublimated in a freeze-dryer chamber at a pressure level below the triple point. The produced H_2O vapors are trapped into a condenser until the end of the drying cycle (12–24 h).

2.3. Saturation with polymers

Two standards protocols exist for this important step. The first method is applied on acetone dried material, in which the sediment is impregnated by acetone–resin-exchange (Clark, 1988). The acetone is progressively exchanged for a low viscosity polymer (Lamoureux, 1994; see also the appendix in Dean et al., 1999). Polymer resin penetrates by capillary action into the sediment in several stages (i.e., 25%, 50%, 75%, and 100% of resin–acetone concentration) to avoid osmotic shock (Jim, 1985).

The second method may be applied on acetone or freeze-dried sediments. The sediments are impregnated under vacuum to avoid bubbles. The samples are placed within a solvent resistant mould in a vacuum chamber in order to be progressively saturated with polymers (e.g., resin added in four steps). The sediment is impregnated under vacuum conditions (e.g., 800 mbar, Camuti and McGuire, 1999). Pumping and venting cycles may be used to achieve the desired saturation (Tiljander et al., 2002).

2.4. Polymers

Numerous impregnation substances have been used by laboratories specializing in the preparation of unconsolidated material. For example, Carbox (Renberg, 1981), Vestopal H (Altmüller, 1962; Ashley, 1973), methyl methacrylate (Palle et al., 1985; Murphy, 1986; Pusch, 1999), Crystic (Conway, 1982), and LR hard white resin (Ferro and Roots, 1989) have all been employed. The standard resins most used for sediment impregnation are Epoxy products (Martin et al., 1979; Crevello et al., 1981; Jim, 1985; Clark, 1988; Lamoureux, 1994; Francus, 1998; Kemp et al., 2001).

3. Revised method

We use long plastic U-channels (100 cm length \times 5 cm wide \times 1.5 cm deep) to extract a one meter core sequence at one time (Fig. 1). The U-channels are slowly pushed down the mud by hand and are then extruded with a monofilament. The cores are inclined 90° to facilitate the extrusion. The samples are immediately frozen in a deep-freeze with the initial water content. Once the interstitial water is frozen (after few hours), the sediments may be sectioned without risk of collapse. The samples are dried by the lyophilization (freeze-drying) methods proposed previously by Pike and Kemp (1996) or Francus (1998), but with a modified sublimation rate. Lyophilization cycles consist of three phases: (1) freezing, (2) primary drying, and (3) secondary drying. (Phase 1) U-channel are frozen in a deep-freeze at a temperature between -80 to -20°C only, depending on the freeze dryer aptitude (see discussion paragraph) and water content (high-water content samples must be frozen quickly). (Phase 2) The interstitial ice is sublimated according to the vapor pressure above ice, as depicted in Fig. 2. For example, for a sample frozen at -40°C , the vapor pressure above ice is 10^{-1} mbar. (Phase 3) During the secondary drying, water sublimates and sample temperature decreases. To compensate for the loss of energy, the heat supply is increased proportionally. After 12 to 24 h the sample is dried (sublimation rate is controlled from an ice-track). Because freeze-dried clayey sediments are soft and sensitive to air-humidity, we always treat them without delay for consolidation by impregnation. The samples are placed into a vacuum chamber within a solvent-resistant mould. We use a vacuum apparatus similar to that used for the drying step, i.e., a vacuum chamber equipped with a rotary pump ($5\text{ m}^3 \times \text{h}^{-1}$), and a condenser to trap the organic vapors (polymers and acetone), that may destroy the pump (Fig. 1). The vacuum level is applied according to sediment textures: a low vacuum level close to atmospheric pressure is used for the dense clays, whereas up to 700 mbar pressure is used for the coarser textures (empirically determined, see discussion section). The sediments are saturated with low-cost resins like Norsodyne S 2010 V (supplier: Cray Valley) or TRA (supplier: Finres group) polymers under vacuum. We mix TRA or Norsodyne with 0.2% of catalyst

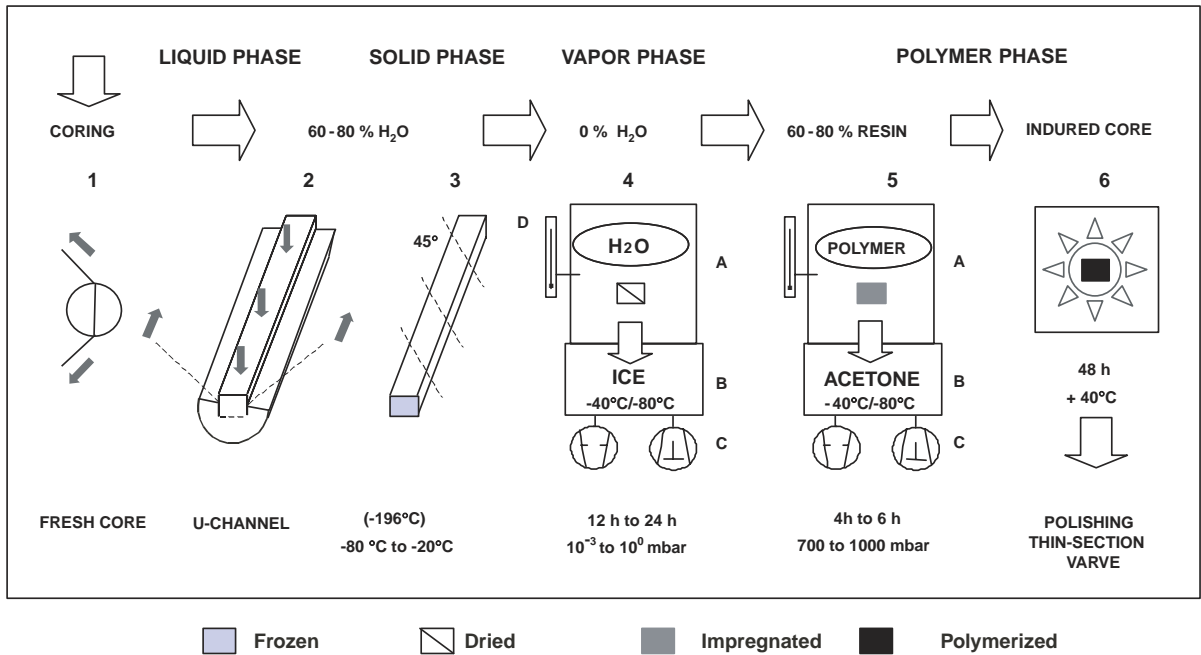


Fig. 1. Sediment pre-treatments for core polishing step. The numbers correspond to the different preparation step: sampling (1–2), dehydration (3), impregnation (5), and polymerization (6). 1 and 2: Core cutting with a fisher wire and sampling with a U-channel (100 cm). 3: Freezing within a deep-freezer at selected temperature. 4: Ice sublimation in a dry chamber, H₂O vapor is trapped into a condenser. 5: Dried sample saturated with resin under vacuum, acetone is trapped into a condenser. 6: Polymerization in a dry-oven at 40 °C. A: Vacuum chamber equipped with a manometer; B: Condenser at –50 °C; C: cooler and rotary van vacuum pump (5 m³ × h⁻¹); D: Thermic probe. For long sediment core preparation, note large size chambers will avoid time-consuming sub-sampling.

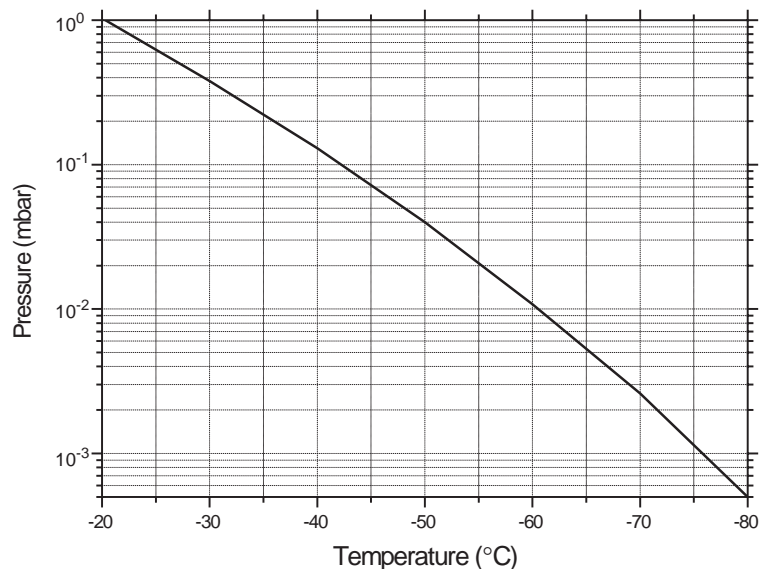


Fig. 2. Diagram for determination of the vapor pressure above ice to adjust the drying chamber. Note that the pressure level should be selected as high as possible, but not higher than the pressure corresponding to ice temperature.

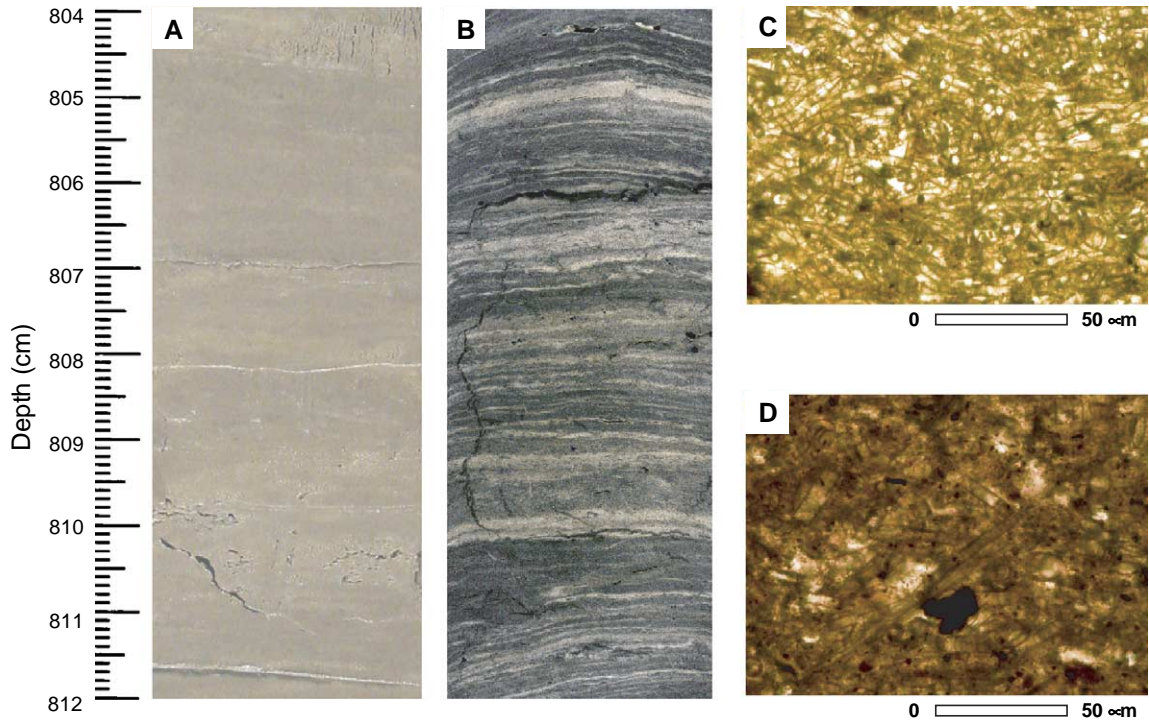


Fig. 3. Core scan of biogenic lacustrine sediments (Lago Puyehue, Late Glacial, (PUII station at 804–812 cm, Chili, 40° S). The pictures on the left show different quality of sedimentary resolution according to cut surface of the core before (A), and after (B) the pre-treatment by polymerization. Macroscopically the sediment does not present apparent seasonal laminations. The enlarged pictures on the right are thin-section images of typical seasonal doublets formed by : a light diatom-rich layer (C), and a dark layer enriched with fine-grained organic material. It would have not be possible to apply varve-counting methods directly from the fresh core.

(Interox), 0.1% of accelerator (Octoate Cobalt 49), and less than 10% diluents (acetone). The polymer is progressively added in four steps (after 30 min and successively at 1, 2 and 4 h), as the resin rises drop by drop from the bottom to the top. During the polymerization, the temperature increases and the polymerization rate decreases. The saturated samples may be placed in a dry-oven at 40 °C to for compensate the energy lost and to accelerate the polymerization rate. The accuracy of the varve measurements is improved if the treatment is performed on fresh core samples, i.e., having an initial water content.

4. Discussion

The revised method described herein has been employed on lacustrine clayey sediments sampled from Southern Chile (OSTC-ENSO-Chile project)

and from Lake Baikal (CONTINENT project) sediments. The method, when applied on sediments assumed homogeneous at a macroscopic scale, revealed internal finely laminated structure (see Figs. 3 and 4). The varved sections from the Chilean lake were determined only after the total impregnation/ polishing of the core length (Fig. 3). The thin layers in Lake Baikal sediments were only evident after thin-section preparation (Fig. 4). In the discussion below, we explain our impregnation strategies.

4.1. The U-channel sampling strategy

The sub-sampling of a varved sequence is the most difficult step to perform; and it may cause irreversible deformation of the material. One disadvantage of the sub-sampling box method is the large number of sediment transfers and hand manipulations, which increase risk of collapse. In addition,

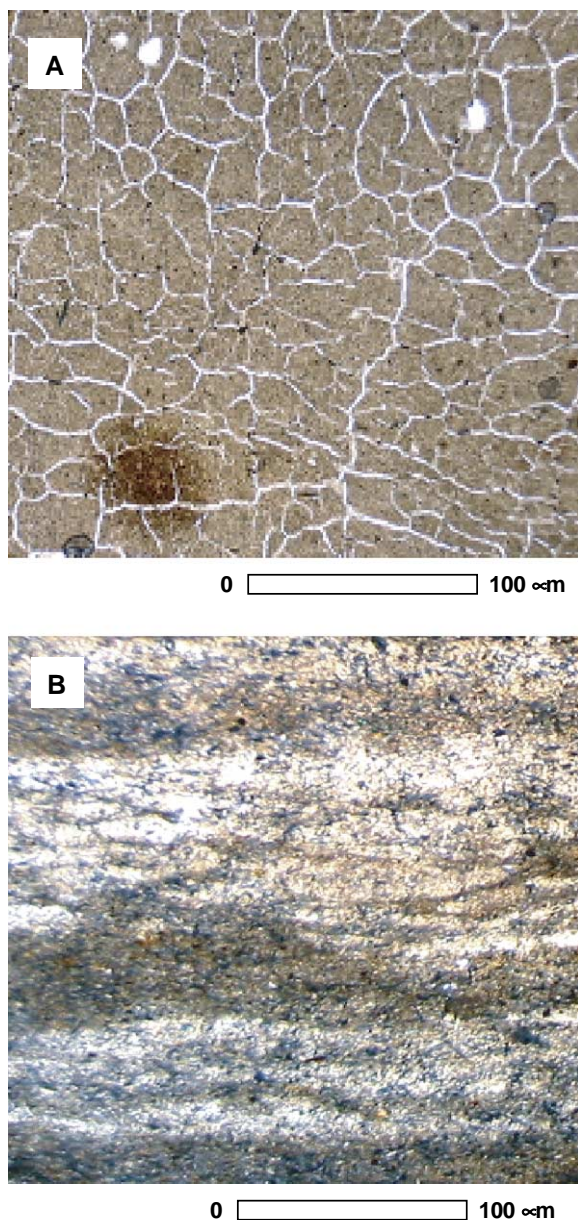


Fig. 4. Optical microscope pictures taken from Lake Baikal thin-section of clayey material. (A) Note the local effect of liquid nitrogen shock on the micro-structure, (B) thin laminations tracks are observed from a thin-section prepared with the revised protocol. A: VER-98-1-3, Academician Ridge (290 cm depth); B: CON01-603-5, Continent Ridge (29 cm depth).

the preparation of sub-sampling boxes is a time-consuming and a fastidious operation for long cores that increases the risk of air-drying/oxidation

of the core surface (i.e., varve alteration). The U-channel, similar to those used for paleomagnetic studies, allows the sampling of a one meter core section at once, reducing the total number of sediment transfers and hence reducing the chances of disrupting the primary sediment fabric within the cores. Once frozen, the hardened sediment may be continuously sub-sectioned per 45° edge if necessary (Fig. 1). Smaller U-channels should be used inside a small gravity corer, or sediment can be taken within the plastic corer without sub-sampling.

4.2. Selection of the dehydration technique

The use of acetone methods in organic-rich sediments may modify the volume of the samples by extraction of the soluble organics. For the preparation of long cores, the acetone methods are time-consuming (several weeks), and they require a large volume of volatile, noxious and inflammable solvent. For example, four hundred liters of acetone are necessary for a 10 m long core in liquid phase, requiring adapted laboratories with powerful extraction hoods. In liquid phase the acetone may cause sediment collapse. In contrast, the lyophilization method is rapid and safe (no particular safety precautions). The sediment is dried without dissolution risk of organic phase, and without liquid phase, as the water content is frozen and then sublimated.

4.3. Selection of the freezing technique

With standard techniques, the water content is quickly frozen at low temperature in liquid nitrogen (−196 °C). The quick decrease of the temperature allows for the growth of small cubic ice in the sediment structure, rather than larger hexagonal ice crystals (Francus, 1998). However, we retain two problems with this technique: (1) liquid nitrogen shock, and (2) sublimation at very low temperatures. (1) The shock produced by liquid nitrogen may involve development of microscopic cracks over the sediment matrix that partly erase the laminated micro-structure (Fig. 4A). Although the “shock freeze-drying” method in liquid nitrogen is a rapid procedure, we do not recommend its use as it is a dangerous product to manipulate (e.g., anoxia risk). (2) During lyophilization, the temperature has to be kept constant

over the primary drying phase in the freeze-dryer chamber (e.g., [Zhai et al., 2003](#)). However, the temperature of the condensers (-40 to -80 °C) is higher than -196 °C, thereby leading to a re-crystallization.

4.4. Temperature and freeze dryer performances

The highest frozen temperature is determined according to the collapse/eutectic point, e.g., -22 °C in salt water. Lowest temperature is determined according to the condenser and vacuum equipment performances (e.g., [Beckett, 1951](#)). The temperature of the condenser determines the constant temperature in the chamber (e.g., -50 °C with Lyovac GT3). The pump rate determines the ultimate sublimation pressure above ice that may be reached (e.g., 10^{-2} mbar with Lyovac GT3). The deepest vacuum level attained by most of the available freeze-dryers chambers is no more than 10^{-3} mbar. This limit corresponds to the highest pump efficiency and pressure resistance of the chamber. For instance, the maximum pressure above ice for sublimation at -196 °C (cubic ice) is $2.2 \cdot 10^{-24}$ mbar, which is an unrealistic high vacuum unattainable with existing equipment. At present, the

optimum of sublimation rate is obtainable only for temperatures between -20 to -80 °C (i.e., above the cubic ice phase — see [Fig. 5](#)). Freeze drying devices with liquid nitrogen used in the condenser for trapping moisture may be used for lyophilization at very low temperature ([Rindler et al., 1998](#)), but vacuum chamber aptitude still controls the ultimate sublimation pressure. A 10^{-3} mbar freeze dryer performance corresponds to ice at -80 °C.

4.5. Vacuum conditions for the impregnation

The impregnation step has to be performed under strictly controlled pressure conditions. Based on our experiments, the pressures to apply vary according to the sediment textures, and mainly porosity ([Fig. 6](#)):

- for clayey texture, a pressure level close to atmospheric conditions is sufficient;
- for coarser material, the pressure level has to be increased up to 700 mbar.

For dense clayey structures, atmospheric pressure allows for satisfactory impregnation to be performed.

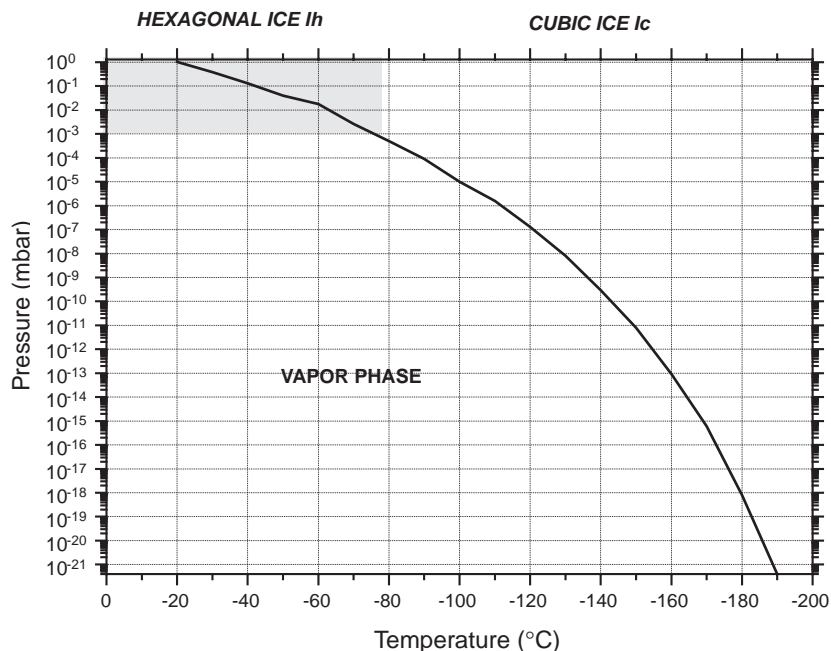


Fig. 5. Sublimation curve for low ice temperatures. The shadowed area represents the vapor pressure above ice that may be attained in the freeze dryer chambers available at present.

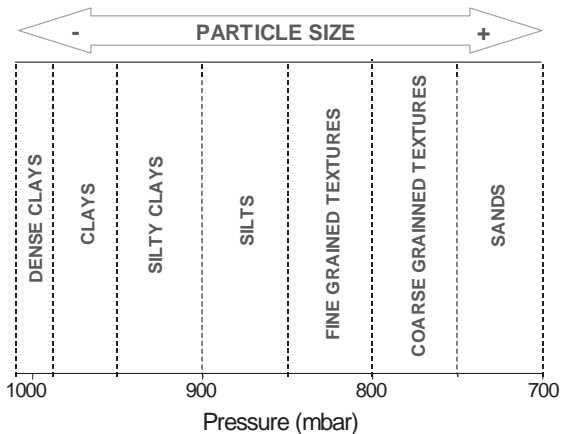


Fig. 6. Diagram for determination of the vacuum level to apply according to the different sediment textures. Note that the limits are determined from a 700 mbar boiling point of the acetone–resin mixture.

The sediment is saturated only by capillarity, but the polymer must be low viscosity (Lamoureux, 1994). A lower pressure will produce a faster resin flux that could damage the sediment fine texture, due to the low porosity. For silts and fine grained materials, the vacuum level has to be lower than 1013 mbar. Indeed, the vacuum level must produce a slow flux of resin able to saturate the higher sediment porosity. Coarser material requires the highest vacuum levels, as the resin flux must fill the largest pores.

The rate of the resin flux may be visually controlled and is based on the boiling point of the resin mixture under vacuum conditions. The pressure level should not exceed the boiling point otherwise bubbles will destroy the matrix (i.e., the resin flux is too high for the pore dimensions). Note that the boiling point varies according to the acetone–resin ratio in the mixture, and also to temperature–pressure conditions in the chamber. For resin mixed with 10% acetone at 15 °C, we empirically observed that the boiling point is reached at around 700 mbar (Fig. 6).

4.6. Polymer mixtures

One of the most widely used Epoxy resins is probably Spurr, which is actually one of the most available fluid resins for the saturation of dense clayey material (Lamoureux, 1994; Pike and Kemp, 1996; Kemp et al., 2001). For the preparation of the polymer

mixture, the most crucial step is the catalyst/accelerator ratio adjustment. A high catalyst/accelerator percentage ratio results in a fast rate of polymerization, and a bad quality impregnation (see also Ashley, 1973). Moreover, increasing acetone diluents above 10% result in cracks due to solvent evaporation after polymerization is over (note that styrene monomers as diluents should be avoided due to cancer risk for the operator). Increased temperature above 40 °C leads to fast polymerization rate and involves cracks (see also Ashley, 1973).

5. Conclusions

Sediment impregnation is the first step necessary for investigating laminations in cored sediments. This paper provides an outline of the different procedures in order to prepare continuous polished cores sections. For each step, we emphasize minimizing post-treatment sediment disturbances. Here are the main comments:

- (1) The sampling of long sections at once (one meter U-channels) reduces the risk of disturbances.
- (2) Frozen samples may be cut without risk of collapse.
- (3) The dehydration step is the most important step for lamination thickness preservation. Acetone gives good results but necessitates hundreds liters of acetone for long cores, and use of acetone is dangerous (noxious, inflammable). Moreover, acetone also dissolves the organic material (core shrinkage). The sublimation method is a fast method that should be adjusted according to actual equipment performances (i.e., condenser temperature, pump rate). The freezing step at low temperatures requires unrealistic vacuum conditions for sublimation. Even if LN₂ is used in the condenser for trapping moisture, the maximum vacuum chamber aptitude is 10⁻³ mbar, which correspond to ice at -80 °C.
- (4) The frizzling step should be done according to condenser temperature, which controls the temperature in the chamber.
- (5) For the impregnation step, the vacuum level has to be adjusted according to sediment texture. We

note the vacuum conditions increase with increasing particle size and porosity. Dense clayey material may be impregnated at ambient condition, whereas coarser sediments require deeper vacuum.

- (6) Finally, thin-sections are prepared with standard protocols such as those used for rock samples. We prefer large thin-sections (140 × 65 mm) that allow a better visual control of lateral variations of the laminated sediments.

Acknowledgments

X.B. thanks G. Stoops and R. Nijs (RUG) for their introduction to embedding sediment procedures. This research was supported by ULg for laboratory installation, EU CONTINENT project (EVK2-2000-00057-coordinator, H. Oberhänsli) and OSTC ENSO-Chile (EV12-10B-coordinator, M. De Batist). Material shown in the paper was collected during an EU-CONTINENT cruise in Lake Baikal in 2001, and in Lago Puyehue (South Chile) in 2002. We thank both coring teams involved in this research. We particularly thank A. Monjoie for providing lyophilizer equipment, F. Boulvain, for facilities in the petrographic laboratory, J.P. Culus, F. Noebert, and J.M. Speetjens for technical support (ULg), and P. Breuer for images acquisition. Thanks are due to A. Mackay, P. Francus and anonymous reviewers that improved an earlier version of the manuscript, and F. Köning for helpful comments. X.B. is supported by a Ph-D FNRS-FRIA grant.

References

- Altmüller, H.J., 1962. Verbesserung der Einbettungs- und Schleiftechnik bei der Herstellung von Bodendünnschliffen mit Vestopal. In: Altmüller, H.J., Frees, H. (Eds.), *Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens*. Verlag Chemie GmbH, Weinheim/Bergstr., pp. 230–243.
- Ashley, G.M., 1973. Impregnation of fine-sediments with a polyester resin: a modification of Altmüller's method. *J. Sediment. Petrol.* 43, 298–301.
- Battarbee, R.W., 2003. HOLIVAR (Holocene climate variability). *Pages Newsletter* 11, 4–5.
- Beckett, L.G., 1951. Freeze drying–vacuum sublimation. *J. Sci. Instrum.* 28, 66–68.
- Bouma, A.H., 1969. *Method for the Study of Sedimentary Structures*. Wiley and Sons, New York.
- Camuti, K.S., McGuire, P.T., 1999. Preparation of polished thin-sections from poorly consolidated regolith and sediment materials. *Sediment. Geol.* 128, 171–178.
- Chelmik, F.B., 1967. Electro-osmotic core cutting. *Mar. Geol.* 5, 321–325.
- Clark, J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition and sampling. *Quat. Res.* 30, 67–80.
- Conway, J.S., 1982. A simplified method for impregnation of soils and similar clay-rich sediments. *J. Sediment. Petrol.* 52, 650–651.
- Crevello, P.D., Rine, J.M., Lanesky, D.E., 1981. A method for impregnating unconsolidated cores and slabs of calcareous and terrigenous mud. *J. Sediment. Petrol.* 51, 658–660.
- Dean, J.M., Kemp, A.E.S., Bull, D., Pike, J., Petterson, G., Zolitschka, B., 1999. Taking varves to bits. *J. Paleolimnol.* 22, 121–136.
- Ferrow, E., Roots, W., 1989. A preparation technique for TEM specimens, application to synthetic Mg-chlorite. *Eur. J. Mineral.* 1, 815–819.
- Francus, P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin-sections of soft clastic sediments. *Sediment. Geol.* 121, 289–298.
- Francus, P., Asikainen, C.A., 2001. Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *J. Paleolimnol.* 26, 323–326.
- Heezen, B.C., Johnson, G.L., 1962. A peel technique for unconsolidated sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 609–613.
- Jim, C.Y., 1985. Impregnation of moist and dry unconsolidated clay samples using Spur resin for microstructural studies. *J. Sediment. Petrol.* 55, 597–599.
- Kemp, A.E.S., 2003. Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 361, 1851–1870.
- Kemp, A.E.S., Dean, J., Pearce, R.B., Pike, J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Physical and Geochemical Methods*, vol. 2. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 7–22.
- Kuehl, S.A., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1988. Microfabric study of fine-grained sediments: observations from the Amazon subaqueous delta. *J. Sediment. Petrol.* 58, 12–23.
- Lamoureux, S.F., 1994. Embedding unfrozen lake sediments for thin-section preparation. *J. Paleolimnol.* 10, 141–146.
- Lamoureux, S.F., 2001. Varve chronology techniques. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Basin Analysis, and Chronological Techniques*, vol. 1. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 247–260.
- Lotter, A.F., Lemcke, G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas.* 28, 243–252.
- Martin, P., Litz, P.E., Huff, W.D., 1979. A new technique for making thin-sections of clayey sediments. *J. Sediment. Petrol.* 49, 641–643.

- Merkt, J., 1971. Zuverlässige auszählungen von jahresschichten in Seesedimenten mit hilfe von Gross-dünnschliffen. *Arch. Für Hydrobiol.* 69, 145–154.
- Moreland, G.C., 1968. Preparation of polished thin-sections. *Am. Mineral.* 53, 2070–2074.
- Murphy, C.P., 1986. Thin-section preparation of soils and sediments. AB Academic Publishers, Berkhamsted, Herts, United Kingdoms.
- Orlansky, R., 1968. Method for making slides of fine-grained unconsolidated sediment and ooze (Reprinted from the *J. Sedim. Petrol.* for December, 1968).
- Palle, S.D., Chappard, C., Orsini, J.B., 1985. Friable rock embedding in methyl methacrylate for thin-sectioning in geological preparations. *J. Microbiol.* 141, 193–198.
- Pike, J., Kemp, A.E.S., 1996. Preparation and analysis techniques for studies of laminated sediments. In: Kemp, A.E.S. (Ed.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 116, pp. 37–48.
- Pusch, R., 1999. Experience from preparation and investigation of clay microstructure. *Eng. Geol.* 54, 187–194.
- Renberg, I., 1981. Improved methods for sampling, photographing, and varve-counting of varved lake sediments. *Boreas*. 10, 255–258.
- Rindler, V., Schwindke, P., Heschel, I., Rau, G., 1998. Technical description of a new low-temperature freeze-drying device-description technique (d'un nouveau materiel de lyophilisation a basse temperature). *Int. J. Refrig.* 21, 535–541.
- Schimmelmann, A., Lange, C.B., Berger, W.H., 1990. Climatally controlled marker layers in Santa Barbara basin sediments, and fine-scale core-to-core correlation. *Limnol. Oceanogr.* 35, 165–173.
- Shannon, J.P., Lord, C.W., 1967. Preservation of unconsolidated sediment cores in plastics. *J. Sediment. Petrol.* 37, 1200–1203.
- Sturm, M., Matter, A., 1972. The electro-osmotic guillotine, a new device for core curing. *J. Sediment. Petrol.* 42, 987–989.
- Tanner, P.A., Leong, L.S., 1995. The effects of different drying methods for marine sediment upon moisture content and metal determination. *Mar. Pollut. Bull.* 31, 325–329.
- Tiljander, M., Ojala, A., Saarinen, T., Snowball, I., 2002. Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. *Quat. Int.* 88, 5–12.
- West, I.M., 1966. A rapid method for thin-sectioning clays. *Sedimentology* 6, 339–341.
- Zhai, S., Taylor, R., Sanches, R., Slater, N.K.H., 2003. Measurement of lyophilisation primary drying rates by freeze-drying microscopy. *Chem. Eng. Sci.* 58, 2313–2323.

CHAPITRE 3 – La variabilité du climat en Eurasie (Lac Baïkal) depuis la dernière glaciation (Terminaison I)

1. Introduction

Les sédiments des lacs situés aux latitudes tempérées renferment des informations essentielles à la modélisation de l'évolution du climat (chapitre 1). A ce titre, le Lac Baïkal (52°N, 104°E - Fig. 4.1) constitue une archive climatique remarquable en Eurasie. Son remplissage sédimentaire est caractérisé par l'alternance de couches enrichies en silice biogénique (diatomées) et de particules argileuses et silteuses (BDP Members, 1997). La succession des niveaux de diatomées et d'argiles reflète globalement les fluctuations glaciaires et interglaciaires en Sibérie (Khotinsky, 1984, 1989). Les sédiments glaciaires sont appauvris en diatomées, tandis que les sédiments interglaciaires sont enrichis en diatomées (Bezrukova *et al.*, 1991 ; Qiu *et al.*, 1993 ; Granina *et al.*, 1993 ; Williams and Jenkins, 1993 ; Bradbury *et al.*, 1994 ; Carter and Colman, 1994 ; Karabanov *et al.*, 1999 ; Rioual and Mackay, 2005). Par conséquent, les diatomées déposées pendant les périodes chaudes et humides constituent des marqueurs sédimentologiques et climatiques de première importance (Müller *et al.*, 2005).

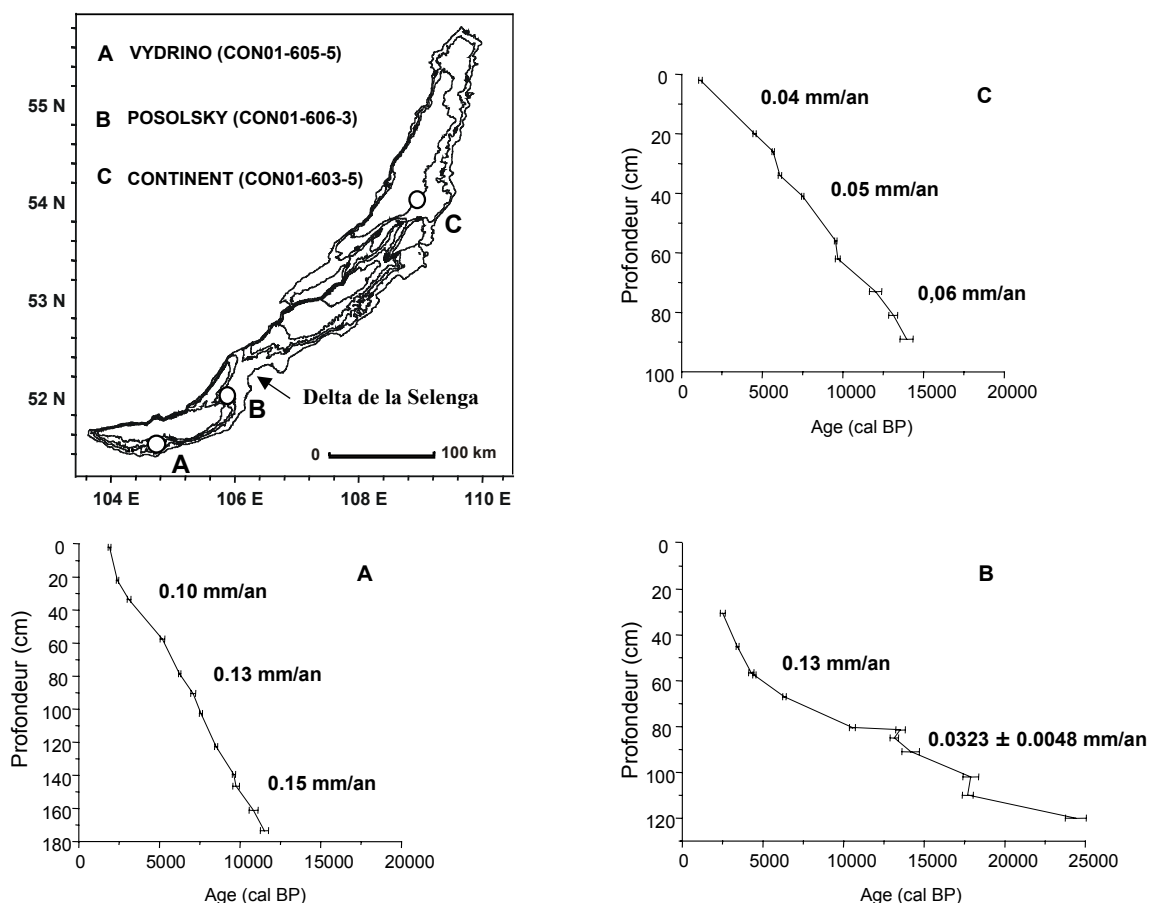


Figure - 4.1. Carte bathymétrique (source : INTAS 99-1669) du Lac Baïkal (52°56'N, 104°110'E) et la localisation des sites de carottage sélectionnés dans le cadre du projet EU-CONTINENT en 2001. Pour chaque site, un modèle d'âge calibré est construit à partir de dates AMS ^{14}C . Les datations ont été effectuées sur du matériel pollinique (Piotrowska *et al.*, 2004). Les valeurs à droite des courbes indiquent les taux de sédimentation moyens calculés pour les derniers 25 ka.

Avant d’être définitivement piégées dans les sédiments lacustres, les diatomées (silice biogénique) présentent une productivité évoluant en fonction des saisons. Cette variation de la productivité saisonnière du phytoplancton peut être observée par l’analyse d’images satellite (Heim *et al.*, 2005). Bien que la productivité du phytoplancton soit saisonnière, il existe un temps de réponse entre la période de vie des diatomées et leur sédimentation. Ce temps de réponse dépend de la vitesse des échanges verticaux entre les eaux de surface ou épilimnion (~250 m) et les eaux profondes ou hypolimnion. Les nutriments, dont dépend la productivité des diatomées, sont concentrés dans la tranche d’eau superficielle. Ils sont recyclés environ quatre fois avant d’atteindre la base de la colonne d’eau (Weiss *et al.*, 1991). En raison de la profondeur exceptionnelle du lac Baïkal (1,6 km dans le bassin central), les eaux profondes sont renouvelées approximativement tous les huit ans seulement (Weiss *et al.*, 1991).

Dans le cas du Lac Baïkal, la résolution du signal sédimentaire est limitée par l’absence de lamines saisonnières. Néanmoins, des cycles périodiques de la productivité et de la sédimentation dans le lac existent. En effet, Müller *et al.* (2005) observent une augmentation saisonnière d’une espèce de diatomée, *Aulacoseira baikalensis*, dans le bassin Sud du lac. Celle-ci augmente de 50 % le transfert de la silice biogénique de l’épilimnion vers l’hypolimnion (Müller *et al.*, 2005). L’espèce *Melosira* produit quant à elle une augmentation de la sédimentation de la silice biogénique tous les trois à cinq ans (Müller *et al.*, 2005).

Dans ce contexte, l’étude des cycles climatiques enregistrés à partir des sédiments du Lac Baïkal exige des méthodes à haute résolution. Les taux de sédimentation annuels étant très faibles, entre 0,05 et 0,15 mm/an dans le bassin Sud et entre 0,04 et 0,06 mm/an dans le bassin Nord, il est nécessaire de développer des méthodes d’analyse à haute résolution (Fig. 4.1). Il est en effet difficile, voire impossible, de détecter les variations interannuelles de la silice biogénique avec les méthodes sédimentologiques standards, (Fig. 4.2).

MESURES/ECHANTILLONNAGES	RESOLUTIONS
10 cm (GR, MI, PO, DI, SM)	~2500 à ~ 700 années
1 cm (GR, MI, PO, DI, SM)	~ 250 à ~ 70 années
5 mm (SM)	~ 125 à ~ 35 années
1 mm (XRF)	~ 25 à ~ 7 années
90 µm (CCD)	~ 2 années
20 µm (GS, lames minces)	annuelle

(Taux de sédimentation de 0,04 à 0,15 mm/an)

Figure - 4.2. Tableau comparatif de la résolution temporelle obtenue avec les principaux pas de mesure et d’échantillonnage adaptés aux sédiments du Lac Baïkal. GR = granulométrie ; MI = minéralogie ; PO = pollens ; DI = diatomées ; SM = susceptibilité magnétique, XRF = X-ray fluorescence, CCD = camera CCD (charge couplée), GS = densité des niveaux de gris (grey-scale).

Ce chapitre étudie les cycles sédimentaires de la Terminaison I (la transition entre le Pléistocène et l'Holocène) à haute résolution. Les cycles de la silice biogénique piégée dans les sédiments sont détectés par trois méthodes complémentaires : la susceptibilité magnétique (SM), les niveaux de gris ou GS (pour grey-scale) et les lames minces. Les lames minces permettent de mieux décrire (qualitativement) les variations lithologiques mesurées par la SM et le GS.

2. Matériel

Trois carottes de 60 à 100 cm de long (type " short cores ") et trois carottes de 200-400 cm de long (type " kasten cores ") sont analysées (Fig. 4.3). Celles-ci ont été prélevées par gravité dans des sites présélectionnés par une prospection sismique en 2001 (projet EU-CONTINENT). Les stations de carottage choisies correspondent à des plateaux sub-lacustres isolés, mieux protégés des courants de turbidité (Charlet *et al.*, 2005). Dans le bassin Sud, le site Vydrino (51°58'N-104°85'E, ~630 m) se situe sur un épaulement de ride et le site Posolsky (52°08'N-105°86'E, ~130 m) sur un banc sous-lacustre. Dans le bassin Nord, la station Continent (53°95'N-108°91'E, ~380 m) est positionnée sur une ride (Fig. 4.1).

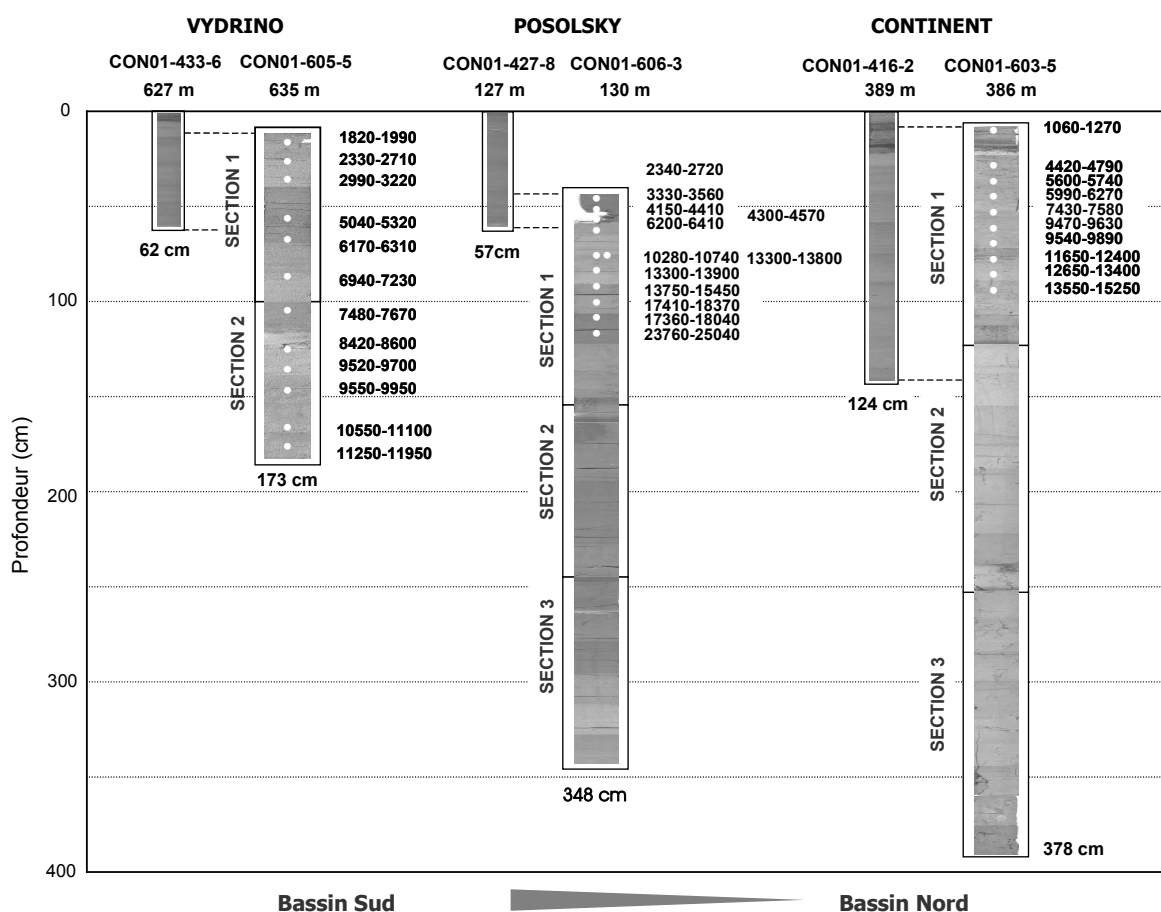


Figure - 4.3. Relevés lithologiques composites des carottes courtes et des carottes longues de type « kasten » (projet EU-CONTINENT). Les trois sites ont été présélectionnés par une prospection sismique en 2001 (Charlet *et al.*, 2005). Les relevés composites sont des compilations d'images digitales en noir et blanc. Les teintes de gris clair correspondent aux dépôts enrichis en diatomées ; les dépôts plus sombres correspondent aux sédiments argileux. Les niveaux foncés dans les premiers centimètres des carottes correspondent à la couche oxydée observée à l'interface eau-sédiment. Les cadres matérialisent les différentes sections de carottes prélevées avec des tubes en U ou « U-channels ». Le sommet des carottes longues est corrélé avec les carottes courtes à l'aide de la susceptibilité magnétique. Les ronds blancs indiquent la position des échantillons prélevés pour la datation par la méthode du radiocarbone. Les âges AMS ¹⁴C sont exprimés en années calibrées BP (avant 1950).

Dans les carottes courtes, une couche oxydée souligne systématiquement l'interface eau-sédiment (Fig. 4.3). Cette dernière se compose d'argile mélangée à des oxydes de fer. Dans la partie sommitale des carottes longues, la couche oxydée n'est pas systématiquement présente. Pour permettre de corriger l'épaisseur de la couche oxydée perdue dans les carottes longues, celles-ci ont été corrélées aux carottes de surface à l'aide de la susceptibilité magnétique.

Pour chaque carotte longue, un modèle d'âge est construit à partir de dates ^{14}C AMS (Accelerator Mass Spectrometer) calibrées (Fig. 4.3 - Piotrowska *et al.*, 2004). Les carottes longues couvrent ~12 ka (Vydrino), ~70 ka (Posolsky) et ~60 ka (Continent). L'âge des dépôts à la base de chaque carotte est extrapolé à partir des taux de sédimentation calculés par régression linéaire. Les âges sont également contraints par la susceptibilité magnétique (cette étude) et par le paléomagnétisme (Demory *et al.*, 2005). D'après les taux de sédimentation calculés sur les carottes longues, les carottes courtes à Vydrino (CON01-433-6) et Posolsky (CON01-427-8) couvrent approximativement 4 ka. La carotte courte du site Continent (CON01-416-12) couvre quant à elle environ 16,5 ka.

3. Méthodes

3.1. Lames minces

Les carottes courtes ont été ouvertes à l'Université de Liège, tandis que les carottes longues (de type kasten) ont été ouvertes au GeoForschungsZentrum (GFZ, Potsdam). Pour pouvoir fabriquer des lames minces à partir des sédiments des carottes, ceux-ci doivent être préalablement imprégnés (cf. chapitre 2). Les carottes courtes sont imprégnées directement dans le tube plastique du carottier UWITEC (<http://www.uwitec.at/>). Les carottes longues sont quant à elles échantillonnées de manière continue avec des tubes en U ou « U-channels » d'un mètre de long (Fig. 4.4). Les sédiments sont ensuite stockés dans un congélateur afin d'être solidifiés. Enfin, les sédiments congelés sont lyophilisés et imprégnés avec des polymères.

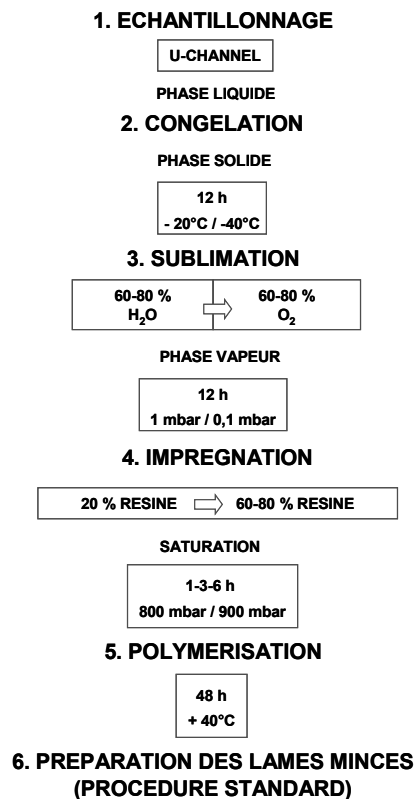


Figure - 4.4. Etapes opératoires préalables à la préparation des lames minces. Les numéros correspondent aux différentes étapes opératoires (Pike and Kemp, 1996 ; Francus, 1998 ; Boës and Fagel, 2005).

3.2. Susceptibilité magnétique et niveaux de gris (grey-scale)

Susceptibilité magnétique

La Susceptibilité Magnétique ou SM est mesurée à l'aide d'un senseur Bartington équipé d'une sonde de type MS2E « point sensor » (<http://www.bartington.com/>). Ce type de sonde permet de prendre des mesures très rapprochées le long des carottes (5 mm). La SM est mesurée à partir de la surface des carottes courtes et sur la surface des U-channels utilisés pour la confection des lames minces dans les carottes longues. L'interprétation des mesures de la SM est ensuite établie en fonction des observations qualitatives en lames minces. La SM présente généralement des valeurs élevées dans les dépôts argileux et terrigènes et des valeurs basses dans les sédiments enrichis en silice biogénique (Colman *et al.*, 1999).

Niveaux de gris (grey-scale)

Les mesures de GS sont effectuées d'après les méthodes mises au point par Schaaf and Thurow (1994) et Nederbragt and Thurow (2001). Le GS est mesuré à partir d'images digitales de lames minces sous format TIFF. Ce format permet de capter le maximum de nuances de densité de gris dans les intervalles laminés observés en lames minces (Fig. 4.5). Les lames sont digitalisées séparément à l'aide d'un scanner à négatifs. Ce type de scanner offre une résolution plus élevée qu'une caméra CCD (Fig. 4.2). L'acquisition du GS se fait sur des images 8-bits en niveaux de gris (0 = noir ; 256 = blanc) avec le logiciel *ImageJ* (Rasband W.S., ImageJ, National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997-2004).

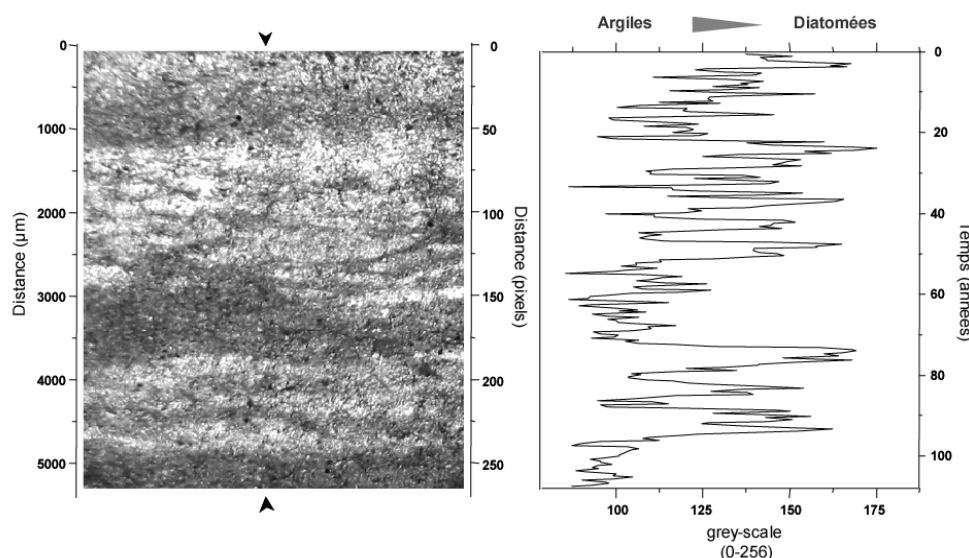


Figure – 4.5. Image digitale de sédiments laminés du Lac Baïkal (station Continent, CON01-603-5) et mesures des niveaux de gris (grey-scale) correspondantes (à 30 cm de profondeur). Distances en microns (à gauche) et estimation du nombre d'années (à droite) calculé à partir des âges radiocarbone. Les variations de GS sont liées à l'alternance de lamines enrichies en diatomées ou en argiles (50 à 200 µm). Les valeurs élevées (forte réflectance) correspondent aux lamines claires enrichies en silice biogénique (diatomées). Les valeurs basses (faible réflectance) correspondent aux lamines sombres argileuses et terrigènes.

Pour chaque lame mince, l'axe de mesure du GS correspond à environ 5500 pixels d'une taille de 20 µm chacun. Cinq cents mesures de niveaux de densité de gris sont ainsi réalisées par centimètre de sédiment. Les axes de mesures sont appliqués manuellement sur les dépôts microscopiques enrichis en diatomées ou en argiles et en dehors des parties perturbées (craquelures ou bioturbations). Les axes sont appliqués plusieurs fois, perpendiculairement aux dépôts laminés, ceci pour assurer un relevé continu et précis de la lithologie des carottes. Ensuite, les axes offrant les meilleurs résultats par

rapport au nombre de lamines observées en lames minces sont retenus. Les valeurs de niveaux de gris extraites à partir des lignes de pixels sont ensuite converties en échelle de profondeur. Les blancs (256 unités) qui correspondent à des craquelures sont soustraits de la base de données. Les valeurs de GS sont interprétées à l'aide d'observations qualitatives faites sur les lames minces. Les valeurs de densités de gris élevées permettent généralement de détecter les sédiments enrichis en phytoplancton (Hughen *et al.*, 1998).

4. Résultats

4.1. L'Holocène (carottes courtes)

4.1.1. Susceptibilité magnétique

Dans les trois carottes courtes, les valeurs de SM sont basses et tendent à décroître durant l'Holocène.

Dans la carotte de Vydrino (Fig. 4.6), la SM varie de $25 \cdot 10^{-6}$ S.I. à $10 \cdot 10^{-6}$ S.I. entre la base (62 cm ; ~ 4.8 ka) et le sommet de la carotte. Par ailleurs, les valeurs moyennes sont de $20 \cdot 10^{-6}$ S.I. (Fig. 4.6).

Dans la carotte de Posolsky (Fig. 4.6), la SM est caractérisée par des valeurs légèrement plus élevées qu'à Vydrino, surtout à la base de la carotte ($60 \cdot 10^{-6}$ S.I. à 57 cm ; ~ 4 ka). Sur ce site, la plus forte présence de particules magnétiques est expliquée par la proximité de la rivière Selenga qui est chargée en matériaux détritiques (Fig. 4.6).

L'évolution de la SM dans la carotte de Continent (Fig. 4.6) est quant à elle similaire à celle de Vydrino, avec des valeurs moyennes de SM de $20 \cdot 10^{-6}$ S.I. Cependant, l'enregistrement de cette carotte est plus long, la base de la carotte est datée à 16,5 ka (120 cm de profondeur) et recoupe la Terminaison I.

Les observations qualitatives en lames minces permettent de mieux caractériser les anomalies de la SM. Les plus basses valeurs de SM correspondent aux sédiments les plus enrichis en silice biogénique (diatomées - Fig. 4.6, photo 5), ou encore à des anomalies provoquées par l'infiltration de phosphates de fer hydratés ou vivianites dans des loges de bioturbation (Fig. 4.6, photo 3). En revanche, les valeurs de SM les plus fortes correspondent à des dépôts argileux appauvris en diatomées (Fig. 4.6, photo 1).

Certaines anomalies apparaissent systématiquement dans les premiers centimètres des carottes (i.e., à l'interface eau/sédiment), en association avec des sulfates de fer. Une étude parallèle menée sur les mêmes sites de carottage montre une forte influence des sulfates de fer ou greigites dans les sédiments (Demory *et al.*, 2005). La greigite résulterait de la transformation de la magnétite et de la réduction des sulfates de fer par des bactéries (Dearing *et al.*, 1998). La greigite est par ailleurs un minéral instable qui peut se former en quelques jours après l'ouverture des carottes (Demory, pers. com.), et compliquer ainsi les corrélations établies sur base de la SM entre carottes. En lames minces, les sulfates de fer (greigites) décrivent des formes cubiques formées à partir des chaînes de bactéries magnétiques (Fig. 4.6, photo 2). Cependant, l'analyse micromorphologique ne permet pas d'identifier le minéral avec certitude. La greigite pourrait être également responsable de pics de la SM dans les horizons riches en pyrites (minéral non magnétique) (Fig. 5, photo 2). Les pyrites forment des amas visibles à l'œil nu sur les lames minces ; ceux-ci viennent combler les vides créés par des loges de bioturbation (Fig. 4.6, photo 4).

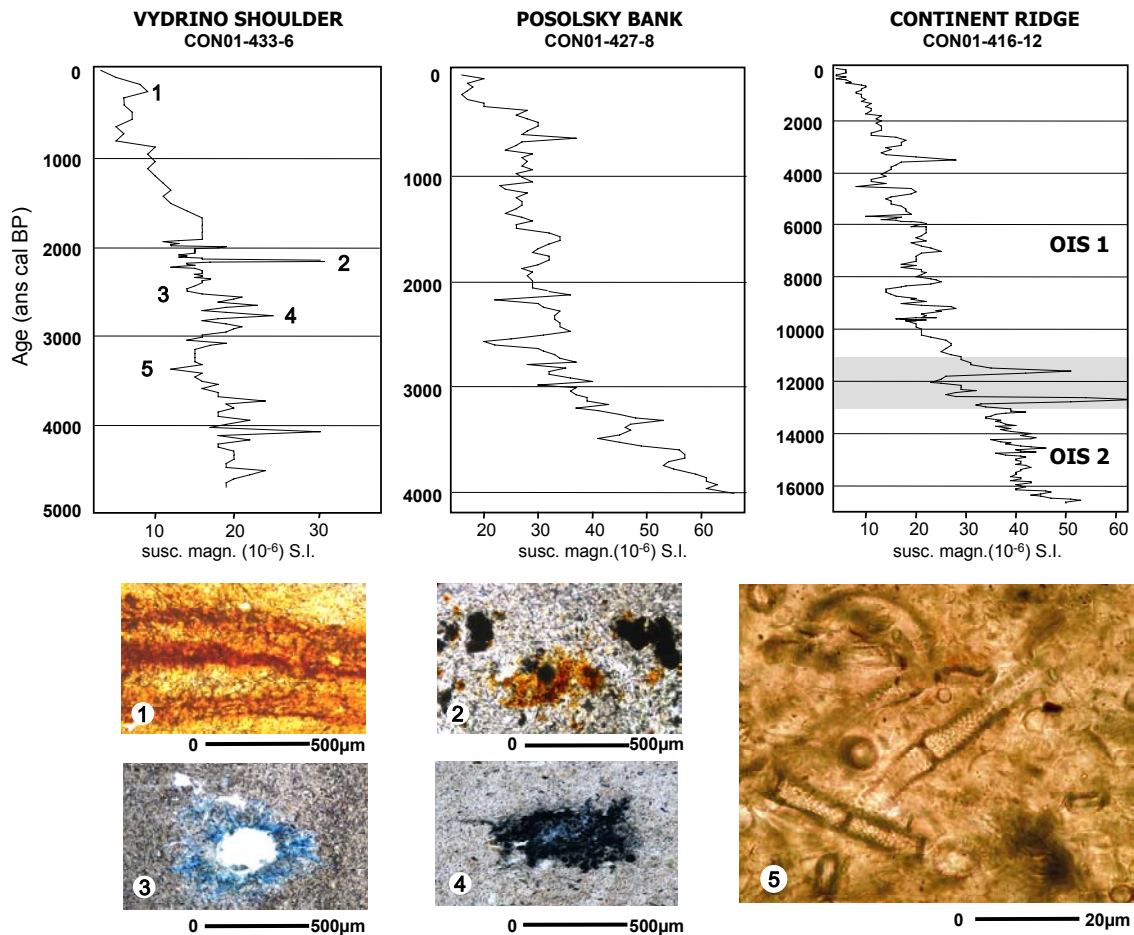


Figure – 4.6. Susceptibilité magnétique des carottes courtes avec identification du signal « bruit de fond » provoqué par des loges de bioturbations remplies par des oxydes de fer et par des sulfates de fer néoformés (greigites). Les nombres renvoient aux images prises au microscope optique sur les lames minces. La ligne ombrée représente la transition entre le Tardiglaciaire et l’Holocène. (1) Lamines noires (oxydes de fer) ; (2) réseau d’amas cubiques denses typique des chaînes de cristaux de sulfates de fer formés par des bactéries magnétiques (greigites) ; (3) loge de bioturbation remplie de phosphates de fer hydratés (vivianites) ; (4) bioturbation remplie de pyrites ; (5) sédiment non perturbé riche en diatomées.

4.1.2. Niveaux de gris

Les niveaux de gris enregistrent la réflectance du sédiment, c’est-à-dire la capacité des sédiments à réfléchir la lumière incidente. Les valeurs de réflectance sont plus élevées (de 120 à 180 unités) dans les sédiments enrichis en silice biogénique (Fig. 4.7, photos 2 et 3). A l’exception de la couche oxydée (Fig. 4.7), les valeurs de niveaux de gris sont globalement anti-corrélées aux valeurs de la susceptibilité magnétique. Les valeurs élevées de réflectance (>100 unités) coïncident avec les basses valeurs de la SM (niveaux à diatomées). Inversement, les basses valeurs de réflectance correspondent aux valeurs élevées de la SM, c’est-à-dire, aux niveaux argileux.

Dans la carotte de Vydrino (Fig. 4.7), le GS augmente de 120 à 170 unités entre 4,5 et 3,8 ka (de ~60 à 50 cm). Ensuite, la réflectance des sédiments diminue entre 3,5 et 2,2 ka (de ~48 à 25 cm). Dans cette carotte, les niveaux caractérisés par la réflectance la plus élevée sont datés à 3,8 ka (à ~52 cm) et à 2,1 ka (à ~18 cm). Par ailleurs, les niveaux caractérisés par une plus faible réflectance sont datés à 2,2 ka (à ~25 cm) et à 1,1 ka (à ~7 cm).

La carotte de Posolsky (Fig. 4.6) est caractérisée par des valeurs de GS élevées (de 120 à 170 unités) entre 4 et 3 ka (de ~53 à 40 cm) (Fig. 4.7). Le GS présente des valeurs plus basses (de 100 à 50 unités) dans la partie la plus récente de la carotte.

Dans la carotte Continent (Fig. 4.7), les valeurs de GS les plus élevées varient de 140 à 170 unités. Deux périodes significatives, marquées par des valeurs de réflectance plus élevées apparaissent à la base de la carotte vers 6,5 ka (~43 cm) et 4,5 ka (~28 cm).

Les sédiments observés dans le bassin Sud (Posolsky et Vydrino) présentent une augmentation de la réflectance vers 4 ka. Cette dernière est suivie d'une diminution significative de la réflectance jusqu'à 3 ka (Fig. 4.7). Dans le bassin Nord, le site Continent suggère également une augmentation de la réflectance vers 4,5 ka et également des pics de réflectance élevés plus anciens vers 6,5 et 9 ka. (Fig. 4.7).

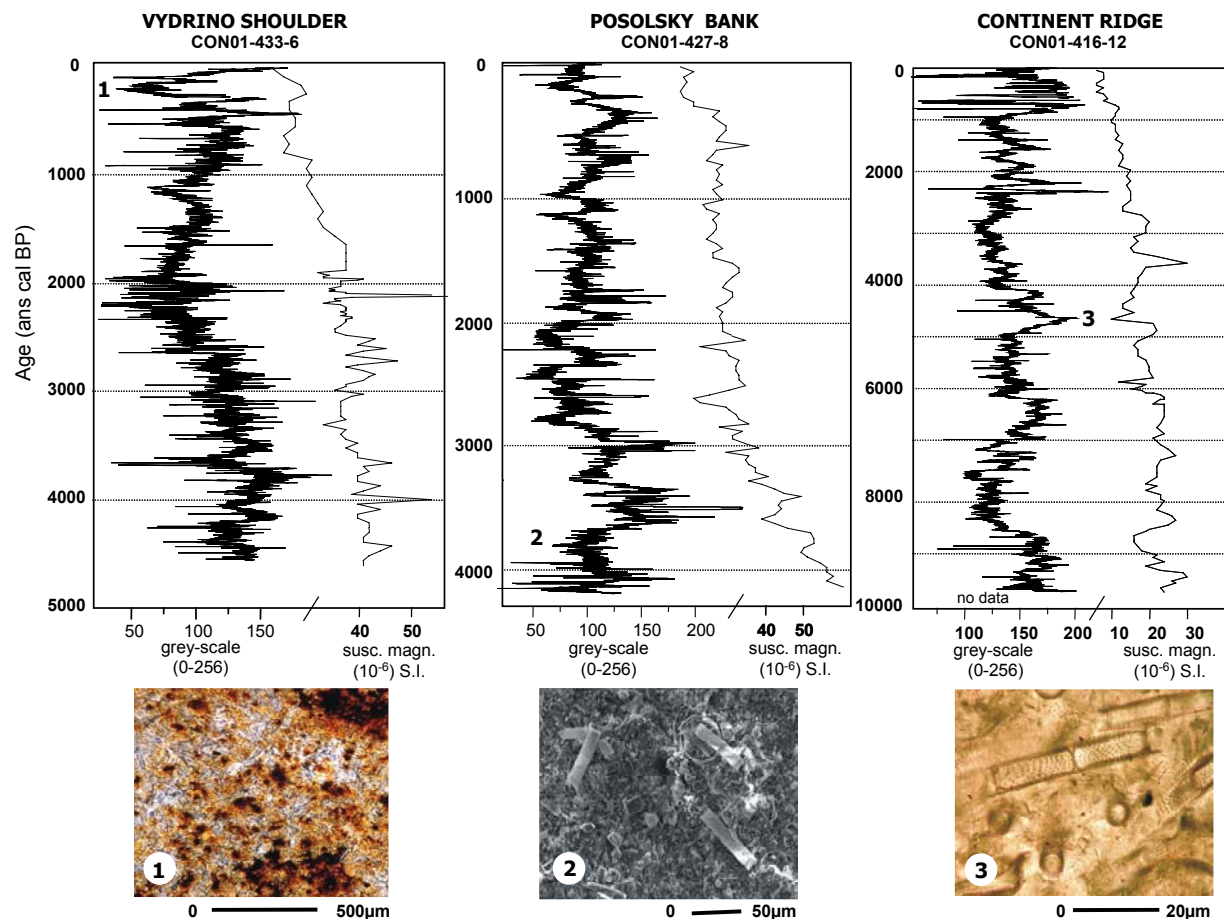


Figure – 4.7. Niveaux de gris ou GS (grey-scale) et susceptibilité magnétique ou SM des carottes courtes. Les valeurs élevées de GS sont principalement expliquées par la présence de silice biogénique (diatomées). Les valeurs plus basses sont associées aux sédiments argileux et terrigènes. Dans la partie supérieure des carottes, la couche oxydée ne permet pas d'interpréter le GS. (1) Oxydes de fer ou « black spots » (vue prise au microscope optique) ; (2) lit d'argile faiblement enrichi en silice biogénique (vue prise au microscope électronique à balayage) ; (3) sédiments enrichis en silice biogénique datés à 4.8-4.5 ka cal BP (vue prise au microscope optique).

4.2. Le Tardiglaciaire et l'Holocène (carottes longues)

4.2.1. Susceptibilité magnétique

A Vydrino (Fig. 4.8), la SM est basse sur toute la profondeur de la carotte (20-30 10^{-6} S.I.), ce qui indique une faible présence de particules magnétiques dans les sédiments. Elles s'expliquent également par une plus forte concentration en silice biogénique dans les sédiments durant l'Holocène. La Terminaison I n'est pas atteinte dans cette carotte.

Dans la carotte de Posolsky (Fig. 4.8), la courbe de la SM montre une augmentation très rapide des valeurs vers 35 ka, c'est-à-dire à la fin de la période interglaciaire du Karginsky (stade isotopique 3)

(voir également Prokopenko *et al.*, 2001b ; Swann *et al.*, 2005). Les valeurs de SM augmentent rapidement à nouveau vers 30 ka, puis elles deviennent progressivement plus basses au cours de la période glaciaire du Sartan (stade isotopique 2) (voir également Prokopenko *et al.*, 2001a, b, c).

Dans la carotte de Continent (Fig. 4.8), des niveaux enrichis en particules magnétiques apparaissent vers 25 ka ($\sim 50 \cdot 10^{-6}$ S.I. à ~ 120 et 100 cm). Ensuite, les valeurs de SM diminuent à partir de 15 ka ($\sim 20-30 \cdot 10^{-6}$ S.I. à ~ 100 cm). Dans cette carotte, le changement vers 15 ka est lié à une diminution importante des apports détritiques à la limite entre les stades isotopiques 2 et 1.

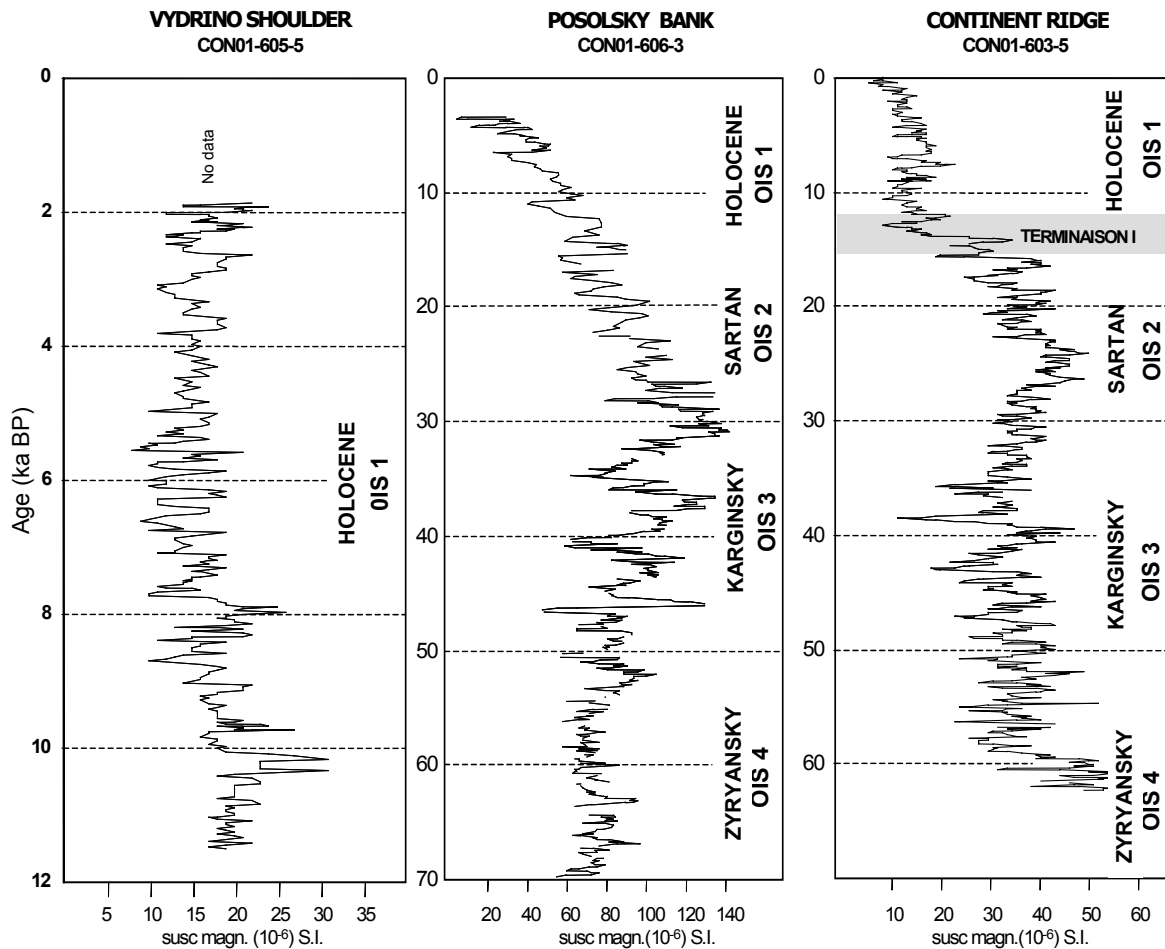


Figure – 4.8. Susceptibilité magnétique des carottes longues représentée en fonction des modèles d'âge construits à partir des datations AMS ^{14}C (à gauche). Chronostratigraphie sibérienne (Karabanov *et al.*, 1998) et chronologie isotopique SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987) (à droite). Les basses valeurs de la SM (10-20 unités) représentent les interstades marqués par une productivité biogénique plus importante. Les valeurs élevées de la SM (30-60 unités) représentent les stades glaciaires associés aux dépôts massifs d'argiles ou encore à des sédiments terrigènes (60-130 unités à Posolsky). La SM sur le site Posolsky est fortement influencée par les apports de la Selenga. Pour les sites de Posolsky et Continent, le modèle d'âge à la base de la carotte a été calculé par régression linéaire à partir des taux de sédimentation estimés par le radiocarbonate (Piotrowska *et al.*, 2004) et le paléomagnétisme (Demory *et al.*, 2005). OIS 1, 2, 3 et 4 = stades isotopiques 1, 2, 3 et 4.

Sélection du meilleur site d'étude

L'observation des sédiments en lames minces montre que les différents sites de carottages peuvent être perturbés par des bioturbations plus ou moins importantes. L'influence de la faune benthique sur la préservation des structures sédimentaires lacustres peut donc limiter la résolution des reconstitutions paléoclimatiques faites à partir des carottes. Il est donc nécessaire d'étudier le site le moins perturbé par la bioturbation. La bioturbation se fait surtout ressentir dans les zones les plus oxygénées du lac. Par conséquent, les sédiments les plus affectés par la bioturbation se trouvent dans l'épilimnion, à une profondeur inférieure à 300 m (dans l'intervalle des eaux les mieux oxygénées du lac). En dessous de 300 m de profondeur, les structures sédimentaires (lamines) sont mieux préservées de toute bioturbation (voir Martin *et al.*, 2005). Pour chaque site, les principales déductions issues de la profondeur de carottage sont reprises ci-dessous.

- (1) A 130 m de profondeur, le site Posolsky est situé dans l'épilimnion ; il est par conséquent le plus perturbé par les processus de bioturbation.
- (2) A 630 m de profondeur, dans l'hypolimnion, le site Vydrino est peu bioturbé. Cependant, il est possible que la sédimentation soit perturbée par des lobes deltaïques (Charlet *et al.*, 2005).
- (3) A 380 m de profondeur, le site de Continent est également faiblement bioturbé. Ce site est isolé de la Selenga par la « Ride Académique » qui sépare le bassin Nord du bassin Sud (alimenté par la Selenga).

Au vu des résultats de la SM, les sédiments du site Continent présentent une sédimentation continue peu perturbée par l'activité de la faune benthique. Ce dernier présente donc les caractéristiques idéales pour étudier les variations de la silice biogénique accumulée dans les sédiments du lac depuis le dernier maximum glaciaire.

4.2.2. Niveaux de gris sur le site Continent (Terminaison I)

Le Tardiglaciaire

Les courbes de GS et de la SM du site Continent (CON01-603-5) sont présentées parallèlement à l'enregistrement des paléotempératures au Groenland (estimé à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP 2 - Fig. 4.9). En se fondant sur la variation des valeurs de réflectance, c'est-à-dire, sur la variation relative de la paléoproduktivité des diatomées du Lac Baïkal, un décalage d'environ 500 ans entre est observé les deux environnements.

Avant 16 ka, les valeurs de GS avoisinent les 100 à 120 unités (Dryas Ancien - DA). Par la suite la réflectance des sédiments augmente progressivement jusqu'à atteindre des valeurs de 160 unités vers 15.3 ka (Bölling - BO). De 15,3 à 14,2 ka (Dryas Moyen - DM), la réflectance des sédiments diminue à nouveau (de 120 à 80 unités). La période de l'Alleröd (AL ; ~14,2 ka) est caractérisée par des valeurs élevées du GS (150 unités). Entre 13,8 et 13,2 ka, la réflectance des sédiments diminue (120 unités). Cette diminution pourrait correspondre à la phase froide appelée IACP (pour Intra Alleröd Cold Period) dans la carotte GISP 2 (Fig. 4.9). Vers 12,7 ka (Dryas Récent - DR), la réflectance des sédiments diminue rapidement (de 110 à 80 unités). Le Préboréal/Boréal (PB – BO ; ~12,4-9 ka) n'est par contre pas marqué par des changements significatifs des valeurs de GS, celles-ci oscillant uniquement entre 90 et 110 unités.

L'Holocène

Entre 9 et 6 ka (Atlantique - AT), les valeurs de GS varient (de 90 à 140 unités) avec une légère augmentation des valeurs à environ 8 ka. Le Subboréal (SB ; 6-2,5 ka) est par ailleurs marqué par deux pics de réflectance vers 6 et 4,5 ka. En lames minces, cet intervalle est caractérisé par des laminations plus épaisses (voir Fig. 4.4). Des valeurs de réflectance élevées caractérisent également les sédiments du début du Subatlantique (SA ; 3 ka). Par la suite, à partir de 2,5 ka jusqu'à la période actuelle, la réflectance des sédiments diminue lentement (de 150 à 70 unités). Les valeurs de GS les plus basses sont observées dans la couche oxydée présente au sommet de la carotte (Fig. 4.5).

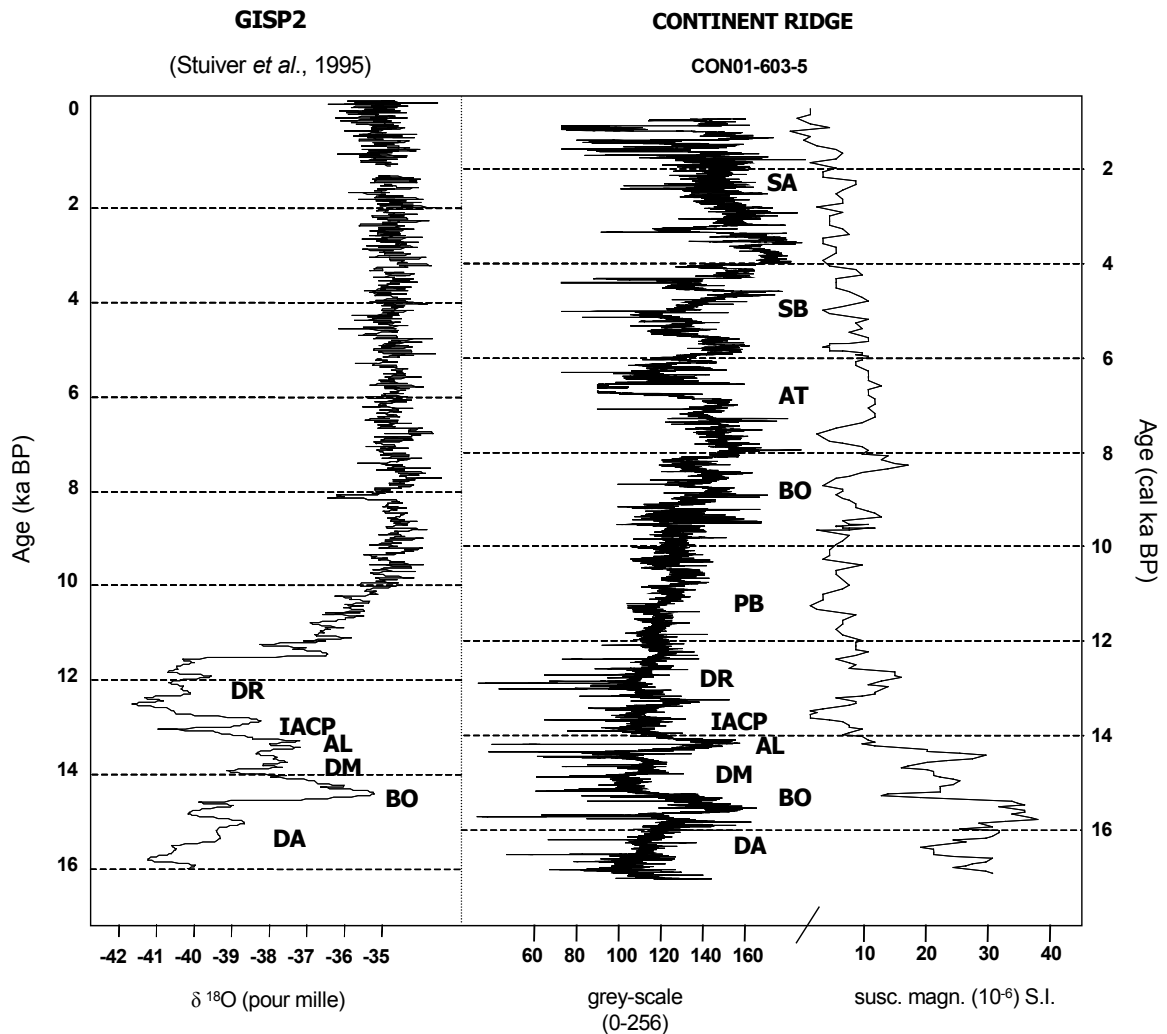


Figure – 4.9. Comparaison entre la courbe des paléotempératures au Groenland et des courbes du GS et de la SM de la carotte Continent pour les derniers 17000 ans. Les paléotempératures estimées à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte GISP 2 sont reportées selon Stuiver *et al.* (1995). Les deux enregistrements sont représentés en fonction de leur propre chronologie. Les âges sont indiqués en années calibrées BP. Les chronozones (Velichko *et al.*, 2002) sont indiquées dans la partie centrale des diagrammes. L'enregistrement du Lac Baïkal est corrélé à GISP 2 sur la base des variations du GS. Les valeurs de GS élevées indiquent la présence de niveaux enrichis en silice biogénique. Le décalage de ~500 ans observé entre les deux séquences peut être dû soit à l'ajustement des modèles d'âge, soit à un temps de réponse réel entre les deux environnements (voir également Prokopenko *et al.*, 1999). Les valeurs de GS les plus élevées sont observées pendant les optimums du Bölling (BO), Alleröd (AL), Atlantique (AT), Subboréal (SB) et Subatlantique (SA). Le Dryas Ancien (DA), le Dryas Moyen (DM), le Dryas Récent (DR), et l'IACP (pour Intra Alleröd Cold Period) sont caractérisés par les valeurs de GS les plus basses (matériel argileux). A partir de l'optimum du Subatlantique, une décroissance de l'accumulation de la silice biogénique dans la parti supérieure de la séquence.

5. Discussion

La mesure des niveaux de gris est une méthode rapide qui permet de suivre les variations lithologiques à haute résolution (Schaaf and Thurow, 1994 ; Hughen *et al.*, 1998 ; Nederbragt and Thurow, 2001). L'observation des lames minces permet de valider l'interprétation des variations mesurées par le GS et la SM. Les variations du GS sont en effet liées à la concentration en diatomées dans les sédiments. Ainsi, les variations très subtiles détectées par le GS et dans une moindre mesure par la SM, permettent de retranscrire la paléoproduktivité relative de la silice biogénique. En terme de variabilité climatique, les valeurs de GS augmentent ou diminuent lors des phases chaudes ou froides en Eurasie. Sur base de cette observation, la variabilité des principaux changements climatiques peut être reconstituée depuis le dernier maximum glaciaire.

5.1. La glaciation du Sartan (OIS2)

Dans la région du Baïkal, le Sartan (25-22 ka) est caractérisé par un faible développement de la végétation et par la présence d'un permafrost (Anisimov *et al.*, 2002) alors que la radiation solaire est réduite dans l'hémisphère Nord (Berger and Loutre, 1991). Selon Karabanov *et al.* (1998), les argiles déposées lors de la dernière période glaciaire traduisent une augmentation de la turbidité. Celle-ci augmente du fait de l'activité plus forte des vents, alors que le lac connaît une faible productivité biologique. Des unités argileuses massives mesurées par la SM dans les carottes CON01-606-3 et CON01-603-5 correspondent à cette période (Fig. 4.8).

5.2. La Terminaison I (OIS2/OIS1)

Après la période glaciaire du Sartan, la déglaciation est caractérisée par une augmentation significative de la silice biogénique dans les sédiments (Horiuchi *et al.*, 2000 ; Chebykin *et al.*, 2002). Un réchauffement climatique précoce vers 15 ka (Peck *et al.*, 1994) en serait la principale cause. Ce réchauffement climatique s'explique par l'augmentation de l'insolation estivale dans l'hémisphère Nord (Berger and Loutre, 1991). Cette évolution s'accompagne de conditions plus chaudes et humides dans le bassin versant du lac (Chebykin *et al.*, 2002). Celles-ci ont pu améliorer la régénération des nutriments dans le lac. L'augmentation des nutriments expliquerait par ailleurs les teneurs plus élevées en silice biogénique dans les sédiments de cette période (Bradbury *et al.*, 1994 ; Chebykin *et al.*, 2002).

Sur le site Continent (Figs. 4.8 et 4.9), l'évolution de la SM et du GS confirme la présence d'une transition importante vers 15-16 ka (Fig. 4.9). L'apparition de conditions climatiques chaudes et humides, favorables au développement des diatomées, est par ailleurs confirmée par l'augmentation de la réflectance des sédiments. A partir des observations faites en lames minces, cette augmentation peut être interprétée comme étant relative à un enrichissement des sédiments en silice biogénique. La même hypothèse peut être avancée pour la carotte de Posolsky qui montre une diminution continue des particules détritiques et une augmentation de la silice biogénique à cette époque (Fig. 4.8).

Le Dryas Récent (~12,7 ka) est caractérisé par des sédiments plus argileux. Dans cet intervalle, la SM est plus élevée et la réflectance des sédiments est plus basse (Fig. 4.9). Selon Scholz et Hutchinson (2000), les apports provenant alors des eaux de fonte des glaciers sont plus limités en nutriments. Ceci expliquerait la baisse de productivité du lac à cette époque, en relation avec une forte oligotrophie. Des valeurs de GS plus basses (<100 unités) à environ 12,7 ka confirment l'hypothèse d'une baisse de productivité des diatomées associée au climat froid du Dryas Récent. Cependant, les mesures de la SM sont effectuées avec une résolution moins forte que les mesures de GS (5 mm contre 20 μ m), et ne permettent donc pas de décrire cet intervalle avec précision.

5.3. L'Holocène (OIS 1)

A l'Holocène, selon Horiuchi *et al.* (2000), le bassin Nord a connu une importante baisse de flux des particules terrigènes. Cette hypothèse est confirmée par la présence d'une transition marquée entre les stades isotopiques 1 et 2 dans la courbe de la SM du site Continent (Fig. 4.8). L'Holocène est ensuite caractérisé par une augmentation progressive de la réflectance des sédiments à partir du Boréal. Cette augmentation coïncide avec une meilleure productivité globale du lac (Karabanov *et al.*, 2003). Le début de l'Atlantique (~9-6 ka) est ensuite marqué par des conditions plus chaudes. Celles-ci ont favorisé l'expansion de la forêt, le développement des sols, ainsi qu'une plus forte productivité aquatique en Sibérie (Horiuchi *et al.*, 2000). Cette dernière tendance serait accentuée à la fois par le retrait des glaciers vers 9,5 ka (Horiuchi *et al.*, 2000) et par l'augmentation de l'insolation dans l'hémisphère Nord (Berger and Loutre, 1991). Avec le développement de l'écosystème aquatique, les teneurs en silice biogénique et en carbone organique augmentent à l'Holocène. Un climat plus chaud accompagné d'un flux de nutriments plus fort expliquerait l'augmentation de la productivité des diatomées. L'augmentation de la part des diatomées dans les sédiments du lac est transcrite par la présence de valeurs de GS élevées entre 8 et 6 ka. Cependant, si une augmentation du GS suggère une augmentation de la silice biogénique, elle ne décrit pas nécessairement une augmentation de la productivité globale du lac. Selon Popovskaya (2000), l'augmentation de la productivité des diatomées peut être accompagnée d'une diminution du picoplancton et donc de la productivité (le picoplancton caractérise les organismes unicellulaires dont la taille varie entre 0,2 et 3 µm).

Le Subboréal (~6-3 ka) est une période contrastée marquée par des variations importantes du GS qui permettent de déduire plusieurs variations de la teneur en silice biogénique dans les sédiments. Le GS de la carotte de Continent suggère une plus forte influence de la silice biogénique dans les sédiments du Subboréal, entre 4 et 3 ka (Fig. 4.9). D'après des analyses de diatomées (Williams and Jenkins, 1993 ; Carter and Colman, 1994 ; Bradbury *et al.*, 1994), le Subboréal apparaîtrait comme la période la plus chaude de l'Holocène en Sibérie. D'après Karabanov *et al.* (1999), les pics les plus élevés de productivité des diatomées sont observés lors de la transition Subboréal/Subatlantique. Cette observation est cependant en contradiction avec le schéma général des tendances climatiques de l'Holocène pour l'Eurasie du nord et pour l'ouest de la Sibérie (Khotinsky, 1984, 1989).

Les deux derniers millénaires sont caractérisés par des faibles taux d'accumulation de la silice biogénique (Qiu *et al.*, 1993 ; Scholz and Hutchinson 2000). Sur le site Continent, il n'est toutefois pas possible d'interpréter la réflectance des sédiments en raison du bruit de fond provoqué par la présence de la couche oxydée. Bien que le lien entre les valeurs de GS et les couches de diatomées mono-spécifiques, comme par exemple *Aulacoseira baicalensis* et *Synedra acus*, ne soit pas connu, ces données suggèrent la présence de fluctuations de décennales à centennales. Les changements atmosphériques qui ont suivi la dernière glaciation ont eu un impact très important sur les températures ambiantes et sur la durée d'englacement du lac en hiver (Livingstone, 1999 - voir chapitre 1). Par exemple, Shimaraev *et al.* (1992) suggèrent que le lac était couvert par la glace environ deux mois par an pendant la dernière glaciation du Sartan. Cette donnée est importante, car la couverture de glace et de neige contrôle la composition et la croissance des diatomées au printemps (Mackay *et al.*, 2003, 2005 – voir chapitre 1), en dépit des processus secondaires de dissolution des diatomées dans les sédiments (Battarbee *et al.*, 2005 ; Ryves *et al.*, 2003).

6. Conclusions

Il ressort de cette étude des sédiments du Lac Baïkal que la mesure des niveaux de gris permet de détecter les sédiments enrichis en silice biogénique (diatomées) à haute résolution. Ceux-ci sont caractérisés par une réflectance plus élevée que celle des argiles stériles. Inversement, les valeurs maximales de la SM sont globalement associées aux niveaux argileux massifs (accumulés lors des phases froides), tandis que les valeurs minimales correspondent aux dépôts enrichis en phytoplancton (phases plus chaudes et humides). A la différence des niveaux de gris mesurés sur les lames minces, la susceptibilité magnétique peut être influencée par des signaux post-sédimentaires.

Avant d'interpréter la variation des flux détritiques à partir de la SM, il apparaît important de contrôler le « bruit de fond » provoqué par les minéraux néoformés dans les loges de bioturbations (réarrangement de la greigite, de la pyrite et de la vivianite). L'étude de la bioturbation des trois sites carottés montre que la station Continent est celle qui fournit la meilleure résolution, en raison de la moindre importance des bioturbations.

Les principaux résultats de l'étude sont commentés ci-dessous :

- (1) Dans la carotte Continent, le début des conditions climatiques plus chaudes et humides apparaît vers 15 ka. Les résultats indiquent également des augmentations de la productivité des diatomées vers 15,3 ka (Bölling), 14,2 ka (Alleröd), 8 ka (Atlantique), 6 ka (Atlantique/Subboréal), 4,5 ka (Subboréal), 4 ka (transition Subboréal/Subatlantique) et 3 ka (Subatlantique). Une diminution de la productivité serait quant à elle observée à partir du début du Subatlantique.
- (2) Plusieurs phases froides sont enregistrées. Les plus importantes apparaissent vers 15,5 ka (Dryas Ancien), 14,5 ka (Dryas Moyen), 13,5 ka (une période froide à l'intérieur de l'Alleröd appelée « Intra Alleröd Cold Period »), et 12,7 ka (Dryas Récent).
- (3) Des épisodes froids répétés sont observés à l'Atlantique et au Subboréal, ceux-ci correspondent à des sédiments laminés (observés en lames minces). Pour ces intervalles, les mesures de GS fournissent pour la première fois des indices de fluctuations pluriannuelles dans les sédiments du lac Baïkal.
- (4) Un décalage de ~500 ans apparaît entre la chronologie de GISP 2 et la chronologie de la carotte CONTINENT construite à partir du ^{14}C . Ce décalage peut être dû : (i) soit à l'ajustement du modèle d'âge ^{14}C ; (ii) soit à un effet de réservoir en carbone du lac (voir chapitre 7) ; ou encore (iii) à un temps de réponse réel entre ces deux environnements. Cette information souligne l'importance du calibrage des modèles d'âge en paléoclimatologie.

Références bibliographiques

- Anisimov O.A., Velichko A.A., Demchenko P.F., Eliseev A.V., Mokhov, I.I., and Nechaev V.P., 2002. Effect of Climate Change on Permafrost in the Past, Present, and Future *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 38, 25–39.
- Battarbee R.W., Mackay A.W., Jewson D., Ryves D.B., and Sturm M., 2005. Differential dissolution of Lake Baikal diatoms : correction factors et implications for palaeoclimatic reconstruction. *Glob. and Planet. Change* 46, 75-86.
- BDP Members, 1997. Preliminary results of the first scientific drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, Southern Siberia. *Quat. Inter.* 37, 3-17.
- Berger A., and Loutre M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 m.y. *Quat.. Sci. Rev.* 10, 297-317.
- Bezrukova Y.V., Bogdanov Y.A., Williams D.F., Granina L.Z., Grachev M.A., Ignatova N.V., Karabanov E.B., Kuptsov V.M., Kurlev A.B., Likhoshway Y., Chernyaeva G.P., Shimaraeva M.K., and Yakushin A.O., 1991. Deep-seated change in the ecosystem of Northern Lake Baikal during the Holocene. *Doklady AN SSSR* 321, 1032-1037 (en russe).
- Boës X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Bradbury J.P., Bezrukova Y.V., Chernyaeva G.P., Colman S.M., Khursevich G.K., King J.W., and Likhoshway Y., 1994. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal. *J. Paleolimnol.* 10, 213-252.
- Carter S.J., and Colman S.M., 1994. Biogenic silica in Lake Baikal sediments: results from 1990-1992 American cores. *J. Great Lakes Res.* 20, 751-760.
- Charlet F., Fagel N., De Batist M., Hauregard F., Minnebo B., Meischner D., and the SONIC Team, 2005. Sedimentary dynamics on isolated highs in Lake Baikal: evidence from detailed highresolution geophysical data et sediment cores. *Glob. and Planet. Change* 46, 125-144.
- Chebykin E.P., Edgington D.N., Grachev M.A., Zheleznyakova T.O., Vorobyova S.S. Kulikova N.S., Azarova I.N., Khlystov O.M., and Goldberg E.L., 2002. Abrupt increase in precipitation et weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation (15 cal kyr BP). *Earth Planet. Sci. Lett.* 200, 167-175.
- Colman S.M., Peck J.A., Hatton J., Karabanov E.B., and King J.W., 1999. Biogenic silica from the BDP93 drill site and adjacent areas of the Selenga Delta, Lake Baikal, Siberia. *Journal of Paleolimnology* 21, 9-17.
- Dearing J.A., Boyle J.F., Appleby P.G., Mackay A.W., and Flower R.J., 1998. Magnetic properties of recent sediments in Lake Baikal, Siberia. *J. of Paleolimn.* 20,163-173.
- Demory F., Oberhansli H., Nowaczyk N.R., Gottschalk M., Wirth R., and Naumann R., 2005. Detrital input and early diagenesis in sediments from Lake Baikal revealed by rock magnetism. *Glob. And Planet. Change* 46, 145-166.
- Francus P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin-sections of soft clastic sediments. *Sedim. Geol.* 121, 289-298.
- Granina L.Z., Grachev M.A., Karabanov E.B., Kuptsov V.M., Shimaraeva M.K., and Williams D.F., 1993. Accumulation of biogenic silica in bottom sediments of Baikal. *Russian J. Geol. et*

- Geophy. 34, 126-135.
- Heim B., Oberhaensli O., Fietz S., and Kaufmann H., 2005. Variation in Lake Baikal's phytoplankton distribution and fluvial input assessed by SeaWiFS satellite data *Glob. Planet. Change* 46, 9-27
- Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K.O.T., Nakamura T., and Kawai T., 2000. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 157, 95-108.
- Hughen A.K., Overpeck J.T., Lehman S.J., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., and Sigman D.M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., and Colman S.M., 1998. Evidence from Lake Baikal for Siberian Glaciation during oxygen-isotope substage 5. *Quat. Res.* 50, 46-55.
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., and Khursevich G.K., 1999. A new record Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 3, 211-224.
- Karabanov E., Williams D., Khursevich G., Bezrukova H., Kuzmin M., Prokopenko A., Fedenia S., Gvozdkov A., and Krapivina S., 2003. The LGM-Holocene high-resolution record from Lake Baikal (Siberia): Evidence for glacial ecological collapse et Holocene recovery of lake's ecosystem. Pages, highlights, archive 03.
- Khotinsky N.A., 1984. Holocene climate change. In: Velichko A.A. (Ed.), *Late Quaternary Environments of Soviet Union*. University of Minnesota Press. Mineapolis, pp. 305-309.
- Khotinsky N.A., 1989. Discussion of problems of Holocene correlation et paleoreconstructions. In: Khotinsky, N.A. (Ed.), *Paleoclimates of the last Glacial et the Holocene*. Nauka, Moscow, pp.12-14, (en russe).
- Livingstone D.M., 1999. Ice break-up on southern Lake Baikal et its relationship to local et regional air temperatures in Siberia et to the North Atlantique Oscillation. *Limnol. Oceanogr.* 44, 1486-1497.
- Mackay A.W., Battarbee R.W., Flower R.J., Granin N.G., Jewson D.H., Ryves D.B., and Sturm M., 2003. Assessing the potential for developing internal diatom-based transfer functions for Lake Baikal. *Limnol. Oceanogr.* 48, 1183-1192.
- Mackay A.W., Ryves D.B., Battarbee Flower R.J., Jewson D., Rioual P., and Sturm M., 2005. 1000 years of climate variability in central Asia: assessing the evidence using Lake Baikal diatom assemblages et the application of a diatom-inferred model of snow cover on the lake. *Glob. And Planet. Change* 46, 281-297.
- Martin P., Boës X., Goddeeris B., and Fagel N., 2005. A qualitative assessment of the influence of bioturbation in Lake Baikal sediments. *Glob. and Planet. Change* 46, 87-99.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., and Shackleton N.J., 1987. Age dating et the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.* 27, 1-29.
- Müller B., Maerki M., Schmid M., Vologina E.G., Wehrli B., Wüest A., and Sturm M., 2005. Internal carbon and nutrient cycling in Lake Baikal: sedimentation, upwelling, and early diagenesis. *Glob. and Planet. Change* 46, 101-124.

- Nederbragt A.J., and Thurow J.W., 2001. A 6000 yr varve record of Holocene climate in Saanich Inlet, British Columbia, from digital sediment colour analysis of ODP Leg 169S cores. *Mar. Geol.* 174, 95-110.
- Peck J.A., King J.W., Colman S.M., and Kravchinsky V., 1994. A rock magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for quaternary climate change. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 122, 221-238.
- Pike J., and Kemp A.E.S., 1996. Preparation et analysis techniques for studies of laminated sediments. In: Kemp, A.E.S. (Ed.), *Palaeoclimatology et Palaeoceanography from laminated sediments*. *Geol. Soc., Spec. Publ.* 116, 37-48.
- Piotrowska N., Bluszcz A., Demske D., Granoszewski W., and Heumann G., 2004. Extraction et AMS radiocarbon dating of pollen from Lake Baikal sediments. *Radiocarbon* 46, 181-187.
- Popovskaya G.I., 2000. Ecological monitoring of phytoplankton in Lake Baikal. *Aquatic Ecosystem Health and Management* 3, 215-225.
- Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B., and Khursevich G.K., 1999. Response of Lake Baikal ecosystem to climate forcing et pCO₂ change over the last glacial/interglacial transition. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 172, 239-253.
- Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Shackleton N.J., Crowhurst S.J., Peck J.A., Gvozdkov A.A., and King J.W., 2001a. Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes. *Quat. Res.* 55, 123-132.
- Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B., and Khursevich G.K., 2001b. Continental response to Heinrich events et Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia. *Glob. and Planet. Change* 28, 217-226.
- Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Khursevich G.K., and Gvozdkov A.A., 2001c. The detailed record of climatic events during the past 75,000 yrs BP from the Lake Baikal drill core BDP-93-2. *Quat. Int.* 80-81, 59-68.
- Qiu L., Williams D.F., Gvozdkov A.A., Karabanov E.B., and Shimaraeva M.K., 1993. Biogenic silica accumulation et paleoproductivity in the Northern Basin of Lake Baikal during the Holocene. *Geology* 21, 25-28.
- Rioual P., and Mackay A.W., 2005. A diatom record of centennial resolution for the Kazantsevo interglacial stage in Lake Baikal (Siberia). *Glob. and Planet. Change* 46, 199-219.
- Ryves D.B., Jewson D.H., Sturm M., Battarbee R.W., Flower R.J., Mackay A.W., and Granin N.G., 2003. Quantitative et qualitative relationships between planktonic diatom communities et diatom assemblages in sedimenting material et surface sediments in Lake Baikal, Siberia. *Limnol. Oceanogr.* 48, 1643-1661.
- Schaaf M., and Thurow J., 1994. A fast et easy method to derive highest-resolution time series datasets from drill cores and rock samples. *Sedim. Geol.* 94, 1-10.
- Scholz C.A., and Hutchinson D.R., 2000. Stratigraphic et structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal rift, Siberia. *Intern. J. Earth Sci.* 89, 212-228.
- Shimaraev M.N., Granin N.G., and Kuimova L., 1992. Possible changes of hydrophysical conditions in Baikal during Late Pleistocene et Holocene. *International Project on Paleolimnology et Late Cenozoic Climate No. 6*. Ed. S. Horie. Published by Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, pp. 47-52.

CHAPITRE 3 – Variabilité du climat en Eurasie depuis la dernière glaciation

- Stuiver M., Grootes P.M., and Braziunas T.F., 1995. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16 500 years et the role of the sun, ocean et volcanoes. *Quat. Res.* 44, 341-354.
- Swann G.E.A., Mackay A.W., Leng M.J., and Demory F., 2005. Climatic change in Central Asia during MIS 3/2: a case study using biological responses from Lake Baikal. *Glob. and Planet. Change* 46, 235-253.
- Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., and Nechaev V.P., 2002. Climate changes in East Europe et Siberia at the Late Glacial-Holocene transition. *Quat. Inter.* 91, 75-99.
- Weiss R.F., Carmack E.C., and Koropalov V.M., 1991. Deep-water renewal et biological production in Lake Baikal. *Nature* 349, 665-669.
- Williams D.F., and Jenkins P.B., 1993. The Holocene late Quaternary record of sedimentary organic matter in cores from the academician ridge, Lake Baikal. *Russ. Geol. Geophy.* 34, 76-83.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Global and Planetary Change 46 (2005) 299–313

GLOBAL AND PLANETARY
CHANGE

www.elsevier.com/locate/gloplacha

High-resolution diatom/clay record in Lake Baikal from grey scale, and magnetic susceptibility over Holocene and Termination I

Xavier Boës^{a,b,*}, Natalia Piotrowska^c, Nathalie Fagel^a

^a*Clays and Paleoclimate Research Unit, Geology Department, University of Liege, Liege 4000, Belgium*

^b*Physics Geography, Geography Department, University of Liege, Liege 4000, Belgium*

^c*Department of Radioisotopes, Institute of Physics, Silesian University of Technology, Gliwice 44100, Poland*

Received 2 March 2004; received in revised form 16 June 2004; accepted 27 September 2004

Abstract

Tracing past climate signals from Lake Baikal sediments with a “multi-annual” resolution by conventional techniques is a difficult challenge since the sedimentation rates from Termination I up to the present range from 0.004 to 0.17 mm/year. In this paper, climate signals are reconstructed from three continuous sediment records from Vydrino Shoulder and Posolsky Bank in the Southern Basin, and Continent Ridge in the Northern Basin. For each coring site, a calendar age model was constructed using calibrated radiocarbon ages. The magnetic susceptibility is used to better constrain the age models over OIS4 to OIS1. The cores have been hardened using polymerized technique in order to allow the easy cut of thin sections that contain evidence for narrow biogenic/clayey laminations. The grey scale taken from the thin sections is used here as a high-resolution proxy record of diatom/clay ratio. The grey density values are qualitatively interpreted against the sediment components by optical microscopy from the thin sections. In the Northern Basin, the Continent station provides the best age model and sediment resolution over the Termination I period. In particular, four optima (i.e. Bölling, Alleröd, Atlantic, and Subboreal) are indicated by substantial increases of the grey scale, whereas cold periods like the Younger Dryas correspond to lower grey scale values. We emphasize that the short-term variations in the grey scale at 20 μm resolution could correspond to short climate responses in Lake Baikal sediments.

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Lake Baikal; core polymerization; thin section; grey scale; magnetic susceptibility; Late Quaternary

1. Introduction

Natural lake sediment archives represent continuous continental records suitable for the comparison of high-frequency climate variability around the world (Holivar program, Battarbee, 2003). Lake Baikal (52°N) is the world’s largest freshwater lake and

* Corresponding author. Clays and Paleoclimate Research Unit, Geology Department, University of Liege, Liege 4000, Belgium. Tel.: +32 4 366 2210; fax: +32 4 366 2202.

E-mail address: Xavier.boes@ulg.ac.be (X. Boës).

contains a long sediment archive suitable for tracing past and recent climate changes in Eurasia (e.g. Prokopenko et al., 2001a,b,c). The composition of Lake Baikal sediment alternates between biogenic silica-rich and more compact clayey intervals (BDP Members, 1997). At low resolution, this clay/diatom ratio mirrors global variations of glacial–interglacial periods in Siberia (Khotinsky, 1984, 1989). Highest diatom abundance occurs in the warmest climate intervals, whereas cold periods are marked by lower diatom productivity (Bezrukova et al., 1991; Qiu et al., 1993; Granina et al., 1993; Williams and Jenkins, 1993; Bradbury et al., 1994; Carter and Colman, 1994; Karabanov et al., 1999; Rioual et al., 2005-this volume; Swann et al., 2005-this volume).

Lake Baikal biogenic responses to atmospheric circulation are linked to thermal characteristics of the lake cycle and the rate of vertical exchange between surface waters and deep waters. The nutrients in the upper water layers are recycled about four times before being lost into the deep waters, while the deep water renewal rate is approximately 8 years (Weiss et al., 1991). Retrieving a high-resolution record of Lake Baikal paleoproductivity is limited by the absence of varved microstructure and the low sedimentation rates at the sites suitable for paleoclimate reconstructions (i.e. stations undisturbed by turbidity currents). With accumulation rates of 0.05–0.14 mm/year in the Southern Basin and 0.04–0.06 mm/year in the Northern Basin (Fig. 1), the standard 5 mm data acquisition technique on cored sediments corresponds to a time resolution of only between 100 and 30 years. Therefore, a 1 mm data acquisition represents on average 10 years of accumulated sediments. Thinner diatom/clay laminations, however, can only be determined in thin sections (Francus, 1998).

In this paper, sediment cycles of Lake Baikal are analysed by magnetic susceptibility (MS) and grey scale (GS) on the cores selected for absolute dating methods over the last termination. MS is measured from polymerized and polished core blocks with a 5 mm step (~ 100 years resolution), while GS provides a higher resolution of 20 μm (<1 year resolution). The grey scale was measured on the thin sections rather than on the fresh cut surface of the cores as more laminations were observed in thin sections. Both MS and GS measurements are qualitatively checked by optical microscope observations.

2. Material

We analysed three short gravity cores of 60–100 cm and three kasten cores of 200–400 cm length (Fig. 2) from selected sites by seismic survey during campaigns on Vereshchagin in 2001 (European CONTINENT project; Charlet et al., 2005-this volume). The stations correspond to elevated sub-lacustrine plateaux with minimal turbidite supply: Vydrino Shoulder and Posolsky Bank in the Southern Basin, Continent Ridge in the Northern Basin (Figs. 1 and 2). The short cores were opened in the University of Liege. The kasten cores were opened in Geo-ForschungsZentrum (GFZ, Potsdam), sampled with 1 m long U-channels. The uppermost centimetres of the short cores are characterized by an oxidized layer composed of dense clayey sediments mixed with iron oxides (Fig. 2). The kasten cores were correlated with short cores using magnetic susceptibility. Based on the sedimentation rates of the kasten cores, the short cores from Vydrino Shoulder (CON01-433-6) and Posolsky Bank (CON01-427-8) both span approximately 4 ky, and the one from Continent Ridge (CON01-416-12) 16.5 ky. The kasten cores cover a time period of approximately 12 ky for the Vydrino site (CON01-605-5), 60 ky for the Continent site (CON01-603-5), and 70 ky for the Posolsky Site (CON01-606-3). The calendar age models of the kasten cores were constructed using calibrated radiocarbon ages obtained on concentrated pollen samples (Piotrowska et al., in press). For the older part of the cores, the ages were extrapolated from mean sedimentation rates calculated by linear regression and constrained by magnetostratigraphy obtained on parallel cores (Demory et al., 2005-this volume). Note “ka” in the text and figures refers to calibrated BP ages.

3. Method

A brief outline of core lyophilization and sediment polymerization is given below.

3.1. Cores lyophilization

The kasten cores were sampled with three to four long plastic U-channels (100 cm length \times 5 cm

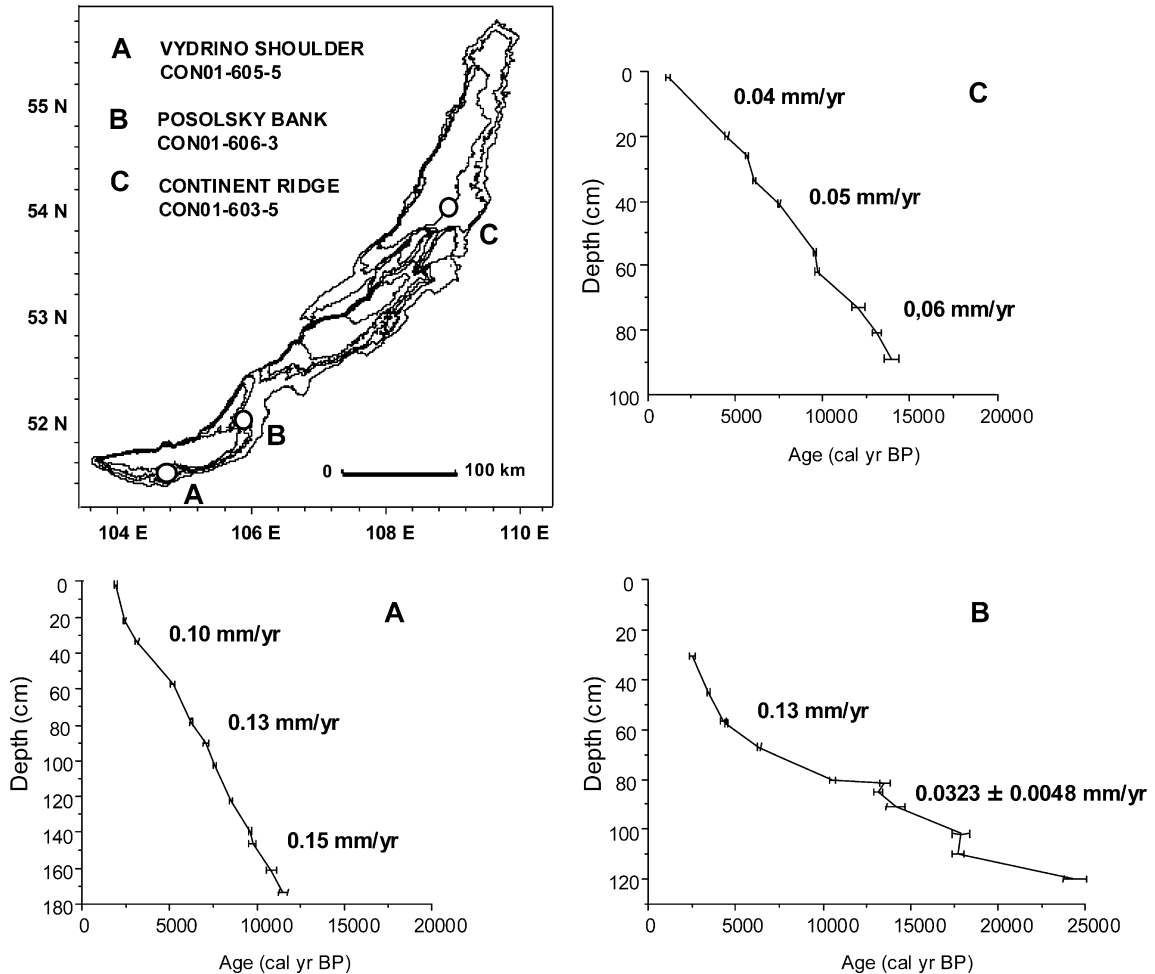


Fig. 1. Map of Lake Baikal (52–56°N, 104–110°E) with location of studied coring sites of Continent cruise 2001 (data from INTAS Project 99-1669). For each site we present the calendar age model based on AMS ^{14}C dating of pollen concentrates from long cores. The values indicate the range of sedimentation rates variations (for the last 25 ka BP). For the Posolsky site, the sedimentation rates at the base of the core have been calculated by linear regression.

wide \times 1.5 cm deep) to cut large format thin sections (Fig. 3). The U-channels were stored in a deep-freeze to solidify the sediment, and to avoid its oxidation. The short cores were not sub-sampled and were treated within the coring tube. We used the freeze-drying method to dry the sediment cores after Pike and Kemp (1996). Sediments were frozen quickly to avoid ice crystal formation, and then the ice was sublimated under vacuum overnight. The vapour pressure above the ice was determined according to phase diagram of water, and the vapour produced was trapped into a condenser (see also Francus, 1998). As

freeze-dried clays are soft and sensitive to air humidity, we treated them without delay for consolidation by impregnation-polymerization.

3.2. Sediment impregnation-polymerization

Clay saturation by resin was performed under low vacuum (900 mbar) with a rotary pump ($5\text{m}^3\text{ h}^{-1}$). We used similar apparatus as for the drying step: a vacuum chamber equipped with a condenser to trap the organic vapour (i.e. polymers and acetone, may destroy the pump). Samples were placed into the

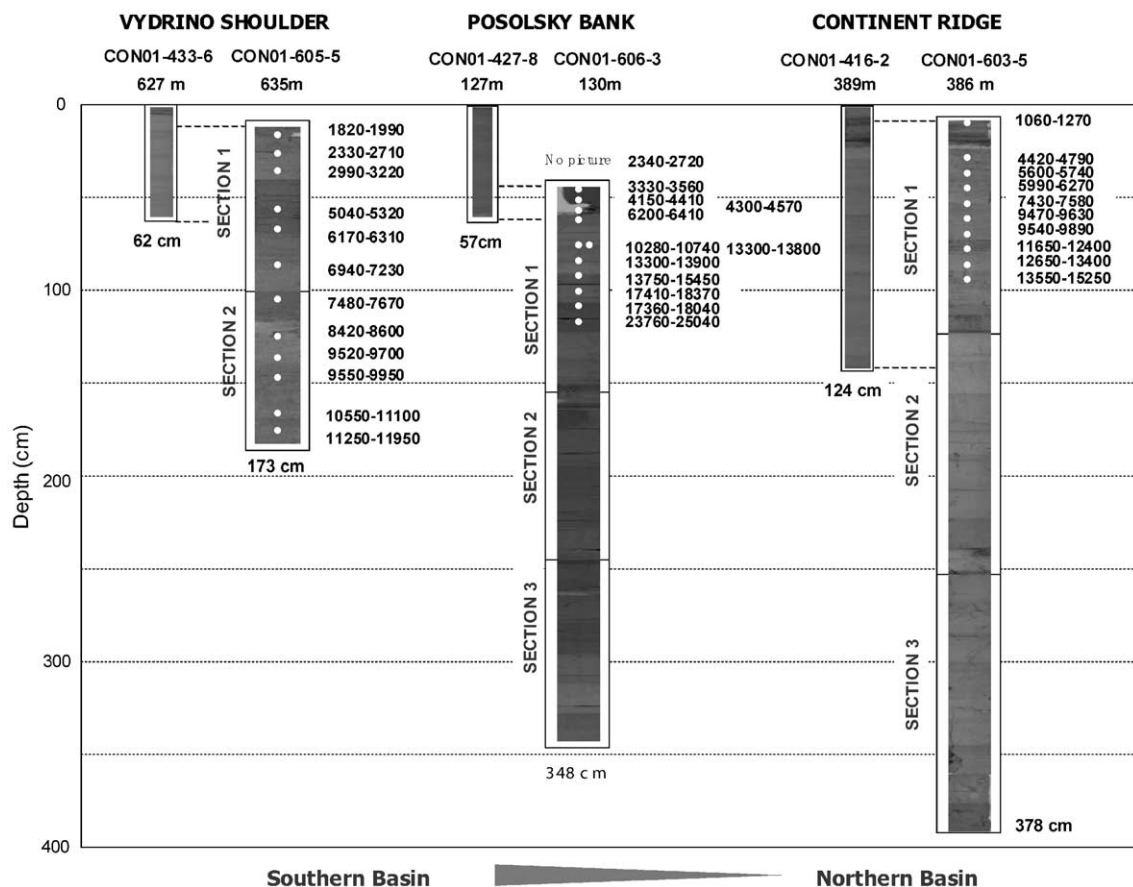


Fig. 2. Composite log of the short cores (left side) and the kasten cores (right side) from the three coring sites of CONTINENT cruise 2001 on Lake Baikal. The log consists of compilations of black and white digital images. The light grey corresponds to clayey diatom-rich sediments, the dark grey to predominantly clayey sediments, and the black levels in the uppermost sediments indicate oxidized layers. The boxes indicate the different sediment core sections. The total core length is reported below each core. The short cores and the kasten cores were correlated using the magnetic susceptibility. The AMS ¹⁴C ages (right side) are given in calendar years BP. Open circles indicate the sample depth for ¹⁴C radiocarbon dating.

chamber within a solvent-resistant mould, and polymer resin was progressively added in, i.e. four steps. We employed Norsodyne S 2010 V (supplier: Cray Valley) or TRA (supplier: Finres group), mixed with 0.2% of catalyst (Interox), 0.1% of accelerator (Octoate Cobalt 49), and less than 10% solvent (acetone). When samples were saturated by the resin, the polymerization rate was accelerated by a final curing stage in a dry oven with a temperature below 40 °C to prevent cracking (see also Ashley, 1973).

Thin sections were prepared from the blocs after standard techniques (e.g. Murphy, 1986). However,

we used diamond discs (80, 250, 600) rather than silicium carbur for polishing, as they facilitate the production of large slides with an equal thickness.

3.3. Magnetic susceptibility and grey scale measurements

The magnetic susceptibility (MS) has been measured using a Bartington MS2-E point sensor with a 5 mm progression step. The MS was taken from polymerized U-channels to allow a direct comparison between MS values along the cores with observations made on thin sections.

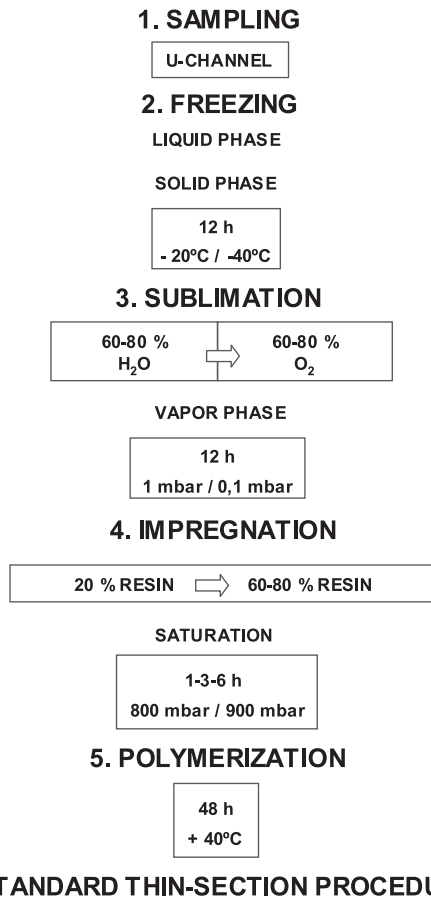


Fig. 3. Pretreatment for long core lyophilization/polymerization and thin-section preparation of wet unconsolidated sediments. The numbers correspond to the different preparation steps.

Grey scale (GS) measurements have been done after Schaaf and Thurow (1994), and Nederbragt and Thurow (2001) methods. The GS was taken from digital TIF images of thin sections in order to capture subtle grey densities differences in the laminated intervals, which are only visible in thin sections (Fig. 4). Samples were prepared with the same resin mixture and temperature of polymerization to maintain a constant resin colour during the core treatment. Because the thickness of the thin sections has a strong influence on the final GS values, the thin sections were remade from the blocks until a thickness of 30 μm was reached. Thin sections of poor quality were not treated for grey scale measurements (e.g. at the base of core CON01-416-12). In addition, the

large format thin section (140 \times 70 mm) was preferred over standard format (90 \times 15 mm) as the larger ones allowed a better visual control of the lateral sediment fabric. The grey scale was measured from 8-bit grey scale images (0—black; 256—white) by the ImageJ software (Rasband, W.S., ImageJ, National Institutes of Health, Bethesda, MD, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997–2004). For each thin section, the scan axis corresponds to approximately 5500 pixels of 20 μm each (i.e. 500 measurements per centimetre of sediment). The thin sections were digitized with a slide scanner and with a constant image acquisition in black and white mode. For tracing thin light diatom-rich layers, the grey scale axes were duplicated perpendicular to laminated sediment accumulation in the best preserved part of the material, avoiding outside disturbances (cracks, bioturbations). The grey scale values were extracted from single pixel lines on each image and then converted to depth scale to obtain a continuous record. Then, the best line was selected according to the observation of laminations from the GS in comparison with lamination count in thin section. The blanks (256) linked to cracks were removed from the data set. The space between two consecutive thin sections (1mm) has been taken into account by a blank in the data, and represents a negligible gap compared to the numbers of measurements along the cores (approximately 200,000 for a 5 m core).

4. Results

4.1. Holocene record

4.1.1. Magnetic susceptibility in short cores

In the three short cores, MS values are low and tend to decrease during the Holocene (Fig. 5). In the Vydrino core, CON01-433-6, MS varies from 25×10^{-6} S.I. at the base (62 cm; 4.8 ka) to 10×10^{-6} S.I. at the top (average values around 20×10^{-6} S.I.). In the Posolsky core, CON01-427-8, is characterized by slightly higher values (60×10^{-6} S.I. at 57 cm; 4 ka). The increasing MS values in Posolsky is more probably related to a detrital supply from the nearby Selenga River. Evolution of the MS in the Continent core, CON01-416-12, is similar to Vydrino site (average values around 20×10^{-6} S.I.

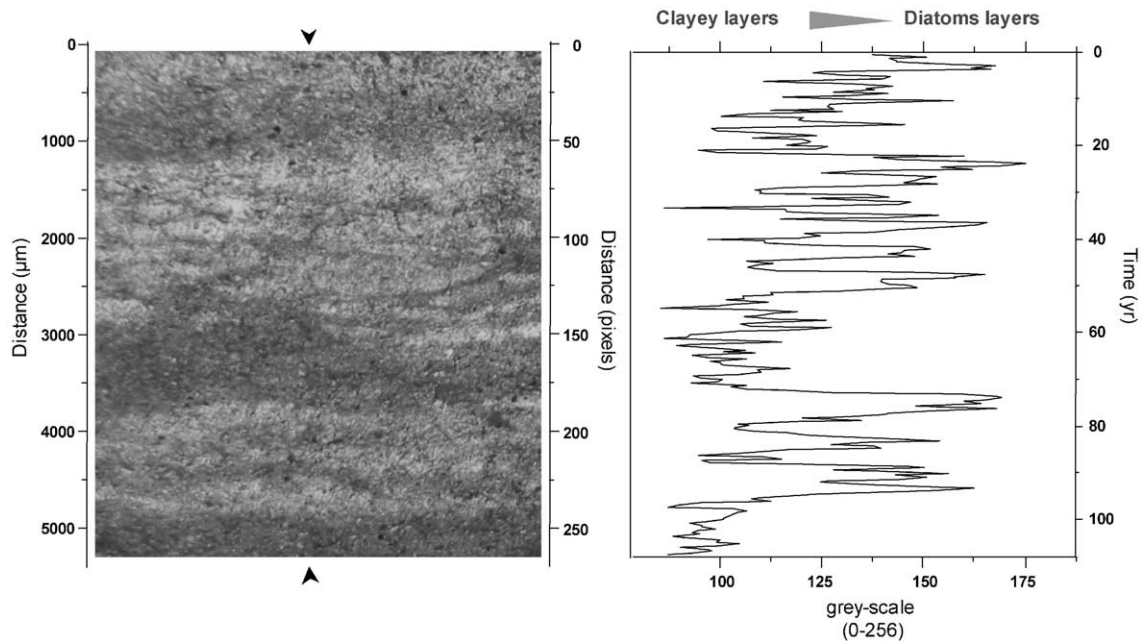


Fig. 4. Digitized image of laminated sediment in thin section from Continent Ridge site, core CON01-603-5, against GS (at 30 cm depth). On the left side, distance is represented in μm ; on the right side, the estimates of years have been calculated from the mean sedimentation rates. Variations of GS are related to the alternation of distinct diatoms and clayey thin layers (50–200 μm). The high grey density values correspond to the diatom-rich layers, the low density values to the clayey sediment. The GS provides a proxy record of multi-annual variations in the diatom concentration during the Subboreal period.

during the Holocene). The higher MS values (up to $40\text{--}50 \times 10^{-6}$ S.I.) from 16.5 to 10.5 ka (120–80 cm depth) correspond to clayey sediment accumulated during the Late Glacial period. The Termination I is only recorded in the Continent short core.

Based on thin-section qualitative observations, the low MS anomalies are concurrent with the diatom-rich sediments (Fig. 5, picture 5), whereas the MS peaks characterize the clayey intervals or oxidized layers (Fig. 5, picture 1). In addition, we were able to visually characterize the origin of some unreliable high MS peaks, which occur in the uppermost centimetres of the cores and are related to Fe sulfide phases. There is some uncertainty about the identification of the opaque minerals in micromorphology, but the structures of these phases are based on a cubic, close-packed framework typical of Fe sulfide crystal chains formed by magnetic bacteria (i.e. greigite, Fig. 5, picture 2). Other studies give evidence of a strong influence of iron sulfide, i.e. greigite rearrangement, at the top of the cores (Demory et al., 2005-this volume). As this mineral is unstable and may be reformed over a period of days to

a week, this signal is not taken into account for the correlations between the cores and is removed from the MS data set. The greigite is probably responsible for high MS signals in some pyrite-rich horizons marked by bioturbation (Fig. 5, picture 2). The pyrites form a macroscopic network visible on large thin sections related to the benthic faunal activity (i.e. infilling of channels and chambers) (Fig. 5, picture 4). Low MS anomalies could be related to infilling of chambers and channels by hydrated iron phosphate (vivianite) in more bioturbated intervals (Fig. 5, picture 3).

The entire Holocene time window is globally characterized by low MS (20×10^{-6} S.I. on average) reflecting a higher proportion of diatoms in Lake Baikal sediments.

4.1.2. Grey scale record of the short cores

The Holocene period is globally characterized by high GS values, except for the uppermost centimetres of the cores where the oxidized layer occurs (60–40 units) (Fig. 6). In the Vydrino short core, GS increase from 120 and 170 units between 4.5 and 3.8 ka (60–50

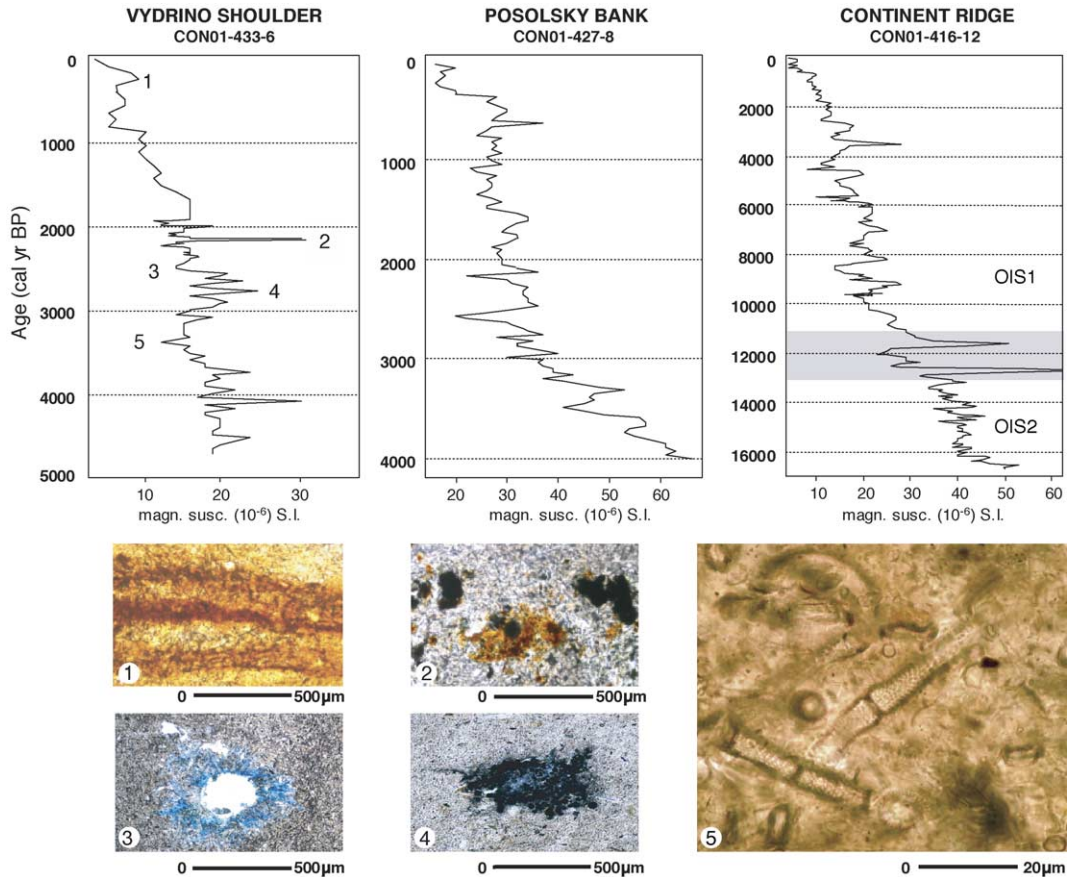


Fig. 5. Magnetic susceptibility of the short cores with identification of background noise signal related to bioturbations filled with iron oxides and iron sulfide (i.e. greigite). The numbers are related to optical microscope images taken from large thin sections (140×70 mm). The shadow line represents the Late Glacial/Holocene transition with occurrence of more important magnetic mineral signal. (1) Black layers (iron oxides), (2) cubic close-packed framework typical of Fe sulfide crystal chains formed by magnetic bacteria (i.e. greigite), (3) bioturbation associated with hydrated iron phosphate (vivianite), (4) bioturbation associated with black spots (pyrite), and (5) biogenic silica (diatoms).

cm depth) and decrease afterwards between 3.5 and 2.2 ka (48–25 cm depth) down to 100 units. In this core, maximum GS values are reached at 3.8 ka (52 cm depth) and 2.1 ka (18 cm depth), minimum values at 2.2 ka (25 cm depth) and 1.1 ka (7 cm depth). In the Posolsky core, sediment is characterized by higher GS values (120–170 units) between 4 and 3 ka (from 53 to 40 cm depth), and then the GS has lower values (100–50 units) upwards. In the Continent core, the highest GS ranging from 140 and 170 occur significantly at the base of the core and in two time periods, at approximately 6.5 ka (43 cm depth) and 4.5 ka (28 cm depth).

On the thin sections, the minimum GS values (40–80 units) in the uppermost centimetres of the cores are

linked to clayey material mixed with iron oxides (e.g. Fig. 6, picture 1). The influence of iron oxides and sulfides is less visible in the GS than in the MS measurements, i.e. the background signal due to sulfides, because the GS line scan was taken outside the disturbances (i.e. bioturbations). The low GS values tend to occur in association with diatom poor sediments, whereas maximum values (120–180 units) represent the diatom-rich sediments when connected with low MS values (Fig. 6, pictures 2 and 3). Based on this relation, both records from the Southern Basin show an overall increase in GS values from approximately 4 ka followed by a decrease up to 3 ka (Fig. 6). In the Northern Basin, GS data from Continent site

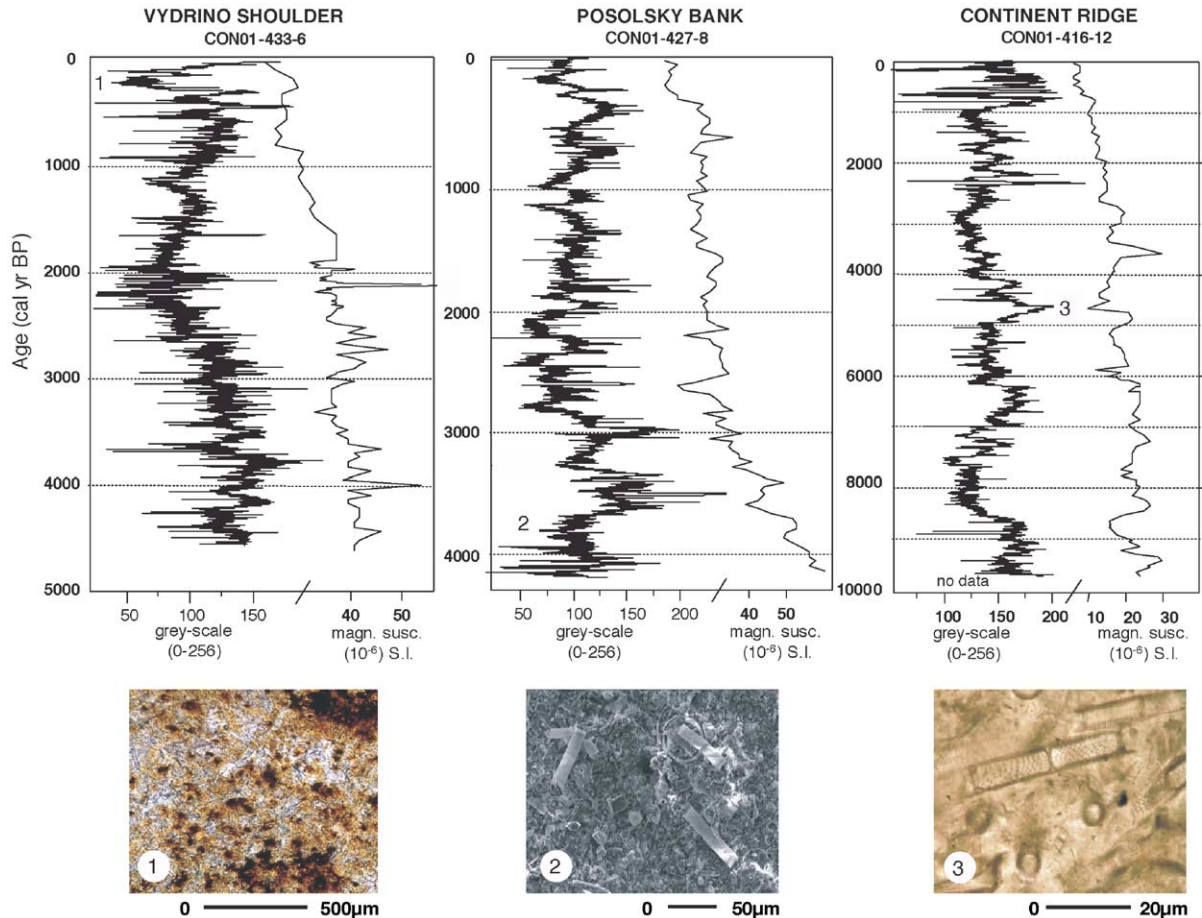


Fig. 6. Grey density scale and magnetic susceptibility records of the short cores. Variations of GS in thin sections are mainly related to the abundance of biogenic silica (diatoms) in sediments. The high grey density values characterize the diatom-rich sediments, the low density values the clayey material. Note that in the uppermost sediments the low densities are not interpretable due to the oxidation layer. In the two cores from the Southern Basin (Vydrino and Posolsky), we observe a significant decrease trend of the GS from ca. 3.8–3.5 to 2 cal ky BP in agreement with thin-sections microscope observations. This shift corresponds to a decrease in the abundance of biogenic silica in Lake Baikal. The numbers relate to images taken from large (140×70 mm) thin sections. (1) Optical microscope view of black spots (iron oxides), (2) BSE view of clayey mud with low biogenic silica concentrations (diatoms), and (3) optical microscope view of sediment rich in biogenic silica (diatoms) around 4.8–4.5 cal ky BP.

suggest a peak in diatom abundance ca. 4.5 ka, and earlier peaks ca. 6.5 and 9 ka, consistent with changes in MS, and in diatom/clay concentration as observed in thin sections (Fig. 6).

4.2. Late Glacial to Holocene record

4.2.1. Magnetic susceptibility of the kasten cores

The MS curves have been “cleaned” by removing the background signal due to greigite (three to four peaks). This has been performed by checking thin

sections where highest MS peaks occur. In the Vydrino core, CON01-605-5, the MS is low ($20\text{--}30 \times 10^{-6}$ S.I.) throughout the core and mainly corresponds to diatom-rich sediments deposited during the Holocene (Termination I not covered, Fig. 7). In the Posolsky core, CON01-606-3, the MS curve shows a drop at 35 ka that corresponds to the Late Karginy Interstadial correlating to MIS 3 according to Prokopenko et al. (2001b) and Swann et al., 2005-this volume. The drop is followed by a MS peak and by a progressive decrease of the MS values up to the

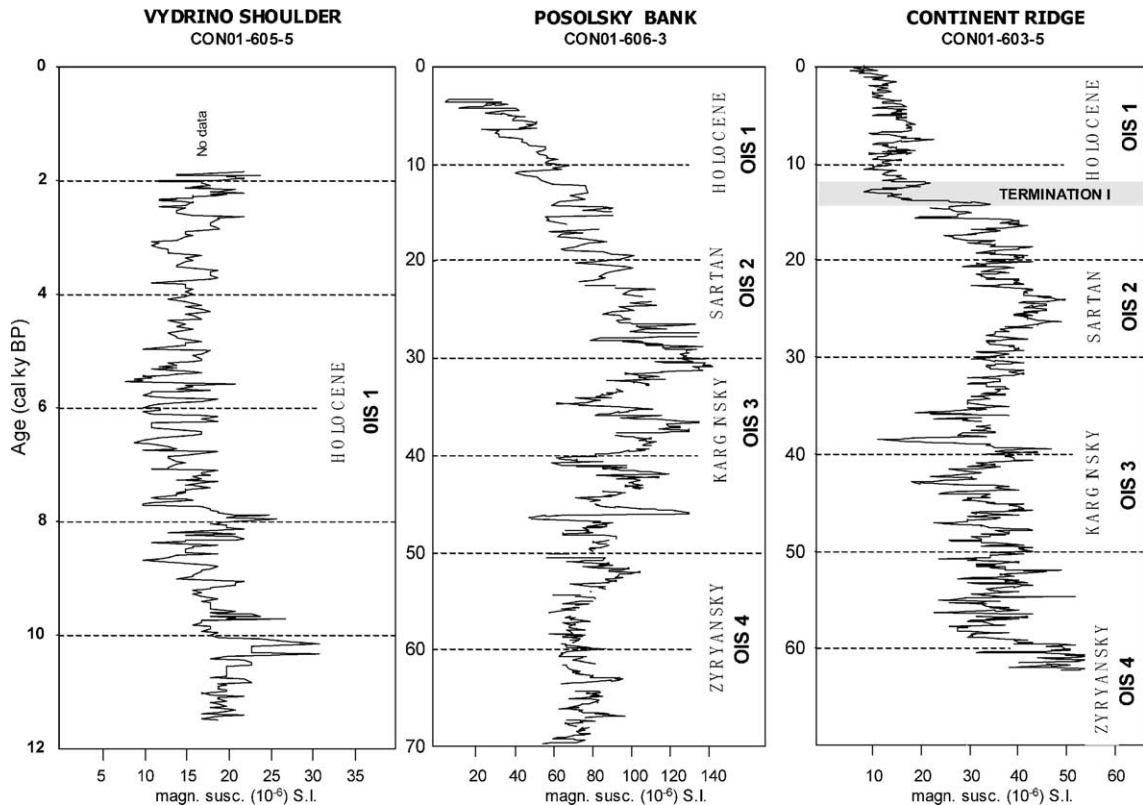


Fig. 7. Magnetic susceptibility curves of the kasten cores versus calibrated age models (on the left side), Siberian chronostratigraphy (Karabanov et al., 1998), and (right side) SPECMAP isotopic chronology (Martinson et al., 1987). Low magnetic susceptibility values (10–20) represent interstadial epochs with more widespread biogenic lake productivity. The high magnetic susceptibility values (30–60 units) represent stadial epochs with massive clays, or more detrital supplies (60–130 units). The magnetic susceptibility record at Posolsky Bank is strongly influenced by the nearby Selenga River.

end of Glacial Sartan (MIS 2, Prokopenko et al., 2001b). In the Continent core, CON01-603-5, the highest MS values (around 50×10^{-6} S.I.) occurs around 25 ka (120 and 100 cm depth), and the lowest values ($20\text{--}30 \times 10^{-6}$ S.I.) from ca. 15 ka to the present day (100 cm to the top) (Fig. 7). In the Continent core, the shift in the MS at ca. 15 ka is due to a change in detrital/biogenic supply and underlines the boundary between OIS2 and OIS1. Based on the quality of MS record over the Termination I, the Continent site presents the best resolution, the Vydrino core ends before the Termination I, and the Posolsky Site is the most perturbed core by bioturbation processes (see Martin et al., 2005-this volume). We therefore selected the core from Continent Ridge for further high-resolution GS acquisition around Termination I.

4.2.2. Grey scale record through Termination 1 in Continent Ridge

The GS from the Continent Ridge core, CON01-603-5, is presented against the MS, and the GISP 2 ice core $\delta^{18}\text{O}$ temperature proxy record (Stuiver et al., 1995) and the Eurasian pollen stratigraphy scale (Velichko et al., 2002—Fig. 8). From ca. 16 to 15 ka, GS ranges around 100–120 units (Last Glacial (LG), Oldest Dryas (OstD)), and then slowly increases up to a maximum value of 160 units in the youngest diatom-rich sediment at ca. 15.3 ka (Bölling (BO)). From ca. 15.3 to 14.2 ka (Older Dryas (OD)), GS values shift from 120 to 80 units in agreement with a lower diatom abundance as determined qualitatively in thin section. The Alleröd (AL, ca. 14 ka) is characterized by a peak of highest GS values. From ca. 13.8 to 13.2 ka, the GS values are lower (120

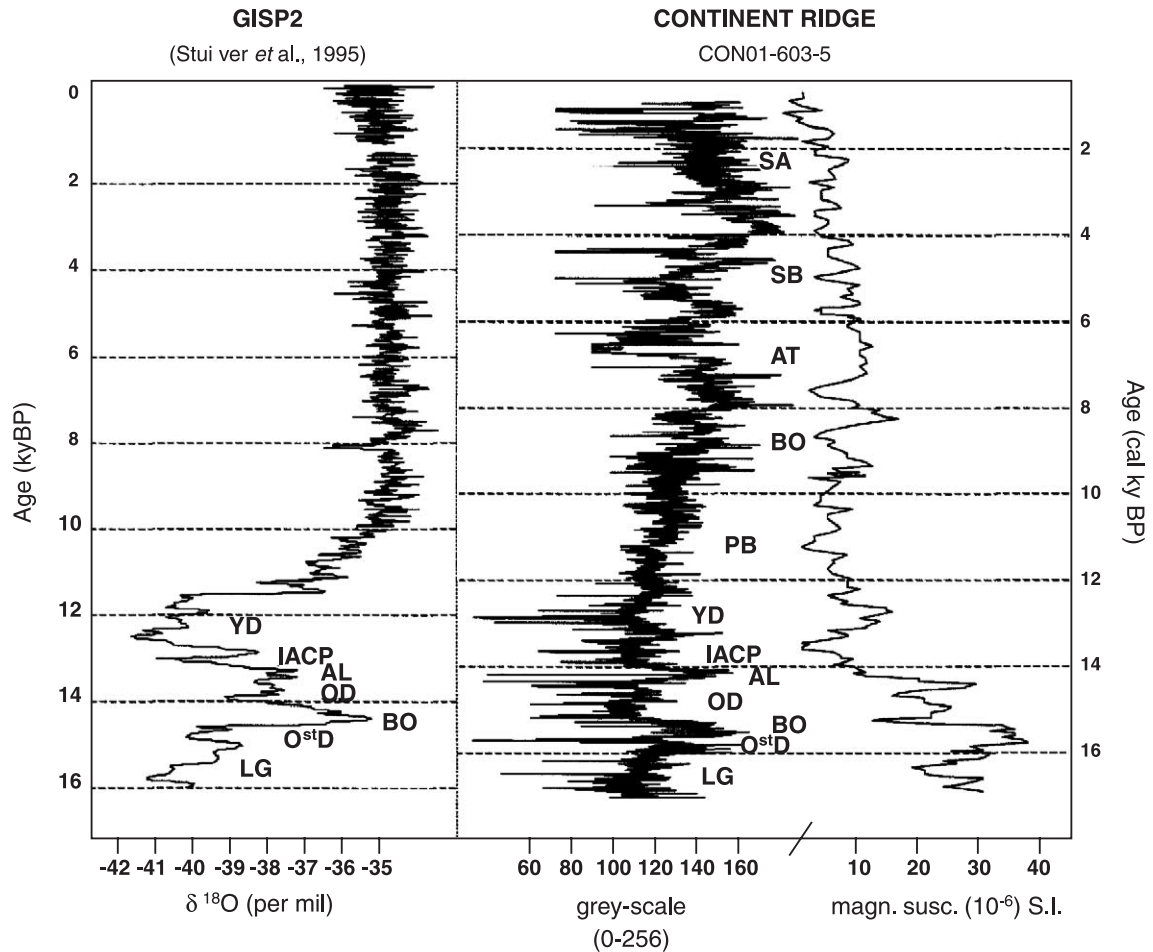


Fig. 8. Grey scale and magnetic susceptibility records of Continent Ridge for Late Glacial, Termination I, and the Holocene interval over the temperature GISP-2 proxy record. The two records are represented according to their own chronology in calendar years. Lake Baikal record is matched to GISP2 record according to GS criteria. The high GS values indicate the main increase in biogenic silica accumulation in Lake Baikal sediments. Based on the evolution over the Younger Dryas, we observe the same trends with a lag of ca. 500 years between GISP 2 and Baikal records. The lag could be either due to age model adjustment of different environments or real time response like proposed by Prokopenko et al. (1999). The high values are observed during the Bölling (BO), Alleröd (AL), Atlantic (AT), Subboreal (SB), and Subatlantic (SA) optima. The Oldest Dryas (OstD), Old Dryas (OD), and Younger Dryas (YD) are characterized by very low GS values (clayey material) lasting approximately 400 years. Since the Subatlantic optimum, the accumulation of biogenic silica decreases up to the present day. On the central part of the diagrams, we indicate the Siberian chronozones derived from European palynological records (Velichko et al., 2002). The transition between isotopic stages 1 and 2 is deduced from oxygen isotope stratigraphy from Atlantic sediments (Martinson et al., 1987). The ages are given in cal years BP.

units) and correspond to the Intra Alleröd Cold Period (IACP) of GISP 2. Around 12.7 ka (Younger Dryas), the GS quickly drops from 110 to 80. The Preboreal/Boreal (BO) periods (12.4–9 ka) are not visible in the data set, with GS values ranging between 90 and 110 units. From ca. 9 to 6 ka (Atlantic (AT)), the GS curve

oscillates between 90 to 140 units with maximum values at around 8 ka. The Subboreal (SB) interval (6–2.5 ka) is marked by two important variations in GS with the highest GS values at ca. 6 and 4.5 ka. Note that thin sections contain evidence for laminations during the Subboreal interval: laminations consist of

alternating dark clayey and light diatom-rich laminations (of a few microns). High GS peaks are reached at the beginning of the Subatlantic (SA) at ca. 3 ka. From ca. 2.5 ka to the present, GS values slowly decrease from 150 to 70 units. Minimum GS is reached in the oxidized layer at the top of the core and correlates with the dark iron–manganese oxide layers as shown in Fig. 5.

5. Discussion

GS measurement is a rapid method to derive a very-high-resolution data sets from core material, and has been successfully applied to marine sediments (Schaaf and Thurow, 1994; Nederbragt and Thurow, 2001). In Lake Baikal we apply this approach but using thin sections, that is, to our knowledge, the first time in environmental studies. Based on qualitative observations on thin sections, we interpret the GS record as an estimation of the clay/diatom ratio changes over Termination 1.

5.1. The OIS3/OIS2 transition

Mortlock and Froelich (1989) demonstrated that diatom abundance increased and reached maximum values for the OIS3 interval during the middle of the Karginsky Interstadial. This interpretation is in agreement with the lowest MS values in the core CON01-606-3, from Posolsky Bank between 35 and 30 ka (Fig. 7). Our results are consistent with the occurrence in the Karginsky Interstadial of several cold episodes in combination with high frequency fluctuations in diatoms (e.g. in BDP-93-2 core, Prokopenko et al. 2001b). The MS curve is also in good agreement with short cooling episode (i.e. Late Karginsky) as emphasized by Prokopenko et al. (2001a,b), and also with interpretation of pronounced diatom signal during OIS3 (Prokopenko et al., 2001c; Swann et al., 2005-this volume).

5.2. The Glacial Sartan (OIS2)

In Lake Baikal area, the transition to the colder Glacial stage (Sartan 25–22 ka) is characterized by a weak development of vegetation and soil layers. According to Karabanov et al. (1998), this trend during

Siberian Glaciation is responsible for the increased turbidity condition (Horiuchi et al., 2000), and also for the occurrence of massive clay units in the lake, which corresponds to the increase in the MS signal in cores CON01-606-3 and CON01-603-5. The reduced solar radiation in the Northern Hemisphere (Berger and Loutre, 1991) could also explain prevailing low biogenic lake productivity at this time, which would have further accentuated the MS signal.

5.3. Termination I (OIS2/OIS1)

After the Sartan Glacial period, the deglaciation is denoted by increased diatom production, while soils became more developed in the watershed area (Horiuchi et al., 2000). A regional transition from a glacial to a post-glacial epoch (Termination 1) occurred at ca. 15 ka (Peck et al., 1994), which coincides with an increased summer insolation in the Northern Hemisphere (Berger and Loutre, 1991). Indeed, the change at ca. 15 ka corresponds to the onset of wet and warmer conditions associated with abrupt increase in precipitation and strong winds in Siberia, which in turn may have promoted deep mixing and nutrient regeneration in the lake (Bradbury et al., 1994; Chebykin et al., 2002). In the Continent core, CON01-603-5, the evolution of MS signal correlates well with the interpretation of the onset of the warming at ca. 15 ka (Fig. 7). The warming hypothesis is further supported by high grey level values that is interpreted to be representative of increased biogenic silica content over that of the occurrence of quartz grains, which also may produce high GS values. This interpretation seems to be also indicated by the MS results in Posolsky Bank which shows a continuous decrease of the detrital supply (Fig. 7). In Continent, the Younger Dryas (ca. 12.7 ka) is characterized by massive clays and low GS values and high MS (Fig. 8). According to Scholz and Hutchinson (2000), the limited influx of nutrients from alpine glacial melt waters are responsible for low lake productivity and strong oligotrophy during this period. This probably explains why GS values range around 50–100 units during the YD (i.e. decline of diatom accumulation). The visual control on thin sections confirms that the diatoms are less abundant at this level while it is less obviously demonstrated by the MS.

5.4. The Holocene (OIS1)

The early Holocene period is characterized by progressively increasing GS values since the end of the Boreal which coincides with an increase in Lake Baikal productivity (Karabanov et al., 2003). This coincides with GS interpretation of the Continent core, CON01-603-5 (Fig. 8). During this period, the influx of terrestrial debris into the Northern Basin declined (Horiuchi et al., 2000), which probably explains why the OIS2/OIS1 transition is better characterized by the GS curve in the Continent core than in Posolsky (Fig. 8). The Preboreal/Boreal periods are not significantly marked by variations of lake productivity as deduced from the GS curve.

The beginning of Atlantic period is marked by warmer condition which is accompanied by maximum aquatic production and forest expansion with extensive development of soil layers and lake productivity coincident with increased insolation (Berger and Loutre, 1991). With the development of the aquatic ecosystem, biogenic silica and organic carbon production increase significantly. This probably explains why GS values present more amplitudes during the Atlantic climate period (9–6 ka), in association with a warmer climate, increased terrestrial influx, and a more important mixing and nutrient renewal in the water column. The GS tends to demonstrate that the Atlantic period is marked by an increase in diatom content at 8 and 6 ka that mirrors the retreat of mountain glaciers which occurred at about 9.5 ka (Horiuchi et al., 2000). Nevertheless, it is important to note that according to Popovskaya (2000), a diatom increase in Lake Baikal may be accompanied by a picoplankton decrease. Therefore an increase in GS suggests an increase in diatoms, but not necessarily in productivity. The Subboreal (6–3 ka) period is contrasted and characterized by alternating high to low GS values, corresponding to variations in diatom content. According to the literature, the Subboreal appears to be the warmest period of the Holocene in Lake Baikal, and is characterized by the highest diatom abundance (Williams and Jenkins, 1993; Carter and Colman, 1994; Bradbury et al., 1994). This is seemingly contradictory with the general Holocene climatic trend shown for Northern Eurasia and West Siberia (Khotinsky, 1984, 1989). According to our results, the Subboreal period appears to be a

contrasting period with strong variations in diatom/clay accumulation. According to published results by Karabanov et al. (1999), the highest peak of diatoms abundance is observable close to the Subboreal/Subatlantic transition. GS results from the Continent core, CON01-603-5, show a strong influence of the biogenic silica in the sediment material during the Subboreal, at ca. 4 and 3 ka (Fig. 8).

In Lake Baikal sediments, the last ~2 ka are characterized by the lowest diatoms sedimentation rates (Qiu et al., 1993) related to enhanced recycling and regeneration of silica and low sedimentation rates (Scholz and Hutchinson, 2000). However, at the Continent site, we could not climatically interpret this time window with the GS due to the oxidized layer background noise.

Although the link between the grey scale values with the light produced by different monospecific diatoms layers (e.g. *Aulacoseira baicalensis*, *Synedra acus*) is not yet clearly understood, as well as the influence of diatom concentration on the grey scale record, our data gives evidence of decadal/centennial fluctuations of diatoms/clay ratio. While we are still investigating the relationship between the laminations and seasonal activity of the lake, it is important to note that the atmospheric changes that followed the deglaciation will have had an important impact on the air temperature and on the ice and snow cover on the lake (Livingstone, 1999). For example, Shimaraev et al. (1992) suggest that the period of no ice cover on the lake during the Sartanian glaciation (equivalent to the last glacial maximum) was approximately 60 days shorter than the present day. This is important when one considers that the snow and ice cover constitutes a significant factor that controls diatom composition and population growth in the lake (Mackay et al., 2003; 2005-this volume), in spite of secondary processes such as diatom dissolution (Battarbee et al., 2005-this issue; Ryves et al., 2003).

6. Conclusion

The core polymerization technique allows fast and high quality polishing of cut surfaces of cores that enhances the observation of laminations. The measurement of the grey scale (GS) on thin sections considerably increases the measurement resolution of the

laminated feature but requires very good quality thin-section cover of the cores under study. To the best of our knowledge, this is the first time this approach is applied on core thin-section cover. After a visual control and background noise correction due to bioturbation and mineral neof ormation (i.e. rearrangement of pyrite and greigite), we interpret the GS curves as a proxy for lake paleoproductivity. The Continent core gives the best resolution over Termination I, with a 20 μm resolution (i.e. approximating to an annual resolution). The minimum GS values are associated overall with the accumulation of massive clays (cold phases) and maximum values to diatom-rich sediments (wetter and warmer climates). For the last 18 ky, our results indicate an increase in diatom productivity at ca. 14.8 ka (i.e. Bölling), 14 ka (Alleröd), 8 ka (Atlantic), 6 ka (Atlantic/Subboreal transition), 4.5 ka (Subboreal), 4 ka (Subboreal/Subatlantic transition), and 3 ka (Subatlantic). Our results also suggest a lag of ~500 years with GISP 2 and that the Alleröd optimum was shorter than the Bölling (approximately 200 years compared to 400 years). In the Continent core, we note that the onset of wet and warming conditions occurs at ca. 15 ka, before Termination I. Several cold phases are recorded, the most important being at ca. 15.5 ka (Oldest Dryas), 14.5 ka (Older Dryas), 13.5 ka (Intra Alleröd Cold Period), and 12.7 ka (Younger Dryas). Successive cold episodes are observed during the Atlantic and Subboreal periods in the laminated sediment interval and should be further examined. Indeed, in this interval, grey scale acquisition indicates for the first time thin, multi-annual diatom-rich laminations in Lake Baikal sediments.

Acknowledgements

X.B. thanks G. Stoops and R. Nijs (RUG) for their introduction to embedded sediment procedures. This research was supported by ULg for laboratory installation, EU CONTINENT project (EVK2-2000-00057—coordinator, H. Oberhänsli, GFZ). Material was collected during an EU CONTINENT cruise in 2001. We particularly thank A. Monjoie for providing lyophilizer equipment, F. Boulvain for facilities in the petrographic laboratory, and J.P. Culus and F. Noebert for technical support (ULg). We thank A. Pazdur and A. Bluszcz, and the CGRI for training in the Department of

Radioisotopes (Silesian University). We also thank M. De Batist, F. Demory, P. Breuer, M. Fogtman, J.M. Speetjens, F. Charlet, and S. Schneider. Thanks are due to A. Mackay, P. Francus, S. Bertrand, and anonymous reviewers for improvements to the manuscript. X.B. is supported by a PhD FNRS-FRIA grant.

References

- Ashley, G.M., 1973. Impregnation of fine-sediments with a polyester resin: a modification of Altemüller's method. *J. Sediment. Petrol.* 43, 298–301.
- Battarbee, R.W., 2003. HOLIVAR (Holocene Climate Variability). *Pages News* 11, 4–5.
- Battarbee, R.W., Mackay, A.W., Jewson, D., Ryves, D.B., Sturm, M., 2005. Differential dissolution of Lake Baikal diatoms: correction factors and implications for palaeoclimatic reconstruction. *Glob. Planet. Change* 46, 75–86 (this issue).
- BDP Members, 1997. Preliminary results of the first scientific drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, Southern Siberia. *Quart. Intern.* 37, 3–17.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 m.y. *Quart. Sci. Rev.* 10, 297–317.
- Bezrukova, Y.V., Bogdanov, Y.A., Williams, D.F., Granina, L.Z., Grachev, M.A., Ignatova, N.V., Karabanov, E.B., Kuptsov, V.M., Kurliev, A.B., Likhoshway, Y., Chernyaeva, G.P., Shima-raeva, M.K., Yakushin, A.O., 1991. Deep-seated change in the ecosystem of Northern Lake Baikal during the Holocene. *Dokl. AN SSSR* 321, 1032–1037 (in Russian).
- Bradbury, J.P., Bezrukova, Y.V., Chernyaeva, G.P., Colman, S.M., Khursevich, G.K., King, J.W., Likhoshway, Y., 1994. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal. *J. Paleolimnol.* 10, 213–252.
- Carter, S.J., Colman, S.M., 1994. Biogenic silica in Lake Baikal sediments: results from 1990–1992 American cores. *J. Great Lakes Res.* 20, 751–760.
- Charlet, F., Fagel, N., De Batist, M., Hauregard, F., Minnebo, B., Meischner, D., the SONIC Team, 2005. Sedimentary dynamics on isolated highs in Lake Baikal: evidence from detailed high-resolution geophysical data and sediment cores. *Glob. Planet. Change* 46, 125–144 (this volume).
- Chebykin, E.P., Edgington, D.N., Grachev, M.A., Zheleznyakova, T.O., Vorobyova, S.S., Kulikova, N.S., Azarova, I.N., Khlystov, O.M., Goldberg, E.L., 2002. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation (15 cal kyr BP). *Earth Planet. Sci. Lett.* 200, 167–175.
- Demory, F., Nowaczyk, N.R., Witt, A., Oberhänsli, H., 2005. High-resolution magnetostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Baikal, Siberia: timing of intracontinental paleoclimatic responses. *Glob. Planet. Change* 46, 167–186 (this volume).

- Francus, P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin-sections of soft clastic sediments. *Sediment. Geol.* 121, 289–298.
- Granina, L.Z., Grachev, M.A., Karabanov, E.B., Kuptsov, V.M., Shimaraeva, M.K., Williams, D.F., 1993. Accumulation of biogenic silica in bottom sediments of Baikal. *Russ. J. Geol. Geophys.* 34, 126–135.
- Horiuchi, K., Minoura, K., Hoshino, K.O.T., Nakamura, T., Kawai, T., 2000. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 157, 95–108.
- Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Colman, S.M., 1998. Evidence from Lake Baikal for Siberian Glaciation during oxygen-isotope substage 5. *Quart. Res.* 50, 46–55.
- Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Khursevich, G.K., 1999. A new record Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 3, 211–224.
- Karabanov, E., Williams, D., Khursevich, G., Bezrukova, H., Kuzmin, M., Prokopenko, A., Fedenia, S., Gvozdkov, A., Krapivina, S., 2003. The LGM-Holocene high-resolution record from Lake Baikal (Siberia): evidence for glacial ecological collapse and Holocene recovery of lake's ecosystem. Pages, highlights, archive 03.
- Khotinsky, N.A., 1984. Holocene climate change. In: Velichko, A.A. (Ed.), *Late Quaternary Environments of Soviet Union*. University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 305–309.
- Khotinsky, N.A., 1989. Discussion of problems of Holocene correlation and paleoreconstructions. In: Khotinsky, N.A. (Ed.), *Paleoclimates of the Last Glacial and the Holocene*. Nauka, Moscow, pp. 12–14 (in Russian).
- Livingstone, D.M., 1999. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.* 44, 1486–1497.
- Mackay, A.W., Battarbee, R.W., Flower, R.J., Granin, N.G., Jewson, D.H., Ryves, D.B., Sturm, M., 2003. Assessing the potential for developing internal diatom-based transfer functions for Lake Baikal. *Limnol. Oceanogr.* 48, 1183–1192.
- Mackay, A.W., Ryves, D.B., Battarbee, R.W., Flower, R.J., Jewson, D., Rioual, P., Sturm, M., 2005. 1000 years of climate variability in central Asia: assessing the evidence using Lake Baikal diatom assemblages and the application of a diatom-inferred model of snow cover on the lake. *Glob. Planet. Change* 46, 281–297 (this volume).
- Martin, P., Boës, X., Goddeeris, B., Fagel, N., 2005. A qualitative assessment of the influence of bioturbation in Lake Baikal sediments. *Glob. Planet. Change* 46, 87–99 (this volume).
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.* 27, 1–29.
- Mortlock, R.A., Froelich, P.N., 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res.* 36, 1415–1426.
- Murphy, C.P., 1986. Thin-section preparation of soils and sediments. AB Academic Publishers, Berkhamsted, Herts, United Kingdoms.
- Nederbragt, A.J., Thurow, J.W., 2001. A 6000 yr varve record of Holocene climate in Saanich Inlet, British Columbia, from digital sediment colour analysis of ODP Leg 169S cores. *Mar. Geol.* 174, 95–110.
- Peck, J.A., King, J.W., Colman, S.M., Kravchinsky, V., 1994. A rock magnetic record from Lake Baikal, Siberia: evidence for Quaternary climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.* 122, 221–238.
- Pike, J., Kemp, A.E.S., 1996. Preparation and analysis techniques for studies of laminated sediments. In: Kemp, A.E.S. (Ed.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*. Geol. Soc. Spec. Publ. 116, 37–48.
- Piotrowska, N., Bluszcz, A., Demski, D., Granoszewski, W., Heumann, G., in press. Extraction and AMS radiocarbon dating of pollen from Lake Baikal sediments. *Radiocarbon*.
- Popovskaya, G.I., 2000. Ecological monitoring of phytoplankton in Lake Baikal. *Aquat. Ecosyst. Health Manag.* 3, 215–225.
- Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Karabanov, E.B., Khursevich, G.K., 1999. Response of Lake Baikal ecosystem to climate forcing and pCO₂ change over the last glacial/interglacial transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172, 239–253.
- Prokopenko, A.A., Karabanov, E.B., Williams, D.F., Kuzmin, M.I., Shackleton, N.J., Crowhurst, S.J., Peck, J.A., Gvozdkov, A.A., King, J.W., 2001a. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes. *Quart. Res.* 55, 123–132.
- Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Karabanov, E.B., Khursevich, G.K., 2001b. Continental response to Heinrich events and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia. *Glob. Planet. Change* 28, 217–226.
- Prokopenko, A.A., Karabanov, E.B., Williams, D.F., Kuzmin, M.I., Khursevich, G.K., Gvozdkov, A.A., 2001c. The detailed record of climatic events during the past 75,000 yrs BP from the Lake Baikal drill core BDP-93-2. *Quat. Int.* 80–81, 59–68.
- Qiu, L., Williams, D.F., Gvozdkov, A.A., Karabanov, E.B., Shimaraeva, M.K., 1993. Biogenic silica accumulation and paleoproductivity in the Northern Basin of Lake Baikal during the Holocene. *Geology* 21, 25–28.
- Rioual, P., Mackay, A.W., 2005. A diatom record of centennial resolution for the Kazantsevo interglacial stage in Lake Baikal (Siberia). *Glob. Planet. Change* 46, 199–219 (this volume).
- Ryves, D.B., Jewson, D.H., Sturm, M., Battarbee, R.W., Flower, R.J., Mackay, A.W., Granin, N.G., 2003. Quantitative and qualitative relationships between planktonic diatom communities and diatom assemblages in sedimenting material and surface sediments in Lake Baikal, Siberia. *Limnol. Oceanogr.* 48, 1643–1661.
- Schaaf, M., Thurow, J., 1994. A fast and easy method to derive highest-resolution time series datasets from drillcores and rock samples. *Sediment. Geol.* 94, 1–10.
- Scholz, C.A., Hutchinson, D.R., 2000. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accommodation Zone, Lake Baikal Rift, Siberia. *Intern. J. Earth Sci.* 89, 212–228.

- Shimaraev, M.N., Granin, N.G., Kuimova, L., 1992. In: Horie, S. (Ed.), Possible Changes of Hydrophysical Conditions in Baikal during Late Pleistocene and Holocene. International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate, vol. 6. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, pp. 47–52.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 180 climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat. Res.* 44, 341–354.
- Swann, G.E.A., Mackay, A.W., Leng, M.J., Demory, F., 2005. Climatic change in Central Asia during MIS 3/2: a case study using biological responses from Lake Baikal. *Glob. Planet. Change* 46, 255–279 (this volume).
- Velichko, A.A., Catto, N., Drenova, A.N., Klimanov, V.A., Kremennetski, K.V., Nechaev, V.P., 2002. Climate changes in East Europe and Siberia at the Late Glacial–Holocene transition. *Quat. Int.* 91, 75–99.
- Weiss, R.F., Carmack, E.C., Koropalov, V.M., 1991. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal. *Nature* 349, 665–669.
- Williams, D.F., Jenkins, P.B., 1993. The Holocene late Quaternary record of sedimentary organic matter in cores from the academician ridge, Lake Baikal. *Russ. Geol. Geophys.* 34, 76–83.

CHAPITRE 4 – Le climat en Amérique du Sud au cours des six derniers siècles : paléoprécipitations, El Niño et varves lacustres (Lac Puyehue)

1. Introduction

L'Amérique du Sud, et plus particulièrement le sud du Chili, constitue une aire géographique importante pour étudier la variabilité du climat de l'hémisphère Sud. En effet, c'est l'une des rares portions de terre positionnées sur la trajectoire des westerlies de l'hémisphère Sud. Durant l'hiver austral, les westerlies sont réorientés vers 40°S, en raison de la remontée du front polaire vers le Nord (voir chapitre 2). Dès la fin de l'automne austral, dans le sud du Chili, ce phénomène provoque des précipitations plus élevées (>500 mm/mois) que durant le reste de l'année. Situé à 40,7°S, le Lac Puyehue se trouve dans la zone la plus marquée par les changements saisonniers des précipitations de l'Amérique du Sud (voir chapitre 1). Par ailleurs, lors des années El Niño, les vents et les précipitations diminuent à 40°S (Montecinos and Aceituno, 2003 ; NCEP, NOAA), ce qui est susceptible de modifier le cycle annuel du lac et la sédimentation.

Dans ce chapitre, les sédiments du Lac Puyehue (Fig. 5.1) sont étudiés par les méthodes de comptage et de mesure des épaisseurs de varves en lames minces. Les âges calendaires et les taux de sédimentation annuels sont estimés à partir des dépôts enrichis en phytoplancton déposés chaque année au fond du lac (varves biogéniques). L'épaisseur des varves, corrigée des dépôts épisodiques des volcans locaux, permet de calculer un index lié aux variations de précipitations régionales. Cette interprétation est corroborée par des corrélations avec des données météorologiques historiques. L'index obtenu permet ainsi de reconstituer la variabilité des précipitations durant 600 ans (1400-2000 AD). Pour la période récente, l'indice des varves peut être directement comparé aux enregistrements des épisodes El Niño disponibles entre 1980 et 2000 qui comprend l'épisode El Niño le plus fort du 20^{ème} siècle (1983). Cette étude est basée sur le lien entre l'épaisseur des varves et les paramètres climatiques enregistrés par les stations météorologiques locales (essentiellement les précipitations et les températures). Elle a été complétée par des analyses spectrales de l'épaisseur des varves des derniers 600 ans (Fagel *et al.*, 2006).

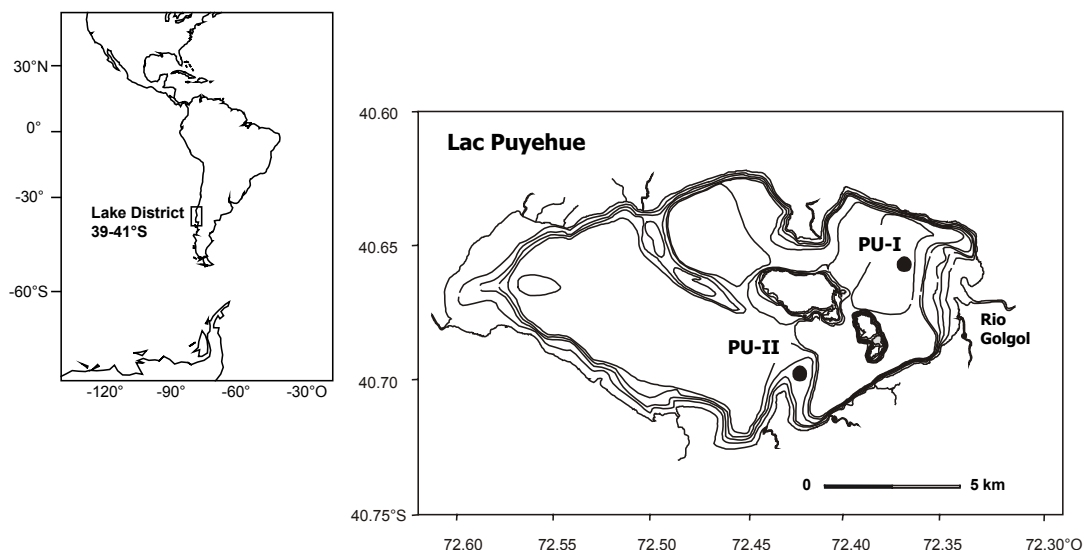


Figure – 5.1. Carte bathymétrique du Lac Puyehue (40°65'S ; 72°45'O) dans le Lake District au sud du Chili. Localisation des deux sites de carottage (projet ENSO-Chile ; Charlet *et al.*, soumis). La carotte PU-I est située dans le bassin Est (zone des courants de fond ou « underflows ») ; la carotte PU-II est située sur un plateau sub-lacustre (zone des courants intermédiaires ou « interflows »).

2. Matériel

2.1. Carottage

Préalablement au prélèvement de carottes sédimentaires, les différents bassins du lac ont été prospectés par une étude sismique à haute résolution. Des sites moins perturbés par les remaniements postsédimentaires ont ainsi pu être identifiés (projet ENSO-Chile ; De Batist *et al.*, en prép.). A partir des campagnes sismiques de 2002, deux sites clés (PU-I et PU-II) ont été retenus pour effectuer des carottages longs (De Batist *et al.*, en prép. ; Fig. 1).

La station PU-I se trouve dans le bassin Ouest (122 m de profondeur), tandis que la station PU-II se trouve sur un plateau sub-lacustre situé dans le bassin Sud-Ouest (48 m de profondeur). Le site PU-I se trouve dans la zone des courants de fond (ou « underflows ») et PU-II dans la zone des courants intermédiaires (ou « interflows ») définis par Charlet *et al.* (soumis) (Fig. 5.1).

Plusieurs carottes courtes ont été prélevées dans les différents bassins du lac afin d'étudier la distribution spatiale du remplissage sédimentaire. Les processus sédimentaires en cours de formation sont évalués à partir de carottes de surface où les processus sub-actuels sont les plus visibles. Simultanément, des carottes longues ont été prélevées à partir d'une plate-forme de carottage UWITEC, en s'assurant que l'interface eau/sédiment était préservée.

Ce chapitre étudie les sédiments du Lac Puyehue, et plus particulièrement, les processus de formation des lamines lacustres apparaissant à partir de l'interface eau/sédiment. Dans cette optique, le contenu de deux carottes courtes de sédiments non compactés, PU-Ip3a (53 cm) et PU-IIp5a (61 cm) est analysé en lames minces. Les carottes ont été ouvertes et décrites à l'Université de Liège.

2.2. Description macroscopique des carottes

La carotte PU-I

Macroscopiquement, la carotte PU-Ip3a (Fig. 5.2) présente des sédiments homogènes ou laminés, non consolidés. La surface fraîche des sédiments se caractérise par des dépôts silto-argileux homogènes enrichis en silice biogénique (diatomées). La séquence sédimentaire est interrompue par trois unités argileuses et/ou silteuses distinctes et par trois couches sableuses. Les unités sont différenciées par leur couleur, leur texture ainsi que leur composition (Fig. 5.2) :

- l'unité 1 (de 10,5 à 15 cm de profondeur) est formée de lamines grossières (~5 mm d'épaisseur), d'une fine couche sableuse et de trois couches argileuses homogènes de couleur brun foncé ;
- après une transition nette, l'unité 2 (de 15 à 30,5 cm de profondeur) se compose de sédiments compacts argileux brun foncé mélangés à du matériel plus grossier ;
- l'unité 3 (de 38,5 à 39,5 cm de profondeur) se développe sur 1 cm d'épaisseur et est composée d'argiles homogènes brunes ;
- la couche 1 (de 47,5 à 48,5 cm de profondeur) correspond à un niveau de ponces (~0,5 cm diamètre) mélangé à des argiles grises à brun clair ;
- la couche 2 (de 55,5 à 55,8 cm de profondeur) est formée de sables noirs.

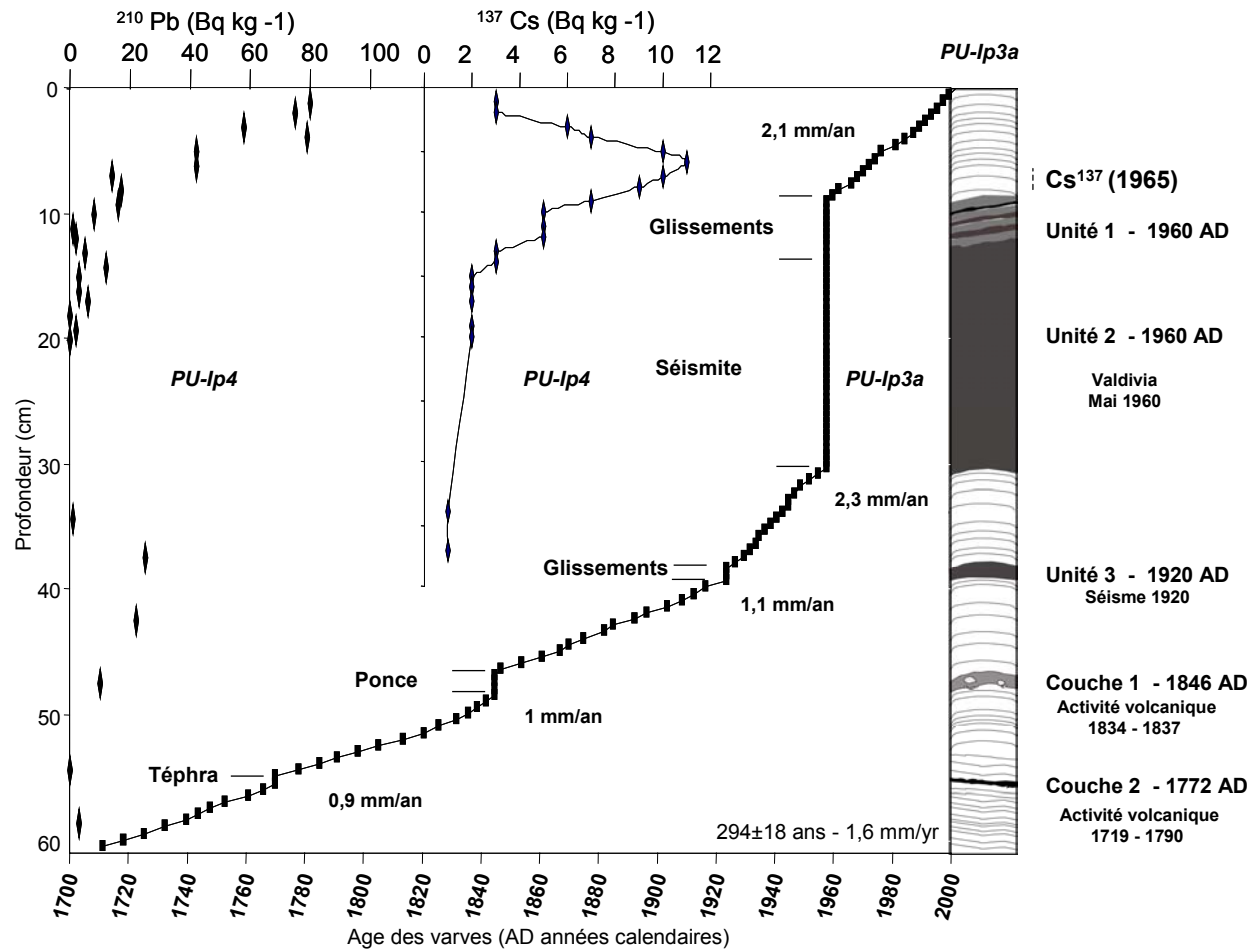


Figure – 5.2. Colonne lithologique composite de la carotte PU-I (site « underflows ») complétée à l'aide des lames minces. Chronologie des varves entre 1706 et 2000 AD et estimation des taux de sédimentation par le comptage des varves (après soustraction des dépôts intercalés). Marqueurs chronostratigraphiques indépendants (à droite). Les profils du ^{210}Pb et du ^{137}Cs (à gauche) sont représentés d'après Arnaud *et al.* (2005).

La carotte PU-II

Macroscopiquement, la surface fraîche de la carotte PU-IIp5a (Fig. 5.3) est composée de dépôts homogènes ou laminés. Les lamines sont plus fines et plus régulières que dans la carotte PU-I. Celles-ci se composent de dépôts argileux clairs et de dépôts enrichis en diatomées. La séquence laminée est interrompue par un niveau homogène et six niveaux sableux (Fig. 5.3) :

- L'unité 1 (de 4 à 7 cm de profondeur) se compose d'argiles brun clair homogènes ;
- La couche 1 (de 13,5 à 14 cm de profondeur) correspond à des sables noirs ;
- Les couches 2 à 6 (20,5 ; 24,5 ; 41,5 ; 43,5 et 45 cm de profondeur) sont des sables noirs de quelques centaines de microns d'épaisseur seulement.

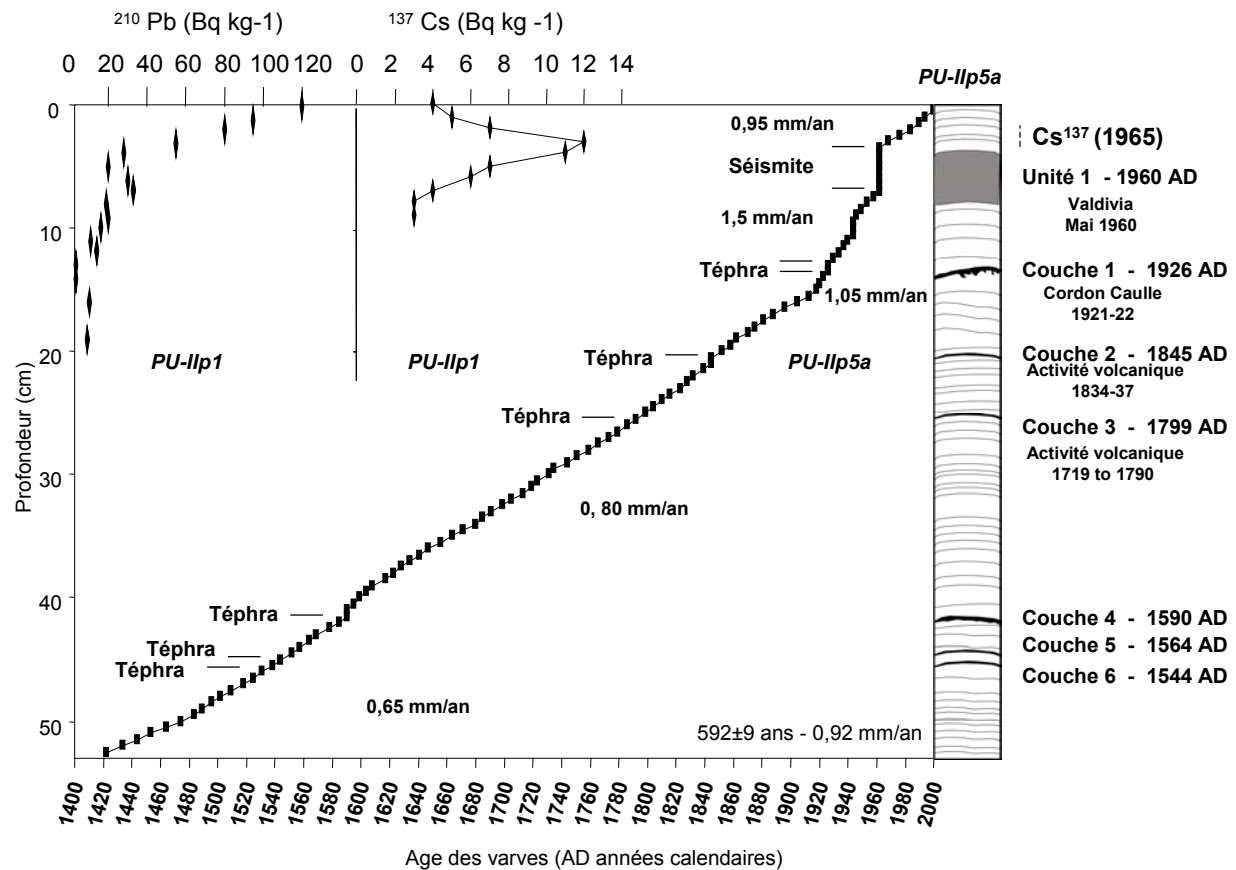


Figure – 5.3. Colonne lithologique composite de la carotte PU-II (site « interflows ») complétée à l’aide des lames minces. Chronologie des varves et estimation des taux de sédimentation entre 1408 et 2000 AD (après soustraction des dépôts intercalés). Marqueurs chronostratigraphiques indépendants (à droite). Les profils du ^{210}Pb et du ^{137}Cs (à gauche) sont représentés d’après Arnaud *et al.* (2005).

3. Méthodes

3.1. Lames minces

Afin d’étudier les dépôts laminés en lames minces, les demi-sections de chaque carotte ouverte sont d’abord imprégnées afin de polir la surface des sédiments (Lamoureux, 1994 ; Lotter and Lemcke, 1999 ; Kemp *et al.*, 2001). Le protocole de prétraitement des varves lacustres est détaillé dans le chapitre 2. Le sédiment est déshydraté et imprégné directement avec le tube du carottier en plastique. Les carottes sont congelées et la phase solide de l’eau est ensuite sublimée sous vide pendant 12 à 36 h (e.g., Kemp *et al.*, 2001). La pression de sublimation est déterminée à l’aide du diagramme de phase de la glace. Une fois déshydratées, les carottes sont imprégnées avec une résine polymère fluide (TRA) sous un vide léger (800 à 1000 mbar). Le sédiment est ensuite poli avec des disques diamantés (MD piano 80 et 600). Des lames minces de grand format (140 × 65 mm) permettent d’obtenir une couverture continue des carottes sédimentaires (Boës and Fagel, 2006).

3.2. Datation et comptage des varves

Les dépôts laminés sont observés par microscopie optique afin d’en identifier la structure interne, la composition et l’origine (e.g., Brauer and Negendank, 2002 ; Brauer, 2004).

Les lamines microscopiques forment des alternances ou couplets de lits clairs et de lits sombres. Les couplets se répartissent sur toute la longueur de la carotte, mais leurs épaisseurs varient en fonction de la profondeur.

Le caractère annuel des couplets (varves) est évalué par différentes méthodes de datation : comptage de varves (cette étude), ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am (Arnaud *et al.*, 2005) couplées aux marqueurs stratigraphiques historiques (Figs. 5.2, 5.3 – voir également le paragraphe de discussion).

Les comptages de varves sont réalisés sur les lames minces à l'aide d'un microscope en suivant les méthodes développées par Hajdas (1993) et Lotter and Lemcke (1999). Sur chaque lame mince, les comptages sont effectués par tranche de 5 mm. Les dépôts homogènes et les niveaux de sables sont systématiquement répertoriés et mesurés avec précision.

Afin de déterminer une barre d'erreur, le comptage est effectué trois fois sur un même intervalle (par exemple 10 cm) pour chaque lame. La barre d'erreur est estimée en calculant la différence du nombre de varves entre les trois comptages (e.g., Brauer *et al.*, 2000). Les âges ainsi obtenus sont exprimés en âges calendaires $\text{AD} \pm n$ années.

3.3. Distances en pixels et épaisseur des varves

Les épaisseurs variant de quelques centaines de microns à quelques millimètres, il n'est pas possible de les mesurer manuellement sur de longues sections sédimentaires. Les varves sont mesurées à partir d'images digitales à haute résolution exprimées en pixels.

Les lames minces sont d'abord digitalisées à l'aide d'un scanner à négatif avec une acquisition constante en mode noir et blanc [0 = noir ; 256 = blanc]. Les images sont ensuite enregistrées sous format TIF en niveaux de gris (8-bit), afin de capter le maximum de variations lithologiques. Sur les images digitales, la variation d'intensité des sédiments traduit l'alternance de lamines claires et sombres. Le maximum d'intensité représente les lamines claires (sédiments enrichis en phytoplancton), tandis que le minimum d'intensité représente les lamines sombres (sédiments enrichis en particules terrigènes).

Les épaisseurs des lamines sont mesurées sur des images agrandies de lames minces ($5\times$ ou $10\times$). Les images digitales sont visionnées à l'aide du logiciel *ImageJ* (Rasband, W.S., *ImageJ*, National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997-2004). La limite entre deux lamines saisonnières n'étant pas toujours distincte, le comptage est basé sur la présence des couplets et la récurrence des lamines claires enrichies en phytoplancton (voir également Card, 1997). L'épaisseur totale des varves représente les couplets et/ou les couplets mélangés.

L'épaisseur totale des varves est mesurée en distance en pixels. Afin d'évaluer les variations latérales d'épaisseurs des lamines, les mesures sont répétées selon un axe perpendiculaire à celles-ci. La taille de l'image est calibrée avec un micromètre dans le logiciel *ImageJ*. Après avoir calibré la taille de l'image, les distances exprimées en pixels sont automatiquement converties en microns.

4. Résultats

4.1. Micro-faciès des varves

Sur les deux sites, les dépôts microscopiques forment des lamines successives très fines, de claires à légèrement sombres.

Sur le site PU-I, les lamines sont formées par l'alternance de lamines claires légèrement jaunâtres et de lamines argileuses brun foncé (Fig. 5.4, photo C). Les lamines sont épaisses de quelques microns à