



Thèse présentée à l'Université de Liège  
(Ecole doctorale du Département de Géologie)

par **Sébastien Bertrand**

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

SEDIMENTATION LACUSTRE POSTERIEURE AU DERNIER MAXIMUM  
GLACIAIRE DANS LES LACS ICALMA ET PUYEHUE (CHILI MERIDIONAL) :  
RECONSTITUTION DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE ET DES EVENEMENTS  
SISMO-TECTONIQUES

Thèse soutenue le 25 février 2005 devant le jury composé de :

Frédéric Boulvain (Président du jury, ULg)

Nathalie Fagel (Directeur de thèse, ULg)

Etienne Juvigné (ULg)

Jacques Thorez (ULg)

Marc De Batist (Université de Gand)

Christian Beck (Université de Savoie - Chambéry, France)

Santiago Giralte (Institut des Sciences de la Terre "Jaume Almera", Barcelone, Espagne)

Roberto Urrutia (Université de Concepción, Chili)







Thèse présentée à l'Université de Liège  
(Ecole doctorale du Département de Géologie)

par **Sébastien Bertrand**

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

SEDIMENTATION LACUSTRE POSTERIEURE AU DERNIER MAXIMUM  
GLACIAIRE DANS LES LACS ICALMA ET PUYEHUE (CHILI MERIDIONAL) :  
RECONSTITUTION DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE ET DES EVENEMENTS  
SISMO-TECTONIQUES

Thèse soutenue le 25 février 2005 devant le jury composé de :

Frédéric Boulvain (Président du jury, ULg)

Nathalie Fagel (Directeur de thèse, ULg)

Etienne Juvigné (ULg)

Jacques Thorez (ULg)

Marc De Batist (Université de Gand)

Christian Beck (Université de Savoie - Chambéry, France)

Santiago Giralt (Institut des Sciences de la Terre "Jaume Almera", Barcelone, Espagne)

Roberto Urrutia (Université de Concepción, Chili)

---

A l'issue de ces trois ans de recherche, je tiens à exprimer ma plus vive reconnaissance aux nombreuses personnes qui ont participé, de près ou de loin, à l'élaboration de cette thèse.

Avant tout, je voudrais remercier Nathalie Fagel, promotrice de ce travail, pour m'avoir accordé sa confiance en me proposant ce sujet de recherche. Sa motivation, son courage et sa disponibilité m'ont permis de franchir le dernier cap (ou presque) de ma formation de géologue. Merci Nathalie pour ces trois ans de soutien.

Ma passion pour le Quaternaire m'est venue en seconde candi en suivant un cours de Géologie du Quaternaire donné par Etienne Juvigné. Je le remercie de m'avoir fait partager sa passion et de m'avoir toujours chaleureusement accueilli dans son laboratoire lors de ces dernières années.

C'est à Jacques Thorez que je dois mon arrivée dans le projet ENSO-Chili. Conscient de mes préférences pour la sédimentologie du Quaternaire depuis ma seconde licence, il m'a rapidement proposé de rejoindre ce projet naissant. Je le remercie également pour ses minutieux conseils minéralogiques et sédimentologiques.

Il y a trois ans, j'ai eu la chance de rencontrer Marc De Batist, coordinateur du projet ENSO-Chili. Depuis lors, Marc a suivi l'état d'avancement de ma thèse et a toujours manifesté beaucoup d'intérêt à discuter mes résultats. Marc est également toujours présent au moment idéal afin de poser les questions essentielles et pour résoudre certains points conflictuels. Merci Tist pour tout ce que tu m'as permis de réaliser.

Christian Beck, Roberto Urrutia et Santi Giralt ont accepté de faire partie de mon jury de thèse. Je les remercie de s'être intéressés à ce travail.

Toute ma gratitude va à Frédéric Boulvain, qui a accepté la présidence de mon jury de thèse et qui m'a permis, en son temps, de réaliser mon premier travail de recherche en sédimentologie en collaboration avec le Service Géologique de Belgique. C'est grâce à lui que j'ai pu rencontrer et découvrir Cécile Baeteman, avec qui j'ai signé mon premier article ! Merci à tous les deux.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans soutien financier. Merci aux SSTC, à la Communauté Française de Belgique et à l'Université de Liège, pour avoir financé ma bourse de thèse, mes voyages au Chili et ma participation à différents congrès.

Le projet Chili n'aurait pu être mené à bien sans une collaboration avec de nombreuses personnes. Je pense tout particulièrement à François Charlet, acolyte gantois avec qui nous avons probablement battu des records d'échange d'e-mails ! C'est également avec François que nous avons réalisé nos 48h Geotek à Potsdam ! Espérons que l'ensemble des papiers « in prep. » que nous avons en commun nous permettra de nous revoir souvent, à Gand, à Liège, au Chili ou ailleurs !

Grâce à Xavier Boës, ce travail a bénéficié de discussions quasi-quotidiennes sur cette étonnante vase chilienne. Le travail détaillé de Xavier m'a permis d'améliorer mes connaissances sur les dépôts microscopiques présents dans le lac Puyehue. C'est aussi avec Xavier que j'ai participé à de nombreux congrès ... et que j'ai redécouvert certains tubes des années soixante-dix, écoutés en boucle afin de nous maintenir en forme entre deux corrections d'articles ! A ton tour Xa de terminer tes soirées au labo ... quoique tu en as déjà pas mal l'habitude !

Parmi les doctorants du projet Chili, je ne saurais oublier Lourdes Vargas. Lors de notre mission de terrain à Icalma, Lourdes m'a appris mes premiers mots d'espagnol ... et a toujours su se débrouiller pour nous dépêtrer de certaines situations mémorables. C'est également Lourdes qui m'a appris à reconnaître la végétation locale et à apprécier les coutumes australes.

Restons dans le cadre du projet ENSO-Chili pour remercier un voyageur qui ne cesse de faire partager sa passion des lacs : Emmanuel Chapron. Merci Manu d'avoir pensé ce projet et d'avoir toujours exprimé ton enthousiasme à discuter et mettre en commun nos résultats.

Je crois connaître quelqu'un qui se souvient bien d'avoir broyé quelques échantillons légèrement résistants ou encore d'avoir passé des semaines à échantillonner centimètre par centimètre des dizaines de mètres de carotte. Il s'agit de Viginie Renson. Un grand merci Virgi de m'avoir aidé avec patience lors de mes manip's de labo et d'avoir apporté un peu de féminité (et de café) dans notre bureau !

L'URAP ne serait pas ce qu'elle est sans François De Vleeschouwer. Lui aussi partage notre bureau et a apporté sa contribution au projet Chili. C'est avec Frans' que nous nous sommes posés les premières questions sur l'origine des retombées de ponce qui envahissent le bassin versant du lac Icalma ... et sur l'attitude à adopter pour éviter les chèvres errantes ! Je pense que nous nous souviendrons encore longtemps d'une petite soirée mémorable passée en la cabane de Maria ... y dale y dale ...

Pour clore la série des collègues de bureau, parlons de Robert Brasseur ! Voilà un passionné d'océano comme on n'en fait plus. Rob', il est hyperactif, toujours de bonne humeur et prêt à nous accompagner dans nos moindres virées nocturnes !

Ce projet a bénéficié de la collaboration de nombreux chercheurs chiliens qui ont accepté de mettre à notre disposition leur matériel et leurs connaissances de la région. Il s'agit principalement de Maria Mardones, Roberto Urrutia et Mario Pino. Sans eux, notre logistique de terrain n'aurait pas été aussi fonctionnelle. Un grand merci à vous.

Restons en Amérique du Sud pour remercier chaleureusement ceux qui ont su faire de mes séjours au Chili des moments inoubliables : Alvaro Barrientos, Waldo San Martin, Alejandro Peña, Cristian Espinoza, Alberto Araneda, Luis Chirinos, Laura Torres, Fabiola Cruces et l'ensemble des chiliens que j'ai pu rencontrer, qu'ils soient du centre EULA, de la CONAF ou d'ailleurs. Ces personnes m'ont toujours assisté avec une grande sympathie (et avec patience), notamment lors de mes recherches à l'Université de Concepción. Elles m'ont également fait découvrir un mode de vie particulier où les vraies valeurs sont toujours d'actualité. J'espère prochainement vous retrouver afin de préparer quelques « asado al disco » et siroter quelques Pisco Sour !

C'est également au Chili que j'ai rencontré pour la première fois l'équipe chambérienne avec qui nous avons passé un mois mémorable au milieu de nulle part. Merci Christian, Fabien et Vincent de m'avoir fait découvrir les joies du carottage sur votre plate-forme de quelques mètres carrés.

Lors de notre mission de terrain, j'ai également eu le plaisir de rencontrer Jeff, Florence et Denis, notre équipée télé ! Je les remercie pour ces bons moments passés ensemble ainsi que pour la qualité de leur réalisation filmographique qui, à chaque visualisation, nous rappelle de merveilleux souvenirs.

Mieke, Karen, Elie et Wim, nos diatomistes gantois, m'ont apporté beaucoup dans un domaine qui m'est assez inconnu. C'est grâce à Mieke que j'ai pu comprendre plus en détail le fonctionnement biologique du lac Puyehue !

Depuis mes premiers jours à Liège, je côtoie Bernard Charlier. Je tiens à le remercier pour l'aide qu'il m'a accordée dans mes premiers pas en géochimie. C'est également grâce à lui que j'ai gagné ma première bouteille de champagne suite à ma faible avance dans l'acceptation de ma première publi. Rendez-vous dans quelques années pour le magnum !

Je tiens à remercier Gilles Lepoint pour sa grande disponibilité et ses précieux conseils lors de mes manip's au labo d'océano et lors de l'interprétation des résultats caractérisant la matière organique de Puyehue. Tu devrais me revoir prochainement en vue d'étendre nos analyses de  $\delta^{13}\text{C}$  !

Je remercie également Julie Castiaux, Benjamin Heuschen et Laurent Deraymaeker, pour leur participation à nos recherches sur les sédiments chiliens. Tous trois ont accepté de travailler sur des sujets de mémoire qui m'étaient chers et ont ainsi apporté leur contribution à la compréhension de la

sédimentation régionale. C'est également avec Julie que j'ai eu l'occasion de découvrir, sportivement, le cratère du Villarica !

A Chambéry, en plus de Fabien, Vincent et Christian, j'ai eu l'occasion de rencontrer Marc Desmet et Jérôme Nomade. J'en profite ici pour remercier Marc qui m'a mis en contact avec Yvon Balut. Yvon m'a permis de participer à ma première mission océanographique à bord de « son » Marion Dufresne entre Cancun et Brest. Ce voyage m'a appris énormément sur le carottage et la nature des sédiments océaniques mais aussi sur les conditions de vie des marins, le travail par quarts, les tournois de badminton en cale, les t-ponch de François, etc. Je tiens à remercier les « PI » des missions PICASSO et SEDICAR : Carlo Laj, Catherine Kissel (LSCE) et Jean-François Bourillet (IFREMER). Je tiens également à remercier toutes les personnes rencontrées sur ce navire, et en particulier le quart 0-4, pour les moments inoubliables que nous avons passés ensemble : Marine, Sophie, Kazuyo, Armelle, Sonia, Mario, Denis et Thomas. J'espère que nos destins se recroiseront, dans un congrès, sur le pont d'un bateau ou ailleurs.

De nombreuses personnes doivent être remerciées pour m'avoir toujours ouvert les portes de leur laboratoire lors de mes analyses. Il s'agit principalement de Jean-Marie Speetjens et Bernard Belot, pour avoir supporté mes nombreux allers et retours dans leur labo de chimie, André Rulmont, Bernard Guillaume et les membres du LCIS, pour m'avoir permis d'utiliser le granulomètre laser durant de longues heures et finalement Elisabeth Tallier. De la même manière, je remercie Annick Anceau et les bibliothécaires de l'UD des Sciences de la Terre pour m'avoir toujours prêté main forte lors de mes recherches bibliographiques.

Bien que la plupart des personnes préalablement citées aient toujours été motivées pour une quelconque virée après le boulot, il en est que je tiens à remercier pour avoir agrémenté mes moments de détente. Je pense principalement ici à Anne-Laure, Justine, Jean-Jacques, Géraldine, Bérengère, Nico et autres anciens co-kotteurs du 334 qui ont transformé ma vie d'étudiant, puis de doctorant, en moments de bonheur. Dans le courant de ma thèse, j'ai rapidement laissé le home du Sart Tilman pour le Casino de Tilff où j'ai eu le plaisir de rencontrer Adèle, Anne, Delphine, Mélo et Yanou. J'espère que nous aurons encore l'occasion de nous revoir souvent lors de soirées de pouff' ou d'aller prendre l'apéro à l'Amirauté. Merci également à Ninie et mes cousines, Sandrine et Anne-Catherine, pour les vacances passées ensemble sous le soleil !

J'en profite pour remercier ici ceux qui m'ont fait découvrir les joies de la poudreuse : Dine, Anne, Piet, Tic, Tac et Satch. C'est aussi grâce à eux que j'ai passé d'agréables soirées autour de quelques Dr Oetker ! J'espère que l'on se retrouvera tous pour le prochain « Crazy Van Tour » !

Je ne saurais oublier Aurélie, Magali et Adèle ... mes petites françaises. Merci les filles.

Bien qu'ils ne m'aient pas vu souvent au cours de ces trois dernières années, je tiens tout de même à remercier ma famille, parents, grands-parents, oncles, tantes, cousins et cousines. Sans eux, je ne serais pas arrivé à ce stade de ma formation.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à l'ensemble des membres du département de Géologie et du LGIH que je côtoie quasiment tous les jours pour l'agréable ambiance générale qu'ils créent dans le département. Merci aussi à tous ceux qui organisent les célèbres barbecues du B18 !

Bien que nombre d'entre eux aient déjà été cités ci-dessus, je tiens à remercier les courageux et minutieux relecteurs des précédentes versions de mon manuscrit de thèse : Virginie et Gaëtan Renson, Sandrine Delculée, Xavier Boës et François Paquay.

Je terminerai par une pensée toute particulière à Papa, qui aurait tant apprécié voir ce travail terminé.

## Abstract

---

Compared to the Northern Hemisphere, high resolution paleoclimate studies from the Southern Hemisphere are still rare despite the fact that this part of the world plays an important role in the understanding of earth climate changes. A key region to study high resolution climate changes of the Southern Hemisphere is undoubtedly the southern part of Chile because it has the advantage to be far removed from the Northern Hemisphere ice sheets and thermohaline circulation influences. In this study, we investigated the sedimentary infilling of two moraine-dammed lakes from the Chilean Lake District (37-41°S) by a multi-proxy analyse of short and long cores collected in 2002 in the framework of the OSTC ENSO-Chile project.

In Lago Puyehue (164 km<sup>2</sup>, 40°S, elevation 185 m), the most promising core has been retrieved from PU-II coring site, located in a sedimentary environment dominated by Golgol river interflows. Sediments from this site are finely laminated, with only small disturbances due to volcanic and seismic activities.

First, a short core from this site has been intensively studied in order to (1) test different measurement techniques for density, organic matter and biogenic silica contents, and (2) reconstruct regional climate changes during the last 600 years. Several proxies were measured: grain-size, magnetic susceptibility, major elements geochemistry, biogenic silica concentration and organic matter content and properties (C/N,  $\delta^{13}\text{C}$ ). These are used to reconstruct paleo-precipitation and paleo-productivity changes around 40°S. Results demonstrate that, during the last 600 years, the highest terrigenous mass accumulation rates occur between AD 1490 and AD 1700. This is interpreted as a wet interval related to the onset of the European Little Ice Age (LIA). Higher precipitations during this period could be the local signature of the LIA. This work supports the fact that the LIA is a global event, not only restricted to the Northern Hemisphere.

The most relevant paleoclimate proxies were then selected and applied to a 11 m long core retrieved from PU-II site. The age-depth model of this core was established on nine radiocarbon datings and demonstrates that the core spans the last deglaciation and Holocene periods. Results evidence that sediment grain-size is highly correlated with the biogenic sediment content and can be used as a proxy for lake paleoproductivity. On the other hand, the magnetic susceptibility signal is highly correlated with the aluminium and titanium concentrations and can be used as a proxy for the terrigenous supply. Temporal variations of sediment composition demonstrate that, since the Last Glacial Maximum, the Chilean Lake District was characterized by three abrupt climate changes superimposed on a long term climate evolution. These rapid climate changes are: (1) the end of the Last Glacial Maximum at 17,300 cal. yr. BP; (2) a 13,100-12,300 cal. yr. BP cold event, ending rapidly and interpreted as the local counterpart of the European Younger Dryas event, and (3) a 3400-2900 cal. yr. BP climatic instability probably due to low solar activity. The timing of the 13,100-12,300 cold event is compared with similar records in both hemispheres and demonstrates that this Southern Hemisphere climate change lags behind the Northern Hemisphere Younger Dryas cold period by 500 to 1000 years.

The sedimentary record of Lago Icalma (11.65 km<sup>2</sup>, 38°S, elevation 1140 m) is strongly disturbed by seismic and volcanic events. It allows us to reconstruct the regional seismo-tectonic activity during the Holocene. The occurrence of coarse sediment particles led us to investigate their grain size distribution by a new method based on a combination of laser diffraction and dry sieving. Macroscopic description, grain-size analyses, magnetic susceptibility profiles and mineralogical results demonstrate that Icalma lake sediments contain four types of event deposits assumed to be triggered by earthquakes (homogenites, turbidites, slumps and chaotic deposits). These high resolution analyses also demonstrate that turbidites and homogenites originate from similar triggering mechanisms and that some deposits are texturally intermediate between both. They can be grouped under the term turbidite *s.l.* and, in this case, an homogenite would be the equivalent of a turbidite deposited under the influence of a seiche effect. The most recent seismite recognized in Lago Icalma sediments is an ubiquitous 6 cm-thick slump and dates back to AD 1100. Although high magnitude earthquakes have been frequent in the region during historical times (AD 1500-2000), they have not triggered any seismite in Lago Icalma. According to results obtained on two long cores (8 m), the Icalma region was affected by a high seismo-tectonic activity between 3000 and 2200 cal. yr. BP.

## Table des matières

---

<b>CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE</b>	<b>1</b>
1.1. Problématique	1
1.2. Contexte géographique, géologique et géomorphologique	4
1.3. Climat de la Région des Lacs	6
1.3.1. Vents et précipitations	6
1.3.2. Température	7
1.4. La sédimentation lacustre	8
1.5. Sélection des lacs et des sites de carottage	10
1.6. Carottage et constitution des séries composites	13
1.6.1. Carottage	13
1.6.2. Constitution des séries composites	14
1.7. Note sur l'organisation de la suite du manuscrit	17
<i>Résumé</i>	<i>17</i>
<i>Références bibliographiques</i>	<i>18</i>
<b>1<sup>ERE</sup> PARTIE – RECONSTITUTION DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE AU CHILI MERIDIONAL DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE : LES SEDIMENTS DU LAC PUYEHUE</b>	<b>22</b>
<b>CHAPITRE 2 : LE LAC PUYEHUE ET LA CAROTTE PU-II</b>	<b>23</b>
2.1. Contexte géologique, limnologique et climatique du lac Puyehue	23
2.1.1. Nature et caractéristiques du bassin versant du lac Puyehue	23
2.1.2. Morphométrie, hydrologie et limnologie du lac Puyehue	25
2.1.3. Climat	26
2.2. Description lithologique de la carotte PU-II	27
2.3. Datation et modèle d'âge de la carotte PU-II	29
2.3.1. Datations	29
2.3.2. Calibration des âges radiocarbone	29
2.3.3. Modèle d'âge	31
<i>Résumé</i>	<i>35</i>
<i>Références bibliographiques</i>	<i>35</i>
<b>CHAPITRE 3 : EVOLUTION TEMPORELLE DES APPORTS SEDIMENTAIRES DANS LE LAC PUYEHUE (CHILI MERIDIONAL) LORS DES 600 DERNIERES ANNEES : SIGNIFICATION CLIMATIQUE</b>	<b>38</b>
<i>Résumé</i>	<i>38</i>
<b>CHAPTER 3: TEMPORAL EVOLUTION OF SEDIMENT SUPPLY IN LAGO PUYEHUE (SOUTHERN CHILE) DURING THE LAST 600 YEARS : CLIMATIC SIGNIFICANCE</b>	<b>39</b>
3.1. Introduction	39
3.2. Location and setting	39
3.3. Material	40
3.3.1. Coring and core processing	40
3.3.2. Lithology	40
3.3.3. Age-depth model	43

3.4. Methods.....	43
3.4.1. Physical parameters and loss-on-ignition.....	43
3.4.2. Grain-size.....	43
3.4.3. Mineralogy.....	44
3.4.4. Geochemistry.....	44
3.5. Results.....	44
3.6. Comparison between measurements methods for density, organic matter and biogenic silica contents.....	47
3.6.1. Density.....	47
3.6.2. Biogenic silica concentration.....	48
3.6.3. Organic matter content.....	48
3.7. Discussion.....	48
3.7.1. Relationships between proxies and sedimentology.....	48
3.7.2. Paleolimnology.....	49
3.7.3. Mass accumulation rates calculation.....	50
3.7.4. Comparison with Southern Hemisphere records.....	52
3.8. Conclusion.....	53
<i>Abstract</i> .....	53
<i>References</i> .....	54
<b>CHAPITRE 4 : VARIABILITE CLIMATIQUE AU CHILI MERIDIONAL DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE : UN ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE CONTINU DU LAC PUYEHUE</b> .....	<b>57</b>
<i>Résumé</i> .....	57
<b>CHAPTER 4: CLIMATE VARIABILITY OF SOUTHERN CHILE SINCE THE LAST GLACIAL MAXIMUM: A CONTINUOUS SEDIMENTOLOGICAL RECORD FROM LAGO PUYEHUE (40°S)</b> .....	<b>58</b>
4.1. Introduction.....	58
4.2. Location and setting.....	58
4.3. Material and methods.....	59
4.3.1. Coring and core processing.....	59
4.3.2. Methods.....	59
4.4. Core sedimentology and stratigraphy.....	61
4.4.1. Lithology.....	61
4.4.2. Chronology.....	62
4.5. Results.....	63
4.5.1. Mineralogy and physical properties.....	63
4.5.2. Geochemical data.....	65
4.6. Discussion.....	65
4.6.1. Detrital sediment origin and weathering.....	65
4.6.2. Relationships between proxies and their paleoenvironmental significance.....	66
4.6.3. Climate variability since the Last Glacial Maximum.....	68
4.7. Regional and Southern Hemisphere implications.....	69
4.8. Conclusion.....	71
<i>Abstract</i> .....	72
<i>References</i> .....	72

<b>CHAPITRE 5 : L'INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DES SEDIMENTS DU LAC PUYEHUE : ESSAI D'INTEGRATION ET CONCLUSIONS</b>	<b>76</b>
5.1. Introduction	76
5.2. Dryas récent, Antarctic Cold Reversal et événement froid Huelmo/Mascardi	77
5.2.1. Le Dryas Récent	77
5.2.2. Distribution et variations géographiques	78
5.2.3. Origine du décalage temporel	81
5.3. Le Petit Age Glaciaire	82
5.3.1. Introduction	82
5.3.2. Distribution et variations géographiques du LIA	83
5.3.3. Origine du LIA	84
5.3.4. Conclusion concernant le LIA au Chili méridional	86
5.4. Conclusions de la première partie	86
5.5. Perspectives de recherche	87
<i>Références bibliographiques</i>	87
<b>2<sup>EME</sup> PARTIE – RECONSTITUTION DES EVENEMENTS SISMO-TECTONIQUES HOLOCENES AU CHILI MERIDIONAL (38 °S) : LES SEDIMENTS DU LAC ICALMA</b>	<b>92</b>
<b>CHAPITRE 6 : LE LAC ICALMA ET SON REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE</b>	<b>93</b>
6.1. Contexte géologique, limnologie et climatique du lac Icalma	93
6.1.1. Nature et caractéristiques du bassin versant du lac Icalma	93
6.1.2. Morphométrie, hydrologie et limnologie du lac Icalma	96
6.1.3. Climat	97
6.2. Lithologie et datation des carottes ICA-I et ICA-II	98
<i>Résumé</i>	101
<i>Références bibliographiques</i>	101
<b>CHAPITRE 7 : ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES SEDIMENTS : COMBINAISON DES METHODES PAR TAMISAGE ET PAR DIFFRACTION LASER</b>	<b>103</b>
<i>Résumé</i>	103
<b>CHAPTER 7: WIDE RANGE GRAIN-SIZE ANALYSIS OF SEDIMENTS: A COMBINATION OF LASER DIFFRACTION AND SIEVING METHODS</b>	<b>104</b>
7.1. Introduction	104
7.2. Methods	105
7.2.1. Principle of the sieve method	105
7.2.2. Principle of laser diffraction	105
7.2.3. Comparison between laser diffraction and the combined sieve-pipette and sieve-hydrometer methods	106
7.2.4. Terminology	106
7.3. Wide range grain-size methodology	106
7.3.1. Separation of the fine and coarse fractions	107
7.3.2. Grain-size analyse of both fractions	108
7.3.3. Merging results	108
7.4. Discussion	108
7.4.1. Sample pre-treatment	108



7.4.2. Sieving.....	109
7.4.3. Laser diffraction.....	109
7.4.4. Freeze drying effect on sediment grain-size.....	109
7.4.5. Merging method.....	110
7.4.6. Examples.....	110
7.5. Conclusion.....	112
<i>Abstract</i> .....	112
<i>References</i> .....	112
<b>CHAPITRE 8 : ENREGISTREMENT DE L'ACTIVITÉ SISMO-TECTONIQUE HOLOCÈNE DANS LES SÉDIMENTS DU LAC ICALMA</b> .....	<b>114</b>
8.1. Introduction.....	114
8.1.1. Contexte sismo-tectonique de la région d'Icalma.....	114
8.1.2. Enregistrement des séismes dans les sédiments lacustres.....	117
8.2. Matériel et méthodes.....	120
8.2.1. Matériel sédimentaire.....	120
8.2.2. Granulométrie.....	120
8.2.3. Minéralogie.....	121
8.2.4. Susceptibilité magnétique.....	122
8.3. Résultats.....	122
8.3.1. Minéralogie totale.....	122
8.3.2. Minéralogie des argiles.....	122
8.3.3. Susceptibilité magnétique.....	122
8.3.4. Granulométrie.....	122
8.4. Reconnaissance des séismites.....	125
8.4.1. Types de dépôts évènementiels reconnus.....	125
8.4.2. Occurrence des différents types de séismites.....	126
8.4.3. Dépôt de slump : caractérisation texturale et distribution spatiale.....	126
8.4.4. Homogénites.....	129
8.4.5. Turbidites.....	133
8.4.6. Dépôts chaotiques.....	135
8.5. Datation des séismites.....	135
8.5.1. Dépôt de slump (carottes courtes).....	135
8.5.2. Autres dépôts évènementiels (carottes longues).....	137
8.6. Discussion.....	139
8.6.1. Origine du sédiment.....	139
8.6.2. Répartition spatiale des homogénites.....	141
8.6.3. Critères de distinction et mode de mise en place des différents types de séismites observés.....	142
8.7. Conclusions.....	145
<i>Résumé</i> .....	145
8.8. Conclusions de la seconde partie.....	146
8.9. Perspectives de recherche.....	147
<i>Références bibliographiques</i> .....	147
<b>CHAPITRE 9 : CONCLUSIONS GÉNÉRALES</b> .....	<b>151</b>
<i>Références bibliographiques</i> .....	153

---

<b>ANNEXES</b>	<b>155</b>
<b>ANNEXE I : NEW EVIDENCES FOR ORIGIN, TRANSPORT AND DEPOSITION OF ANDOSOILS PARENTAL MATERIAL IN THE CHILEAN LAKE DISTRICT (40°S)</b>	<b>156</b>
<b>ANNEXE II : CARACTERISTIQUES, PHOTOGRAPHIES ET PROFONDEURS COMPOSITES DES DIFFERENTS TRONÇONS FORMANT LES CAROTTES LONGUES PRELEVEES DANS LES LACS ICALMA ET PUYEHUE</b>	<b>172</b>
<b>ANNEXE III : DONNEES ANALYTIQUES RELATIVES AU CHAPITRE 3 (CAROTTES PU-II-P5 ET PU-II-P1, LAC PUYEHUE)</b>	<b>180</b>
<b>ANNEXE IV : DONNEES ANALYTIQUES RELATIVES AU CHAPITRE 4 (CAROTTE PU-II, LAC PUYEHUE)</b>	<b>188</b>
<b>ANNEXE V : DONNEES ANALYTIQUES RELATIVES AU CHAPITRE 8 (CAROTTES ICA-I ET ICA-II, LAC ICALMA)</b>	<b>229</b>

# CHAPITRE 1

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

---

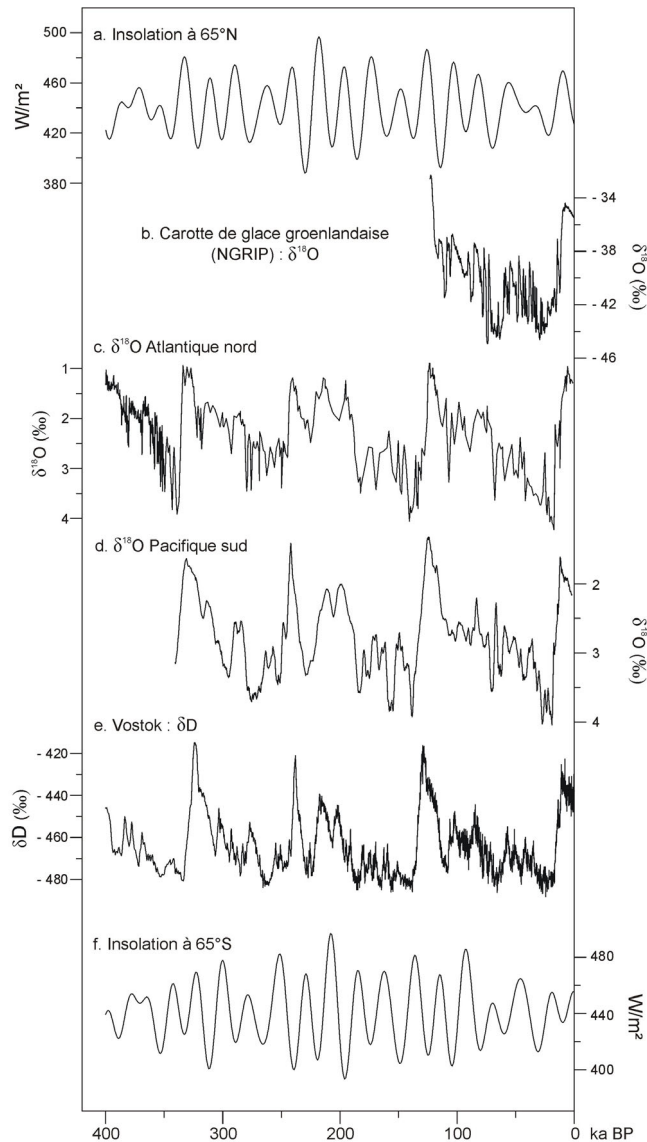
### 1.1. Problématique

Le climat terrestre n'a jamais été stable. Il a varié selon plusieurs échelles de temps et continuera à évoluer dans le futur, quelle que soit l'influence anthropique. Pour les derniers siècles, les mesures instrumentales permettent de connaître les variations climatiques récentes avec précision. Cependant, cette échelle de temps est insuffisante pour comprendre la variabilité naturelle du climat et en inférer ses causes et conséquences. Pour retracer les changements climatiques plus anciens, des archives paléoclimatiques sont nécessaires. Celles-ci doivent provenir de différents endroits de la planète afin d'avoir une vision globale des variations du climat.

Les archives paléoclimatiques sont nombreuses et variées. Il en existe à toutes les latitudes, aussi bien dans les fonds océaniques qu'au sommet des montagnes. Chacune possède une résolution et une échelle de temps qui lui est propre. Les carottes de glace, qu'elles soient prélevées sur les calottes polaires ou sur des glaciers de montagne, constituent des archives complètes et peu perturbées. Lors des dernières décennies, ces carottes ont permis de détailler la durée des derniers cycles glaciaire-interglaciaire du Quaternaire (Fig. 1.1), préalablement identifiés par géomorphologie glaciaire en milieu alpin. La carotte de glace prélevée dans la station antarctique russe de Vostok a ainsi permis de dater avec précision quatre cycles glaciaires sur une durée de 420.000 ans (Petit *et al.*, 1999). Ces cycles sont liés aux paramètres orbitaux terrestres de Milankovitch (Berger & Loutre, 1991) et sont également identifiés en milieu océanique (Shackleton *et al.*, 1990 ; Mc Manus *et al.*, 1999 ; Pahnke *et al.*, 2003) et continental (Rutter *et al.*, 1991 ; Maher & Thompson, 1995 ; Van't Veer & Hooghiemstra, 2000).

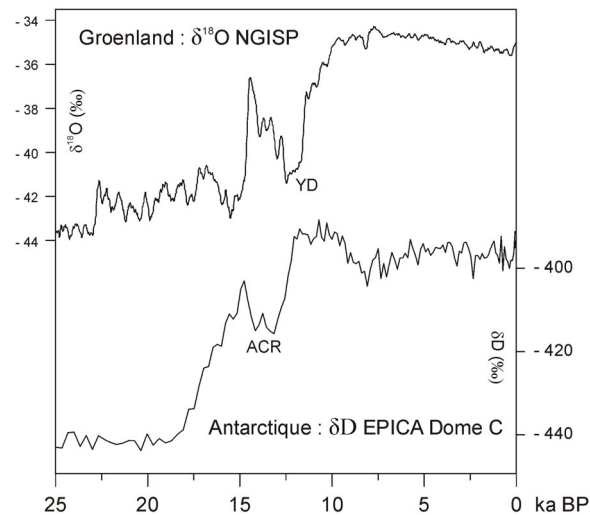
A l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire, les changements climatiques des deux hémisphères semblent synchrones (Fig. 1.1). Cependant, après comparaison temporelle détaillée de ces données, des déphasages apparaissent entre les deux hémisphères. Les réchauffements climatiques au-dessus de l'Antarctique précèdent de plusieurs centaines d'années ceux régnant au-dessus du Groenland (Blunier *et al.*, 1998 ; Blunier & Brook, 2001).

En plus de ces changements climatiques à long terme, des événements climatiques courts existent dans les deux hémisphères. Des études détaillées de carottes de glace couvrant le dernier interglaciaire ont démontré une variabilité climatique beaucoup plus importante dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Grootes *et al.*, 1993). Par exemple, les événements de Dansgaard-Oeschger décrits dans les carottes de glace du Groenland et caractérisant un réchauffement rapide de 10°C environ, n'ont pas d'équivalent en Antarctique (Bender *et al.*, 1994).



**Figure 1.1** – Variations climatiques lors des 400 derniers millénaires enregistrées en différents endroits du globe. A. Insolation estivale (21 Juin) à 65°N (Berger & Loutre, 1991). B.  $\delta^{18}\text{O}$  dans la carotte groenlandaise NGRIP (North Greenland Ice Core Project Members, 2004). C.  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré sur des foraminifères planctoniques de la carotte ODP 980 à 55°N (McManus *et al.*, 1999). D.  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré sur des foraminifères planctoniques de la carotte MD97-2120 à 45°S (Pahnke *et al.*, 2003). E.  $\delta\text{D}$  dans la carotte antarctique de Vostok (Petit *et al.*, 1999). F. Insolation estivale (21 Décembre) à 65°S (Berger & Loutre, 1991).

En vue de comprendre en détail les variations climatiques et leurs relations interhémisphériques, la dernière déglaciation est une période clé. En effet, en 8000 ans environ, le climat terrestre est passé d'une période glaciaire à la période interglaciaire dans laquelle nous vivons actuellement. Cette transition est caractérisée par une augmentation des températures mondiales d'une dizaine de degrés (Sowers & Bender, 1995). A cette échelle de temps, des différences significatives apparaissent également entre les signaux paléoclimatiques des deux hémisphères (Fig. 1.2) : les tendances au réchauffement en Antarctique sont contemporaines de périodes froides au Groenland (Sowers & Benders, 1995 ; Blunier *et al.*, 1997). En particulier, le réchauffement post-glaciaire de l'hémisphère Nord est interrompu brutalement par le *Dryas Récent* (YD), un évènement froid d'une durée de 1000 ans environ, pendant lequel les températures chutent d'une dizaine de degrés (Dansgaard *et al.*, 1989). Les carottes de glace prélevées en Antarctique ne montrent pas de changement aussi abrupt (Jouzel *et al.*, 1995). En Antarctique, le réchauffement post-glaciaire s'est effectué en deux périodes interrompues par l'*Antarctic Cold Reversal* (ACR), un épisode froid durant environ 1500 ans, moins intense que le *Dryas Récent* et précédant celui-ci (Blunier *et al.*, 1997 ; Jouzel *et al.*, 2001).



**Figure 1.2** – Variations climatiques ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$  = traceurs de paléotempérature) lors des 25 derniers milliers d'années enregistrées dans les carottes de glace du Groenland (a. NGRIP, NGRIP community members, 2004) et d'Antarctique (b. EPICA Dome C, EPICA community members, 2004).

Afin d'améliorer la compréhension des changements climatiques globaux et plus particulièrement leurs relations interhémisphériques, des enregistrements bien datés et étudiés à haute résolution en de nombreux points du globe sont nécessaires.

Dans l'hémisphère Sud, les reconstitutions paléoclimatiques à haute résolution sont encore relativement rares. Cette partie du monde joue pourtant un rôle essentiel dans la compréhension des changements climatiques terrestres. Le Chili méridional est indéniablement une région clé en vue d'une étude paléoclimatique de l'hémisphère Sud puisque celui-ci est suffisamment éloigné de l'influence des calottes de glace de l'hémisphère Nord et de celle de la circulation océanique thermohaline.

Jusqu'à présent, la plupart des données paléoclimatiques au Chili méridional proviennent d'enregistrements géomorphologiques (Mercer, 1972 ; Laugenie, 1982 ; Heusser, 1990 ; Lowell *et al.*, 1995 ; Denton *et al.*, 1999) et paléoécologiques (Heusser *et al.*, 1996 ; Moreno, 1997, 2004 ; Moreno *et al.*, 1999, 2001 ; Moreno & León, 2003). Celles-ci concernent la dernière déglaciation et l'Holocène. Ces résultats sont complétés par quelques carottages océaniques le long de la côte chilienne (Lamy *et al.*, 2001, 2002, 2004). A une échelle de temps plus réduite, les variations climatiques sont déduites d'enregistrements dendroclimatologiques (Villalba, 1990, 1994 ; Lara & Villalba, 1993).

Une des caractéristiques géographiques majeures du Chili méridional est sa richesse en lacs d'origine glaciaire, situés au piedmont de la Cordillère des Andes. Or, les sédiments lacustres se révèlent généralement être d'excellentes archives paléoclimatiques. Grâce à leurs taux de sédimentation élevés, ils offrent une excellente résolution temporelle qui peut atteindre l'année dans le cas de sédiments varvés. De plus, ils couvrent habituellement une période de plusieurs millénaires. En outre, les lacs sont très sensibles et répondent rapidement aux variations de conditions environnementales et climatiques. Cette sensibilité est cependant fréquemment altérée par des éléments externes, par exemple l'action anthropique, l'activité tectonique et/ou volcanique, etc. Isoler chacun de ces paramètres nécessite une approche sédimentologique approfondie afin d'identifier les processus de dépôt et d'interpréter correctement les signaux observés. Tel est l'objectif de cette thèse, qui s'inscrit dans le projet ENSO-Chili, ayant pour but de reconstituer les variations climatiques dans l'hémisphère Sud depuis la fin de la dernière glaciation. Après une étude sédimentologique détaillée de plusieurs carottes lacustres (ce travail), plusieurs traceurs paléoclimatiques sont étudiés dans le cadre du projet ENSO-Chili : palynologie (thèse de L. Vargas), paléoécologie des diatomées (M. Sterken), caractérisation des dépôts annuels (thèse de X. Boës) et géochimie du sédiment (ce travail).

## 1.2. Contexte géographique, géologique et géomorphologique

La Région des Lacs chilienne s'étend entre 38 et 43°S sur trois structures géologiques distinctes : la Cordillère de la Côte, la Cordillère des Andes et la Vallée Centrale, séparant les deux cordillères (Fig. 1.3). Ce paragraphe synthétise les caractéristiques de ces trois structures, détaillées dans Bertrand (2002).

La Cordillère de la Côte est un cordon montagneux constitué de roches métamorphiques paléozoïques et précambriennes. Cette cordillère a été intensivement érodée et son altitude actuelle, diminuant vers le sud, dépasse rarement 500 m. Aucune activité volcanique récente n'y a été observée mais l'activité sismique y est fréquente. L'île de Chiloé constitue son extension méridionale, disparaissant ensuite sous le niveau de la mer.

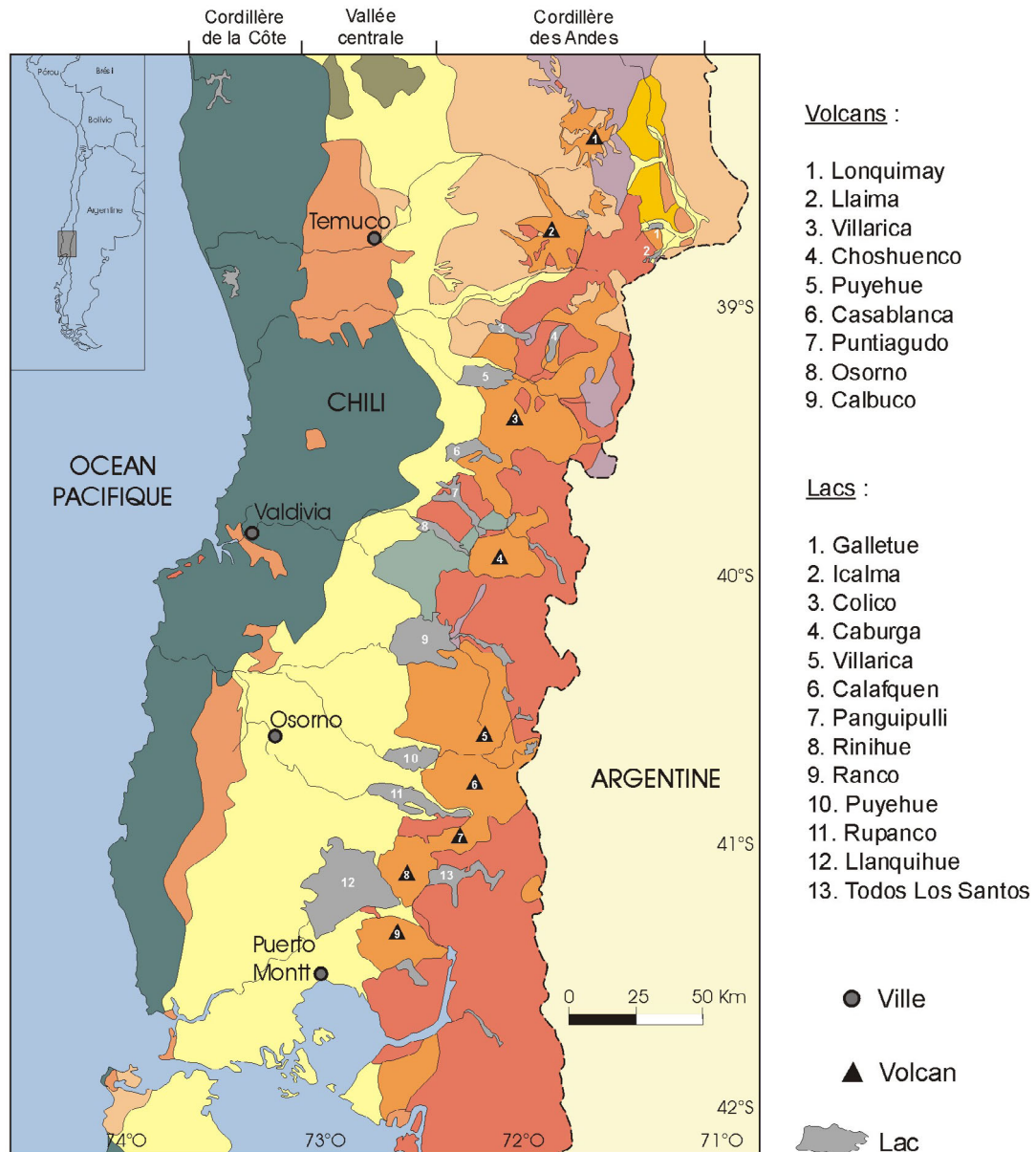
Dans la Région des Lacs, la Cordillère des Andes est constituée de roches granitiques d'âge jurassique à tertiaire soulevées par des processus tectoniques s'intensifiant à la fin du Tertiaire. Durant le Pléistocène, les Andes ont été soumises à des processus érosifs intenses, principalement glaciaires et périglaciaires. Il en résulte une morphologie de pics montagneux découpés par de profondes vallées glaciaires. Dans cette région, l'altitude moyenne des Andes est de 2000 m, exceptés plusieurs volcans, qui atteignent des altitudes de plus de 3000 mètres et dominent le paysage. Le volcanisme régional est actif depuis la fin du Tertiaire et représenté par de nombreux édifices.

La Vallée Centrale occupe un graben comblé par plus de 2000 mètres de sédiments fluviaux quaternaires. Sa largeur varie entre 50 et 100 km. Son altitude à 38°S est proche de 200 mètres et diminue progressivement vers le sud pour atteindre le niveau de la mer à hauteur de la Baie de Reloncaví (42°S).

La Cordillère des Andes, ainsi qu'une partie de la Vallée Centrale est couverte par des andosols développés sur des cendres volcaniques post-glaciaires. Ceux-ci sont localement nommés « Trumaos » (Langhor, 1971 ; Laugenie, 1982). Ces sols ont une haute porosité, une faible densité et un horizon A riche en matière organique (12 à 40 %) (Besoain, 1985). Minéralogiquement, ils sont constitués par des matériaux non cristallins (allophanes et verres volcaniques), des plagioclases et des pyroxènes. Ces résultats sont en partie issus d'un premier article en cours de publication dans *Revista Geologica de Chile* (Bertrand & Fagel, soumis, annexe 1). La Vallée Centrale est partiellement couverte par des gleysols, dénommés « Ñadis », développés sur les plaines fluvio-glaciaires. La Cordillère de la Côte est couverte de cambisols.

Le terme « Région des Lacs » provient de l'importante série de lacs d'origine glaciaire présents entre 39°S et 41°30' S. Ces lacs sont situés au piedmont de la Cordillère des Andes, reliant de cette manière les Andes à la Vallée Centrale. Du Nord au Sud, ces lacs ont une superficie croissante et leur position se décale vers l'Ouest (Fig. 1.3). Ils sont barrés à l'Ouest par des cordons morainiques formés par les avancées des glaciers de piedmont lors des dernières périodes glaciaires. Ceux-ci ont préférentiellement suivi des zones préalablement fracturées ou faillées (Aravena *et al.*, 1993).

Suite à sa position au droit de la zone de subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine, la Région des Lacs est riche en événements volcaniques et sismo-tectoniques. Ceux-ci ont un effet non négligeable sur l'enregistrement sédimentaire lacustre et doivent être pris en considération lors de l'analyse et de l'interprétation des données. Au Chili, de nombreux séismes historiques ont été décrits depuis le 16<sup>ème</sup> siècle (Brüggen, 1950 ; Silgado, 1985). Depuis le début du 16<sup>ème</sup> siècle, 22 tremblements de terre de magnitude supérieure à 7 ont été enregistrés entre 36°S et 42°S (USGS). Le plus important date du 22 mai 1960 et a atteint une magnitude de 9,5 sur l'échelle de Richter. C'est le plus important séisme jamais enregistré sur terre. Il a généré un important tsunami dans l'océan Pacifique, atteignant l'île d'Hawaï 15 heures plus tard. Le tremblement de terre de 1575 aurait eu une magnitude proche de celle du séisme de 1960 (Rothé, 1961).



<u>Age</u>		<u>Nature</u>
Qap	Quaternaire ou Tertiaire supérieur	Sédiments fluviaux, lacustres et glaciaires
Qv	Quaternaire	Roches volcaniques
TTva	Miocène - Pliocène	Roches volcaniques
TTem	Eocène - Miocène	Roches sédimentaires marines et/ou continentales
Kg + KTg	Crétacé (Kg) - Crétacé et Tertiaire (KTg)	Roches granitiques
KSc	Crétacé sup. à Tertiaire inf.	Roches volcaniques à intercalations de roches sédimentaires
Jm	Jurassique	Roches sédimentaires et volcaniques
Pz	Paléozoïque	Roches métamorphiques
Pzg	Paléozoïque	Roches granitiques
PPE	Paléozoïque et/ou Précambrien	Roches métamorphiques

**Figure 1.3** – Carte géologique de la Région des Lacs (Bertrand, 2002). Trois structures géologiques distinctes peuvent être discernées : la Cordillère de la Côte, la Cordillère des Andes et la Vallée Centrale.

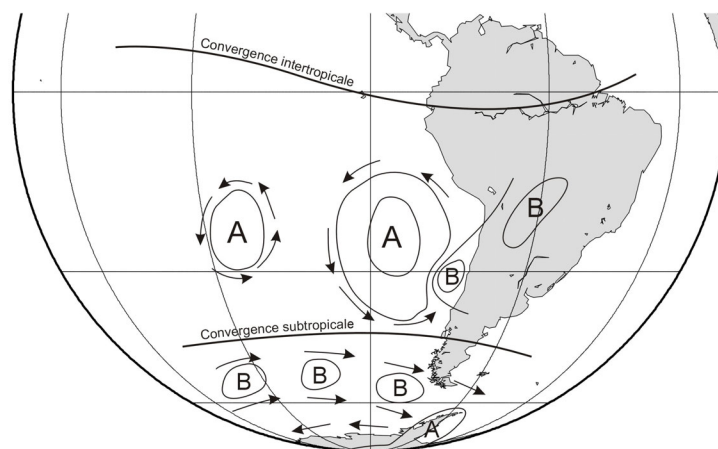
D'un point de vue pétrologique, la Région des Lacs appartient à la zone volcanique sud qui s'étend de 33°S à 46°S (Gerlach *et al.*, 1988 ; Stern, 1989). Les volcans régionaux caractéristiques sont des stratovolcans émettant principalement des laves basaltiques ou andésitico-basaltiques avec une faible proportion de laves siliceuses (López-Escobar *et al.*, 1977 ; Hickey *et al.*, 1984 ; López-Escobar, 1984). Cinquante d'entre-eux au moins sont toujours actifs et plusieurs ont connu des éruptions au cours du dernier siècle (Gonzalez-Ferran, 1994). Dans la Région des Lacs, les volcans les plus actifs sont Llaima, Villarica, Puyehue-Cordon de Caulle et Osorno (Fig. 1.2). Des coulées de laves de plusieurs volcans holocènes ont barré des vallées andines, donnant naissance à certains lacs, comme le lac Todos Los Santos.

### 1.3. Climat de la Région des Lacs

Le climat actuel de la Région des Lacs est caractérisé par des conditions tempérées humides avec des précipitations maximales lors de l'hiver austral (Miller, 1976 ; Heusser, 2003). Au nord de 39°S (vallée du Rio Tolten), la Région des Lacs est caractérisée par un climat méditerranéen à courte saison sèche. Au sud de ce parallèle, le climat est méditerranéen humide (également nommé pluvieux tempéré). Le climat des Andes méridionales est influencé par trois facteurs principaux : les vents d'ouest, la barrière orographique constituée par la Cordillère des Andes, et le courant de Humbolt également appelé courant Pérou-Chili (Miller, 1976 ; Heusser, 2003).

#### 1.3.1. Vents et précipitations

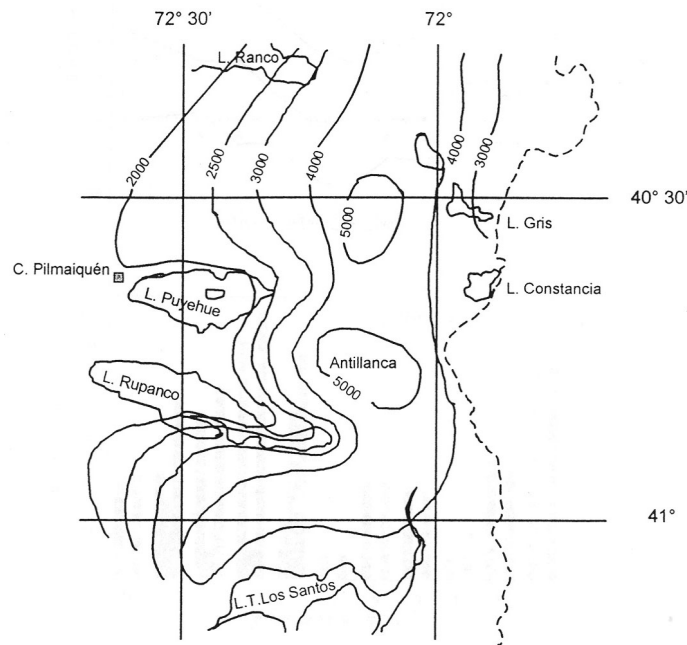
Aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud, les masses d'air cycloniques subpolaires rejoignent et s'unissent aux masses d'air anticycloniques subtropicales (Fig. 1.4). Le gradient thermique entre l'air venant du Pôle Sud (-50°C) et l'air venant de l'équateur étant beaucoup plus marqué que celui existant entre les masses d'air provenant du Pôle Nord (-20°C) et de l'équateur, les vents d'ouest sont beaucoup plus intenses dans l'hémisphère Sud. Cet effet a été décrit comme « accent antarctique ». De plus, aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud, aucune masse terrestre n'est présente pour ralentir les vents d'ouest. Ceux-ci atteignent donc la Cordillère des Andes avec une intensité maximale. Les variations saisonnières de la position latitudinale des vents d'ouest résultent des gradients de température de l'eau de surface du Pacifique et de l'interaction entre les hautes pressions subtropicales du Pacifique et la ceinture polaire de faibles pressions (Miller, 1976). Cette zone de haute pression subtropicale est généralement centrée entre 25 et 30°S. En hiver, l'influence du système de haute pression se fait ressentir jusqu'à 38°S (Parada, 1973). En été, l'anticyclone s'étend vers le sud, jusqu'à la partie méridionale de l'île de Chiloé (43°S) repoussant les vents d'ouest vers le sud. Lorsque l'anticyclone est positionné au sud de la Région des Lacs, des vents d'est chauds et secs affectent la région. Ceux-ci portent localement le nom de « Puelche ».



**Figure 1.4** – Localisation de l'anticyclone du Pacifique Sud et des masses d'air cycloniques subpolaires. A : anticyclone, zone de hautes pressions ; B : cyclone, zone de basses pressions. (D'après Kuscevic *et al.*, 2000).



Les vents d'ouest méridionaux provenant du Pacifique transportent des masses d'air polaires maritimes à l'origine des précipitations dans la région des lacs. La distribution des précipitations est en relation avec leur intensité et leur variation latitudinale. La Cordillère des Andes, formant une barrière orographique importante aux vents d'ouest, reçoit la plupart des précipitations (Fig. 1.5). Celles-ci augmentent avec l'altitude. Elles varient entre 2000 mm/an dans la Vallée Centrale et atteignent 5000 mm/an au sommet des principaux volcans (Parada, 1973, Fig. 1.5).



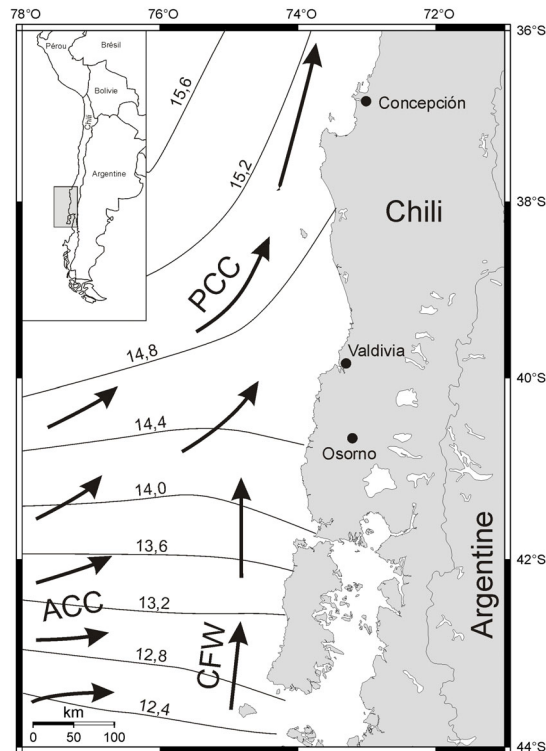
**Figure 1.5** – Isohyètes annuelles (en mm) dans la région Valdivia-Puerto Montt (Parada, 1973).

Au Chili, le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) se traduit par une variation de l'intensité de l'anticyclone subtropical du Pacifique (Ruttlant, 2002). A 40° de latitude sud, il n'a pratiquement pas d'influence sur le climat. En présence d'un événement El Niño, l'anticyclone est affaibli, augmentant ainsi l'intensité des vents d'ouest entre 30 et 35°S. Cette situation provoque une augmentation des précipitations aux mêmes latitudes pendant 18 mois environ (Montecinos & Aceituno, 2003). Aux alentours de 40°S, une année El Niño se traduit par un climat printanier et estival légèrement plus secs (Montecinos & Aceituno, 2003). En présence d'un événement La Niña, la situation inverse se produit : l'anticyclone subtropical du Pacifique s'intensifie et provoque un déficit de précipitations au Nord de 37°S (Quintana, 2000).

### 1.3.2. Température

La température annuelle moyenne à 40°S varie de 6 à 9°C. Les maxima atteignent 20°C en janvier et les minima sont proches de 2°C en juillet (Muñoz Schick, 1980). Ces températures relativement basses pour cette latitude sont dues à l'influence du courant océanique de Humboldt, refroidissant les masses d'air en provenance du Pacifique.

La circulation océanique de surface régionale est contrôlée par le courant antarctique circumpolaire (ACC) approchant la côte chilienne aux environs de 40-45°S (Strub *et al.*, 1998) (Fig. 1.6). Ce courant se divise ensuite en deux branches : le courant de surface de Humboldt se dirigeant vers l'équateur, aussi appelé courant Pérou-Chili (PCC), et le courant de Cape Horn, se dirigeant vers le Pôle Sud à une profondeur variant entre 100 et 400 m. Le courant de Humboldt forme la liaison est de la gyre subtropicale du Pacifique Sud. La zone de transition entre ces deux courants, actuellement aux environs de 40-45°S, coïncide avec la limite nord d'activité des vents d'ouest méridionaux. De plus, les masses d'eau régionales sont influencées par un apport d'eau faiblement salée et froide provenant des fjords chiliens (CFW, Fig. 1.6).



**Figure 1.6** – Courants océaniques de surface affectant le climat de la Région des Lacs. ACC : Antarctic circumpolar current ; PCC : Peru-Chile current ; CFW : chilean fjord water. La carte indique également les températures annuelles moyennes des eaux de surface (en°C) (D’après Lamy *et al.*, 2004).

Les courants de surface régionaux influencent donc fortement les températures de la Région des Lacs. En conséquence, les variations de températures saisonnières et quotidiennes sont beaucoup moins marquées qu’aux mêmes latitudes dans l’hémisphère Nord.

Ce climat est responsable du développement d’une forêt humide et dense (Moreno & León, 2003 ; Moreno, 2004). Dans la Vallée Centrale et dans la Cordillère des Andes jusqu’à une altitude de 400-500 m, la forêt est particulièrement dense et dite « valdivienne ». Au-dessus de 500 m, la Cordillère des Andes est couverte par une forêt humide nord patagonienne passant ensuite à une forêt humide subantarctique à proximité de la limite des arbres vers 1100 m d’altitude (Moreno, 2004). Ces deux derniers types de forêts sont constitués d’espèces résistant à des températures plus froides que les espèces caractérisant la forêt valdivienne.

#### 1.4. La sédimentation lacustre

Sans prétendre synthétiser les traités de limnologie classiques (Hutchinson, 1957 ; Wetzel, 1983), ce paragraphe a pour but de rappeler les principales notions de limnologie et de sédimentologie en milieu lacustre.

La principale caractéristique d’un lac est sa stratification thermique, influençant la densité des eaux (Fig. 1.7). Durant les périodes les plus chaudes de l’année, l’énergie solaire réchauffe les eaux de surface, formant ainsi une couche de densité moindre, nommée *épilimnion* (Talbot & Allen, 1996). Elle présente des variations de températures saisonnières importantes. La couche la plus profonde, l’*hypolimnion*, est la plus froide et a une densité maximale. Cette couche est séparée de l’*épilimnion* par une couche intermédiaire, le *métalimnion*, où les températures chutes brutalement au niveau de la *thermocline*. Cette dernière est définie comme la surface où le gradient thermique le plus fort est présent (Leeder, 1999).

Cette stratification lacustre varie en fonction des saisons. Ainsi, un lac peut être stratifié uniquement en été lorsque l'énergie solaire réchauffe les eaux de surface (lac *monomictique chaud*) ou uniquement en hiver, lorsque les eaux de surface sont refroidies en dessous de 4°C (lac *monomictique froid*) (Leeder, 1999 ; Cohen, 2003). Un lac *dimictique* est stratifié à la fois en été et en hiver. Le passage d'un état stratifié à un état homogène s'effectue par un phénomène de retournement. Cette dynamique peut également être déclenchée par l'action du vent.

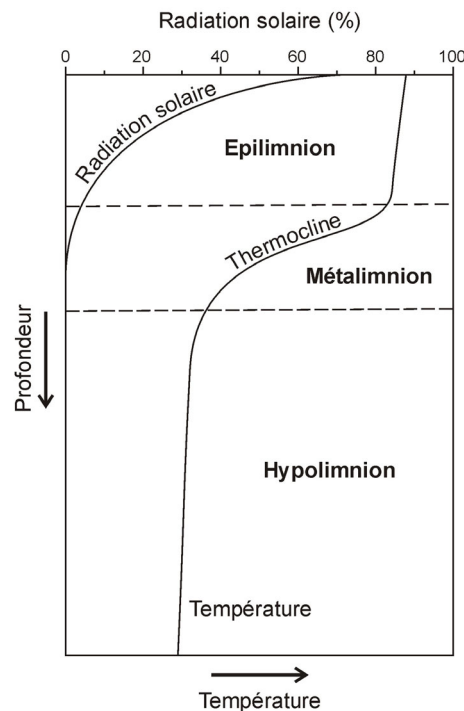


Figure 1.7 – Stratification thermique en milieu lacustre (D'après Wetzel, 1983).

La production de matière organique au sein d'un lac est variable et fortement dépendante de la disponibilité en nutriments. Un lac pauvre en nutriments, donc faiblement productif, est dit *oligotrophe* (Cohen, 2003). Ses eaux sont transparentes. Un lac riche en particules nutritives contient une concentration planctonique élevée et est caractérisé par une faible transparence (lac *eutrophe*). L'*eutrophisation* d'un lac est son passage de l'état oligotrophe à l'état eutrophe. Cette transformation est une des dernières étapes de l'évolution naturelle d'un lac mais peut aussi être influencée par une pollution anthropique des eaux. L'état intermédiaire est nommé *mésotrophe*.

Le matériel sédimenté au fond d'un lac peut provenir de processus internes au lac (source *autochtone*) ou de son bassin versant (source *allochtone*). Une fois introduit dans le milieu lacustre, le matériel en suspension est ensuite redistribué par des courants, en fonction notamment de sa granulométrie et de sa densité (Leeder, 1999).

Les sédiments autochtones sont les débris organiques provenant de la décomposition des organismes lacustres (plancton, macrophytes, benthos) et les minéraux authigènes. Les organismes lacustres sont dégradés dans la colonne d'eau et dans le sédiment. Dans les grands lacs froids, oligotrophes et riches en silice dissoute, les diatomées représentent fréquemment le groupe dominant du phytoplancton (Cohen, 2003). La nature siliceuse de leur test favorise leur préservation lors de la sédimentation. Dans certains lacs, les minéraux carbonatés constituent une part importante des sédiments autochtones. Ceux-ci sont formés par précipitation.

Les sédiments allochtones parviennent au lac par l'intermédiaire de divers types d'apports : éoliens, fluviaux, glaciaires, gravitaires et par ruissellement (Leeder, 1999). Les apports éoliens constituent généralement une part infime des sédiments lacustres. La quantité d'apports détritiques lacustres

dépend principalement des précipitations, des caractéristiques du bassin versant (couverture végétale, géomorphologie) et du rapport entre l'aire du bassin versant (en excluant la superficie du lac) et l'aire du lac. Au débouché des rivières, le parcours des particules dépend de la densité des eaux fluviales et de celle des eaux lacustres (Sturm & Matter, 1978) (Fig. 1.8). Si les eaux fluviales sont plus denses que les eaux lacustres (c'est à dire plus riches en particules et/ou plus froides), celles-ci forment un courant de fond, également nommé *courant hyperpicnal* ou *underflow*. Dans le cas inverse, un *courant de surface* (*overflow*) est formé. Si la densité des eaux fluviales se situe entre celle de l'épilimnion et celle de l'hypolimnion, des *courants intermédiaires* (*interflow*) se forment en intrusion au niveau de la thermocline. La charge sédimentaire transportée par les courants de surface et les courants intermédiaires se dépose en fonction de sa granulométrie : la fraction grossière décante depuis l'embouchure alors que la fraction fine reste en suspension au niveau de la thermocline jusqu'au retournement du lac (Sturm & Matter, 1978). Cette charge sédimentaire est soumise à la force de Coriolis due à la rotation terrestre (déviation vers la gauche dans l'hémisphère Sud). Les courants de surface semblent avoir une influence minimale sur la sédimentation puisque leur faible densité est due à une faible charge sédimentaire. Les courants hyperpicnaux alimentent quant à eux les canyons sous-lacustres au front du delta et déposent leur charge sédimentaire grossière jusque dans la plaine lacustre.

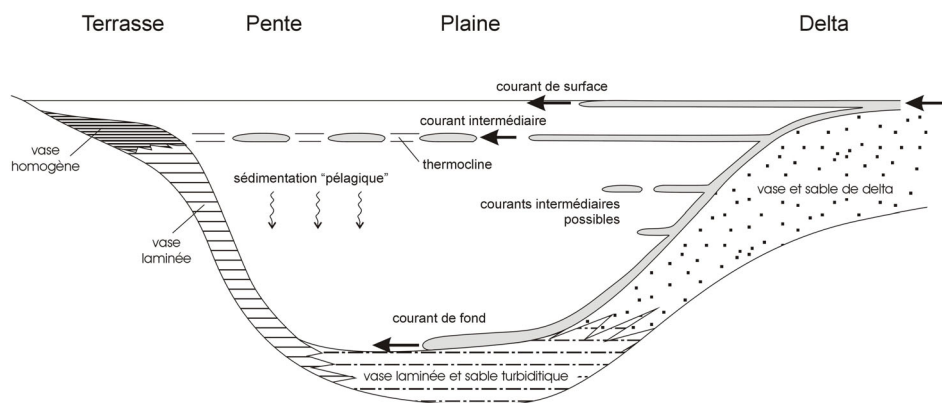


Figure 1.8 – Apports clastiques dans un lac stratifié (D'après Sturm & Matter, 1978).

Par ailleurs, les apports gravitaires peuvent constituer une source non négligeable de matériaux lors de la sédimentation lacustre. Ceux-ci peuvent être classés en trois types selon le mécanisme physique assurant le transport et le maintien de sédiments en suspension : les glissements en masse, les coulées de débris et les courants de turbidité (Leeder, 1999). Ces différents types seront discutés dans la deuxième partie de ce travail.

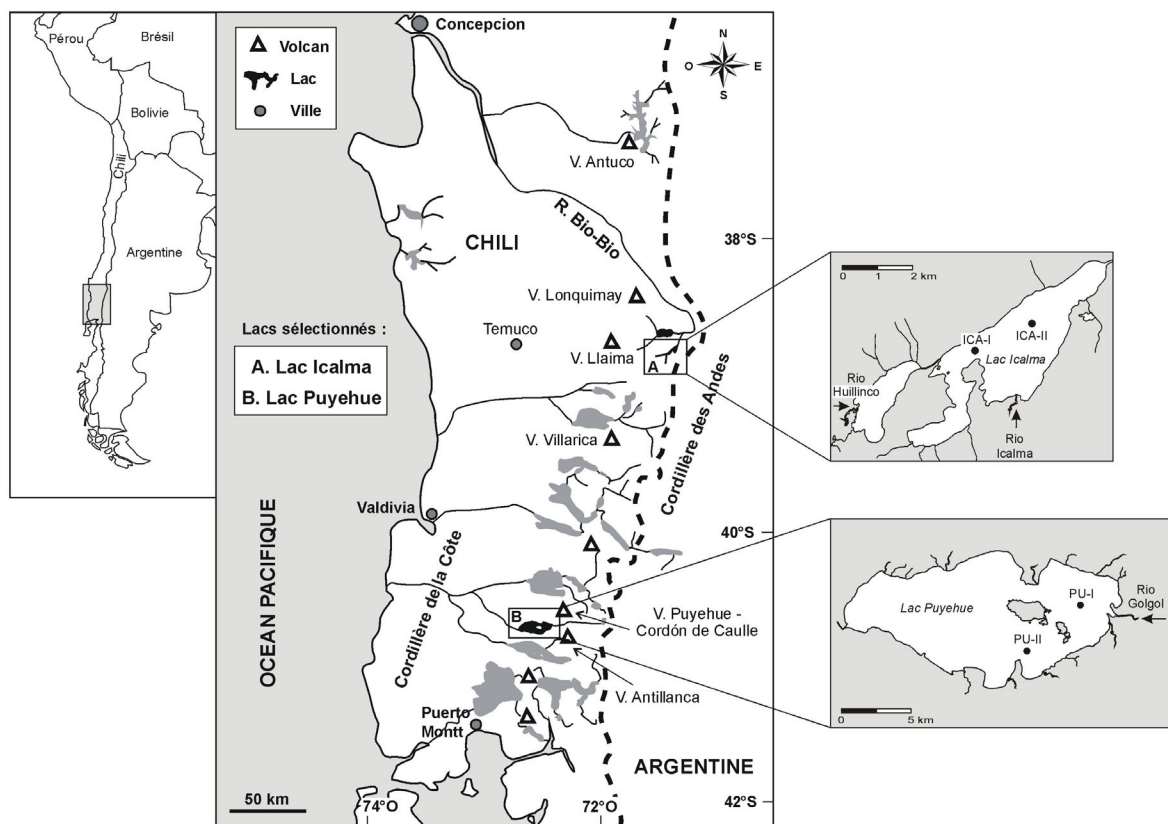
### 1.5. Sélection des lacs et des sites de carottage

Dans le cadre du projet SSTC ENSO-Chili, deux lacs ont été sélectionnés selon plusieurs critères qui, réunis, doivent permettre de prélever des carottes sédimentaires longues et continues. Les lacs retenus doivent contenir un enregistrement peu perturbé par les séismes et/ou le volcanisme local, ne pas présenter d'importantes quantités de gaz, ni de structures de dégazage ou d'échappement de fluide, et finalement leur bathymétrie doit être inférieure à 150 m. Cette dernière condition est due à la limite théorique du matériel de carottage.

Après une première sélection sur des critères bathymétriques, une prospection sismique détaillée du remplissage sédimentaire de six lacs a été menée (thèse de F. Charlet, RCMG). Du Nord au Sud, ces lacs sont : Laja, Lleulleu, Icalma, Villarica, Puyehue et Todos Los Santos (Charlet *et al.*, 2003b). Deux sources d'ondes sismiques ont été utilisées : une source *sparker* (1,5 KHz) et une source *pinger* (3,5 KHz) avec chacune leur résolution et profondeur de pénétration propres. La source *sparker* est utilisée pour donner une image du remplissage sédimentaire lacustre à grande échelle avec une résolution

d'environ 50 cm tandis que la source pinger permet d'imager les sédiments de surface (~ 15m) avec une résolution d'environ 20 cm. Cette prospection sismique a permis de différencier plusieurs bassins lacustres, d'identifier les sources d'apports sédimentaires, de localiser les principaux glissements, etc. De plus, pour le lac Icalma, elle a également permis d'améliorer la précision des cartes bathymétriques. Lors de l'interprétation des profils en terme de profondeur, la vitesse utilisée pour les ondes sismiques est de 1450 m/s dans l'eau et 1600 m/s dans le sédiment.

Suivant les résultats sismiques, le choix s'est porté sur les lacs Icalma (38°S) et Puyehue (40°S) (Fig. 1.9). Dans ces deux lacs, la prospection sismique à 3.5 KHz a été menée selon une maille plus serrée et a permis de sélectionner, pour chacun d'eux, un site alimenté par les courants de fond et un site alimenté par les courants intermédiaires. Il est en effet indispensable d'étudier de manière détaillée deux sites influencés par des apports sédimentaires distincts en vue de comprendre les paramètres affectant le remplissage sédimentaire de chaque lac.



**Figure 1.9** – La Région des Lacs. Localisation des lacs Icalma (A), Puyehue (B) et des sites sélectionnés pour le prélèvement des carottes longues.

Dans le **lac Puyehue**, le premier site de carottage (PU-I) a été sélectionné face au principal affluent du lac, le Rio Golgol (Fig. 1.9). Ce site, localisé à une profondeur de 122 m est alimenté par les courants de fond. Au droit de ce site, les profils sismiques ont montré la présence de gaz sous 7 m de profondeur environ (Fig. 1.10). Il n'a donc été carotté que dans sa partie supérieure. Le site PU-II est situé à une profondeur de 48 m et est influencé par les apports de courants intermédiaires. Le profil sismique y a montré une sédimentation particulièrement continue (Fig. 1.10).



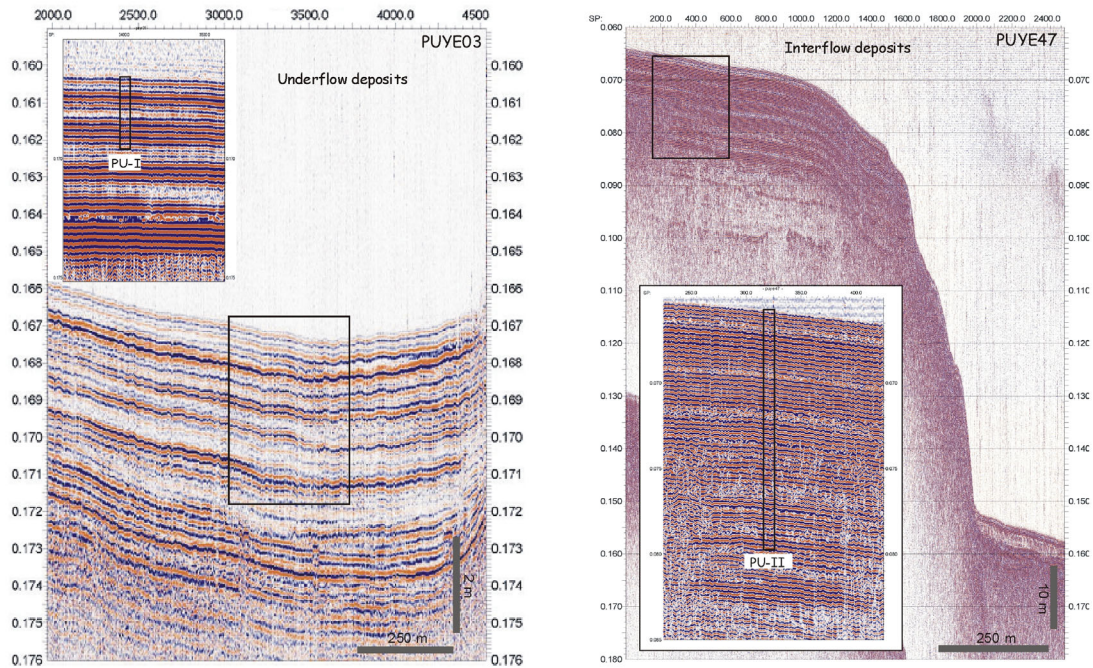


Figure 1.10 - Profils sismiques au droit des sites de carottage du lac Puyehue (Charlet *et al.*, 2003a).

En ce qui concerne le **lac Icalma**, le site ICA-I a été sélectionné en position distale par rapport à l’affluent principal du lac (Rio Icalma). Le Rio Huillinco n’alimente que l’appendice ouest du lac. Ce site contient des dépôts de type interflow, transportés par les courants intermédiaires provenant du Rio Icalma (Fig. 1.11). Le site ICA-II a été sélectionné au centre du lac, dans sa partie la plus profonde (135 m). Il est alimenté par les courants de fond du Rio Icalma (Fig. 1.11).

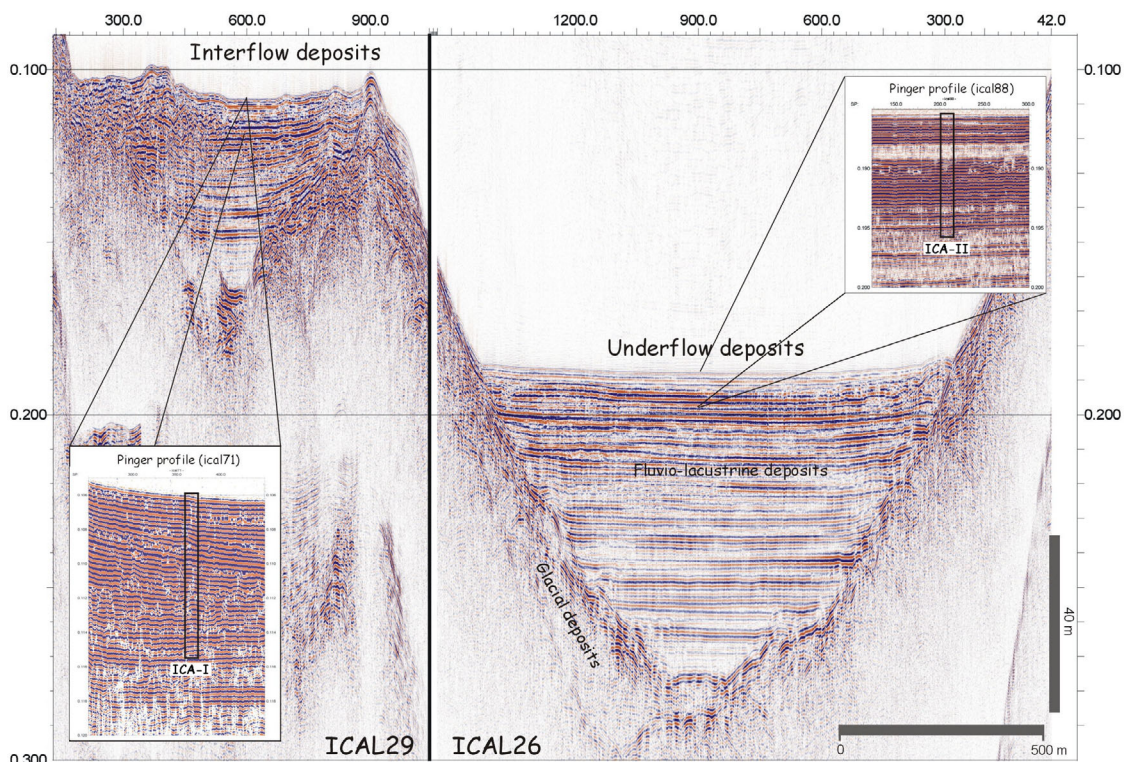


Figure 1.11 - Profils sismiques au droit des sites de carottage du lac Icalma (Charlet *et al.*, 2003a, 2004).

## 1.6. Carottage et constitution des séries composites

### 1.6.1. Carottage

Du 15 février au 15 mars 2002, une mission de carottage en collaboration avec l'Université de Savoie (Chambéry) a permis le prélèvement de 32 carottes courtes et de quatre carottes longues au droit des sites préalablement sélectionnés. Cinq carottes courtes ont été prélevées autour de chaque site voué aux carottages longs tandis que les autres carottages courts ont été effectués en divers endroits des lacs.

Les carottes longues ont été prélevées grâce à un carottier à piston de type UWITEC permettant de récupérer des carottes d'une longueur maximale de 15 mètres par tronçons successifs de 3 mètres. Ce carottier à piston est manipulé à partir d'une barge flottante UWITEC fixée par 4 ancres. Les carottes se présentent dans une gaine en plastique de diamètre interne de 60 mm. Le système ne permettant pas d'assurer la continuité entre deux tronçons, la stratégie adoptée consiste à assurer le recouvrement de la série par un second carottage décalé horizontalement de quelques mètres. Les sections du deuxième carottage sont prélevées avec un décalage vertical de 1 m permettant d'obtenir un recouvrement complet des sections prélevées au premier point de carottage. La longueur de ce décalage n'égale pas une demi-longueur de section (1,50 m) puisque les tronçons de trois mètres sont ensuite coupés en deux parties de longueurs égales. Ce dispositif permet de prélever des carottes jusqu'à une profondeur théorique de 150 m.

Le principe du carottage est relativement simple. Depuis la barge, trois câbles sont actionnés (Fig. 1.12) : le câble principal permettant de descendre le carottier, le câble du piston et le câble permettant d'actionner le marteau. Le principe du système de carottage est de descendre l'ensemble du dispositif simultanément et d'ensuite fixer la position du piston et faire coulisser le tube du carottier autour de celui-ci. Afin de faire pénétrer le tube du carottier dans le sédiment, un marteau est actionné par un troisième câble. Deux câbles sont métrés et déroulés simultanément lors de la descente du dispositif. Il s'agit du câble principal et du câble du piston.

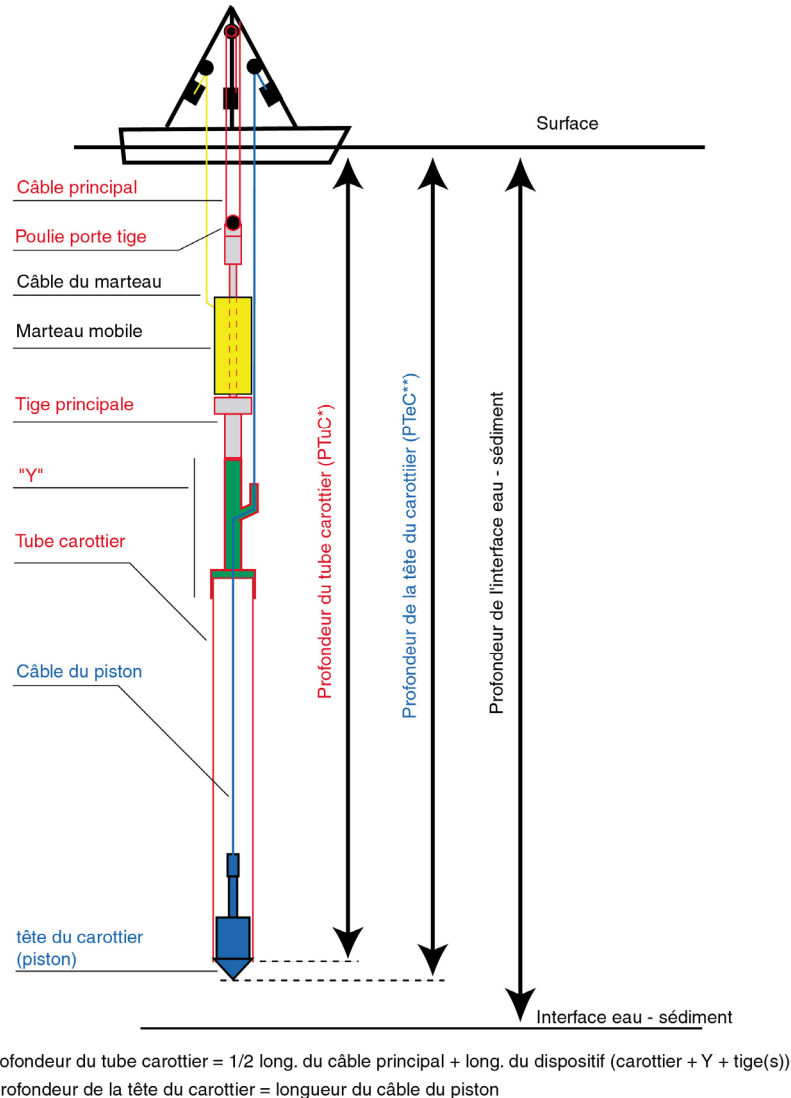
Le câble du piston indique directement la profondeur de la tête du carottier. Le câble principal est utilisé pour suivre l'enfoncement du tube carottier dans le sédiment. Une fois le tube du carottier arrivé en butée, c'est à dire après 3 mètres d'enfoncement, l'ensemble du dispositif est remonté à la surface. Lors de la manipulation suivante, le piston est fixé à la profondeur à laquelle s'était arrêté le carottier lors du prélèvement de la première section. L'opération est ainsi répétée par incrément de 3 mètres jusqu'à la profondeur désirée. Après estimation de la bathymétrie, le plus sûr est de débiter le carottage environ 1 m au dessus de ce niveau afin d'assurer le carottage de l'interface eau-sédiment. Celui-ci est indispensable puisque représentant le niveau zéro du sédiment et est le seul niveau d'âge parfaitement connu.

Les carottes courtes ont été prélevées grâce à un carottier par gravité UWITEC manipulé à partir de la même plate-forme. Le dispositif est descendu grâce à un seul câble jusqu'à 10 m au-dessus de l'interface eau-sédiment. Après déroulement de 12 mètres de câble environ, l'ensemble du dispositif est lâché et, par gravité, s'enfonce dans le sédiment. La profondeur d'enfoncement est fonction de la compaction du sédiment ainsi que de sa granulométrie, teneur en eau, etc. Les carottes habituellement prélevées avec ce système ont une longueur variant entre 60 et 80 cm. Cette méthode de prélèvement de carotte a l'avantage, outre sa rapidité, de conserver une interface eau-sédiment bien nette. Par contre, une légère compaction du sédiment est observée par comparaison avec le système à piston qui a tendance à l'étirer.

Dans les deux systèmes de carottage, un « core catcher » est utilisé afin de bloquer le sédiment à la base de la carotte lors de l'arrachement du carottier et de sa remontée à la surface. Deux types de « core catcher » ont été utilisés : un sphincter en caoutchouc et un core catcher composé de lamelles métalliques. Dans la plupart des cas, le core catcher en caoutchouc est préférable puisqu'il ne perturbe pas le sédiment. Celui-ci a été utilisé lors du carottage des sédiments du lac Puyehue. A Icalma, la

présence dans les sédiments lacustres de nombreux niveaux de sable grossier a imposé l'utilisation du core catcher à lamelles métalliques.

La position exacte des carottes, ainsi que le nom et la longueur de chaque tronçon sont rapportés en annexe 2.



**Figure 1.12** – Schéma du dispositif de carottage UWITEC (Arnaud, 2003).

### 1.6.2. Constitution des séries composites

Pour chaque site, deux séries de tronçons ont été prélevés afin d'assurer la continuité du carottage. Bien que leur position relative soit connue approximativement, il convient de corrélérer précisément les tronçons entre eux afin de reconstituer une série composite continue. Cette étape a été effectuée après ouverture, description et mesure de la susceptibilité magnétique de chaque section.

Une fois rapatriés en Europe, les tronçons de 3 mètres ont été découpés en sections de 1,50 m afin de faciliter leur transport et d'être utilisables sur le banc multi-paramètres GEOTEK. En mai 2002, les paramètres physiques du sédiment (densité  $\gamma$  et susceptibilité magnétique) ont été mesurés avec un pas de 5 mm sur carottes fermées grâce au banc multi-paramètres GEOTEK du GFZ à Potsdam (Charlet *et al.*, 2004). Les carottes ont ensuite été ouvertes longitudinalement en deux parties égales, décrites et photographiées numériquement (juin et octobre-novembre 2002). Plusieurs paramètres sédimentaires

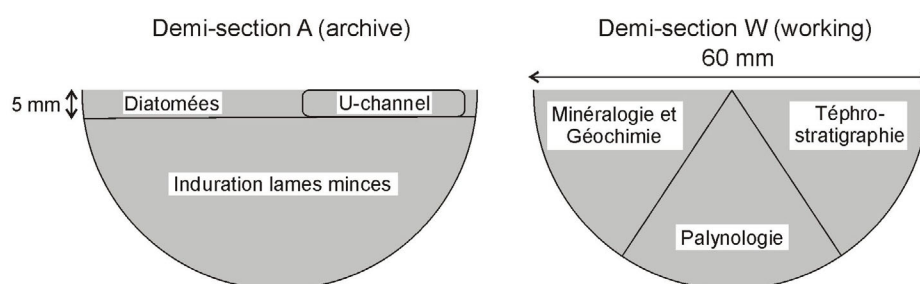


ont été décrits : couleur (suivant la charte de couleur Munsell), état d'oxydation, texture (granulométrie, classement, ...), structures (naturelles et dues au carottage ou à la conservation des carottes), épaisseur, caractéristiques des contacts lithologiques, etc. Des frottis ont été réalisés sur le sédiment brut tous les 5 à 10 cm et dans certains niveaux particuliers. La susceptibilité magnétique a été remesurée sur carotte ouverte grâce à un Bartington MS2E *point sensor* (EAWAG, Suisse). Ces données ont une meilleure résolution que les mesures préalablement effectuées sur carotte fermée.

Les corrélations entre différents tronçons ont ensuite été réalisées grâce 1) aux données de susceptibilité magnétique réalisées tous les 5 mm sur l'ensemble des tronçons et 2) à la description de niveaux repères particuliers lors de l'ouverture des carottes (niveaux sableux, argileux, de couleur particulière, etc.) (Fig. 1.13). Aucun étirement n'a été appliqué. Le meilleur ajustement a été sélectionné en faisant varier la profondeur absolue de chaque tronçon en fonction des niveaux repères. Nous nous sommes efforcés de minimiser les sauts entre sections. Ceux-ci sont uniquement placés au niveau de repères stratigraphiques particuliers et remarquables dans les deux sections (Fig. 1.13). Même si les épaisseurs entre deux niveaux remarquables varient d'une section à l'autre (différences de compaction naturelles ou dues au carottage, variation latérale de faciès, etc) la continuité de la série composite est ainsi assurée.

Une fois ce travail réalisé, la suite du texte ne se référera plus qu'aux carottes composites, simplement nommées PU-I, PU-II, ICA-I et ICA-II. Leurs longueurs composites respectives sont 236 cm, 1122 cm, 777 cm et 816 cm. Ces carottes composites sont supposées représenter une succession sédimentaire continue au droit des sites de carottage. Leurs photographies sont présentées en annexe 2.

Chaque carotte ainsi reconstituée a ensuite été échantillonnée selon le schéma présenté à la figure 1.14. Des *U-channels* de 5 mm d'épaisseur ont été prélevés dans la partie supérieure de la demi-section A en vue d'analyses granulométriques (ce travail). Dans cette même demi-section, des échantillons de faible volume ont été prélevés tous les 5 mm en vue de déterminer les espèces de diatomées présentes (M. Sterken et K. Calus, RUG). Le sédiment restant a été induré sous vide par des polymères afin de préparer des lames minces continues (thèse de X. Boës, ULg). La demi-section W a été débitée en tranches de 1 cm d'épaisseur grâce à des disques plastiques. Chaque tranche a ensuite été découpée en trois aliquotes égales afin d'en analyser la minéralogie et la composition géochimique (ce travail), leur contenu en pollen (thèse de L. Vargas, ULg) et la nature des niveaux téphriques (E. Juvigné et mémoire de Licence de B. Heuschen, ULg).



**Figure 1.14** – Échantillonnage des carottes longues prélevées dans les lacs Icalma et Puyehue. Le U-Channel prélevé dans la demi-section A a été utilisé pour les analyses granulométriques.

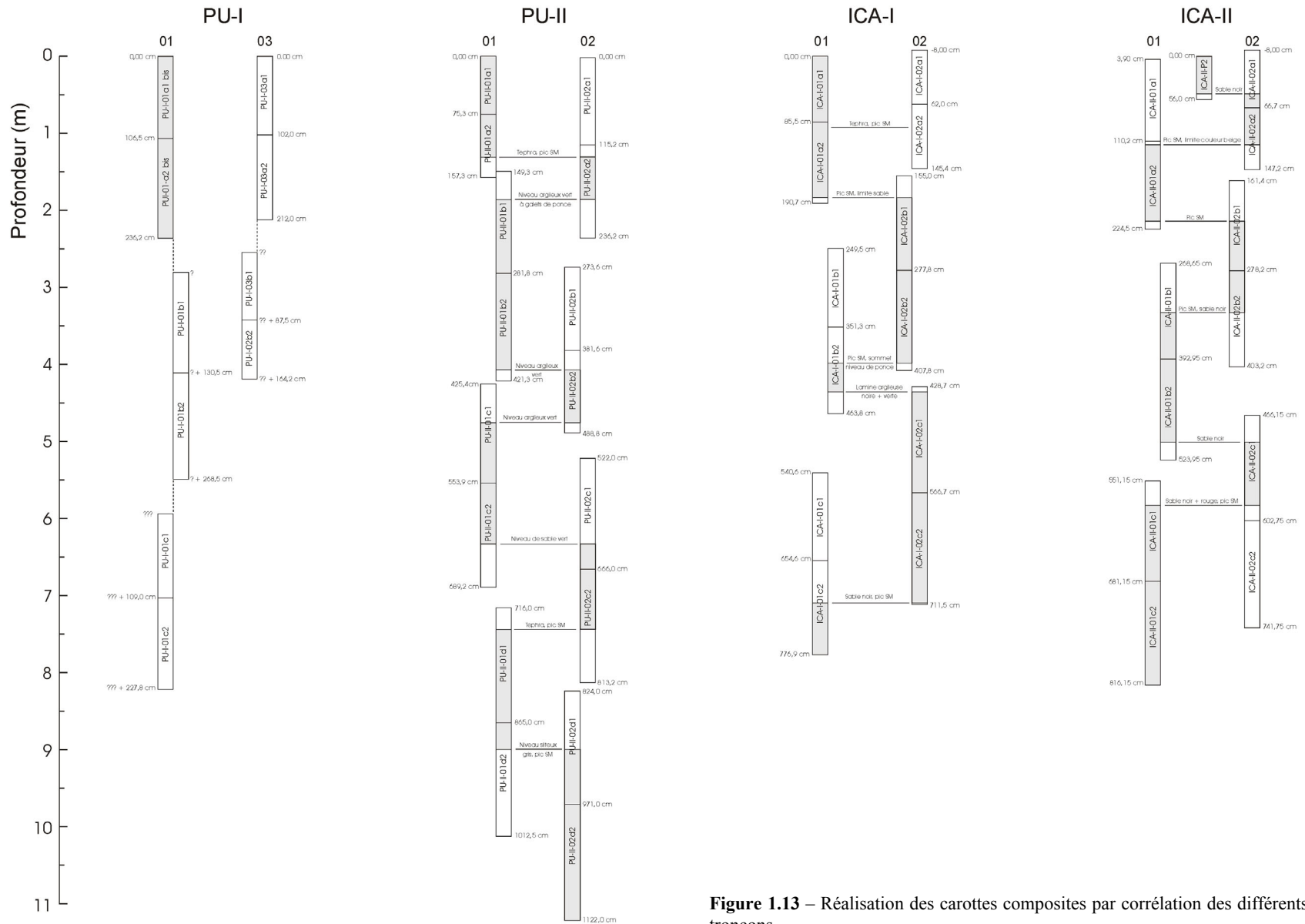


Figure 1.13 – Réalisation des carottes composites par corrélation des différents tronçons.

### 1.7. Note sur l'organisation de la suite du manuscrit

Lors du carottage, de l'ouverture et de la description des carottes, d'importantes différences lithologiques entre les sédiments du lac Icalma et ceux du lac Puyehue ont été observées. Les sédiments du lac Icalma sont beaucoup plus grossiers, contiennent des passées de sable et de ponce, ainsi que des niveaux riches en débris végétaux. Les sédiments du lac Puyehue sont quant à eux relativement fins et contiennent seulement quelques fines passées de sable.

Seules les carottes prélevées dans le lac Puyehue semblent contenir un enregistrement non perturbé par des phénomènes sismo-tectoniques. Elles ont donc été étudiées en vue d'une reconstitution paléoclimatique détaillée grâce à une étude multi-paramètres (minéralogie, granulométrie, géochimie, contenu en matière organique). Les carottes prélevées dans le lac Icalma ont quant à elles été soumises à une étude sédimentologique plus classique afin de déterminer les processus de mise en place des sédiments et d'en extraire des signaux sismo-tectoniques et/ou volcaniques. Cette différence majeure entre les enregistrements sédimentaires des deux lacs étudiés détermine la structure en deux parties de la suite du manuscrit.

Les principaux résultats présentés dans ce travail ont fait l'objet d'articles qui sont intégrés dans le corps du manuscrit ou reportés en annexe. Ce choix a imposé des règles de mise en page particulières, notamment pour les références bibliographiques qui, par souci de cohérence, sont reportées à la fin de chaque chapitre. Les références de ces articles sont reportées ci-dessous.

**Bertrand, S. & Fagel, N.** – New evidences for origin, transport and deposition of andosoils parental material in the Chilean Lake District (40°S). Soumis en avril 2003 à *Revista Geologica de Chile*. (annexe 1).

**Bertrand, S., Castiaux, J., Boës, X., Charlet, F., Urrutia, R., Espinoza, C., Lepoint, G., Charlier, B. & Fagel, N.** – Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 years: climatic significance. Soumis en septembre 2004 à *Quaternary Research*. (chapitre 3).

**Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V. & Fagel, N.** – Climate variability of Southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). Soumis en janvier 2005 à *Journal of Paleolimnology*. (chapitre 4).

**Bertrand, S.** – Wide range grain-size analysis of sediments: a combination of laser diffraction and sieving methods. Ecrit pour *Journal of Sedimentary Research*. (chapitre 7).

---

### Résumé

En comparaison avec les reconstitutions paléoclimatiques de l'hémisphère Nord, les paléoclimats de l'hémisphère Sud sont encore mal connus. Le Chili méridional présente l'avantage d'être suffisamment éloigné de la calotte glaciaire du Pôle Nord et de la circulation thermohaline. De plus, cette région est riche en bassins lacustres dont le remplissage sédimentaire est susceptible de contenir des signaux paléoclimatiques à haute résolution. La sédimentation lacustre étant sensible aux variations climatiques mais étant également affectée par des processus externes (séismes, volcanisme, action anthropique), il est important d'isoler ces différents signaux avant d'interpréter correctement les indices paléoclimatiques. Tel est le but premier de cette thèse. Pour ce faire, deux lacs, et dans chacun d'eux deux sites de carottage, ont été sélectionnés par prospection sismique (thèse de F. Charlet, RCMG). Deux séries sédimentaires composites, reconstituées à partir de la corrélation de plusieurs tronçons, ont été prélevées dans chaque lac. Les sédiments ont ensuite été échantillonnés et leur composition a été analysée en vue de reconstitutions paléoclimatiques et sismo-tectoniques.

## Références bibliographiques

- Aravena, J., Armesto, J., Denton, G., Fuenzalida, H., Garleff, K., Heusser, C., Pino, M., Varela, J., Veit, H. & Villagrán, C. 1993. El cuaternario de la region de Los Lagos del sur de Chile, Guide d'excursion. *International workshop "El cuaternario de Chile"* (Villagrán, C., éd.), Santiago, 123 p.
- Arnaud, F. 2003. Signatures climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (Nord-Ouest des Alpes) - Paleohydrologie et contamination au plomb. Thèse de doctorat non publiée, Université des Sciences et Techniques de Lille 1, 195 p.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.-L., Orchardo, J., Grootes, P., Mayewski, P. A. & Meese, D. A. 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* **372**, 663-666.
- Berger, A. & Loutre, M.-F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* **10**, 297-317.
- Bertrand, S. 2002. Caractérisation des apports sédimentaires lacustres de la région des lacs, Chili méridional (exemple des lacs Icalma et Puyehue). Mémoire de DEA non publié, Université de Liège, 88 p.
- Bertrand, S. & Fagel, N. soumis. New evidences for origin, transport and deposition of andosols parental material in the Chilean Lake District (40°S). Soumis à *Revista Geológica de Chile*.
- Besoain, E. 1985. Los suelos. In: *Suelos volcánicos de Chile* (Tosso, J., ed.). Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Santiago, 723 p.
- Blunier, T. & Brook, E. J. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* **291**, 109-112.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. & Johnsen, S. J. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* **394**, 739-743.
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D. & Barnola, J.-M. 1997. Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO<sub>2</sub> increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical research letters* **24** (21), 2683-2686.
- Brüggen, M. 1950. Fundamentos de la geologia de Chile. Instituto Geografico Militar, Santiago, 374 p.
- Charlet, F., Bertrand, S., Chapron, E., Fagel, N. & De Batist, M. 2003a. Geophysical characterization of the sedimentary environments in Lago Puyehue and Lago Icalma (Chilean Lake District, SW Andes). *Geophysical research abstracts* **5**, 2 p.
- Charlet, F., Marchand, C., Volland, S., Pino, M., Urrutia, R., Mueller, J., Chapron, E. & De Batist, M. 2003b. Reflection-seismic study of six lakes in South-Central Chile (37°S-42°S): Lagos Laja, Lleulleu, Icalma, Villarrica, Puyehue & Todos Los Santos. Extended Abstract, *10° Congreso Geológico Chileno*, Concepcion, Chile, 10 p.
- Charlet, F., Marchand, C., Bertrand S., Chapron, E., Pino, M., Urrutia, R. & De Batist, M. 2004. Geophysical reconstruction of the sedimentary infill of Lago Icalma (39°S, Chilean Lake District) since the last deglaciation. Extended Abstract, congrès GEOSUR, Buenos Aires, 4 p.
- Cohen, A.S. 2003. *Paleolimnology – The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, Oxford, 500 p.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Dansgaard, W., White, J. W. C. & Johnsen, S. J. 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* **339**, 532-534.
- Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Schlüter, C. & Marchant, D. R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern lake district, seno reloncaví, and isla grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler* **81 A** (2), 167-212.
- EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* **429**, 623-628.

- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno-Roa, H. & López-Escobar, L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* **29** (2), 333-382.
- González-Ferrán, O. 1994. *Volcanes de Chile*. Instituto Geografico militar, 635 p.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. & Jouzel, J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Heusser, C. J. 1990. Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the Last Glacial Maximum. *Revista Geológica de Chile* **17** (1), 3-18.
- Heusser, C. J. 2003. *Ice age Southern Andes - A chronicle of palaeoecological events*. Elsevier, Amsterdam, 230 p.
- Heusser, C. J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. G. & Denton, G. H. 1996. Full-glacial - late-glacial palaeoclimate of the Southern Andes: evidences from pollen, beetle and glacial records. *Journal of Quaternary Science* **11** (3), 173-184.
- Hickey, R. L., Gerlach, D. C. & Frey, F. A. 1984. Geochemical variations in volcanic rocks from central south Chile (33°S-42°S): implications for their petrogenesis. In: *Andean Magmatism: Chemical and isotopic constraints* (Harmon, R. S. & Barreiro, B. A., eds). Shiva Publications Limited, Cheshire, United Kingdom, 72-95.
- Hutchinson, G. E. 1957. *A treatise on Limnology, Volume 1: Geography, physics, and chemistry*. Wiley, New York, 1015 p.
- Kuscevic, L. D., Aravena, A. F. & Ciuffi, P. G. 2000. *Geografía de Chile*. Santillana, 255 p.
- Jouzel, J., Masson, V., Cattani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Johnsen, S. J., Steffensen, J. P., Petit, J. R., Schwander, J. & Souchez, R. 2001. A new 27 kyr high resolution East Antarctic climate record. *Geophysical research letters* **28**, 3199-3203.
- Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J.R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Mélières, M.-A., Burckle, L.H., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M. 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate dynamics*, **11** (3), 151-161.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U. & Wefer, G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* **185**, 369-382.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W. & Stoner, J. 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science* **304**, 1959-1962.
- Lamy, F., Rühlemann, D., Hebbeln, D. & Wefer, G. 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography* **17** (2), 1028, doi:10.1029/2001PA000727.
- Langhor, R. 1971. The volcanic ash soils of the central valley of Chile. *Pédologie* **XXI** (3), 259-293.
- Lara, A. & Villalba, R. 1993. A 3620-year temperature record from Fitzroya cupressoides tree rings in Southern South America. *Science* **260**, 1104-1106.
- Laugenie, C. 1982. La région des lacs, Chili méridional. Thèse de doctorat d'état non publiée, Université de Bordeaux III, 822 p.
- Leeder, M. 1999. Sediment gravity flows and their deposits. In: *Sedimentology and sedimentary basins - from turbulence to tectonics* (Leeder, M., éd.). Blackwell Science, Oxford, 201-225.
- López-Escobar, F., Frey, F. & Vergara, M. 1977. Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile high Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contribution to mineralogy and petrology* **63**, 199-228.
- López-Escobar, L. 1984. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the southern Andes. In: *Andean magmatism - Chemical and isotopic constraints* (Harmon, R. S. & Barreiro, B. A., eds). Shiva Publications Limited, Cheshire, United Kingdom, 47-71.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schlüter, C., Marchant, D. R. & Denton, G. H. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science* **269**, 1541-1549.

- Maher, B. A. & Thompson, R. 1995. Paleorainfall significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* **37**, 155-170.
- McManus, J. F., Oppo, D. W. & Cullen, J. L. 1999. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science* **283**, 971-974.
- Mercer, J. H. 1972. Chilean glacial chronology 20,000 to 11,000 caron-14 years ago: some global comparisons. *Science* **176**, 1118-1120.
- Miller, A. 1976. The climate of Chile. In: *World survey of Climatology* (Schwerdtfeger, W., ed.) **12**. Elsevier, Amsterdam, 107-134.
- Montecinos, A. & Aceituno, P. 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of climate* **16**, 281-296.
- Moreno, P. 1997. Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20200 and 9500 <sup>14</sup>C yr BP. *Journal of Quaternary Science* **12** (6), 485-500.
- Moreno, P. 2004. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15000 yr. *Journal of Quaternary Science* **19** (1), 35-47.
- Moreno, P. & Leon, A. 2003. Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* **18** (8), 1-14.
- Muñoz Schick, M. 1980. Flora del parque nacional Puyehue. Universitaria, Santiago, 557 p .
- North Greenland Ice Core Project members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* **431**, 147-151.
- Pahnke, K., Zahn, R., Elderfield, H. & Schulz, M. 2003. 340,000-Year Centennial-Scale Marine Record of Southern Hemisphere Climatic Oscillation. *Science* **301**, 948-952.
- Parada, M. G. 1973. Pluviometria de Chile. Isoyetas de Valdivia-Puerto Montt. CORFO Departamento de Recursos hydraulicos, 73.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- Quintana, J. 2000. The drought in Chile and La Niña. *Drought Network News* **12** (2), 3-6.
- Rothé, J.-P. 1961. Les séismes du Chili (21 mai - 22 juin 1960). *Revue pour l'étude des calamités* **37**, 3-17.
- Rutter, N., Ding, Z., Evans, M. E. & Liu, T. 1991. Baoji-type pedostratigraphic section, Loess plateau, north-central China. *Quaternary Science Reviews* **10**, 1-22.
- Ruttlant, J. 2002. The precipitation regimes along Chile and California at the extremes of the ENSO and ENSO-like cycles. *Investigaciones marinas* **30** (1), 83-85.
- Shackleton, N. J., Berger, A. & Peltier, W. R. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **81**, 251-261.
- Silgado, E. 1985. *Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894*. CERESIS, Lima, 328 p.
- Sowers, T. & Bender, M. 1995. Climate records covering the last deglaciation. *Science* **269**, 210-214.
- Stern, C. R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* **16** (2), 145-162.
- Strub, P. T., Mesias, J. M., Montecino, V., Ruttlant, J. & Salinas, S. 1998. Coastal ocean circulation off western south america. In: *The global coastal ocean: regional studies and syntheses* (van Loon, H., ed.). John Wiley, New York, 273-315.
- Sturm, M. & Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland) : deposition of clastic detritus by density currents. Spec. Publs int. Ass. Sediment. In: *Modern and ancient lake sediments* (Matter, A. & Tucker, M. E., eds). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 147-168.
- Talbot, M.R. & Allen, P.A. 1996. Lakes. In: *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy* (Reading, H.G., éd). Blackwell Science, Oxford, 3<sup>ème</sup> édition, 83-124.

- Van't Veer, R. & Hooghiemstra, H. 2000. Montane forest evolution during the last 650,000 yr in Colombia: a multivariate approach based on pollen record Funza-1. *Journal of Quaternary Science* **15** (4), 329-346.
- Villalba, R. 1990. Climatic fluctuations in Northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quaternary Research* **34**, 346-360.
- Villalba, R. 1994. Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the little ice age in Southern South America. *Climatic Change* **26**, 183-197.
- Wetzel, R. G. 1983. *Limnology* (Seconde édition). Saunders College Publishing, Philadelphia, 858 p.

## 1<sup>ère</sup> PARTIE

# RECONSTITUTION DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE AU CHILI MÉRIDIONAL DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE : LES SÉDIMENTS DU LAC PUYEHUE



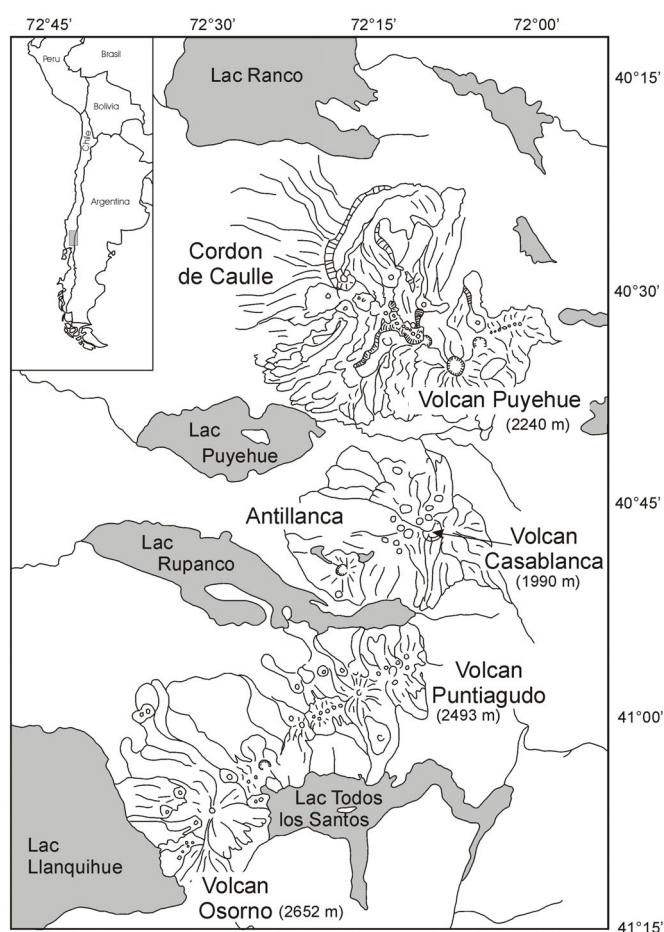
## CHAPITRE 2

### LE LAC PUYEHUE ET LA CAROTTE PU-II

#### 2.1. Contexte géologique, limnologique et climatique du lac Puyehue

##### 2.1.1. Nature et caractéristiques du bassin versant du lac Puyehue

Comme la plupart des lacs araucaniens, le lac Puyehue ( $40^{\circ}40'S$ ,  $72^{\circ}28'W$ ) occupe une position intermédiaire entre la Vallée Centrale et la Cordillère des Andes. Il est situé au débouché occidental d'une vallée andine tertiaire, surcreusée par l'érosion des glaciers quaternaires (Aravena *et al.*, 1993). Cette vallée tertiaire est flanquée de deux complexes volcaniques quaternaires, limitant la partie orientale du bassin versant du lac : le complexe volcanique Puyehue-Cordon de Caulle au Nord et le volcan Casablanca au Sud (Fig. 2.1 & 2.2).



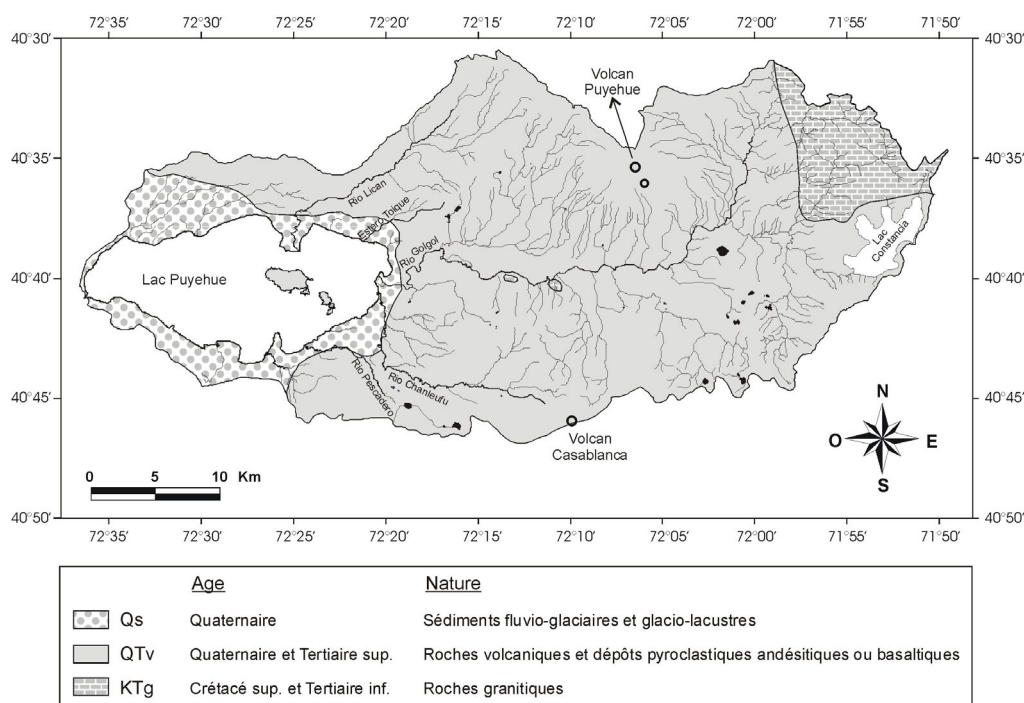
**Figure 2.1** – Localisation du lac Puyehue dans le contexte volcanique présent à  $40^{\circ}S$  (D'après González-Ferrán, 1994).

Le complexe Puyehue-Cordon de Caulle est formé de deux édifices majeurs : le stratovolcan Puyehue et la fissure éruptive Cordon de Caulle (Gerlach *et al.*, 1988). Depuis le début de sa formation, il y a 200.000 ans environ, ce complexe a émis des laves, des téphras et des ignimbrites dont la nature a évolué depuis une composition basaltique pour les éruptions les plus anciennes jusqu'à une composition rhyolithique pour les éruptions les plus récentes (Gerlach *et al.*, 1988). Six éruptions historiques du Cordon de Caulle, la plupart du temps faisant suite à un séisme, ont été recensées

depuis 1893 (González-Ferrán, 1994). Les plus importantes sont l'éruption de 1921-22 et celle de 1960 qui a débuté 47h après le séisme de Valdivia. Toutes deux ont produit une grande quantité de cendres et de ponces et ont émis des laves dacitiques. Le volcan Puyehue est un stratovolcan d'âge Pléistocène supérieur à Holocène, magmatiquement indépendant du Cordon de Caulle (Gerlach *et al.*, 1988). Aucune éruption historique n'y a été recensée.

Le Volcan Casablanca quant à lui est le centre éruptif monogénique le plus important du complexe volcanique Antillanca (Fig. 2.1). Les laves émises sont des basaltes à olivine et des andésites mafiques post-glaciaires et holocènes (González-Ferrán, 1994). Aucune activité historique n'y a été enregistrée.

La présence de ces édifices volcaniques détermine la nature des roches qui constituent la majeure partie du bassin versant du lac (Fig. 2.2). Celles-ci sont constituées de laves ou de dépôts pyroclastiques andésitiques et/ou basaltiques datant principalement du Quaternaire. Ces roches recouvrent en discordance le substrat granitique crétacé qui n'affleure que ponctuellement (Fig. 2.2). A proximité du lac, des sédiments glaciaires et/ou fluvio-glaciaires quaternaires affleurent (Laugenie, 1982).



**Figure 2.2** – Carte géologique du bassin versant du lac Puyehue (Bertrand, 2002, d'après Le-Bert & Dresner, 1964).

Comme dans la majeure partie de la Région des Lacs, le substrat rocheux est recouvert d'une couche plurimétrique de cendres volcaniques post-glaciaires sur lesquelles se sont développés les andosols actuels (Bertrand & Fagel, soumis). Leur minéralogie est dominée par des minéraux amorphes (verres volcaniques et allophanes), des plagioclases et des pyroxènes (Besoain, 1985 ; Bertrand, 2002). Ceux-ci constituent la principale source de sédiments détritiques parvenant au lac (Bertrand, 2002).

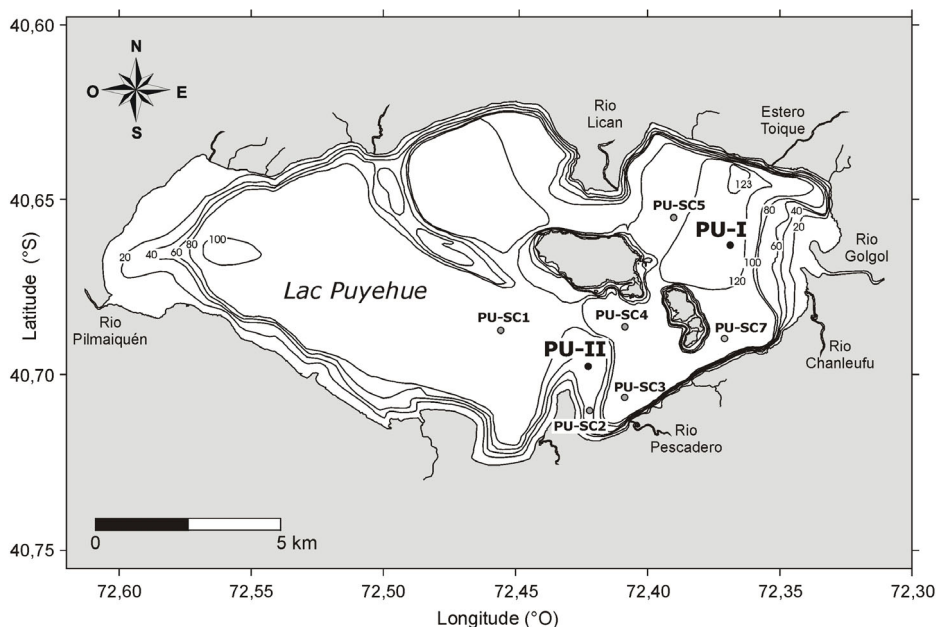
La végétation caractéristique du bassin versant du lac Puyehue est constituée d'une forêt dense et mixte caractéristique d'un climat tempéré-froid et humide. Aux alentours du lac, la végétation est typique d'une forêt valdivienne (forêt humide dense et variée). Vers l'Est, la végétation présente une zonation altitudinale. La forêt est alors dominée par le type nord patagonien Coïgue entre 750 et 1000 m d'altitude (dominance des espèces de Coïgue et *Nothofagus*) et par le type subantarctique Lenga entre 1000 et 1300 m d'altitude (Muñoz Shick, 1980 ; Moreno *et al.*, 2001). Les espèces composant cette dernière forêt (*Nothofagus pumilio* et *Nothofagus antartica*) résistent à des températures extrêmement froides.

### 2.1.2. Morphométrie, hydrologie et limnologie du lac Puyehue

Le lac Puyehue est situé à une altitude de 185 m au-dessus du niveau marin. Il a une superficie de 164 km<sup>2</sup> et un volume de 12,6 km<sup>3</sup> (Campos *et al.*, 1989) (Fig. 2.3). Son bassin versant a une superficie de 1431 km<sup>2</sup>, déterminant un rapport de superficie entre le bassin et le lac de 8,7. Le lac Puyehue est alimenté par cinq affluents principaux (Figs. 2.2 et 2.3), le principal étant le Rio Golgol avec une longueur de 55 km et un débit variant entre 73 m<sup>3</sup>/s (mars) et 274 m<sup>3</sup>/s (août) (Campos *et al.*, 1989). Le seul exutoire du lac Puyehue est le Rio Pilmaquien, qui se déverse dans le Rio Bueno vers l'Ouest avant de rejoindre l'océan Pacifique. Le Rio Pilmaquien est barré à 6 km de l'exutoire de Puyehue, par une centrale hydroélectrique fonctionnelle depuis 1944. Il incise plusieurs cordons morainiques formant la limite occidentale du lac (Laugenie, 1982).

Comparé aux autres lacs araucaniens, le lac Puyehue a une profondeur maximale relativement faible (123 m). Cette caractéristique provient de la largeur importante de sa vallée glaciaire, limitant l'action érosive des glaciers quaternaires (Campos, 1989), mais est également à mettre en relation avec son remplissage sédimentaire épais (Charlet *et al.*, soumis). Sa morphologie et sa bathymétrie sont marquées par un cordon morainique sous-aquatique constituant le prolongement de moraines présentes dans le bassin versant du lac (Bentley, 1997) (Fig. 2.3). Ce cordon sépare deux principaux bassins sédimentaires (Charlet *et al.*, soumis). Les îles Fresia et Cuicui présentes au centre du lac sont des verrous glaciaires composés de roches volcaniques quaternaires.

La seule étude limnologique menée sur le lac Puyehue a été publiée par Campos *et al.* (1989). Leurs résultats démontrent que le lac Puyehue est oligotrophe et monomictique tempéré. La température de ses eaux de surface varie entre 10°C (septembre) et 19°C (janvier-février) tandis que la température des eaux de fond est constante et proche de 9°C. La stratification thermique du lac débute au printemps (octobre) et perdure jusqu'en automne (mai-juin). La profondeur de l'épilimnion est maximale en mai (60 m) avant la disparition de la stratification thermique jusqu'au printemps suivant. Aucune stratification thermique n'est observée en hiver. L'ensemble de la colonne d'eau est oxygénée et les concentrations en oxygène dissout varient entre 9,3 et 11,8 mg/l (Campos *et al.*, 1989). Son pH est légèrement basique (7,3 à 7,6).

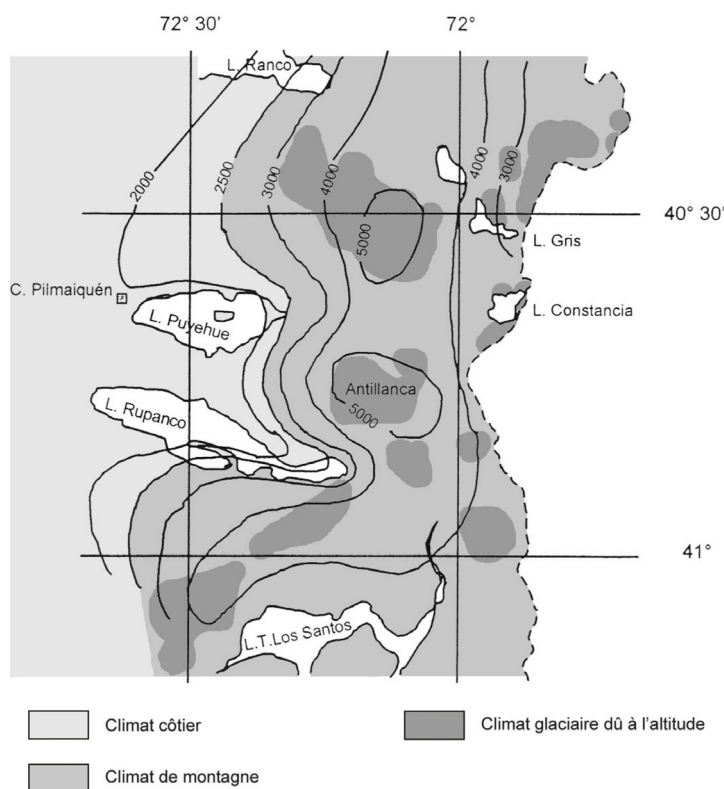


**Figure 2.3** – Carte bathymétrique du lac Puyehue et localisation des carottes prélevées (bathymétrie selon Campos, 1989). Isobathes = 20 m.

A l'exception de la silice, les concentrations des eaux du lac Puyehue en nutriments sont faibles (Campos *et al.*, 1989). La concentration moyenne en silice est de 15 mg/l. Elle varie entre 19,4 mg/l en été et 5,5 mg/l en hiver, lorsque la production de diatomées est maximale. Les nutriments présents dans le lac proviennent des apports fluviaux et reflètent donc la nature volcanique des roches et des sols caractérisant le bassin versant. Comparées aux concentrations dans les eaux des affluents, les eaux du lac Puyehue sont enrichies en silice (~ 2 fois) mais appauvries d'environ 20 fois en nitrates et en phosphates (Campos *et al.*, 1989). En conséquence, l'azote et le phosphore agissent comme nutriments limitant la productivité du lac, expliquant son caractère oligotrophe. Il semble qu'en hiver, lors du maximum de productivité du lac, le phosphore constitue le seul facteur limitant. Les concentrations en silice sont quant à elles globalement élevées pour l'ensemble de l'année, assurant une forte disponibilité pour la production de diatomées.

### 2.1.3. Climat

Le climat régnant aux environs du lac Puyehue est de type méditerranéen humide. Dans le bassin versant du lac, trois catégories de climat sont différenciées en fonction de l'altitude (Zárate, 1974) (Fig. 2.4) : un climat côtier avec influence méditerranéenne jusqu'à une altitude de 250 m ; un climat montagneux caractérisé par des précipitations supérieures à 2500 mm/an au-dessus de 250 m et finalement un climat glaciaire au-dessus de 1100 m. Les précipitations dans le bassin versant augmentent avec l'altitude. Celles-ci varient entre 2000 et 5000 mm/an (Parada, 1973). La seule station météorologique située dans le bassin versant du lac Puyehue est localisée à Aguas Calientes, entre le lac Puyehue et Antillanca (Fig. 2.4). Les données récoltées dans cette station montrent que le mois le plus humide est juin (520 mm/mois) et que le mois le plus sec est février (160 mm/mois). Les températures moyennes annuelles y varient entre 6,5 et 10 °C avec des extrêmes de 4,5°C en juin et de 14 °C en janvier.



**Figure 2.4** – Climat et isohyètes annuelles (en mm) dans la région du lac Puyehue (D'après Parada, 1973 et Zárate, 1974).

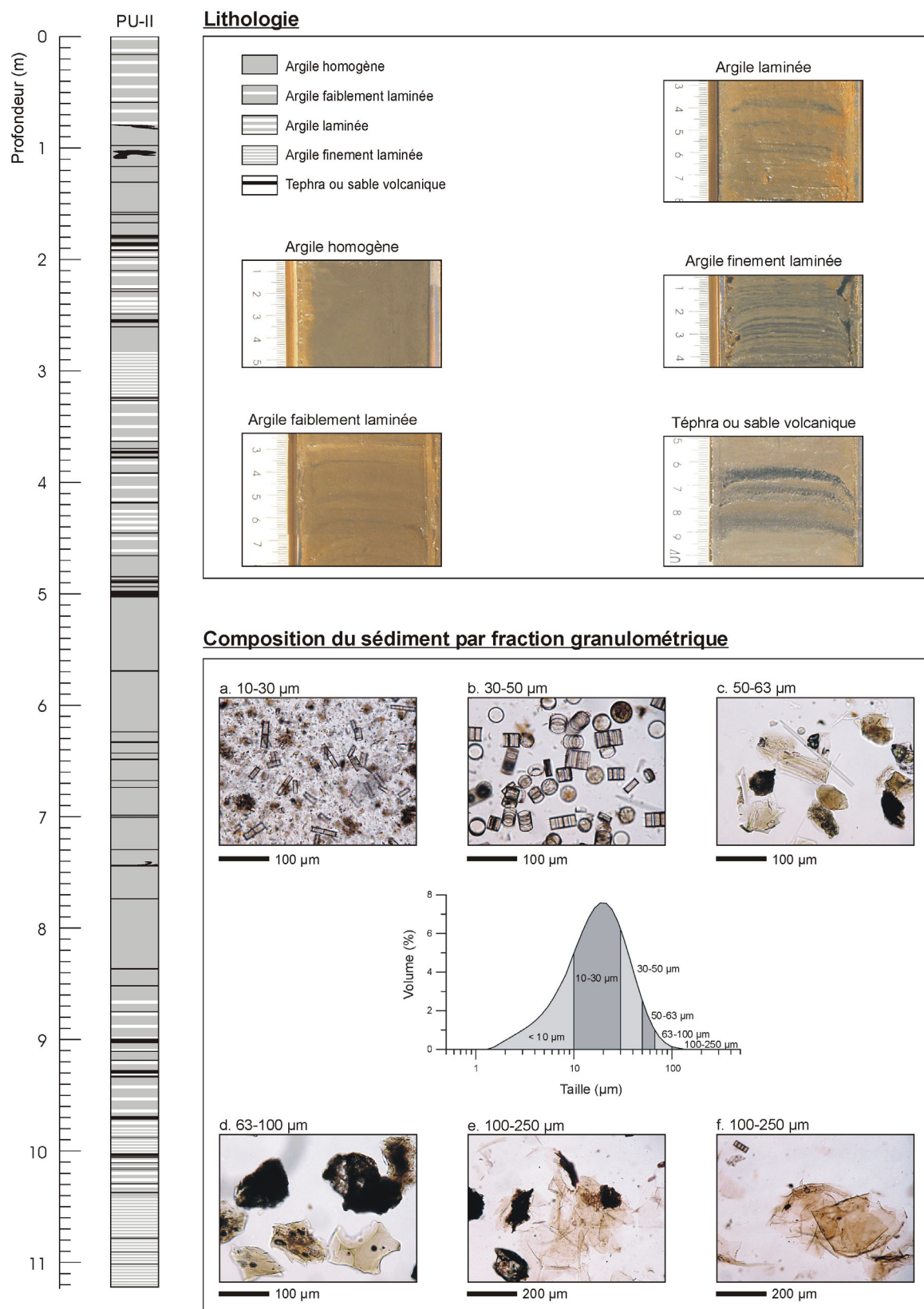
## 2.2. Description lithologique de la carotte PU-II

Dans le lac Puyehue, deux carottes longues (PU-I et PU-II) et seize carottes courtes ont été prélevées (Fig. 2.3). Les carottages courts ont été effectués autour des sites PU-I et PU-II ainsi qu'en différents endroits du lac (PU-SC1 à PU-SC7, Fig. 2.3). Une carotte courte prélevée autour du site PU-II a été étudiée en détail dans le cadre de ce travail et les résultats obtenus sont présentés dans le chapitre 3. Les six carottes courtes prélevées en divers endroits du lac (PU-SC1 à PU-SC7) ont fait l'objet d'un mémoire de licence à l'ULg (Castiaux, 2004) dont les principaux résultats sont résumés dans la figure 3.2 du chapitre 3. Comme démontré dans le premier chapitre, le recouvrement des différents tronçons de la carotte longue PU-I n'a pas permis d'obtenir une carotte composite longue. De plus, le sédiment de cette carotte est très liquéfié et perturbé par des poches de gaz. En conséquence, aucune analyse n'a été effectuée sur cette carotte. La carotte longue composite PU-II atteint quant à elle une longueur de 11,22 m et a fait l'objet de nombreuses analyses présentées dans le chapitre 4. La lithologie et le modèle d'âge de cette carotte sont présentés ci-dessous.

Le sédiment composant la carotte PU-II est silteux de couleur gris à brun-gris. Macroscopiquement, il présente une texture homogène à finement laminée (Fig. 2.5). Aucune structure de bioturbation n'a été observée. Quatre faciès ont été identifiés en fonction de l'importance des laminations du sédiment : homogène, faiblement laminé, laminé et finement laminé (Fig. 2.5). En plus du sédiment silteux, la carotte contient 82 niveaux de sable volcanique. Ceux-ci sont représentés en noir dans la colonne lithologique et 79 d'entre eux se sont révélés être des téphras en place (Bertrand *et al.*, soumis). Leur épaisseur cumulée est de 52,3 cm. Les plus récents ont pu être datés par comptage de varves et attribués à des éruptions connues historiquement (Boës & Fagel, soumis). Ces téphras sont intercalés dans le sédiment fin lacustre et ne semblent pas influencer le mode de dépôt ni la composition de celui-ci. Les trois autres niveaux sableux constituent la base de dépôts turbiditiques. Plusieurs fins niveaux d'argile verte ont été décrits. Ils englobent fréquemment des galets millimétriques de ponce dont la surface semble altérée. Ces niveaux argileux verts pourraient provenir de l'altération de niveaux de ponces.

Des frottis ont été réalisés sur le sédiment total ainsi que sur différentes fractions granulométriques du sédiment. La majeure partie des particules formant le sédiment lacustre a une granulométrie située entre 5 et 63  $\mu\text{m}$  (Fig. 2.5). La fraction 10-30  $\mu\text{m}$  est constituée d'argiles détritiques et de diatomées. La fraction 30-50  $\mu\text{m}$  est presque exclusivement constituée de diatomées. Les deux espèces prédominantes des assemblages sont *Aulacoseira sp.* et *Cyclotella sp.* (Sterken, 2003). Entre 50 et 63  $\mu\text{m}$ , le sédiment est composé de minéraux et de verres volcaniques ainsi que de spicules d'éponge. La fraction granulométrique 63-100  $\mu\text{m}$  est dominée par des minéraux et des verres volcaniques. Finalement, la fraction 100-250  $\mu\text{m}$  ne constitue qu'une infime partie du sédiment (< 2%) et est composée de débris de matière organique et de minéraux volcaniques. Certains débris de matière organique ont pu être attribués à des cladocères, un genre de crustacé faisant partie du zooplancton lacustre (Fig. 2.5).





**Figure 2.5** – Lithologie de la carotte PU-II et illustration des différents faciès présents. 1. Photographies macroscopiques sur carotte fraîche (échelle en cm); 2. Photographies microscopiques après séparation granulométrique. La courbe granulométrique représente un échantillon typique de sédiment composant la carotte PU-II avec un mode proche de 20  $\mu\text{m}$ . a. 10-30  $\mu\text{m}$  : sédiment argileux terrigène et diatomées ; b. 30-50  $\mu\text{m}$  : diatomées (*Cyclotella sp.* et *Aulacoseira sp.*) ; c. 50-63  $\mu\text{m}$  : minéraux et verres volcaniques, spicules d'éponge ; d. 63-100  $\mu\text{m}$ , minéraux et verres volcaniques ; e. 100-250  $\mu\text{m}$  : débris de matière organique et minéraux volcaniques ; f. 100-250  $\mu\text{m}$  : débris de matière organique (Cladocère).

## 2.3. Datation et modèle d'âge de la carotte PU-II

### 2.3.1. Datations

Un modèle d'âge bien contraint et réaliste est la base de toute comparaison, corrélation et discussion des enregistrements paléoclimatiques. A l'exception des sédiments continuellement varvés, la chronologie des sédiments lacustres est, la plupart du temps, basée sur les datations radiocarbone. En complément, la méthode de datation au  $^{210}\text{Pb}$  permet d'estimer l'âge des sédiments récents. Celle-ci s'applique typiquement aux 150 dernières années (demi vie du  $^{210}\text{Pb}$  : 22,3 ans). De plus, les pics de concentration en radionucléides artificiels  $^{137}\text{Cs}$  et  $^{241}\text{Am}$  permettent de valider ce modèle pour les 40 dernières années. Dans le cas des sédiments du lac Puyehue, seule la base de la carotte (> 750 cm) ainsi que les 50 premiers centimètres présentent une lamination annuelle nette (Boës & Fagel, soumis). Cette dernière a permis à Boës & Fagel (soumis) de proposer un modèle d'âge précis pour les 600 dernières années (voir chap. 3). De plus, l'application des méthodes de datation au  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  aux sédiments récents du site PU-II a permis de déterminer, pour les 150 dernières années, un taux de sédimentation moyen de  $1 \pm 0,5$  mm/an (Arnaud *et al.*, soumis). Pour la carotte longue, un modèle d'âge basé sur des datations radiocarbone doit être élaboré.

Pour les sédiments du lac Puyehue, dix dates  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées par AMS (Accelerator Mass Spectrometry) au Poznan Radiocarbon Laboratory (Czernik & Goslar, 2001) (Tab. 2.1). Celles-ci ont été effectuées sur la fraction organique extraite du sédiment total. Cependant, un modèle d'âge réalisé à partir de datations  $^{14}\text{C}$  n'est utile que lorsqu'il est basé sur des dates calibrées (Bartlein *et al.*, 1995). En effet, la calibration des âges  $^{14}\text{C}$  est nécessaire afin de comparer les résultats obtenus avec des archives paléoclimatiques datées par une méthode différente (ex. comptage de varves, dendrochronologie, différentes méthodes de datation des coraux, des carottes de glace, etc). Une discussion intéressante à ce sujet est présentée par Bennett (2002).

Au vu de l'abondance des téphras dans la carotte PU-II, des essais de datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et K/Ar ont été effectués sur les minéraux téphriques contenant du potassium. Les téphras ne contenant pas de feldspaths potassiques, seules quelques biotites ont pu être extraites et datées à la VUB (P. Claeys). Celles-ci n'ont pas donné de résultats satisfaisants.

Profondeur (cm)	Code laboratoire	Age $^{14}\text{C} \pm 1\sigma$ (yr BP)	Gamme d'âges calibrés (OxCal) (yr. cal. BP)	Moyenne pondérée (BCal) (yr. cal. BP)
120,5	Poz-5922	2570 $\pm$ 35	2490 - 2770 (95.4%)	2655
156,5	Poz-1406	2590 $\pm$ 40	2490 - 2790 (95.4%)	2681
306,5	Poz-7660	4110 $\pm$ 40	4510 - 4830 (92,7 %)	4648
400,5	Poz-2201	5300 $\pm$ 40	5940 - 6200 (95.4%)	6074
463,75	Poz-5923	5760 $\pm$ 40	6440 - 6670 (95.4%)	6560
627,75	Poz-5925	7450 $\pm$ 50	8160 - 8390 (93.9%)	8262
762	Poz-1405	10010 $\pm$ 60	11200 - 11750 (91.0%)	11494
908	Poz-7661	11440 $\pm$ 80	13100 - 13850 (95.4%)	13407
1012	Poz-2215	13410 $\pm$ 100	15250 - 16750 (95.4%)	16063
1119	Poz-7662	12880 $\pm$ 90	14350 - 15950 (95.4%)	15355

**Tableau 2.1** – Résultats des datations radiocarbone effectuées sur les 10 échantillons sélectionnés dans la carotte PU-II.

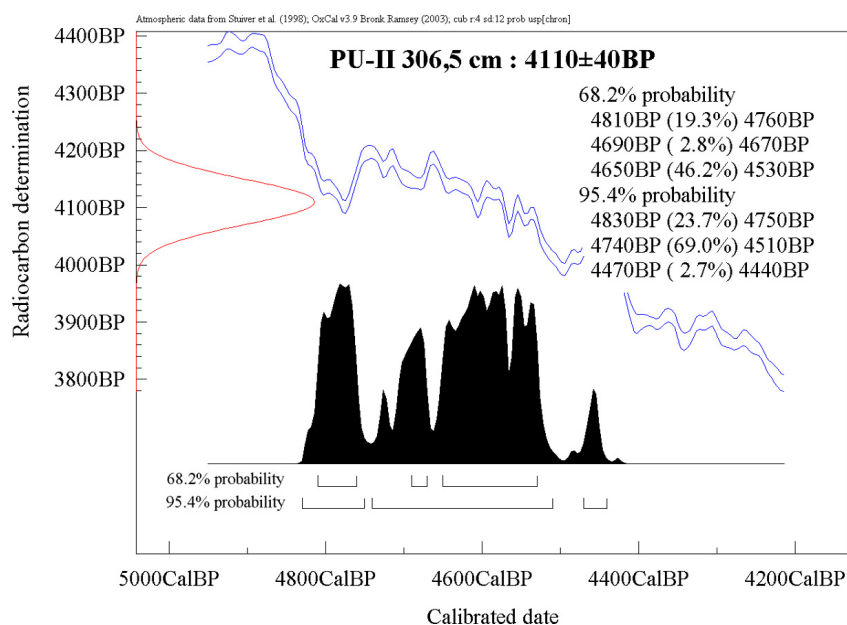
### 2.3.2. Calibration des âges radiocarbone

Le calcul d'un âge radiocarbone repose sur la supposition que la concentration de  $^{14}\text{C}$  dans le  $\text{CO}_2$  atmosphérique est demeurée constante au cours du temps. Or, il a été clairement démontré que celle-ci a varié, en raison notamment des variations de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre, influençant l'intensité du flux de rayons cosmiques pénétrant l'atmosphère. Un modèle d'âge réalisé à

partir de dates non calibrées supposerait donc que les variations du taux de sédimentation annulent les variations naturelles de production de  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère.

Depuis quelques années, plusieurs logiciels ont été développés afin de calibrer les âges radiocarbone. Les principaux sont Calib, OxCal, BCal et CalPal. Hormis CalPal, ces programmes de calibration utilisent tous les courbes de calibration « officielles ». Actuellement, la courbe de référence pour les matériaux continentaux est INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998). Elle remplace la courbe INTCAL93 et sera elle-même prochainement supplantée par la nouvelle courbe INTCAL04 proposée par le groupe de travail INTCAL (Reimer *et al.*, 2002 ; Bard *et al.*, 2004 ; Reimer *et al.*, sous presse). Jusqu'à présent, celle-ci n'a pas encore été intégrée aux logiciels de calibration.

Deux méthodes de calibration sont couramment utilisées : la méthode des interceptes (la plus ancienne) et la méthode de probabilité. Cette dernière, dite bayésienne, est actuellement la plus répandue et la plus correcte d'un point de vue statistique (Telford *et al.*, 2004b). Elle consiste à projeter l'âge  $^{14}\text{C}$  mesuré assorti de son incertitude à 95% (distribution gaussienne) sur la courbe de calibration elle-même assortie de son incertitude (Fig. 2.6). Cette méthode donne la probabilité de chaque âge calendaire d'être celui de l'échantillon.



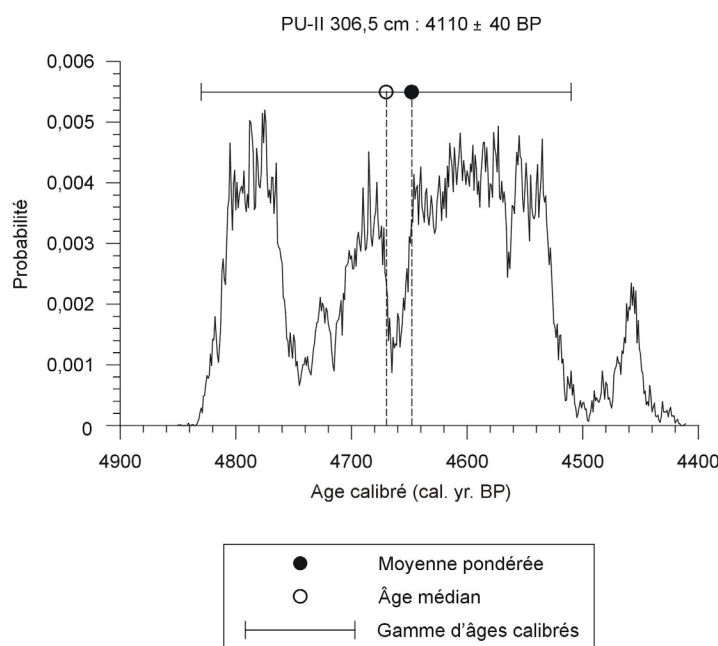
**Figure 2.6** – Exemple de calibration d'une date radiocarbone (PU-II 306.5 cm) avec le logiciel OxCal 3.9 (Bronk Ramsey, 2001). A gauche du graphique, la distribution gaussienne de la date radiocarbone. La courbe de calibration INTCAL98 est représentée assortie de son incertitude à 68 % (1 sigma). Les résultats sont indiqués en tenant compte des incertitudes sur l'âge radiocarbone à 68 % (1 sigma) et 95 % (2 sigma).

Le résultat de la calibration d'un âge radiocarbone est une fonction de densité de probabilité non gaussienne (Fig. 2.6). L'allure irrégulière de cette fonction complique le choix d'une seule valeur représentative de la date calibrée. La seule donnée correcte est la gamme de valeurs entre lesquelles la date calibrée est située (ex. Fig. 2.6). L'étendue correspondant à une probabilité de 95 % (2 sigma) est sélectionnée pour chaque date en excluant les valeurs dont la probabilité est inférieure à 5% (méthode conseillée par T. Goslar, Poznan Radiocarbon Laboratory). Par exemple, dans le cas de la figure 2.6, seul l'intervalle 4510 – 4830 cal. yr. BP a été considéré. Dans ce cas, nous pouvons affirmer qu'il y a 92,7 % de chance que l'âge vrai se situe entre 4510 et 4830 cal. yr. BP.

Il est cependant souvent utile, notamment pour la réalisation d'un modèle d'âge, de simplifier la probabilité de distribution par une seule valeur. Le choix peut être effectué dans une gamme de plusieurs valeurs statistiques : mode, médiane, moyenne (Telford *et al.*, 2004b). Le plus simple consiste à utiliser l'âge médian. Cependant, la valeur la plus robuste d'un point de vue statistique est la



moyenne pondérée. Celle-ci prend en compte la probabilité de chaque âge calibré d'être l'âge « vrai ». Elle a donc été calculée pour chaque date radiocarbone grâce au logiciel BCal et a été utilisée dans la réalisation du modèle d'âge (voir § 2.3.3). Elle diffère généralement légèrement (< 50 ans) de l'âge médian (Fig. 2.7).



**Figure 2.7** – Probabilité de distribution de la date radiocarbone obtenue pour l'échantillon PU-II 306,5 cm. La gamme d'âges calibrés (92,7 %), l'âge médian et la moyenne pondérée sont indiqués.

Suite à la différenciation latitudinale de concentration en  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère, il semble qu'une correction supplémentaire doive être appliquée aux résultats obtenus pour l'hémisphère Sud (Stuiver *et al.*, 1998 ; Mc Cormac *et al.*, 2002). Pour le Sud du Chili, environ  $21 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  yr devraient être soustraits aux âges radiocarbone avant calibration (Stuiver *et al.*, 1998). Cette valeur étant variable (Mc Cormac *et al.*, 2002), assez faible et n'étant pas encore connue avec précision, nous n'en n'avons pas tenu compte dans la calibration des résultats radiocarbone.

### 2.3.3. Modèle d'âge

L'estimation de l'âge d'un échantillon prélevé entre deux dates radiocarbone dépend du modèle d'âge sélectionné. Pour les sédiments quaternaires, trois types de modèle d'âge sont fréquemment utilisés : l'interpolation linéaire, l'interpolation « spline » et la régression polynomiale (Bennett, 1994a). Des comparaisons théoriques des différents modèles sont présentés par Telford *et al.* (2004a). Le logiciel Psimpoll (Bennett, 1994b, 2002) permet de tester ces différents modèles (Bennett, 1994a).

L'**interpolation linéaire** est la méthode la plus basique et la plus utilisée dans la réalisation de modèles d'âge. Elle implique cependant des variations brusques du taux de sédimentation aux profondeurs correspondant aux points datés. Cette approximation est relativement éloignée de la réalité d'un remplissage sédimentaire.

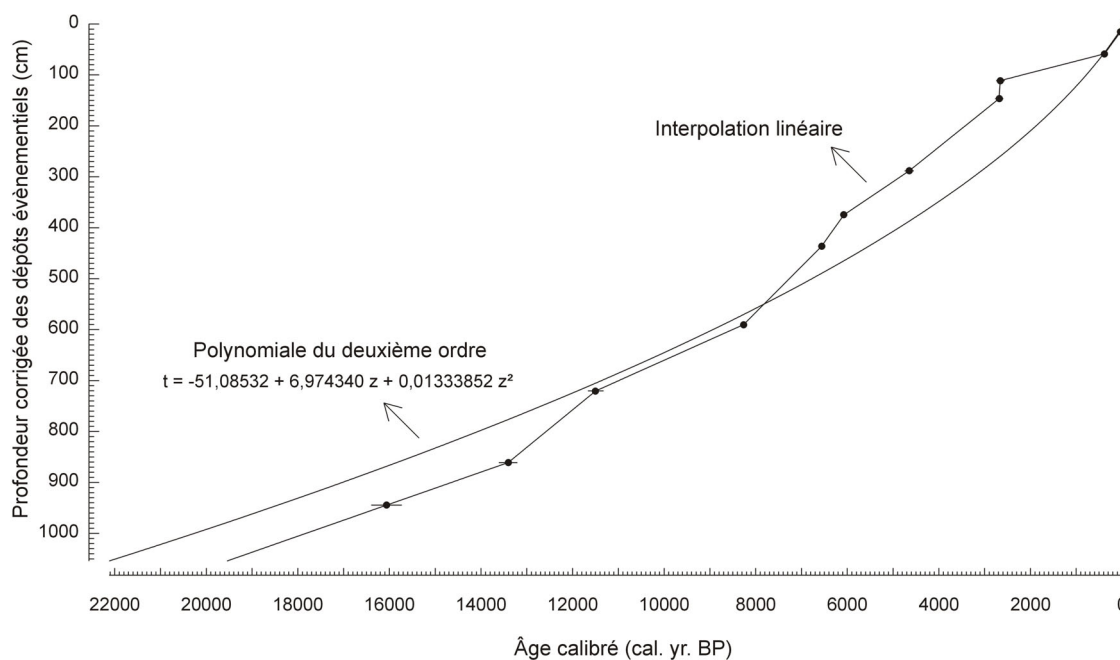
L'**interpolation « spline »** est une courbe polynomiale, généralement de 3<sup>e</sup> ordre (fonction spline cubique) passant par chaque date obtenue. La courbe polynomiale diffère cependant de l'interpolation linéaire puisqu'elle tient compte de la position des autres dates dans le calcul de l'équation de la courbe entre deux points consécutifs. Elle présente l'avantage, par rapport à l'interpolation linéaire, de ne pas impliquer de brusques changements du taux de sédimentation. Cependant, cette méthode produit fréquemment des modèles d'âge avec des taux de sédimentation négatifs (Bennett, 1994a).

Ces deux premières méthodes se basent sur l'hypothèse que toutes les datations sont exactes. Afin de tenir compte d'éventuelles erreurs de datations, les modèles d'âge basés sur une **régression polynomiale** ont été créés. Cette dernière est calculée en minimisant la distance à chaque point par moindres carrés. La courbe polynomiale est du genre :  $y = a + bx + cx^2 + dx^3 + \dots$  où  $y$  représente l'âge et  $x$  la profondeur. Les courbes sont d'autant plus « flexibles » que le nombre de termes utilisés est important. L'objectif est de trouver une équation polynomiale aussi simple que possible, c'est à dire avec le moins de termes possibles, et s'ajustant au mieux aux données. Le calcul, pour chaque équation, du  $\chi^2$  permet de quantifier la qualité de l'ajustement et ainsi, sélectionner l'ordre de la polynomiale à utiliser. Notons qu'une courbe polynomiale de premier ordre (c'est à dire avec deux termes) correspond à une droite de régression.

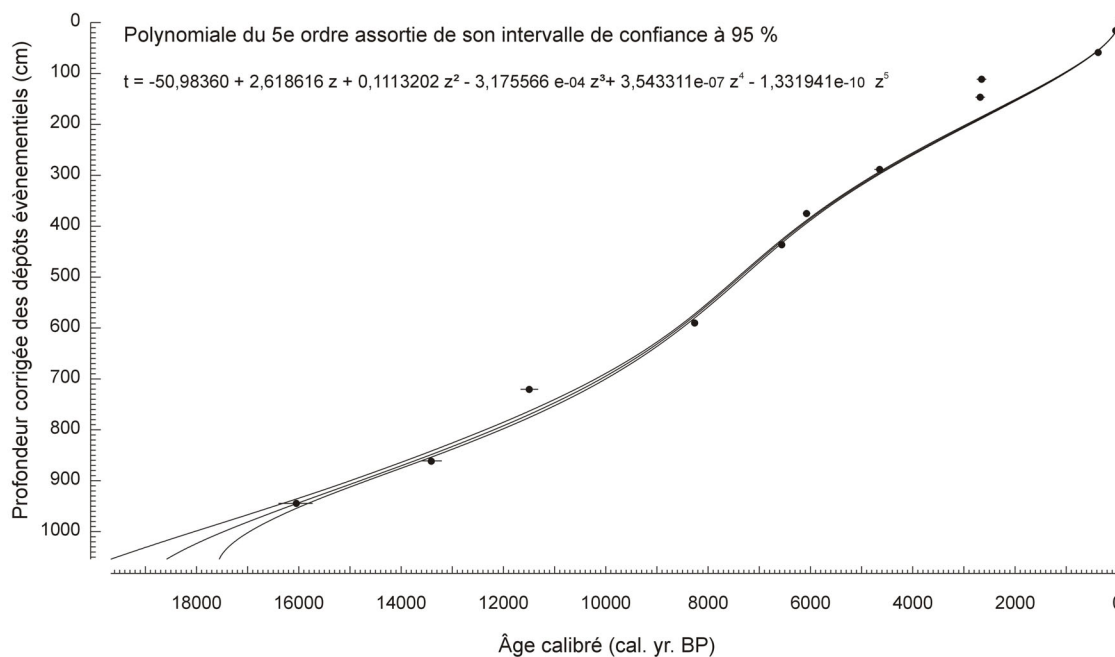
Afin de réaliser un modèle d'âge fiable de la carotte PU-II, il a été nécessaire de préalablement soustraire de la colonne sédimentaire les dépôts instantanés reconnus macroscopiquement. Deux types de dépôts évènementiels y ont été décrits : les téphras et les turbidites. Ceux-ci ont été reconnus sur base de plusieurs critères : différence de couleur, granulométrie grossière, texture particulière (granoclassée dans le cas de turbidites) et contacts nets avec le sédiment hôte. Leur caractère instantané a été confirmé par les analyses granulométriques. L'épaisseur cumulée de ces dépôts atteint 69,55 cm (78 téphras et 3 turbidites). Neuf datations radiocarbone ont été utilisées. L'échantillon à 1119 cm a été rejeté du fait de son âge plus jeune que celui de l'échantillon stratigraphiquement supérieur (Tab. 2.1). Le faible contenu en carbone (0,32 mg) de cet échantillon a d'ailleurs apporté des difficultés lors de sa datation. De plus, il a été tenu compte de l'âge du niveau zéro (2001 AD =  $-51 \pm 1$  cal. yr. BP). Pour la partie supérieure, nous avons également pris en considération deux marqueurs chronostratigraphiques représentés par deux téphras précisément datés par comptage de varves (Boës & Fagel, soumis) et correspondant à des éruptions historiques ( $1921 \pm 5$  AD et  $1575 \pm 15$  AD).

Après extraction des dépôts évènementiels, plusieurs modèles (interpolation linéaire, régression polynomiale jusqu'au 7<sup>ème</sup> degré et fonction spline cubique) ont été testés grâce au logiciel Psimpoll 4.10 (Figs. 2.8 et 2.9). Les erreurs sur l'ensemble du modèle d'âge ont également été simulées grâce au logiciel Psimpoll en tenant compte des distributions de probabilité de chaque date (Bennett, 1994a) (Fig. 2.9).

Aucun de ces modèles ne permet de représenter de manière idéale l'ensemble des dates obtenues. Dans le cas d'une interpolation linéaire (Fig. 2.8), le modèle présente des variations brusques du taux de sédimentation non observées dans la lithologie tandis que dans le cas de régressions polynomiales, le modèle tend à s'éloigner des datations à l'endroit où un changement lithologique marqué existe (~800 cm) (Figs. 2.8 et 2.9). Quel que soit l'ordre de la polynomiale utilisée, la qualité de l'ajustement n'est pas acceptable.



**Figure 2.8** – Modèles d'âge par interpolation linéaire et par polynomiale du deuxième degré, réalisés à partir des datations obtenues pour la carotte longue PU-II.



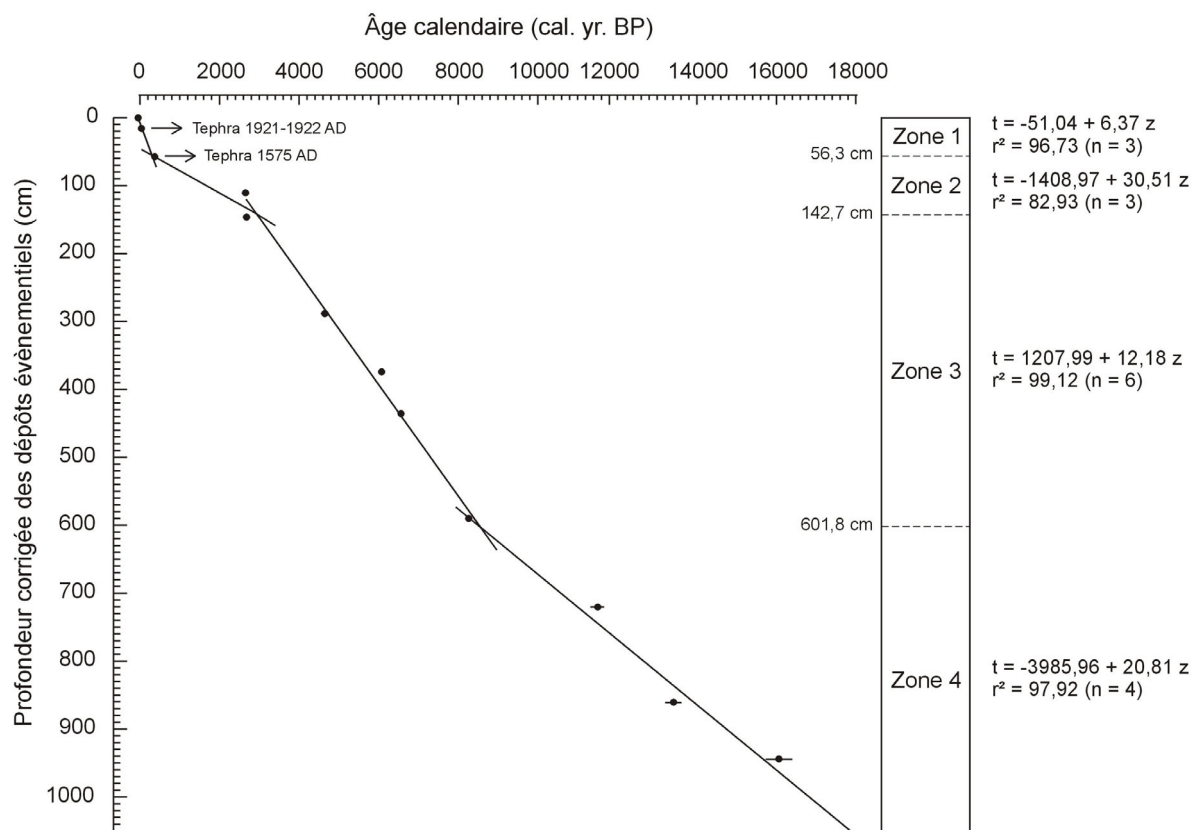
**Figure 2.9** – Modèle d'âge par polynomiale du cinquième degré assorti de sa courbe d'erreur, réalisé à partir des datations obtenues pour la carotte longue PU-II.

D'après l'alignement des données, quatre domaines à taux de sédimentation relativement constant peuvent être distingués (Fig. 2.10) :

- Zone 1 : du sommet de la carotte au téphra de 1575 AD ;
- Zone 2 : du téphra de 1575 AD aux deux dates de 120,5 et 156,5 cm ;
- Zone 3 : des deux dates de 120,5 et 156,5 cm à la date de 627,75 cm ;
- Zone 4 : de la date de 627,75 cm à la base de la carotte.

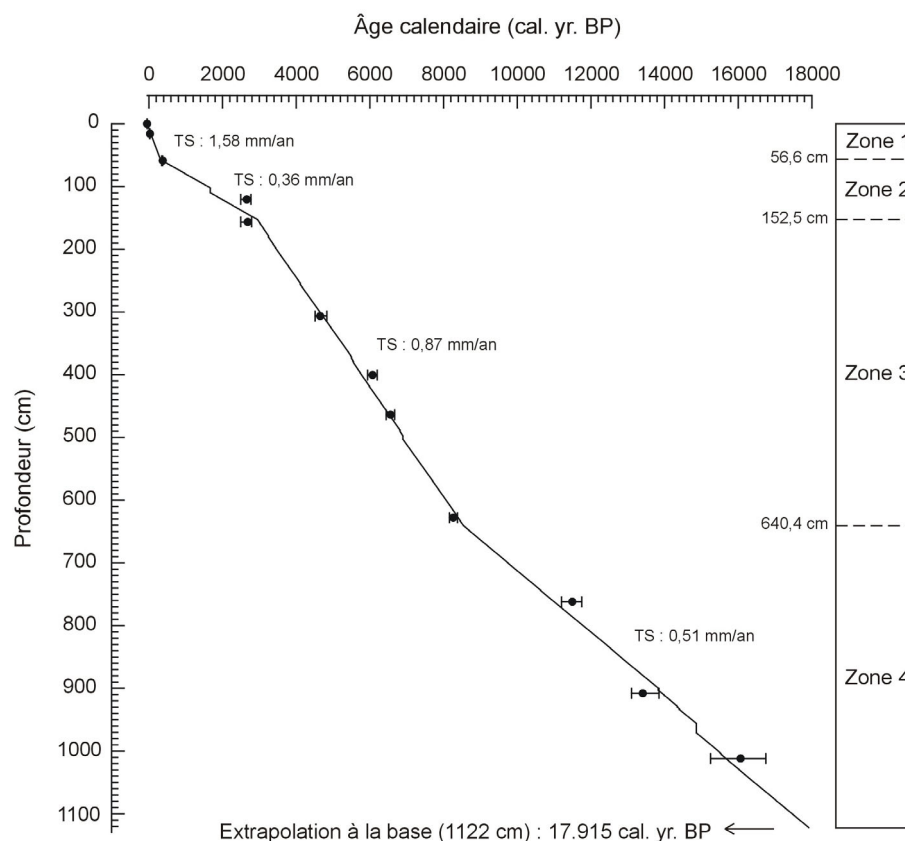
Une droite de régression a dès lors été calculée pour chaque zone en tenant compte d'un point de recouvrement (Fig. 2.10). La relation âge-profondeur peut être modélisée par les fonctions suivantes :

- $0 < z < 56,3 \text{ cm} : t = -51,04 + 6,37 z$
- $56,3 \text{ cm} < z < 142,7 \text{ cm} : t = -1408,97 + 30,51 z$
- $142,7 \text{ cm} < z < 601,8 \text{ cm} : t = 1207,99 + 12,18 z$
- $601,8 \text{ cm} < z < 1052,45 \text{ cm} : t = -3985,96 + 20,81 z$



**Figure 2.10** – Modèle d'âge de la carotte PU-II réalisé après soustraction des dépôts événementiels (78 téphras et 3 turbidites). Ce modèle d'âge, réalisé en quatre étapes grâce au logiciel Psimpoll, représente les dates calibrées par leur moyenne pondérée assortie de leur intervalle de confiance à 95 %.

Le modèle d'âge sélectionné a finalement été complété, en ré-intégrant les dépôts instantanés à la colonne sédimentaire. Dans ce but, l'âge de chaque événement instantané a été calculé et son épaisseur a été ajoutée au modèle. Le résultat est présenté à la figure 2.11. Il montre un modèle découpé en quatre zones à taux de sédimentation différents. La première rupture de pente (56,6 cm) correspond à un changement lithologique important (diminution des teneurs en eau, etc.). Aucun changement lithologique particulier n'a été observé aux environs des deux ruptures de pente inférieures.



**Figure 2.11** – Modèle d'âge complet de la carotte PU-II. Les ressauts visibles sont dus à la présence d'évènements instantanés. Chaque date est représentée par sa moyenne pondérée (cercle noir) et la barre d'erreur qui l'accompagne représente la gamme des âges calibrés correspondant. TS = taux de sédimentation.

## Résumé

Le lac Puyehue est un lac oligotrophe monomictique tempéré. Alors que la silice dissoute est présente en excès dans les eaux du lac, sa productivité phytoplanctonique est limitée par les apports fluviaux en azote et en phosphore. La lithologie de la carotte PU-II est caractérisée par des dépôts silteux homogènes à finement laminés intercalant 78 niveaux de téphra. Elle contient également trois turbidites. Le modèle d'âge de la carotte longue PU-II a été réalisé à partir de 9 âges radiocarbone calibrés. La moyenne pondérée de chaque date calibrée, statistiquement plus robuste que l'âge médian, a été utilisée. De plus, deux marqueurs chronostatigraphiques (téphras) précisément datés par comptage de varves et historiquement reconnus ont été ajoutés au modèle. Plusieurs modèles d'âge ont été testés et un modèle basé sur quatre régressions linéaires a été sélectionné. De plus, celui-ci a été corrigé des dépôts événementiels présents dans la carotte PU-II (78 téphras et 3 turbidites). Ce modèle d'âge sera utilisé par la suite pour interpréter temporellement l'ensemble des analyses effectuées sur cette carotte.

## Références bibliographiques

- Aravena, J., Armesto, J., Denton, G., Fuenzalida, H., Garleff, K., Heusser, C., Pino, M., Varela, J., Veit, H. & Villagrán, C. 1993. El cuaternario de la region de Los Lagos del sur de Chile, Guide d'excursion. *International workshop "El cuaternario de Chile"* (Villagrán, C., éd.), Santiago, 123 p.
- Arnaud, F., Magand, O., Chapron, E., Boës, X., Bertrand, S. & Mélières, M.-A. soumis. Radionuclide profiles ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ) as help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Puyehue and Icalma lakes, Chilean Lake District). Soumis à *Science of the Total Environment*.

- Bard, E., Rostek, F. & Ménot-Combes, G. 2004. A better radiocarbon clock. *Science* **303**, 178-179.
- Bartlein, P. J., Edwards, M. E., Shafer, S. L. & Barker Jr., E. D. 1995. Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quaternary Research* **44**, 417-424.
- Bennett, K. D. 1994a. Confidence intervals for age estimates and deposition times in late quaternary sediment sequences. *The Holocene* **4**, 337-348.
- Bennett, K. D. 1994b. 'psimpoll' version 2.23: a C program for analysing pollen data and plotting pollen diagrams. *INQUA working group on data handling methods newsletters* **11**, 4-6.
- Bennett, K. D. 2002. Comment: the greenland 8200 cal. yr. BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science* **17** (1), 97-99.
- Bentley, M. J. 1997. Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District. *Journal of Quaternary Science* **12** (1), 25-33.
- Bertrand, S. 2002. Caractérisation des apports sédimentaires lacustres de la région des lacs, Chili méridional (exemple des lacs Icalma et Puyehue). Mémoire de DEA, Université de Liège, 88 p.
- Bertrand, S. & Fagel, N. soumis. New evidences for origin, transport and deposition of andosols parental material in the Chilean Lake District (40°S). Soumis à *Revista Geológica de Chile*.
- Bertrand, S., Castiaux J. & Juvigné, E. soumis. Tephrostratigraphy of Late Glacial and Holocene sediments of Lago Puyehue, southern Chile. Soumis à *Journal of Paleolimnology*.
- Besoain, E. 1985. Los suelos. In: *Suelos volcánicos de Chile* (Tosso, J., éd.). Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Santiago, 723 p.
- Boës, X. & Fagel, N. soumis. Climate varves significance in southern Chile (Lago Puyehue, 40°S). Soumis à *Journal of Paleolimnology*.
- Bronk Ramsey, C. 2001. Development of the radiocarbon program OxCal. *Radiocarbon* **43** (2A), 355-363.
- Campos, H., Steffen, W., Agüero, G., Parra, O. & Zúñiga, L. 1989. Estudios limnológicos en el Lago Puyehue (Chile): morfometría, factores físicos y químicos, plancton y productividad primaria. *Medio Ambiente* **10** (2), 36-53.
- Castiaux, J. 2004. Etude sédimentologique des dépôts lacustres récents : variabilité spatiale et dépôts évènementiels (Chili méridional). Mémoire de licence, Université de Liège, 96 p.
- Charlet, F., Chapron, E. & De Batist, M. soumis. Geophysical characterization of Lago Puyehue sedimentary environments. Soumis à *Journal of Paleolimnology*.
- Czernik, T. & Goslar, T. 2001. Preparation of graphite targets in the Gwiliice radiocarbon laboratory for AMS 14C dating. *Radiocarbon* **43** (2), 283-291.
- Gerlach, D., Frey, F., Moreno-Roa, H. & Lopez-Escobar, L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* **29** (2), 333-382.
- González-Ferrán, O. 1994. *Volcanes de Chile*. Instituto Geografico militar, 635 p..
- Laugenie, C. 1982. La région des lacs, Chili méridional. Thèse de doctorat d'état. Université de Bordeaux III, 822 p.
- Le-Bert, L.A. & Dresner, B.L. 1964. Geología de la cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín **17**, 39 p. + 1 carte au 1:500.000.
- McCormac, F. G., Reimer, P. J., Hogg, A. G., Highman, T. F. G., Baillie, M. G. L., Palmer, J. & Stuiver, M. 2002. Calibration of the radiocarbon time scale for the southern hemisphere: AD 1850-950. *Radiocarbon* **44** (3), 641-651.
- Moreno, P. I., Jacobson, G. L. J., Lowell, T. V. & Denton, G. H. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* **409**, 804-808.
- Muñoz Schick, M. 1980. Flora del parque nacional Puyehue, 557 p.
- Parada, M. G. 1973. Pluviometría de Chile. Isoyetas de Valdivia-Puerto Montt. CORFO Departamento de Recursos hidráulicos, 73 p.

- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W. J., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Culter, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, G., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van den Plicht, J. & Weyhenmeyer, C. E. 2004 - in press. INTCAL04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 ka cal. BP. *Radiocarbon* **46** (3).
- Reimer, P. J., Hughen, K. A., Guilderson, T. P., McCormac, F. G., Baillie, M. G. L., Bard, E., Barratt, P., Beck, J. W., Buck, C. E., Damon, P. E., Friedrich, M., Kromer, B., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M. & van den Plicht, J. 2002. Preliminary report on the first workshop of the IntCal04 radiocarbon calibration/comparison working group. *Radiocarbon* **44** (3), 653-661.
- Sterken, M. 2003. Changes in diatom preservation, community, structure and production after tephra deposition in Lago Puyehue (Chile): a paleolimnological approach. Mémoire de Master, Université de Gand, 16 p.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G. & van der Plicht, J. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40** (3), 1041-1083.
- Telford, R. J., Heegard, E. & Birks, H. J. B. 2004a. All age-depth models are wrong: but how badly ? *Quaternary Science Reviews* **23**, 1-5.
- Telford, R. J., Heegard, E. & Birks, H. J. B. 2004b. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *The Holocene* **14** (2), 296-298.
- Zárate, E. 1974. Tipos de Clima de la Frontera y Los Lagos, 38° y 42° Latitud Sur. IREN – CORFO.

Les logiciels utilisés sont disponibles aux sites Internet suivants :

---

Calib : <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>

OxCal : <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/oxcal.html>

Bcal : <http://bcal.shef.ac.uk/>

CalPal : <http://www.calpal.de/>

Psimpoll : <http://www.kv.geo.uu.se/psimpoll.html>

## CHAPITRE 3

### EVOLUTION TEMPORELLE DES APPORTS SÉDIMENTAIRES DANS LE LAC PUYEHUE (CHILI MÉRIDIONAL) LORS DES 600 DERNIÈRES ANNÉES : SIGNIFICATION CLIMATIQUE

---

Ce chapitre, basé sur l'étude de deux carottes courtes (53 cm) prélevées au droit du site PU-II, a deux objectifs. Le premier est de comparer deux méthodes de mesure de la densité et du contenu en silice biogénique et en matière organique du sédiment. Cette étape préliminaire permettra de sélectionner une méthode rapide et précise pour la mesure à haute résolution de chacun de ces paramètres. Le second objectif est de reconstituer les changements paléoclimatiques du lac Puyehue au cours des 600 dernières années. Cette étude permettra de sélectionner les traceurs paléoclimatiques les plus appropriés aux sédiments du lac Puyehue. Ceux-ci seront ensuite appliqués aux sédiments de la carotte longue PU-II (chapitre 4).

Ce chapitre est constitué d'un article soumis à la revue *Quaternary Research* : BERTRAND, S., CASTIAUX, J., BOËS, X., CHARLET, F., URRUTIA, R., ESPINOZA, C., LEPOINT, G., CHARLIER, B. AND FAGEL, N. – Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 years: climatic significance.

Les données analytiques relatives à ce chapitre sont présentées en annexe 3.

#### Résumé

Les variations climatiques récentes au Chili méridional sont reconstituées par une analyse multidisciplinaire d'une carotte de 53 cm de longueur. Celle-ci a été sélectionnée parmi 8 carottes courtes prélevées dans le lac Puyehue. Elle contient un enregistrement non perturbé des paléoprécipitations au cours des 600 dernières années. Premièrement, deux méthodes de mesure de la densité, du contenu en matière organique et en silice biogénique du sédiment sont comparées et les méthodes les plus appropriées sont sélectionnées. Ces traceurs, ainsi que les concentrations en aluminium et en titane, la granulométrie et les propriétés géochimiques de la matière organique, sont utilisés afin de démontrer les variations de précipitations aux alentours de 40°S. Entre 1490 AD et 1700 AD, ces traceurs démontrent un apport élevé en particules terrigènes, résultant d'une pluviosité importante. Simultanément, les données de  $\delta^{13}\text{C}$  montrent une augmentation de la productivité lacustre, en réponse à l'apport élevé de nutriments. Ensuite, l'intervalle 1700-1900 AD est caractérisé par une diminution des apports terrigènes et par une augmentation des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$ , significatifs d'une période d'assèchement. Le signal de susceptibilité magnétique, reflétant les variations du rapport particules terrigènes / particules biogéniques, démontre que des fluctuations semblables existent dans tous les environnements sédimentaires non perturbés du lac Puyehue. La période humide 1490-1700 AD est associée à la mise en place du Petit Age Glaciaire européen et est interprétée comme sa signature locale. Ce travail soutient l'hypothèse selon laquelle le Petit Age Glaciaire n'est pas restreint à l'hémisphère Nord mais est un événement global.



## CHAPTER 3

# TEMPORAL EVOLUTION OF SEDIMENT SUPPLY IN LAGO PUYEHUE (SOUTHERN CHILE) DURING THE LAST 600 YEARS: CLIMATIC SIGNIFICANCE

---

### 3.1. Introduction

In the Southern Hemisphere, paleoclimate data are insufficient to allow a complete reconstruction of the last millennium (e.g., Committee on abrupt climate change, 2002). However, Southern Hemisphere climate records could provide relevant clues to the mechanisms that underlie interhemispheric teleconnections and global climatic changes (Lara & Villalba, 1993). Southern Chile is a key site to understand past climatic variations since it is located at the windward side of the Andes and at the northern limit of the Southern Westerlies influence, making the area very sensitive to variations of these humidity-bearing winds. Moreover, it is far removed from the direct influence of Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic thermohaline circulation. Until now, most of the evidence for climate variability in the Southern Hemisphere over the last millennium comes from tree rings, supplemented by a few ice cores and speleothems, as well as corals records (for a review, see Bradley *et al.*, 2003). For the Chilean Lake District, lake sediments constitute an accurate archive of environmental and climate variability. Because of their high sedimentation rates (~1 mm/yr), these deposits can be studied with a decadal resolution.

In Northern Patagonia, two periods of general glacial advances, probably linked to a cold climate, were recognized at A.D. 1270-1380 and A.D. 1520-1670 (Villalba, 1990, 1994; Lara & Villalba, 1993). In Peru, Thompson *et al.* (1986) described a cold period (i.e. the Little Ice Age) between A.D. 1530 and A.D. 1900 from the oxygen isotopes study of Quelccaya ice core. However, they demonstrated that this interval is characterized by humidity changes: wet from A.D. 1520 to A.D. 1720 and dry from A.D. 1720 to A.D. 1860 (Thompson *et al.*, 1985).

The aims of this paper are: (1) to compare several methods for the measurement of density, organic matter and biogenic silica contents of the sediment and select the most appropriate techniques for analysing Lago Puyehue sediments; (2) to apply the selected methods together with other proxies on short cores to infer climate variability for the last 600 yrs in the Southern Hemisphere.

### 3.2. Location and setting

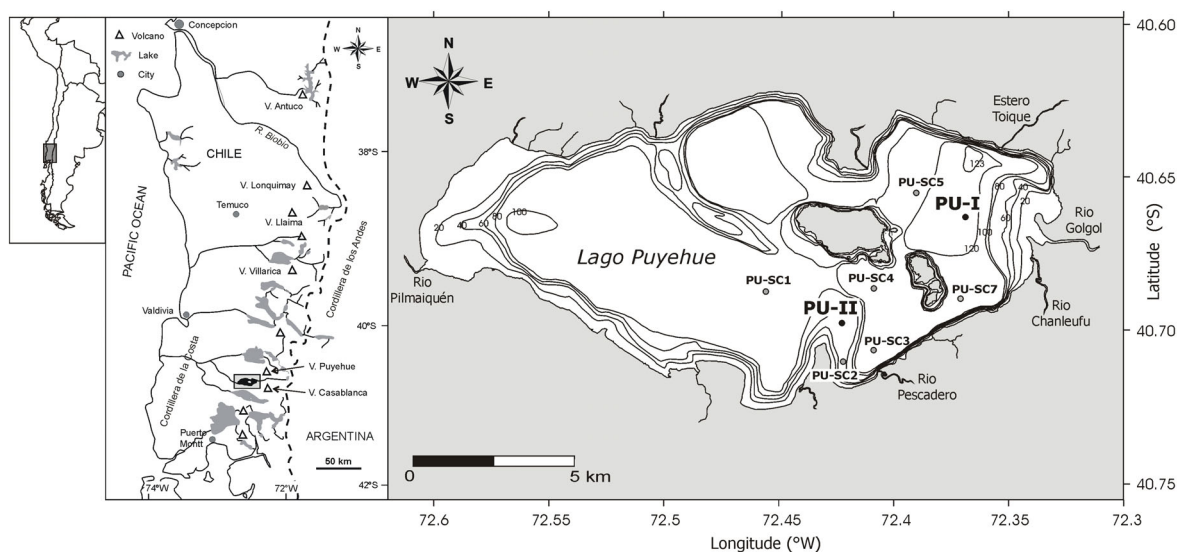
Lago Puyehue (40.70°S, 72.45°W) is located at the foothill of the Cordillera de Los Andes at an elevation of 185 m.a.s.l. (Fig. 3.1). With a surface of 164 km<sup>2</sup> and a maximum depth of 123 m, it constitutes a typical oligotrophic moraine-damped lake from the Chilean Lake District (38-43°S - Campos *et al.*, 1989). This lake lies in an overdeepened glacial valley shaped during the Quaternary glacial advances (Laugenie, 1982). Its watershed covers 1267 km<sup>2</sup> and is mainly made of Quaternary volcanic rocks covered by plurimetric post-glacial andosols (i.e. the Trumaos) (Bertrand & Fagel, submitted). It is surrounded by several active volcanoes: Puyehue-Cordon de Caulle and Casablanca volcanic complexes, peaking at 2240 and 1990 m.a.s.l., respectively. The last eruption of Puyehue-Cordon de Caulle volcanic complex is linked to the 1960 Valdivia earthquake. This lake is fed by Rio Golgol to the East, forming the main delta of the lake, and by several smaller rivers (Fig. 3.1). The outlet of Lago Puyehue (Rio Pilmaiquen) cross-cuts several moraine ridges (Laugenie, 1982; Bentley, 1997), merges with Rio Bueno and flows into the Pacific westward. At 6 km downward from Lago Puyehue, Rio Pilmaiquen is dammed by an hydro-electric central since 1944.

Present-day local climate is characterized by humid temperate conditions with year round precipitations peaking in austral winter (Miller, 1976; Heusser, 2003). Precipitations are driven by the Southern Westerlies and their seasonal shifts. The important topography of the Cordillera de Los Andes forms an effective barrier to the Westerlies and receives most of the precipitations. Annual precipitations increase with elevation and vary between 2000 mm/yr around the lake and 5000 mm/yr on the top of regional volcanoes (Parada, 1973). Mean annual temperature is 6 to 9 °C, with maxima reaching 20°C in January and minima of 2°C in July (Muñoz, 1980). The lake is mainly phosphorous and nitrogen limited. Its high silica concentration (15 mg/l; Campos *et al.*, 1989) is characteristic for lakes located in volcanic settings.

### 3.3. Material

#### 3.3.1. Coring and core processing

Two main coring sites were selected by a preliminary seismic investigation of the lake infilling (Charlet *et al.*, submitted). The first coring site (PU-I) is located at 122.4 m depth and faces the Golgol delta, where sedimentary environments are under the influence of Golgol river underflows (Fig. 3.1). PU-II is situated on a subaquatic moraine ridge at 48.4 m depth, where sedimentation is dominated by interflow deposits. At each site, 5 short cores were taken using a Uwitec platform and a short gravity coring device. In addition, 6 secondary sites were selected for short gravity coring (PU-SC1 to PU-SC7, Fig. 3.1). After core opening and description, the working half of each core was subsampled by cutting 1 cm thick slices. Core lengths vary between 16 and 88.5 cm (Tab. 3.1). Small compaction is observed between the five short cores of PU-I and PU-II coring sites (1 to 13 %).



**Figure 3.1** – Location of Lago Puyehue among the Chilean Lake District. Short cores collection sites are indicated on the bathymetric map of Lago Puyehue (Campos *et al.*, 1989). Isobath = 20 m.

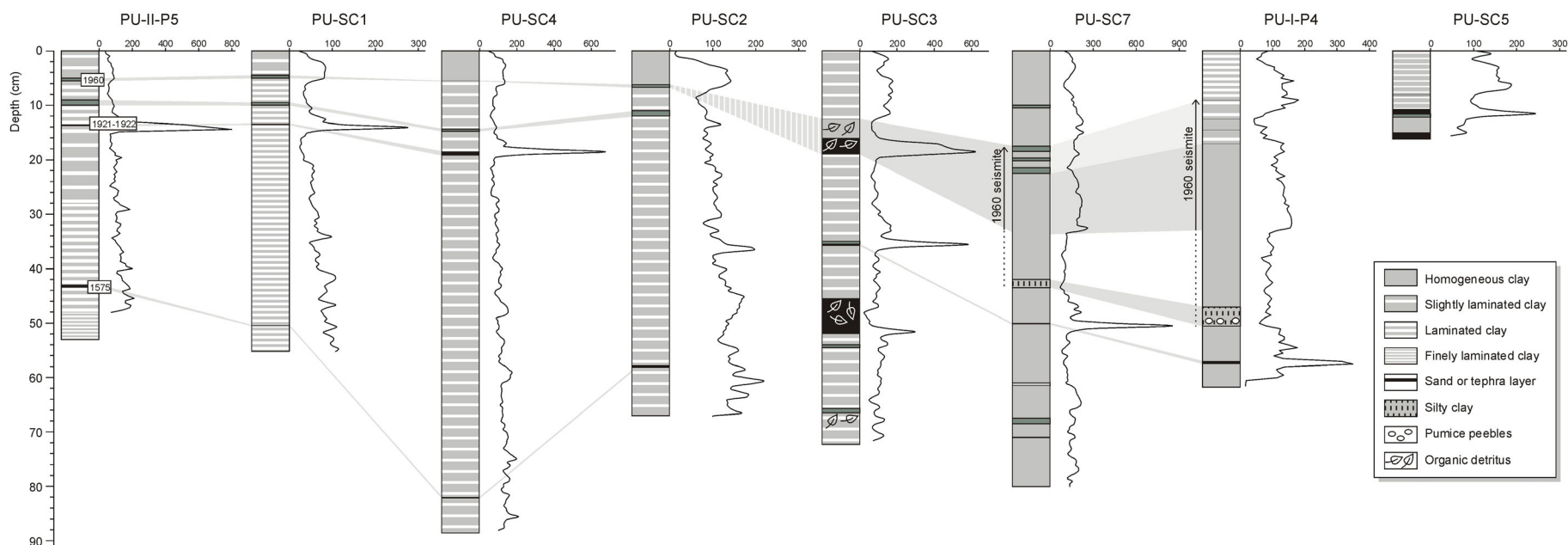
#### 3.3.2. Lithology

Cores lithology is made of homogeneous to finely laminated silt-sized sediment composed of terrigenous particles, diatoms and organic matter in variable proportions (Fig. 3.2). Microscopic observation of smear slides reveals that numerous diatoms occur throughout the cores. The latter characteristic is typical for lakes located in volcanic settings (e.g. Lago Grande di Monticchio - Robinson, 1994). The main species are *Aulacoseira* and *Cyclotella* (Sterken *et al.*, submitted). We focused our work on PU-II site because it contains a continuous sedimentary record (Fig. 3.2). In addition, this site has been selected for long core drilling and long term climate reconstructions

(Bertrand *et al.*, submitted). PU-II short core contains two fine green layers at 5-5.5 cm and 9-10 cm and two coarse sandy tephra layers occurring at 13.5-13.8 cm and 43-43.5 cm depth (Fig. 3.3). These four particular layers, recognized in nearly all cores, are used as stratigraphic markers for core correlations (Fig. 3.2). These correlations are strengthened by magnetic susceptibility results and by mineralogical characteristics of tephra layers. According to thin-sections observation, Boës & Fagel (submitted) demonstrate the presence of annually laminated sediments in PU-II short core and the occurrence of an unstratified layer between 3.5 and 7 cm related to sediment remobilisation. This event deposit occurs in all short cores but its signature depends on the dominant sedimentation pattern (i.e., turbidite deposit, destratified layer,...). We worked on two short cores collected at 2 m of distance (PU-II-P1 and PU-II-P5). A mean relative compaction of 7.5 % between both records has been deduced from correlations using the 4 previously described stratigraphic layers. As age-depth model was made on PU-II-P5, we use this core as reference and adjust our grain-size and point sensor magnetic susceptibility results obtained on PU-II-P1. All other proxies were measured on PU-II-P5.

Site number	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Depth (m)	Core length (cm)
PU-I	40°39.766'	72°22.155'	122.4	56 to 63
PU-II	40°41.843'	72°25.341'	48.4	47.5 to 52.5
PU-SC1	40°41.261'	72°27.337'	90	55.2
PU-SC2	40°42.645'	72°25.311'	53.6	67
PU-SC3	40°42.418'	72°24.527'	110.2	72.3
PU-SC4	40°41.194'	72°24.521'	108.8	88.5
PU-SC5	40°39.302'	72°23.447'	115	16
PU-SC7	40°41.407'	72°22.261'	113.5	80

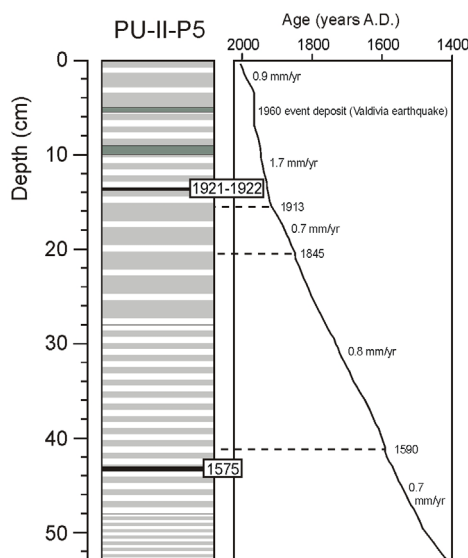
**Table 3.1** – Location and characteristics of the 8 coring sites in Lago Puyehue.



**Figure 3.2** – Magnetic susceptibility results ( $10^{-6}$  S.I.) and correlations between the 8 short cores collected in Lago Puyehue. For coring location, see figure 1. Reference layers are deduced from (1) macroscopic description, (2) mineralogy of tephra layers, (3) magnetic susceptibility peaks and (4) recognition of event deposits. The upper tephra (13.5-13.8 cm in PU-II) is dominated by orthopyroxenes while the lower tephra (43-43.5 cm in PU-II) is dominated by olivine and orthopyroxenes. The 4 cores collected west of Fresia and Cuicui islands and represented on the left side of the figure contain an undisturbed sedimentary record. PU-SC3, PU-SC7 and PU-I P4 cores, collected on sedimentary environments influenced by Golgol or Pescadero river underflows (Fig. 1), contain a seismite layer related to the 1960's Valdivia earthquake (Boës & Fagel, submitted). The contemporaneous eruption of Puyehue-Cordon de Caulle volcanic complex is responsible for the deposition of volcanic ash or pumices, actually weathered into a green clay layer. The stratigraphic limits of the seismite are discussed by Chapron *et al.* (submitted).

### 3.3.3. Age-depth model

Age-depth model of PU-II short core was established by varve counting (Boës & Fagel, submitted) and further calibrated by  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  datings and recognition of historical events (Arnaud *et al.*, submitted). Sedimentation rates vary from 0.7 to 1.7 mm/yr (Fig. 3.3). One centimetre thick samples thus represent 6 to 14 years. The two green layers in PU-II short core are dated at A.D. 1960 and A.D. 1944. The coarse tephra layers are related to the A.D. 1921-22 eruption of Puyehue-Cordon de Caulle and the A.D. 1575 eruption of Osorno Volcano (Boës & Fagel, submitted). The non-stratified sediment layer (3.5-7 cm) is an event deposit related to the 1960's Valdivia earthquake.



**Figure 3.3** – Age-depth model of PU-II short core derived from varve-counting (Boës & Fagel, submitted).

## 3.4. Methods

### 3.4.1. Physical parameters and loss-on-ignition

All the cores were scanned for magnetic susceptibility and gamma-density with a Geotek multisensor track on non-opened sections. Moreover, magnetic susceptibility was measured on opened cores with a Bartington MS2E point sensor every 5 mm.

Loss-on-ignition (LOI) was measured after 24h at 105°C (water content, density), after 4h at 550°C and after 2h at 950°C following Heiri *et al.* (2001). Replicates for LOI<sub>105</sub> show very good results ( $r^2=0.97$ ). Because LOI<sub>550</sub> precision depends on the initial sample weight (Heiri *et al.*, 2001), analyses were systematically performed on 1g of dry samples ( $0.98 \pm 0.03$  g).

### 3.4.2. Grain-size

Grain-size measurements were performed on bulk sediment using a laser diffraction particle analyser Malvern Mastersizer 2000 detecting a 0.02 to 2000  $\mu\text{m}$  size range. Samples were introduced into a 100 ml desionised water tank free of additive dispersant, split with a 2000 rpm stirrer and crumbled with ultrasonic waves. Sample quantity was adjusted in order to obtain a laser beam obscuration between 10 and 20 %. Grain-size parameters are averaged over 10.000 scans. Samples containing grains coarser than 420  $\mu\text{m}$  have been analysed by combination of laser diffraction and sieving methods. These samples were separated by wet sieving at 420  $\mu\text{m}$  and freeze-dried. The finest sediment was analysed by laser diffraction and the coarsest by dry sieving. Both results were then joined after correction of their relative weight to form a continuous grain-size analyse. Distribution parameters have been calculated following Folk & Ward (1957).

### 3.4.3. Mineralogy

Bulk mineralogy was achieved by X-ray diffraction (XRD) on a Bruker D8-Advance diffractometer with CuK $\alpha$  radiations. Bulk samples were powdered to 100  $\mu\text{m}$  using an agate mortar. An aliquot was separated and mounted as unoriented powder by the back-side method (Brindley & Brown, 1980). The powder was scanned by XRD between 2° and 45° 2 $\theta$ . The data were analysed in a semi-quantitative way following Cook *et al.* (1975). The intensity of the primary peak of each mineral was measured and corrected by a multiplication factor. For amorphous material, a mean correction factor was obtained from diffraction results on mixtures of known quantities of amorphous material and quartz. We calculated a mean correction factor of 75, applied to the maximum of the broad diffraction band at 3.7 Å.

### 3.4.4. Geochemistry

Major elements of PU-II short core were determined with a 1 cm resolution by X-ray fluorescence on Li-borate glass after loss-on-ignition at 950°C. Analyses were performed on an ARL 9400. The relative accuracy is 0.50 %, 3.07 % and 1.69 % for SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> respectively (Bologne & Duchesne, 1991). Biogenic silica is deduced by normative calculation (Leinen, 1977):

$$\text{SiO}_2 \text{ bio} = \text{SiO}_2 \text{ tot} - x \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$$

where  $x$  is the SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio of terrigenous sediments. Soils and rocks in the lake catchment are expected to represent the main sources of lacustrine terrigenous particles. Their SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio was calculated by XRF.

Moreover, biogenic silica was extracted by Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> and quantified by blue-spectrophotometry (Mortlock & Froelich, 1989). Results are given in weight % Si opal. Precision ranges from  $\pm 4$  to  $\pm 8\%$ , depending on the opal concentration (Mortlock & Froelich, 1989).

Total Organic Carbon (TOC) and Total Organic Nitrogen (TON) content of sediment as well as  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter were measured on ground sample ( $\sim 25$  mg) with a FISONs NA 1500 NC elemental analyser coupled with a Optima IR-MS. For  $\delta^{13}\text{C}$ , routine measurements are precise within 0.3 ‰. Isotopic measurements are expressed relative to VPDB standard using sucrose ( $\delta^{13}\text{C} = -10.3 \pm 0.2$  ‰) as an internal standard.

## 3.5. Results

The main results of the multi-proxy analyse are presented in the Fig. 3.4. The others are discussed in the next chapter and presented in the Fig. 3.5.

Magnetic susceptibility values vary between  $50 \cdot 10^{-6}$  S.I. (8 cm) and  $799 \cdot 10^{-6}$  S.I. (13.5 cm), with an average of  $124 \pm 100 \cdot 10^{-6}$  S.I. (Fig. 3.4a). The curve shows a decreasing trend from the base of the core to 15 cm. The highest values occur between 13 and 14 cm, in relation to a tephra layer (Fig. 3.5). Above 13 cm, values are low, with minima between 6 and 8 cm. Gamma density data range between 1.18 and 1.49 (average:  $1.35 \pm 0.08$ ).

Bulk wet density vary between 0.64 and 1.36 (average:  $0.99 \pm 0.16$ ) and dry density range from 0.19 to 0.65 (average:  $0.33 \pm 0.09$ ). The water content of the samples (LOI<sub>105</sub>) varies between 39.9 % and 75.4 % (average:  $67.1 \pm 6.0$  %) with the lower value (38.6 %) occurring at 13.5 cm. Results from loss-on-ignition at 550°C range from 1.83 to 10.29 % (average:  $8.19 \pm 1.41$  %) with the lowest value (1.83 %) occurring at 13.5 cm depth.

The mean grain-size results (Fig. 3.4b) are encompassed between 13  $\mu\text{m}$  (5 cm) and 49  $\mu\text{m}$  (13.5 cm). The average is  $20.7 \pm 5.0$   $\mu\text{m}$ . Values are low and constant under 22 cm, excepted for the coarse

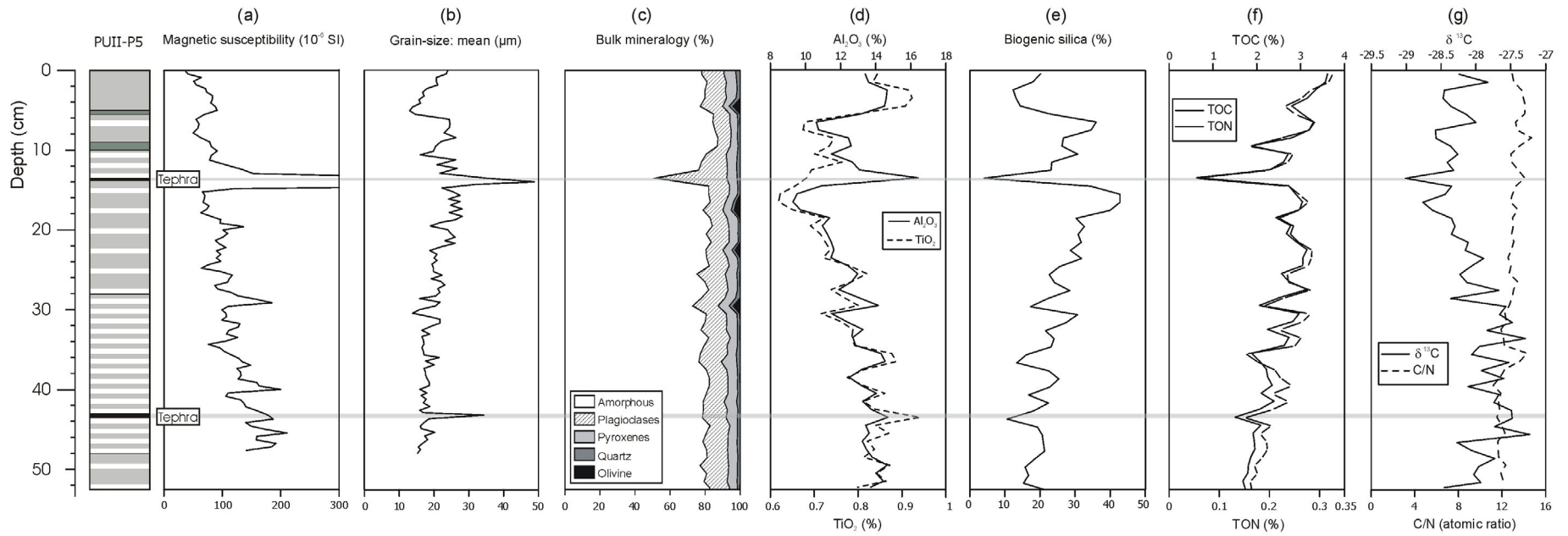
tephra layer at 43.25 cm. They increase between 22 and 6 cm, with a maximum at 13.5 cm in relation to a tephra layer. Values are minimum for the two green clayey layers. From 6 to 0 cm, the grain-size curve shows a coarsening upward.

Bulk mineralogy is made of amorphous particles (volcanic glasses, amorphous clay minerals, biogenic silica and organic matter), plagioclase and pyroxene (Fig. 4c). Quartz and olivine are secondary minerals. Mineralogy does not vary significantly with depth, excepted for the tephra layer at 13.5 cm that is rich in crystallized minerals.

Bulk geochemistry data show  $\text{Al}_2\text{O}_3$  values ranging from 9.3 % to 16.4 % (average:  $12.8 \pm 1.5$  %),  $\text{TiO}_2$  ranging from 0.62 % to 0.94 % (average:  $0.78 \pm 0.08$  %) and biogenic silica deduced by normative calculation from 4.0 % to 42.8 % (average:  $23.9 \pm 7.3$  %) (Figs. 3.4d and 3.4e) if we admit a  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of 3.5 for the terrigenous sediments (see next chapter). Curves show a decrease of terrigenous elements and an increase of biogenic silica between the base of the core and 14 cm, with an increasing trend at 28 cm. Between 13 and 14 cm, biogenic silica content is close to 0 and terrigenous elements concentrations are maximum. This is followed by a decrease of terrigenous elements content and an increase of biogenic silica content between 13 and 6 cm. Finally, between 6 and 0 cm, biogenic silica values decrease, with a minimum at 2-3 cm whereas terrigenous elements curves show the opposite trend.

The biogenic silica content deduced from wet alkaline extraction varies between 13.0 % and 35.3 % (average:  $24.1 \pm 5.5$  %).

TOC and TON curves are parallel and globally decreasing with depth (Fig. 3.4f). Values for TOC range from 0.6 % to 3.6 % (average:  $2.50 \pm 0.59$  %) and TON ranges from 0.05 % to 0.33 % (average:  $0.23 \pm 0.05$  %). Minimum TOC and TON values occur at 13-14 cm. The C/N atomic ratio does not vary significantly, ranging from 11.2 to 14.7 (average:  $12.8 \pm 0.8$  %). Finally,  $\delta^{13}\text{C}$  values range from  $-27.3$  ‰ to  $-29.0$  ‰, with higher values between 46 and 29 cm (Fig. 3.5g).  $\delta^{13}\text{C}$  results decrease from 29 cm to a minimum value at 14 cm. In the upper part of the core,  $\delta^{13}\text{C}$  values increase.



**Figure 3.4** – Multi-proxy results obtained on PU-II-P5 short core. (a) magnetic susceptibility; (b) grain-size (both are depth-adjusted from PU-II-P1); (c) bulk mineralogy; (d)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{TiO}_2$  concentrations; (e) biogenic silica concentration obtained by normative calculation based on XRF bulk geochemical data; (f) total organic carbon and total organic nitrogen content of the sediment; (g) geochemical characteristics of the organic matter ( $\delta^{13}\text{C}$  and C/N atomic ratio). Mineral proportions were estimated by measuring the intensity of the primary diffraction peak multiplied by a corrective factor from Cook *et al.* (1975): amorphous 3.7 Å, 75x; plagioclases 3.18-3.20 Å, 2.8x; pyroxenes 2.99-3.00 Å, 5x; olivine 2.45 Å, 5x; quartz 3.34 Å, 1x.



### 3.6. Comparison between measurement methods for density, organic matter and biogenic silica contents

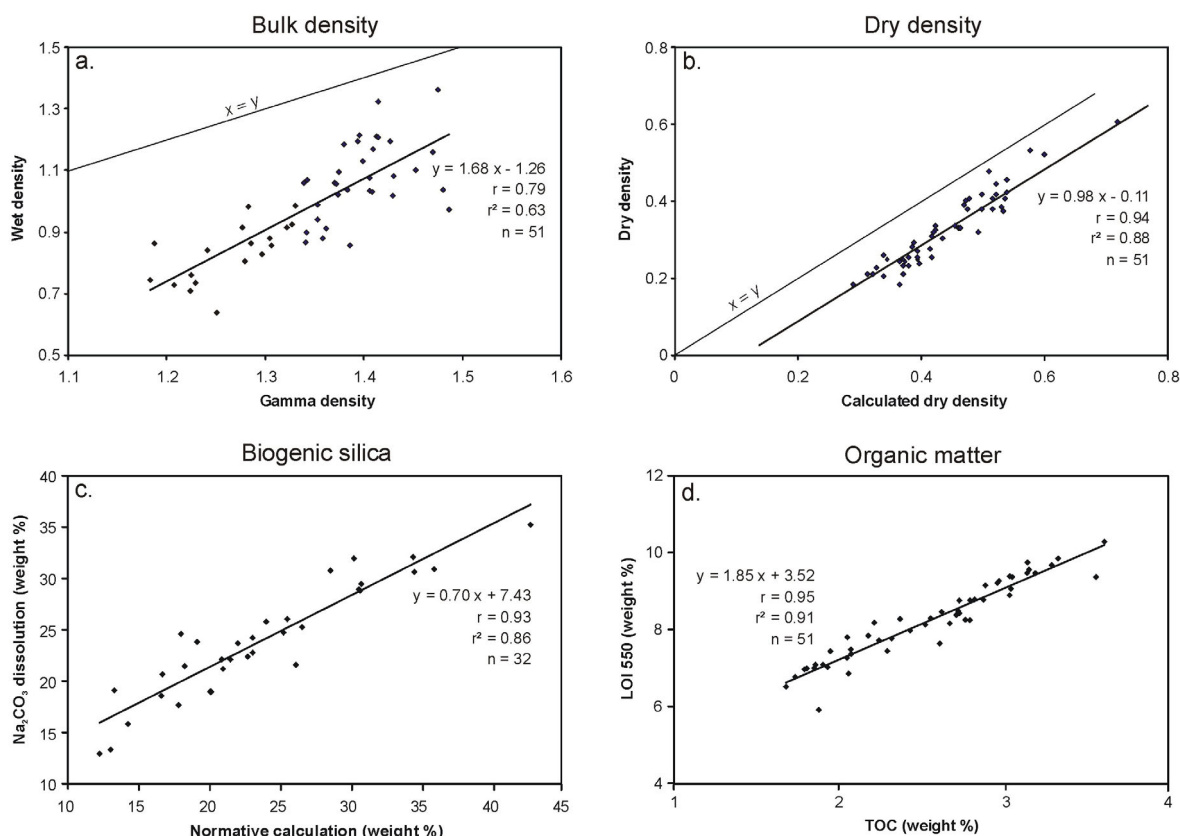
For the measurement of density, organic matter and biogenic silica concentrations, we applied two different determination methods. This chapter aims to compare the data obtained from these measurements and select the most appropriate method which will be applied on both short (this paper) and long (Bertrand *et al.*, submitted) paleoclimate records.

#### 3.6.1. Density

In order to calculate mass accumulation rates (MAR), dry density values (DD) were deduced from gamma density measurements. Gamma density (GD) theoretically corresponds to bulk wet density of the sediment (Breitzke, 2000). For PU-II short core samples, the gamma density and the measured wet density data are well correlated ( $r^2 = 0.63$ ) but with systematic lower values for measured wet densities compared to gamma density values (Fig. 3.5a). We use the water content of samples to calculate the dry density from gamma density data (DD $\gamma$ ) as follows:

$$DD\gamma = GD \cdot (100 - LOI_{105}) \cdot 10^{-2}$$

The calculated dry densities are highly correlated with measured dry densities ( $r^2 = 0.88$ ) but are systematically 0.11 units higher (Fig. 3.5b). After subtraction of 0.11 units, dry density values calculated from gamma density measurements on Lago Puyehue sediments can thus be used as dry density for MAR calculation.



**Figure 3.5** – Comparison of results obtained by two different methods for estimation of density, biogenic silica and organic matter concentrations. (a) density: humid weighted density vs gamma bulk density; (b) dry density: weighted vs calculated from gamma density; (c) biogenic silica:  $Na_2CO_3$  dissolution vs XRF normative calculation; (d) organic matter content: TOC vs LOI<sub>550</sub>. Samples containing tephra were removed from the database.

### 3.6.2. Biogenic silica concentration

Biogenic silica content of the sediment could be measured by three different ways: alkaline extraction (DeMaster, 1981; Mortlock & Froelich, 1989), normative calculation from bulk geochemical data (Leinen, 1977) or X-ray diffraction (Eisma & van der Gaast, 1971). Because the amorphous diffraction band on X-ray spectra of our samples, usually quantified for biogenic silica content, is also influenced by volcanic glasses, amorphous clays and organic matter, X-ray diffraction method can not be used for biogenic silica quantification. We applied alkaline extraction and normative calculation methods to 31 samples. Biogenic silica concentrations derived from the alkaline extraction method ranges between 13.0 and 35.3 %. Normative calculation results depend on the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of the lacustrine terrigenous particles, expected to originate from regional volcanic soils and rocks. Our results on watershed soil sediments show an  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of  $2.47 \pm 0.60$  (range 1.77-3.41; Bertrand & Fagel, submitted) and results obtained on volcanic rocks are  $4.73 \pm 0.41$  (range 3.74 - 5.15; Gerlach *et al.*, 1988). We chose a mean value of 3.5 as representative of the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of terrigenous sediments. This value is close to the reference values generally admitted for continental crust, i.e. 3.4 with extremes of 2.8 and 3.9 (Leinen, 1977; Robinson, 1994; Peinerud, 2000). This choice is comforted by the strong correlation ( $r^2=0.86$ ) between normative calculation and alkaline extraction methods (Fig. 3.5c). The linear regression between both methods (Fig. 3.5c) has an y-intercept of 7.4. This value represents the silica dissolved by  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  but not calculated as biogenic silica by normative calculation. This is due to dissolution of volcanic glass and/or amorphous clays during the alkaline extraction of biogenic silica. Indeed, alkaline extraction on soil samples provide 4 to 11.5 % of dissolved silica (mean: 7.9 %). Normative calculation method based on XRF bulk geochemical results is selected for its rapidity.

### 3.6.3. Organic matter content

The concentration of Total Organic Carbon (TOC) is a fundamental parameter to describe the organic matter content of the sediment. It represents the fraction of organic matter that escaped remineralization during sedimentation. However, loss-on-ignition at  $550^\circ\text{C}$  during 4 hours ( $\text{LOI}_{550}$ ) is also used to estimate sediment organic matter content (Heiri *et al.*, 2001). Correlation between both methods are usually good ( $r > 0.95$ ; Dean, 1974; Brauer *et al.*, 2000; Santisteban *et al.*, 2004). Typical organic matter contains roughly 50% of carbon, so  $\text{LOI}$  values are about twice the TOC values. Our results give a correlation coefficient ( $r$ ) of 0.95 if we admit a linear correlation (Fig. 3.5d), with a 1.85 slope, signifying that organic matter of PU-II sediments contains 54 % of carbon. We also note that our TOC/ $\text{LOI}$  results perfectly fits with Boyle's data (2001), suggesting lower errors in estimation of organic content by  $\text{LOI}_{550}$  for organic-rich sediments.

## 3.7. Discussion

### 3.7.1. Relationships between proxies and sedimentology

The sedimentological and geochemical analyses carried on PU-II short core provide a continuous record of limnological changes in Lago Puyehue for the last 600 yrs. Several proxies depict parallel trends (Fig. 3.4):

- (1) Absolute magnetic susceptibility (MS) values are high because the sediment is made of volcanic particles rich in magnetic minerals. These values are positively correlated with  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{TiO}_2$  concentrations (Tab. 3.2). Moreover, MS data are negatively correlated with the biogenic silica and organic matter contents (Tab. 3.2). This suggests that magnetic susceptibility can be used as a proxy for the terrigenous/biogenic particles ratio.
- (2) Excepted for the tephra layers, the grain-size data are positively correlated with the biogenic silica content ( $r = 0.63$ ) because the coarse sediment fraction is made of diatoms while the fine sediment fraction is made of detrital particles. Grain-size is thus a proxy for the biogenic

content of the sediment. It is negatively correlated with magnetic susceptibility and terrigenous elements (Tab. 3.2).

MS	1.00					
GS	-0.36	1.00				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	-0.64	1.00			
TiO <sub>2</sub>	0.40	-0.67	0.94	1.00		
SiO <sub>2</sub> bio	-0.41	0.63	-0.99	-0.95	1.00	
LOI <sub>550</sub>	-0.69	0.18	-0.42	-0.32	0.41	1.00
	MS	GS	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> bio	LOI <sub>550</sub>

**Table 3.2** – Correlation coefficients (r) between different proxies measured on PU-II short core: MS: magnetic susceptibility; GS: grain-size; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and SiO<sub>2</sub>: concentrations of these elements in the sediment; SiO<sub>2</sub> bio: biogenic silica concentration. LOI<sub>550</sub>: loss-on-ignition at 550°C. Samples containing tephra were removed from the database.

The only proxy measured on all the short cores collected in Lago Puyehue is the magnetic susceptibility (Fig. 3.2). The figure 2 demonstrates that the 4 short cores collected outside any influence of underflow currents present the same magnetic susceptibility trends. Values show a decreasing trend from the bottom of the core until the A.D. 1921-1922 tephra layer (i.e. increasing biogenic/terrigenous ratio). Then, values are lower between A.D. 1921-1922 and A.D. 1960 and finally increase from the A.D. 1960 to present-day. This argues that changes in the terrigenous/biogenic ratio described in PU-II core are valid for the whole lake.

The main event identifiable by each proxy is the tephra layer related to the 1921-1922 eruption of Puyehue-Cordon de Caulle at 13.5-13.8 cm (Fig. 3.4). The sample containing this layer presents high values of magnetic susceptibility, grain-size, crystallized minerals and terrigenous elements concentration, and low biogenic silica and organic matter contents. The tephra layer at 43-43.5 cm is only observed by its high grain-size and low organic matter and biogenic silica contents. The MS values associated with this tephra layer are close to MS values of the host sediment.

Green clay layers probably originate from the alteration of pumices, as evidenced by their high glass content and frequent pumice fragments identified in these deposits. Occurrence of such layers represents remains of volcanic sediments. Lacustrine sediment overlaying green clayey layers is always finer than usual, especially for the layer at 5-5.5 cm. This is due to a change in diatom assemblages (Sterken *et al.*, submitted). Indeed, the biogenic constituents in the millimetres of sediment overlaying a green layer are characterized by a coarse diatoms (*Cyclotella*) increase and a fine diatoms (*Aulacoseira*) decrease. Therefore, the total biogenic silica content does not change but the species variation is reflected in the sediment grain-size.

The bulk mineralogy (Fig. 4c) is similar to the mineralogy of regional volcanic ash soils (Bertrand and Fagel, submitted), however enriched in amorphous particles because of the high diatoms content of the sediment. This confirms that the detrital sediment originates from the local volcanic watershed.

### 3.7.2. Paleolimnology

The biogenic silica content of sediment represents the siliceous skeletal matter from the epimilium, minus the dissolution that occurs during settling and on the lake floor (Cohen, 2003). Assuming that dissolution is proportional to primary biogenic production, biogenic silica can be interpreted in terms of overall paleoproductivity. This is particularly true for lakes in volcanic environment (Si-rich) where diatoms are the main autochthonous biogenic product. Results on PU-II long core show that volcanic eruptions do not influence the biogenic productivity of the lake (Sterken *et al.*, submitted). Biogenic paleoproductivity is thus directly related to climate changes. Biogenic silica absolute values are high (max: 42.8 %) and smears slides does not reveal any dissolution evidence.

On the contrary, the global decreasing trend of organic matter content with depth can be partially due to organic matter remineralization. The upper values follow a classical exponential diagenetic profile (Zimmerman & Canuel, 2002). The close to constant C/N ratio enables us to deduce that proportions of algal and land-plant organic matter remain constant with time. The C/N atomic ratio is low and suggests that organic matter contained in sediments is mainly produced in the lacustrine environment. This is consistent with the relatively high lake size (164 km<sup>2</sup>).

The carbon isotopic composition of organic matter in lake sediments is mainly influenced by organic matter sources and paleoproductivity rates (Meyers & Teranes, 2001). Because C/N ratio is constant throughout the core, we reject variations in organic matter sources. Observed  $\delta^{13}\text{C}$  variations are thus related to changes of paleoproductivity. Because phytoplankton (C3 algae) preferentially use <sup>12</sup>C to produce organic matter, sedimentation of algal organic matter consequently removes <sup>12</sup>C from surface water (Meyers, 2003). Increased productivity therefore yields an increase in the  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter produced in lakes (Meyers, 2003). This increase in productivity could be related either to climate improvement or to higher nutrients availability, mainly nitrates and phosphates derived from soil erosion (Meyers & Teranes, 2001).

### 3.7.3. Mass accumulation rates calculation

In order to avoid interpretation errors due to dilution of elements by other sedimentary components, we calculated Mass Accumulation Rates (MARs) as follows:

$$\text{MAR}_{\text{elt}} = \text{SR} \cdot \text{DD} \cdot [\text{elt}] \cdot 10^4$$

with  $\text{MAR}_{\text{elt}}$ : mass accumulation rate of the considered element in  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; SR: sedimentation rate in  $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; DD: dry density and [elt]: the concentration of the considered element. We consider sediment made of three components: terrigenous particles, organic matter and biogenic silica. Therefore, we calculated MARs for each component:

$$\text{MAR}_{\text{Si bio}} = \% \text{SiO}_2 \text{ bio} \cdot \text{SR} \cdot \text{DD} \cdot 10^4$$

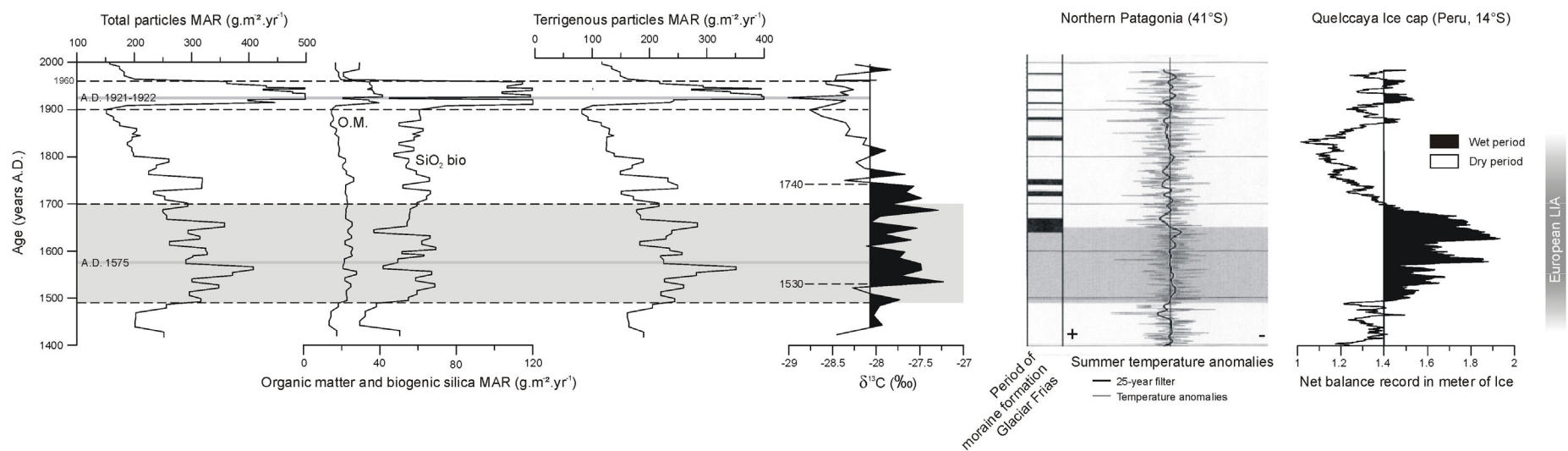
$$\text{MAR}_{\text{OM}} = \text{LOI}_{550} \cdot \text{SR} \cdot \text{DD} \cdot 10^4$$

$$\text{MAR}_{\text{ter}} = (1 - \% \text{SiO}_2 \text{ bio} - \text{LOI}_{550}) \cdot \text{SR} \cdot \text{DD} \cdot 10^4$$

with  $\text{MAR}_{\text{Si bio}}$ ,  $\text{MAR}_{\text{OM}}$  and  $\text{MAR}_{\text{ter}}$ : the mass accumulation rates of biogenic silica, organic matter and terrigenous particles, respectively, in  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; % SiO<sub>2</sub> bio: the concentration in biogenic silica in % and LOI<sub>550</sub>: the loss-on-ignition at 550°C.

Total MAR shows high values between A.D. 1490 and A.D. 1700 and between A.D. 1920 and A.D. 1960 (Fig. 3.6). Throughout the core, the biogenic silica and organic matter MAR do not vary significantly, excepted before A.D. 1490 and for the A.D. 1920-1960 interval. Five periods can be identified, mainly based on variations of the terrigenous MAR :

- 1) before A.D. 1490: the biogenic silica and terrigenous particles MARs are low;
- 2) A.D. 1490-1700: terrigenous particles MAR is higher than average;
- 3) A.D. 1700-1900: decrease of terrigenous particles MAR;
- 4) A.D. 1900-1960: high MARs for the three sediment components;
- 5) After A.D. 1960: the MARs show values similar to the A.D. 1850-1900 period, with exceptional low biogenic silica MAR.



**Figure 3.6** – Mass accumulation rates and  $\delta^{13}\text{C}$  data of PU-II-P5 short core, compared with data from the Southern Hemisphere. Quelccaya Ice Cap from Thompson *et al.*, 1985. Northern Patagonia from Luckman & Villalba, 2001.

High biogenic silica and organic matter MAR are interpreted as a high lake paleoproductivity. High terrigenous MAR result from high erosion of lake watershed, linked either to important precipitations or higher sediment availability in the lake catchment.

For the **A.D. 1490-1700** period, high terrigenous MAR are interpreted as a consequence of a wet climate, enabling a higher catchment erosion and an increasing lake terrigenous supply. High  $\delta^{13}\text{C}$  values and organic matter MAR attest for higher productivity during A.D. 1530-1740 (Fig. 3.6). This probably results from the high nutrient supply during A.D. 1490-1700, with a temporal shift of ~ 40 years.  $\delta^{13}\text{C}$  data lags nutrients delivery by ~ 40 years because the uptake of  $^{12}\text{C}$  from lake waters must last several decades before being sufficient to be registered in lake sediments.

The **A.D. 1700-1900** period is characterized by a decrease of terrigenous particles MAR. The minimum of terrigenous particles MAR corresponds with minimum of  $\delta^{13}\text{C}$  at A.D. 1890-1900. For the last 600 yrs, the A.D. 1800-1900 period seems to be the period with the weakest precipitations, and lowest paleoproductivity due to low nutrient supply, with a minimum at A.D. 1890-1900 (Fig. 3.6). These characteristics agree with a drying climate for the A.D. 1700-1900 period.

The interpretation of the high MARs during the **A.D. 1900-1960** period, in particular between A.D. 1920 and A.D. 1960, is doubtful. Two volcanic/seismic events encompass this period: the 1921-22 eruption of Puyehue-Cordon de Caulle and the 1960's Valdivia earthquake. Moreover, this period corresponds to the onset of the lake level regulation. High MARs during this interval most probably result from the high sediment availability in the watershed due to the intensified volcanic/seismic activity, but can also be modified by an anthropogenic influence.

**After 1960 A.D.**, organic matter and terrigenous MAR return back to average values suggesting the end of tectonic and seismic instabilities. The low biogenic silica MAR relates the absence of lake eutrophication. This is confirmed by the constant C/N ratio for the whole core attesting for the absence of land reclamation.

#### 3.7.4. Comparison with Southern Hemisphere records

Our data demonstrate the occurrence of a wet period during A.D. 1490-1700 followed by a drying climate during A.D. 1700-1900. These results fit with several evidences from literature (Fig. 3.6).

In Northern Patagonia (41°S, Chile and Argentina), Villalba (1990) recognized two periods of general glacial advances: A.D. 1270-1380 and A.D. 1520-1670. By a tree-ring study in the same area, Lara & Villalba (1993) and Villalba (1994) evidenced a long interval with below-average temperatures from A.D. 1490 to A.D. 1700 and the most recent warm periods from A.D. 1720 to A.D. 1750 and A.D. 1800 to A.D. 1880. The coincidence with glacial advances is manifest. Glacial advances during the last millennium seem to be related to a combination of higher precipitation and lower temperatures (Villalba, 1994). More recently, a tree-ring study of Villalba *et al.* (2001) on 17 records from Northern Patagonia demonstrates a long cold interval extending from ca. A.D. 1500 to A.D. 1660. (Fig. 3.6).

Jenny *et al.* (2002) described high flood periods at 34°S during the A.D. 1300-1700 and A.D. 1850-1998 intervals. These periods are linked to moisture increase due to strengthening of the Westerlies.

In Peru, Quelccaya ice cap data (14°S) presents high snow accumulation rates during the A.D. 1500-1720 period (Thompson *et al.*, 1985; Thompson *et al.*, 1986; Fig. 3.6). This interval is interpreted as the wettest period of the last millennium, at the onset of the Little Ice Age (LIA). It is followed by a dry period at A.D. 1720-1860. Close the Quelccaya ice cap, moraines deposited before A.D. 1650 were described, suggesting a glacial re-advance during the LIA (Goodman *et al.*, 2001).

According to these observations, the wet interval deduced from Lago Puyehue sediments during the A.D. 1490-1700 period is strikingly consistent with higher ice accumulation rates in the Quelccaya ice core (Thompson *et al.*, 1985), as well as with colder temperatures deduced from tree-ring evidences in

Northern Patagonia (Luckman & Villalba, 2001). The drying climate deduced from our results from ~A.D. 1740 to A.D. 1900 corresponds with the most recent dry periods of Lara & Villalba (1993).

These results emphasize that precipitation changes during the last 600 years in Southern America seem to be contemporaneous. All these observations demonstrate a strengthening of the Westerlies north of 50°S during the A.D. 1490-1700 period. This would have increased the moisture and precipitations on the Andes leading to an increased terrigenous particles supply in lake sediments.

In the Northern Hemisphere, the LIA was characterized by colder temperatures and glacial advances. Its onset is dated between A.D. 1430 and A.D. 1550 and its end between A.D. 1700 and A.D. 1850, with a general agreement for the A.D. 1550-1850 interval (Bradley *et al.*, 2003). The recent literature review of Soon & Baliunas (2003) attests for an interhemispheric presence of the LIA. Our results do not show significant paleoproductivity changes in favour of a cooling climate. However, the high rainfall reconstructed for the A.D. 1490-1700 period could be the local signature of the onset of the LIA. At the same latitude, Lamy *et al.* (2001) described an increased rainfall interpreted as an equatorward shift of the Southern Westerlies paralleling the LIA. These results evidence that the Southern Hemisphere LIA could have initiated by a wet climate contemporaneous with the inception of the Northern Hemisphere cold period. Other records from South America (< 40°S) have demonstrated that this high precipitation period was accompanied by cold temperatures until the end of the 19<sup>th</sup> century (Thompson *et al.*, 1985, 1986; Luckman & Villalba, 2001, Valero-Garcés *et al.*, 2003). Further South, in Gran Campo Nevado (53°S), major glacial advances are dated from the 1870's, reflecting probably the end of the Southern Hemisphere LIA (Koch & Kilian, submitted). The end of the cold period is ambiguous and seems to vary with latitude. In Tierra del Fuego (55°S), the LIA seems to be absent (Mauquoy *et al.*, 2004).

### 3.8. Conclusion

Lacustrine sediments of Lago Puyehue contain a high resolution record of precipitation changes in Southern Chile. We demonstrate that dry density data can be inferred from gamma density measurements after correction of the sediment water content. Moreover, we evidence that LOI<sub>550</sub> and normative calculation based on bulk XRF geochemical results are reliable estimates of organic matter and biogenic silica concentrations, respectively. Precipitations rather than temperature seem to influence the Lago Puyehue sedimentation, and in particular, the terrigenous particles mass accumulation rate. Our results agree with a humid climate between A.D. 1490 and A.D. 1700, enabling high watershed erosion and then high terrigenous particles supply. In the same time, lake paleoproductivity slightly increases due to the high nutrients supply. This humid period could be the local signature of the onset of the Little Ice Age. Contemporaneous humidity changes have been evidenced further north, in the Quelccaya ice cap, together with the initiation of the Little Ice Age. During the A.D. 1740-1900 interval, humidity decreases but the climate remains cold. Our results support the fact that the Little Ice Age was a global event. This work raises the common pattern of decadal and multi-decadal oscillations from both hemispheres during the last 600 years.

#### Abstract

Short term climate changes in Southern Chile are investigated by a multi-proxy analyse of a 53 cm long sedimentary sequence selected among 8 short cores retrieved in Lago Puyehue (40°S). This core contains a 600 yrs undisturbed record of paleo-precipitation changes. First, two measurement methods for density, organic matter and biogenic silica contents are compared in order to select the most appropriate techniques for high-resolution analyses. Together with aluminium and titanium concentrations, grain-size and geochemical properties of organic matter, these proxies are used to demonstrate paleo-precipitation changes around 40°S. Increase of terrigenous particle supply between A.D. 1490 and A.D. 1700 attests for a humid period. Contemporaneously,  $\delta^{13}\text{C}$  data suggest an increased lake productivity, in response to the high nutrients supply. The A.D. 1700-1900 interval, characterized by a decreasing terrigenous supply and increasing  $\delta^{13}\text{C}$  values, is interpreted as a drying

period. The magnetic susceptibility signal, reflecting the terrigenous/biogenic ratio, demonstrates that similar variations occurred in all the undisturbed Lago Puyehue sedimentary environments. The A.D. 1490-1700 wet period is associated with the onset of the European Little Ice Age (LIA) and interpreted as its local signature. This work supports the fact that the LIA was a global event, not only restricted to the Northern Hemisphere.

## References

---

- Arnaud, F., Magand, O., Chapron, E., Boës, X., Bertrand, S. & Mélières, M.-A. submitted. Radionuclide profiles ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ) as help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Puyehue and Icalma lakes, Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*.
- Bentley, M. J. 1997. Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District. *Journal of Quaternary Science* **12** (1), 25-33.
- Bertrand, S. & Fagel, N. submitted. New evidences for origin, transport and deposition of andosols parental material in the Chilean Lake District (40°S). *Revista Geológica de Chile*.
- Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V. & Fagel, N. submitted. Climate variability of Southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *Journal of Paleolimnology*.
- Boës, X. & Fagel, N. submitted. Climate varves significance in southern Chile (Lago Puyehue, 40°S). *Journal of Paleolimnology*.
- Bologne, G. & Duchesne, J.-C. 1991. Analyse des roches silicatées par spectrométrie de fluorescence X : précision et exactitude. *Professional Paper of the Belgian Geological Survey*, Brussels, 11 p.
- Boyle, J. F. 2001. Inorganic geochemical methods on palaeolimnology. In: *Tracking environmental change using lake sediments* (Last, W. W. & Smol, J., P., eds). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 83-141.
- Bradley, R. S., Briffa, K. R., Cole, J., Huges, M. K. & Osborn, T. J. 2003. The climate of the Last Millenium. In: *Paleoclimate, global change and the future* (Alverson, K. D., Bradley, R. S. & Pedersen, T. S., eds). Springer, Berlin, 105-141.
- Brauer, A., Mingram, J., Frank, U., Günter, C., Schettler, G., Wulf, S., Zolitschka, B. & Negendank, J. F. W. 2000. Abrupt environmental oscillations during the Early Weichselian recorded at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* **73/74**, 79-90.
- Breitzke, M. 2000. Physical properties of marine sediments. In: *Marine Geochemistry* (Schulz, H. D. & Zabel, M., eds). Springer, Berlin, 29-72.
- Brindley, G. W. & Brown, G. 1980. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineralogical Society Monograph, London, Vol. 5, 495 p.
- Campos, H., Steffen, W., Agüero, G., Parra, O. & Zúñiga, L. 1989. Estudios limnológicos en el Lago Puyehue (Chile): morfometría, factores físicos y químicos, plancton y productividad primaria. *Medio Ambiente* **10** (2), 36-53.
- Chapron, E., Bertrand, S., Charlet, F., Boës, X., De Batist, M., Fagel, N., Magand, O., Arnaud, F., Melieres, M.-A., Pino, M. & Urrutia, R. submitted. Sedimentary processes in Lago Puyehue over the last 600 years – implications for paleoenvironmental reconstructions in the Chilean Lake District (41°S). *Journal of Paleolimnology*.
- Charlet, F., De Batist, M. & Chapron, E. submitted. Seismic stratigraphy of Lago Puyehue. *Journal of Paleolimnology*.
- Committee on abrupt climate change, 2002. *Abrupt climate change: inevitable surprises*. National Academy Press, Washington, D.C., 244 p.
- Cohen, A. S. 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York, 528 p.



- Cook, H. E., Johnson, P. D., Matti, J. C. & Zemmels, I. 1975. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory. In: *Initial reports of the DSDP* (Kaneps, A. G., ed) **28**, Washington DC, 997-1007.
- Dean, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* **44** (1), 242-248.
- DeMaster, D. J. 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochemica et Cosmochimica acta* **45**, 1715-1732.
- Eisma, D. & van der Gaast, 1971. Determination of opal in marine sediments by x-ray diffraction. *Netherlands Journal of Sea Research* **5**, 215-225.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27** (1), 3-26.
- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno-Roa, H. & Lopez-Escobar, L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* **29** (2), 333-382.
- Goodman, A. Y., Rodbell, D. T., Seltzer, G. O. & Mark, B. G. 2001. Subdivision of glacial deposits in Southeastern Peru based on pedogenic development and radiometric ages. *Quaternary Research* **56** (1), 31-50.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproductibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* **25**, 101-110.
- Heusser, C. J. 2003. Ice age Southern Andes - A chronicle of palaeoecological events. Elsevier, Amsterdam, 230 p.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B. L., Urrutia, R., Kelts, K., Veit, H., Appleby, P. G. & Geyh, M. 2002. Moisture changes and fluctuations of the Westerlies in Mediterranean Central Chile during the last 2000 years: The Laguna Aculeo record (33°50'S). *Quaternary International* **87**, 3-18.
- Koch, J. & Killian, R., submitted. Little Ice Age fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *Global and Planetary Change*.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U. & Wefer, G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* **185**, 369-382.
- Lara, A. & Villalba, R. 1993. A 3620-year temperature record from Fitzroya cupressoides tree rings in Southern South America. *Science* **260**, 1104-1106.
- Laugenie, C. 1982. La région des lacs, Chili méridional. Unpublished PhD thesis, Université de Bordeaux III, 822 p.
- Leinen, M. 1977. A normative calculation technique for determining opal in deep-sea sediments. *Geochemica et Cosmochimica acta* **41**, 671-676.
- Luckman, B. H. & Villalba, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millenium. In: *Interhemispheric climate linkages* (Markgraf, V., ed.). Academic Press, San Diego, 119-140.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F. M. & Possnert, G. 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* **61**, 148-158.
- Meyers, P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* **34**, 261-289.
- Meyers, P. A. & Teranes, J. L. 2001. Sediment organic matter. In: *Tracking environmental change using lake sediments* (Last, W. W. & Smol, J. P., eds) Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 239-269.
- Miller, A. 1976. The climate of Chile. In: *World survey of Climatology* (Schwerdtfeger, W., ed.). Elsevier, Amsterdam, 107-134.

- Mortlock, R. A. & Froelich, P. N. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-sea Research* **36** (9), 1415-1426.
- Muñoz, M. 1980. Flora del parque nacional Puyehue, Universitaria, Santiago, 557 p.
- Parada, M. G. 1973. Pluviometria de Chile. Isoyetas de Valdivia-Puerto Montt. CORFO Departamento de Recursos hydraulicos, Santiago, Chile, 73 p.
- Peinerud, E. K. 2000. Interpretation of Si concentrations in lake sediments: three case studies. *Environmental Geology* **40** (1-2), 64-72.
- Robinson, C. 1994. Lago Grande di Monticchio, southern Italy: a long record of environmental change illustrated by sediment geochemistry. *Chemical Geology* **118**, 235-254.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C. J., Zapata, B. L., Garcia, J. G., Castaño, S. & Martínez-Alfaro, P. E. 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology* **32** (3), 287-299.
- Soon, W. & Baliunas, S. 2003. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate research* **23**, 89-110.
- Sterken, M., Sabbe, K., Verleyen, E., Bertrand, S., De Batist, M. & Vyverman, W. submitted. The effect of tephra deposition on diatom productivity and composition on Lago Puyehue, Southern Chile. *Journal of Paleolimnology*.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F. & Koci, B. R. 1985. A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* **229**, 971-973.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W. & Grootes, P. M. 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* **234**, 361-364.
- Valero-Garcés, B. L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwalb, A. & Ratto, N. 2003. Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°S-26°S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **194**, 319-338.
- Villalba, R. 1990. Climatic fluctuations in Northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quaternary Research* **34**, 346-360.
- Villalba, R. 1994. Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the little ice age in Southern South America. *Climatic Change* **26**, 183-197.
- Villalba, R., D'arrigo, R. D., Cook, E. R., Jacoby, G. C. & Wiles, G. 2001. Decadal-scale climatic variability along the extratropical western coast of the Americas: evidence from tree-ring records. In: *Interhemispheric climate linkages* (Markgraf, V., ed.). Academic Press, San Diego, 155-172.
- Zimmerman, A. R. & Canuel, E. A. 2002. Sediment geochemical records of eutrophication in the mesohaline Chesapeake Bay. *Limnology and Oceanography* **47** (4), 1084-1093.

## CHAPITRE 4

# VARIABILITÉ CLIMATIQUE AU CHILI MÉRIDIONAL DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE : UN ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE CONTINU DU LAC PUYEHUE

---

L'étude des sédiments récents du site PU-II (chapitre 3) a montré que, dans cette partie du lac, les sédiments étaient principalement formés par trois composants : particules terrigènes, matière organique et silice biogénique. De plus, ce chapitre a également démontré que la  $\gamma$  densité, la perte-au-feu à 550°C et la géochimie totale du sédiment sont des méthodes précises et rapides en vue de déterminer respectivement la densité du sédiment, sa teneur en matière organique et son contenu en silice biogénique. La même approche a donc été appliquée aux sédiments de la carotte composite PU-II en vue de retracer les variations climatiques régionales depuis le Dernier Maximum Glaciaire.

Ce chapitre est constitué d'un article soumis à un numéro spécial de *Journal of Paleolimnology* consacré au Lac Puyehue (Editeurs invités : De Batist, M., Fagel, N., Chapron, E. & Loutre, M.-F.) : BERTRAND, S., CHARLET, F., CHARLIER, B., RENSON, V., FAGEL, N. – Climate variability of Southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S)

Les données analytiques relatives à ce chapitre sont présentées en annexe 4.

### Résumé

Cet article présente un enregistrement paléoclimatique basé sur une carotte de 11 m de longueur prélevée dans le lac Puyehue (Chili méridional, 40°S). Celle-ci couvre les 18 derniers milliers d'années et a été analysée par de nombreux traceurs : sédimentologie, granulométrie, minéralogie, géochimie, perte-au-feu et susceptibilité magnétique. Les résultats démontrent que la granulométrie du sédiment est corrélée positivement avec le contenu en silice biogénique et peut donc être utilisée comme un traceur de paléoproduktivité lacustre. Le signal de susceptibilité magnétique est quant à lui corrélé avec les concentrations en aluminium et en titane et peut être utilisé comme traceur des apports terrigènes. Les variations temporelles de composition du sédiment démontrent que, depuis le Dernier Maximum Glaciaire, la Région des Lacs chilienne a été caractérisée par trois changements climatiques abrupts intervenant lors d'une évolution climatique à plus long terme. Ces trois changements climatiques abrupts sont : (1) un réchauffement rapide à la fin du Dernier Maximum Glaciaire à 17.300 cal. yr. BP ; (2) un événement froid à 13.100-12.300 cal. yr. BP, caractérisé par une terminaison abrupte et interprété comme l'équivalent local du Dryas Récent, et (3) une instabilité climatique à 3400-2900 cal. yr. BP, synchrone d'une période de faible activité solaire. La position temporelle de l'événement froid à 13.100-12.300 cal. yr. BP est ensuite comparée avec des enregistrements similaires dans les deux hémisphères et démontre que ce changement climatique austral précède le Dryas Récent boréal de 500 à 1000 ans.

## CHAPTER 4

# CLIMATE VARIABILITY OF SOUTHERN CHILE SINCE THE LAST GLACIAL MAXIMUM: A CONTINUOUS SEDIMENTOLOGICAL RECORD FROM LAGO PUYEHUE (40°S)

---

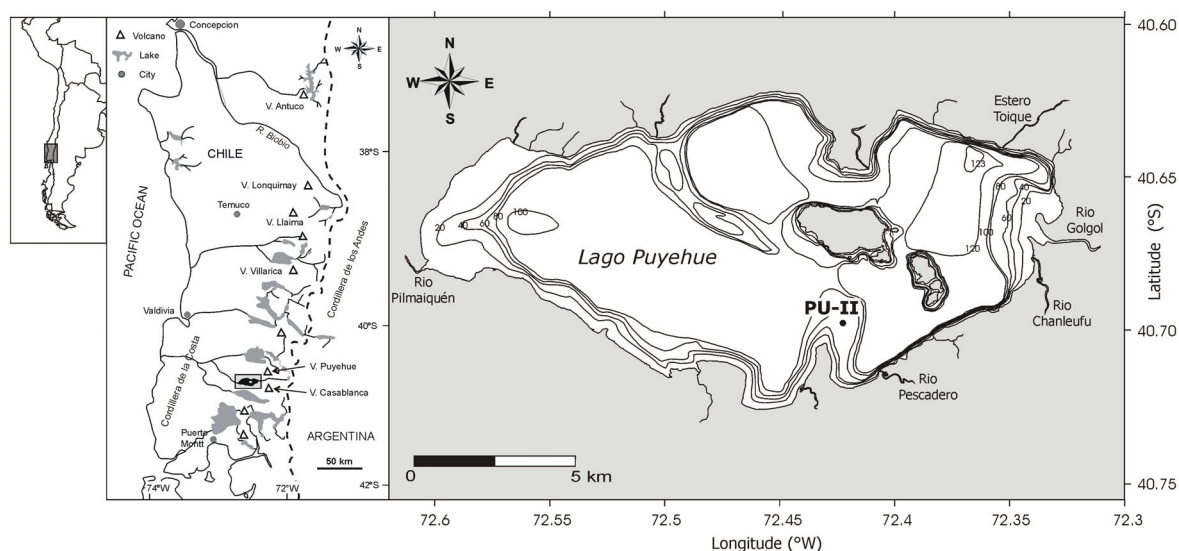
### 4.1. Introduction

Compared to the Northern Hemisphere, high resolution paleoclimate studies from the Southern Hemisphere are still rare despite the fact that this part of the world plays an important role in the understanding of earth climate changes. A key region to study high resolution climate changes of the Southern Hemisphere is undoubtedly the southern part of Chile because it has the advantage to be far removed from the Northern Hemisphere ice sheets and thermohaline circulation influences. Until now, most of the climatic variations evidences since the Last Glacial Maximum (LGM) in Southern Chile comes from paleoecological (Heusser *et al.*, 1996; Moreno, 1997, 2004; Moreno *et al.*, 1999, 2001; Moreno & León, 2003) and glacial records (Mercer, 1972; Heusser, 1990; Lowell *et al.*, 1995; Denton *et al.*, 1999). These data are supplemented by results on marine cores located along the coastal margin (Lamy *et al.*, 2001, 2002, 2004). Until now, little attention has been paid to the sedimentary infilling of the numerous lakes characterizing the Chilean Lake District (38-43°S). However, lake sediments from many regions of the world have revealed their potential to contain high resolution paleoclimate and paleoenvironmental records (e.g., Colman *et al.*, 1995; Brauer *et al.*, 1999; Chapron *et al.*, 2002; Johnson *et al.*, 2002; Arnaud *et al.*, 2005).

This paper presents a high resolution sedimentological study of Lago Puyehue during the last 18,000 years. We focus on three time periods, for which unresolved key questions still exist in the Southern Hemisphere: (1) Was the deglaciation uniform or stepwise ? (2) Does a cold period similar to the Younger Dryas exist in the Southern Hemisphere ? (3) Was the Holocene a stable climate period ? Resolving such paleoclimate questions is important to assess possible interhemispheric climate linkages and to deduce the forcing mechanisms of climate changes.

### 4.2. Location and setting

Lago Puyehue (40.70°S, 72.45°W) is located at the foothill of the Cordillera de Los Andes at an elevation of 185 m a.s.l. (Fig. 4.1). With a surface of 164 km<sup>2</sup> and a maximum depth of 123 m, it constitutes a typical oligotrophic moraine-dammed lake from the Chilean Lake District (38-43°S - Campos *et al.*, 1989). This lake lies in an overdeepened glacial valley formed during the Quaternary glacial advances (Laugenie, 1982). Its watershed covers 1267 km<sup>2</sup> and is mainly made of Quaternary volcanic rocks covered by plurimetric post-glacial andosols (i.e., the Trumaos, Bertrand & Fagel, submitted). It is surrounded by several active volcanoes: Puyehue-Cordon de Caulle and Casablanca volcanic complexes, peaking at 2240 and 1990 m a.s.l. respectively. This lake is fed by Rio Golgol to the East, forming the main delta of the lake, and by several smaller rivers (Fig. 4.1). The outlet of Lago Puyehue (Rio Pilmaiquen) cross-cuts several moraine ridges (Laugenie, 1982; Bentley, 1997), merges with Rio Bueno and flows into the Pacific westward.



**Figure 4.1**– Location of Lago Puyehue among the Chilean Lake District. PU-II coring site indicated on the bathymetric map of Lago Puyehue (Campos *et al.*, 1989). Isobath = 20 m.

Present-day local climate is characterized by humid temperate conditions with year round precipitations peaking in austral winter (Miller, 1976; Heusser, 2003). Precipitations are driven by the southern westerlies and their seasonal shifts. The important topography of the Cordillera de Los Andes forms an effective barrier to the westerlies and receives most of the precipitations. Annual precipitations increase with elevation and vary between 2000 mm/yr around the lake and 5000 mm/yr on the summit of regional volcanoes (Parada, 1973). Mean annual temperature is 6 to 9°C, with maxima reaching 20°C in January and minima of 2°C in July (Muñoz, 1980). This Mediterranean climate is responsible for the development of a dense temperate rainforest (e.g., Moreno & León, 2003; Moreno, 2004). The lake is mainly phosphorous and nitrogen limited. Its high silica concentration (15 mg/l; Campos *et al.*, 1989) is characteristic for lakes located in volcanic setting.

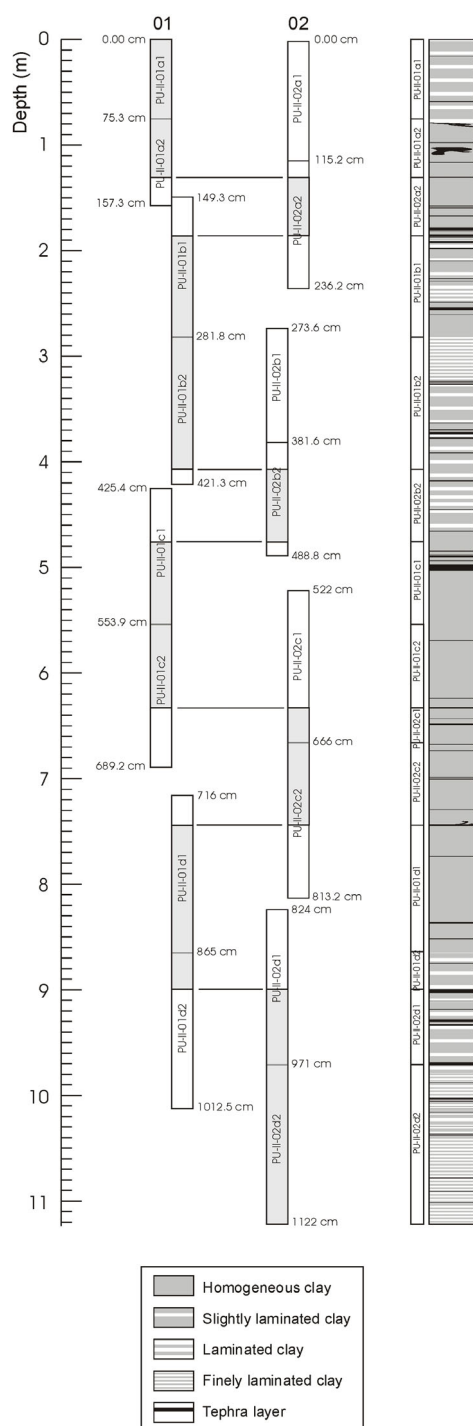
### 4.3. Material and Methods

#### 4.3.1. Coring and core processing

In 2001-2002, a coring campaign, using a 3 m-long piston coring system operated from an Uwitec platform, collected a series of 6 cm inner diameter cores in PU-II site (S40°41.843', W72°25.341', depth: 48.4 m, Fig. 4.1). Core sections were scanned for magnetic susceptibility and gamma-density with a Geotek multisensor track on non-opened sections. Cores were then opened and sediment texture was described (colour, grain-size, structure, contacts). The whole core magnetic susceptibility was re-measured for higher resolution on open sections with a Bartington MS2E point sensor every 5 mm. The 3 m long sections were then correlated using magnetic susceptibility results and remarkable layers described macroscopically (Fig. 4.2). A 11.22 m long composite core was constructed. The working half of the composite core was subsampled in 1 cm thick slices. After U-channel sampling, the archive half was devoted to thin-sections preparation.

#### 4.3.2. Methods

The methods applied on PU-II long core hereafter have been selected from a preliminary high resolution and pluri-methodological study carried on a short core from PU-II site spanning the last 600 years (Bertrand *et al.*, submitted).



**Figure 4.2** – Schema of correlations between the 3m long sections for realisation of the composite core. The composite log is drawn after macroscopical descriptions.

Grain-size measurements were performed on bulk sediment using a laser diffraction particle analyser Malvern Mastersizer 2000 detecting a 0.02 to 2000  $\mu\text{m}$  size range. Samples were introduced into a 100 ml desionised water tank free of additive dispersant, split with a 2000 rpm stirrer and crumbled with ultrasonic waves. Sample quantity was adjusted in order to obtain a laser beam obscuration between 10 and 20 %. Grain-size parameters are averaged over 10.000 scans. Distribution parameters have been calculated following Folk & Ward (1957). Grain-size analyses were realised with a 5 mm sampling step between 0 and 430 cm and then every 2 cm between 430 and 1122 cm.

Loss-on-ignition (LOI) was measured after 24h at 105°C (LOI<sub>105</sub>), after 4h at 550°C (LOI<sub>550</sub>) and after 2h at 950°C to estimate water content, organic matter content and inorganic carbonate content, respectively (Heiri *et al.*, 2001). Because LOI<sub>550</sub> is dependent on the sample weight (Heiri *et al.*,

2001), we always used 1g of dry samples ( $0.97 \pm 0.07$  g). A good correlation between  $\text{LOI}_{550}$  and TOC ( $r = 0.95$ ) has been calculated for recent sediments of Lago Puyehue, making  $\text{LOI}_{550}$  data very significant (Bertrand *et al.*, submitted).

Bulk mineralogy was achieved by X-ray diffraction (XRD) on a Bruker D8-Advance diffractometer with  $\text{CuK}\alpha$  radiations. Bulk samples were powdered to 100  $\mu\text{m}$  using an agate mortar. An aliquot was separated and mounted as unoriented powder by the back-side method (Brindley & Brown 1980). The powder was scanned by XRD between  $2^\circ$  and  $45^\circ$   $2\theta$ . The data were analysed in a semi-quantitative way following Cook *et al.* (1975).

Clay mineralogy was established on the  $< 2 \mu\text{m}$  fraction obtained after 50 minutes of sedimentation (Stokes's settling law). Oriented mounts were realised by the "glass-slide method" (Moore & Reynolds, 1989) and subsequently scanned on the diffractometer. Slides containing crystallised clays after air drying (N) were also scanned after ethylene-glycol solvation during 24h (EG) and after heating at  $500^\circ\text{C}$  during 4h (500). Since amorphous clays are abundant in the samples, we estimated the crystallised clay content using the intensity of the most intense clay diffraction peak on the natural (N) diffractogram.

Major elements of PU-II long core were determined by X-ray fluorescence (XRF) on Li-borate glass after loss-on-ignition at  $950^\circ\text{C}$ . Analyses were performed on an ARL 9400. Accuracy is 0.50 %, 3.07 % and 1.69 % for  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  respectively (Bologne & Duchesne, 1991). Biogenic silica is deduced by normative calculation (Leinen, 1977):

$$\text{SiO}_2 \text{ bio} = \text{SiO}_2 \text{ tot} - x \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$$

where  $x$  is the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of terrigenous sediments. When normalizing with Al, we assume that all Al derives from detrital material, and that the detrital material has a constant Si/Al ratio. Soils and rocks in the lake catchment represent the main sources of lacustrine detrital particles. Their  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio was calculated by XRF analyses (mean: 3.5; see Bertrand *et al.*, submitted). The two biogenic silica negative modelled values have been set to zero (170 cm: -1.3 and 382 cm: -1.5). Results obtained by this method are close to results obtained by alkaline extraction (Bertrand *et al.*, submitted).

Excepted for grain-size and magnetic susceptibility, all analyses were performed on a 1 cm thick sample selected every 10 cm, avoiding samples containing macroscopically visible tephra layers and turbidites. Samples below tephra layers were preferred in order to discard a possible tephra influence on the sediment composition.

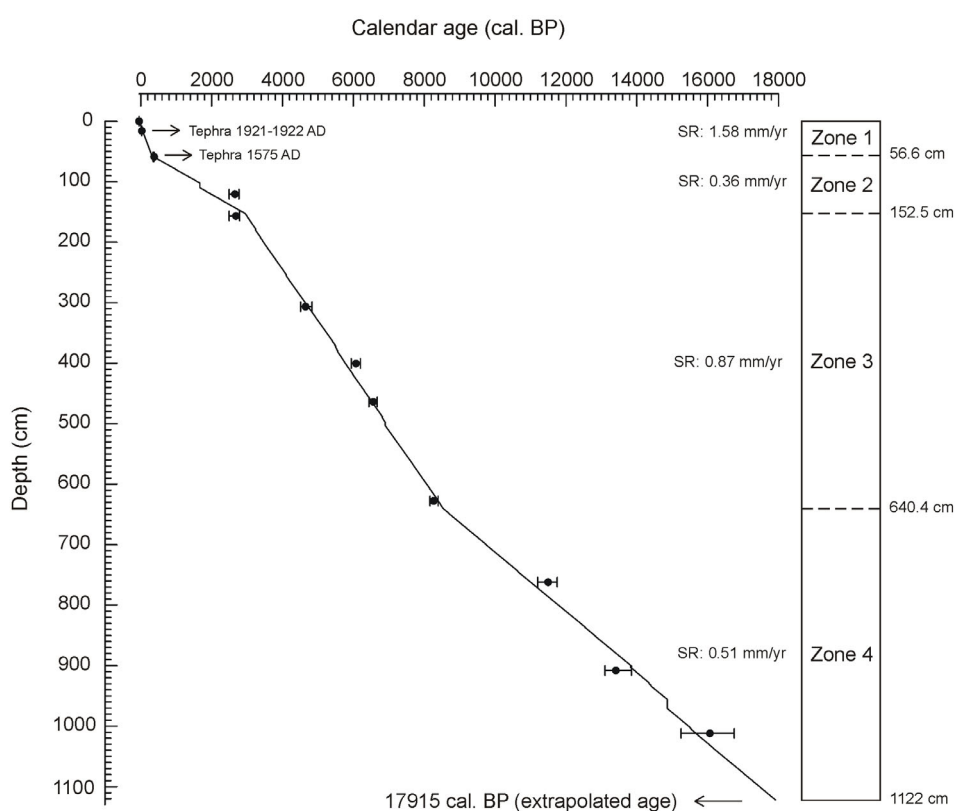
#### 4.4. Core sedimentology and chronology

##### 4.4.1. Lithology

Sediment is made of finely laminated to homogeneous brown silty particles (Fig. 4.2). According to smear slides observation, the sediment is mainly composed of diatoms, organic matter, amorphous clays, crystallised minerals and volcanic glasses throughout the core. Sponge spicules are secondary constituents. Diatom assemblages are dominated by *Cyclotella* and *Aulacoseira* (Sterken *et al.*, this issue). Seventy height tephra layers, coarse grained, embedded in a fine matrix and generally less than 1 cm thick, were macroscopically described. Their total thickness is 52.3 cm. The thickest tephra occurs at 102.3-109.8 cm depth. They have been deeply investigated in terms of tephrostratigraphy (Bertrand *et al.*, this issue). Moreover, several  $\sim 1$  cm thick grey or greenish clay layers often containing pumice pebbles were observed. They are interpreted as a result of the *in situ* weathering of pumice deposits. Three turbidites layers are macroscopically observed, at 379.5-381; 396.5-397.25 and 956-971 cm. This macroscopical interpretation was later supported by grain-size analyses and thin-sections observation.

## 4.4.2. Chronology

Age-depth model was realised thanks to nine AMS radiocarbon datings on bulk sediment realised at Poznan Radiocarbon Laboratory (Czernik & Goslar, 2001). Radiocarbon dates were calibrated with BCal using atmospheric data of Stuiver *et al.* (1998) and we used the weighted average of each calibrated date to perform the age-depth model (Tab. 4.1). Moreover, we used two tephra layers dated by varve-counting as chronostratigraphic markers (Boës & Fagel, this issue). These tephras originate from historical volcanic eruptions of Puyehue Cordón de Caulle (AD 1921-1922) and Osorno (AD 1575) volcanoes (Boës & Fagel., this issue). We consider the 78 tephra layers and the 3 turbidites as instantaneous deposits and take it into account during the realisation of the age-depth model (Fig. 4.3). No continuous age-depth model was able to fully reproduce the  $^{14}\text{C}$  distribution (cubic splines and polynomial with up to eight terms were tested). We thus use a discontinuous age-depth model assuming constant sedimentation rates in four domains for which linear regressions on  $^{14}\text{C}$  datings were calculated. The resulting temporal sampling resolution (10 cm) varies between 63 and 278 yrs with a mean of 162 yrs.



**Figure 4.3** – Age-depth model constructed by four linear regressions. Mean weighted average calibrated ages were used. Error bars represent the range of calibrated radiocarbon ages (see Tab. 4.1). Linear regressions were realised with psimpoll software (Bennett, 1994).



Depth (m)	Laboratory n°	<sup>14</sup> C age $\pm 1\sigma$ (yr BP)	2 $\sigma$ error range calibrated ages (OxCal) (yr. cal. BP)	Weighted Average (BCal) (yr. cal. BP)
120.5 cm	Poz-5922	2570 $\pm$ 35	2490 - 2770 (95.4%)	2655
156.5 cm	Poz-1406	2590 $\pm$ 40	2490 - 2790 (95.4%)	2681
306.5 cm	Poz-7660	4110 $\pm$ 40	4510 - 4830 (92.7 %)	4648
400.5 cm	Poz-2201	5300 $\pm$ 40	5940 - 6200 (95.4%)	6074
463.75 cm	Poz-5923	5760 $\pm$ 40	6440 - 6670 (95.4%)	6560
627.75 cm	Poz-5925	7450 $\pm$ 50	8160 - 8390 (93.9%)	8262
762 cm	Poz-1405	10010 $\pm$ 60	11200 - 11750 (91.0%)	11494
908 cm	Poz-7661	11440 $\pm$ 80	13100 - 13850 (95.4%)	13407
1012 cm	Poz-2215	13410 $\pm$ 100	15250 - 16750 (95.4%)	16063
1119 cm	Poz-7662	12880 $\pm$ 90	14350 - 15950 (95.4%)	15355

**Table 4.1** - AMS radiocarbon datings on bulk sediment of PU-II long core. The range of calendar ages is calculated with OxCal v3.9 (Bronk Ramsey, 2001). The weighted average is calculated with BCal and used in age-depth modelling. The two dates at 2570 and 2590 <sup>14</sup>C yr. BP are located in a plateau of the radiocarbon calibration curve. For this period, three hundred <sup>14</sup>C years correspond to 90 calendar years (van Geel *et al.*, 1996).

## 4.5. Results

### 4.5.1. Mineralogy and physical proxies (Fig. 4)

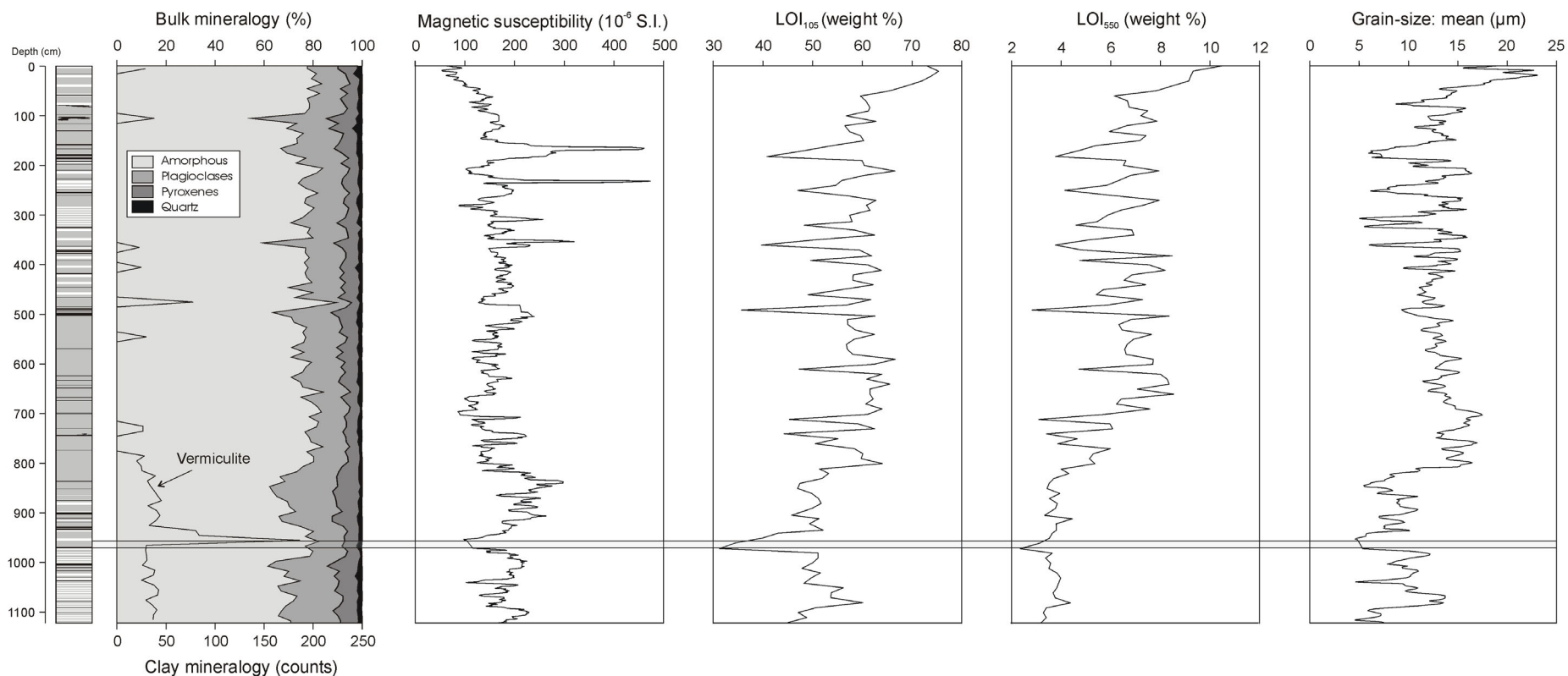
Bulk mineralogy shows the occurrence of amorphous particles (75 %), plagioclases (17 %), pyroxenes (7 %) and traces of quartz (< 2 %). As revealed by smear slides observation, amorphous particles are made of biogenic silica, volcanic glasses, amorphous clays and organic matter. The < 2  $\mu$ m fraction is mainly made of amorphous clays, i.e. allophane as demonstrated by IR spectra and chemical analyses (Bertrand & Fagel, submitted). It is typical of weathering products in volcanic environments. Several samples display an additional peak at 14.5 Å. This peak shifts to 16.5 Å after ethylene glycol solvation but not with glycerol and collapses into a broad diffraction band between 14 and 9.5 Å by heating above 200°C. Such behaviour is typical for a hydroxy-interlayered vermiculite. Its occurrence is few significant, excepted below 780 cm where it occurs in combination with allophane.

Magnetic susceptibility (MS) data vary between  $43.10^{-6}$  S.I. (9.5 cm) and  $1277.10^{-6}$  S.I. (233 cm) (mean:  $187 \pm 113.10^{-6}$  S.I.). We observe a gradual increase of MS from 0 to 150 cm and an important shift at 815 cm. Higher values correspond to tephra layers. Because this research is devoted to a paleoclimate reconstruction, tephra-related MS peaks were removed from the database.

Water content of sediment (LOI<sub>105</sub>) ranges from 75.7 % to 31.3 %. (mean:  $56.1 \pm 7.8$ ). An important shift to lower values (~ 50 %) occurs at 805 cm. Between 60 and 805 cm, values are close to ~ 60 % excepted several peaks close to 40 %. Values demonstrate a decreasing trend for the first 60 cm.

LOI<sub>550</sub> values range between 2.35 and 10.23 % with a mean of  $5.73 \pm 1.84$  %. Higher values are observed in the upper 50 cm, while lower values occur at the base of the core, below 810 cm. LOI<sub>950</sub> data are very low and not significant ( $1.13 \% \pm 0.38$ ) because sediment does not contain any inorganic carbonate. Small LOI<sub>950</sub> values are due to weight loss by residual organic matter and loss of clays structural water (Heiri *et al.*, 2001).

The mean grain-size data ranges from 2.29 to 390  $\mu$ m. Extreme values are due to tephra layers (coarse grain-size) and upper part of turbidites (fine grain-size). After removal of event deposits (tephras and turbidites), the mean range from 2.52 to 27.49  $\mu$ m, with a mean of  $12.45 \pm 3.89$   $\mu$ m. An important shift occurs at 810 cm. Below this level, mean grain-size ranges around 8.74  $\mu$ m. Between 42 and 805 cm, sediment is coarser (mean 12.49  $\mu$ m). The highest values occur between 7 and 25 cm.

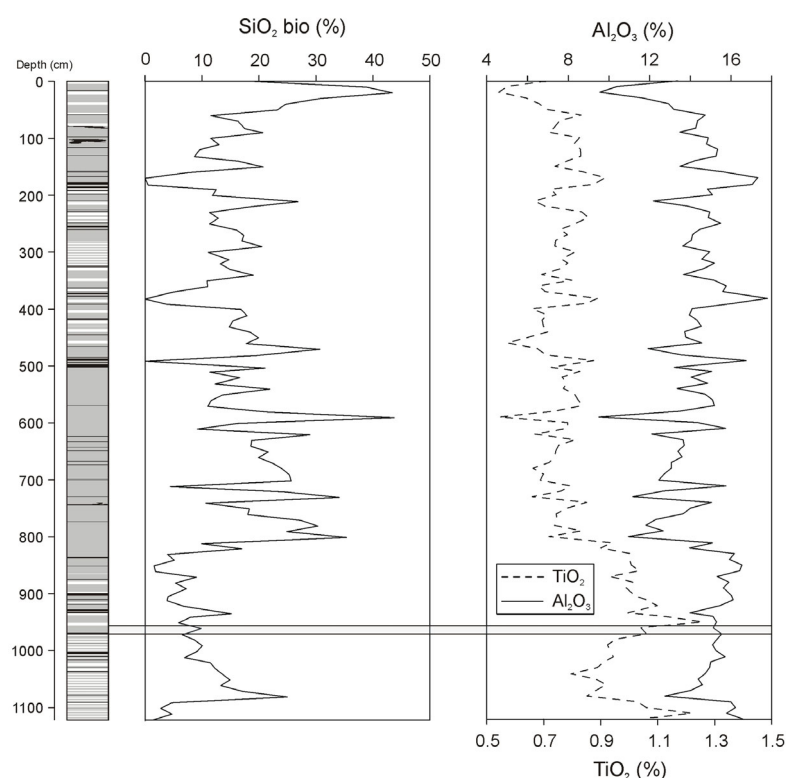


**Figure 4.4** – Mineralogy and physical parameters of PU-II long core. Magnetic susceptibility results are represented with a 9 points running average. Grain-size results are represented with a 9 (0-430 cm) or 3 (430-1120 cm) points running average in order to represent a similar sampling step. Data associated with tephra layers were removed from the database. For mineralogical semi-quantification, the intensity of the primary peak of each mineral was measured and corrected by a multiplication factor from Cook *et al.* (1975). For amorphous material, a mean correction factor was obtained from diffraction results on mixtures of known quantities of amorphous material and quartz. We calculated a mean correction factor of 75, applied to the maximum of the broad diffraction band at 3.7 Å. The vermiculite content is estimated from the intensity of the (001) diffraction peak at 14.5 Å. The grey shaded area underlies a turbidite layer between 956 and 971 cm.

#### 4.5.2. Geochemical data (Fig. 4.5)

Biogenic silica content of the sediment ranges from 0.0 % to 43.7 %. The mean  $\text{SiO}_2$  bio content of sediment is  $15.1 \pm 9.1$  %. The highest values occur at 20 and 590 cm (43.4 and 43.7 %, respectively) whereas samples are free of biogenic silica at 170 and 382 cm. An important shift occurs in the 800-830 cm interval.

Aluminium ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) and titanium ( $\text{TiO}_2$ ) concentrations vary from 9.5 to 17.8 % (mean:  $14.4 \pm 1.5$  %) and from 0.54 to 1.26 % (mean:  $0.82 \pm 0.14$ ), respectively. For both elements, the lower values are observed at 20 cm ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 9.55% and  $\text{TiO}_2$ : 0.54 %) and 590 cm ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 9.51 % and  $\text{TiO}_2$ : 0.54 %). For aluminium, the higher concentrations occur at 170 cm (17.31%) and 382 cm (17.79 %). For titanium, higher values occur below 810 cm and are maximum at 950 cm (1.26 %). Both elements show a shift in the 800-830 cm interval.



**Figure 4.5** –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{TiO}_2$  weight percentages measured on PU-II long core.  $\text{SiO}_2$  bio weight percentage is estimated by normative calculation assuming a constant  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio for the detrital source (3.5). The grey shaded area underlies a turbidite layer between 956 and 971 cm.

## 4.6. Discussion

### 4.6.1. Detrital sediment origin and weathering

The bulk mineralogical data (Fig. 4.4) reveal a high content of amorphous particles, overestimated by the significant biogenic fraction occurring in lake sediments (biogenic silica and organic matter). The abiotic mineralogy is close to the mineralogy of regional andosols, which constitute the main sedimentary detrital source. These soils are rich in volcanic glasses and allophane, a typical amorphous clay mineral produced by weathering of volcanic glasses and plagioclases (Bertrand & Fagel, submitted).

Allophane is the only clay mineral occurring in regional andosols. No occurrence of imogolite, a recrystallisation product of allophane, has been evidenced. In PU-II long core, hydroxy-interlayered

vermiculite (HIV) occurs in addition to allophane, mainly below 780 cm. Its origin is ambiguous. HIV frequently originates from weathering of chlorite, itself inherited from hornblende, biotite or other ferro-magnesian minerals (Barnhisel, 1977). However, in sediments from Lago Puyehue, including tephra layers, and in regional soils, biotite has never been observed and amphibole (hornblende) is rare. The only ferro-magnesian mineral occurring in local soils is pyroxene (Bertrand & Fagel, submitted). In consequence, the HIV is probably the end product of the following weathering sequence: pyroxene → chlorite → HIV. The intermediate chlorite (green clay mineral) agrees for the green colour characterizing the samples containing HIV. The occurrence of this weathering product below 780 cm probably reflects high precipitations during this period but can also be due to a change in the relative content of ferro-magnesian minerals in the volcanic rocks occurring in the watershed. This hypothesis agrees with the evolution of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO content of lavas emitted from Puyehue-Cordon de Caulle (Gerlach *et al.*, 1988). Indeed, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO content of late-glacial lavas (8.84 % and 5.92 %, respectively) are higher than those of post-glacial lavas (6.37 % and 1.41 % respectively).

#### 4.6.2. Relationships between proxies and their paleoenvironmental significance

We use aluminium and titanium concentrations to trace the terrigenous fraction of the sediment. Biogenic silica and LOI<sub>550</sub> represent its biogenic content.

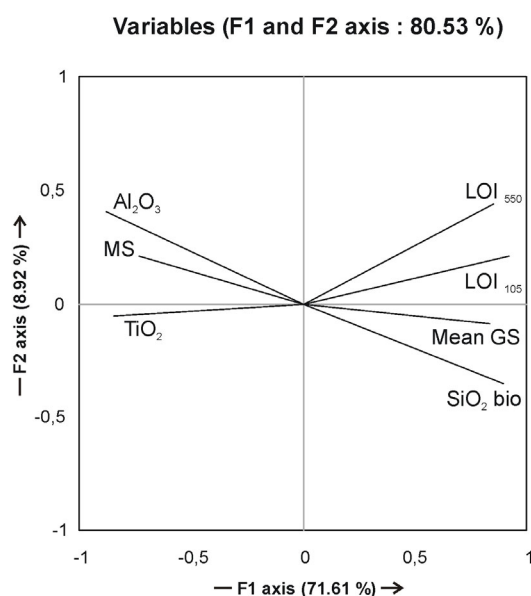
Before interpretation of biogenic contents, one must be aware of the difference between the preserved biogenic fraction compared to the original productivity. The biogenic silica fraction of sediment represents the siliceous skeletal matter from the epilimnion, minus the dissolution that occurs during settling in the water column and on the lake floor (Cohen, 2003). Assuming that dissolution is proportional to primary biogenic production, biogenic silica can be interpreted in terms of lake paleoproductivity. In Lago Puyehue, the biogenic silica content reflects the abundance of diatoms in lake sediments. Smear slides observation has revealed that diatoms are abundant and well preserved throughout the core. Other sources of biogenic silica (e.g., sponge spicules and phytoliths) are rare. In volcanic setting, one may expect an influence of volcanic eruptions on lake productivity (Lotter *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 2000). Results on Puyehue samples have shown that there is no relation between the biogenic silica content and the distance to the closest tephra ( $r^2=0.003$ ), evidencing that, in Lago Puyehue, volcanic eruptions do not have any influence on lake productivity (Sterken *et al.*, this issue).

Organic matter content of the sediment sums up allochthonous and autochthonous components. For the last 600 years, C/N analyses have demonstrated that organic matter mainly originates from in-lake productivity (Bertrand *et al.*, submitted). We consider this assumption valid for the whole PU-II long core. Moreover, organic matter preservation in the sediment is influenced by remineralization process during early diagenesis. This leads, for the upper sediments, to a diagenetic profile showing a decreasing organic matter content with depth (Zimmerman & Canuel, 2002). Aware of these early changes, biogenic silica and organic matter concentrations can be used as proxies of lake productivity.

LOI <sub>105</sub>	1						
LOI <sub>550</sub>	0.89	1					
SiO <sub>2</sub> bio	0.75	0.62	1				
TiO <sub>2</sub>	-0.70	-0.71	-0.74	1			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.74	-0.59	-0.99	0.68	1		
MS	-0.58	-0.47	-0.53	0.37	0.53	1	
Mean GS	0.79	0.67	0.71	-0.69	-0.72	-0.46	1
	LOI <sub>105</sub>	LOI <sub>550</sub>	SiO <sub>2</sub> bio	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MS	Mean GS

**Table 4.2** – Correlation coefficients between the different proxies measured on PU-II long core sediments. MS = magnetic susceptibility and GS = grain-size.

From figures 4.4 and 4.5, we clearly observe relationships between independent proxies.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  and MS show a strikingly behaviour. On the other hand,  $\text{LOI}_{105}$ ,  $\text{LOI}_{550}$ , grain-size and  $\text{SiO}_2$  bio seem to co-vary. To deeply investigate relationships between variables, correlation coefficients were calculated and a principal component analyse (PCA) was performed (Tab. 4.2, Fig. 4.6). Regarding the PCA analyse, F1 axis explains 71.61% of the variability and the analyse demonstrates the occurrence of 2 data groups. The first association is made of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  and MS. The second group is made of  $\text{LOI}_{105}$ ,  $\text{LOI}_{550}$ , mean grain-size and biogenic silica. These two data groups are strongly anti-correlated arguing for a two end-members system, made of (1) terrigenous and (2) biogenic particles.

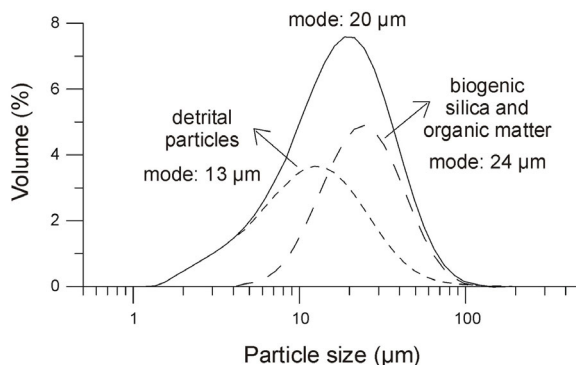


**Figure 4.6** – Results of the principal component analyse realised on the physical and geochemical variables measured on PU-II long core. The X axis explains 71.61 % of the variability and the analyse clearly demonstrates 2 groups of data: 1)  $\text{LOI}_{105}$ - $\text{LOI}_{550}$ - $\text{SiO}_2$  bio and Mean GS and 2)  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and magnetic susceptibility. MS = magnetic susceptibility and GS = grain-size.

*Terrigenous particles.*  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{TiO}_2$  are positively correlated ( $r=0.68$ ) and used as markers of the terrigenous fraction of the sediment. These elements mainly originate from regional andosols by river discharge (Bertrand & Fagel submitted). The relatively high mean MS values are due to the volcanic geological context, responsible of a high percentage of magnetic minerals in the sediment. Because magnetic minerals are contained in the terrigenous fraction of the sediment, the MS signal clearly reflects the detrital supply (Arnaud *et al.*, 2005), as proved by its positive correlation with  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r=0.53$ ) and  $\text{TiO}_2$  ( $r=0.37$ ). Down core variations of the MS signal can thus be used to infer variations in the terrigenous fraction.

*Biogenic particles.* Biogenic silica and  $\text{LOI}_{550}$  represents the siliceous organisms and organic matter preserved in the sediment, respectively. These two parameters are positively correlated ( $r=0.62$ ) and are assumed to represent the overall lake paleoproductivity. The PCA analyse (Fig. 4.6) and correlation coefficients (Tab. 4.2) demonstrate that  $\text{LOI}_{105}$  and grain-size are positively correlated with these parameters.  $\text{LOI}_{105}$  variations are closely linked to lithological changes, i.e. diatoms and organic matter content, because their ability to retain water compared to the terrigenous sediment. Variations of  $\text{LOI}_{105}$  are thus related to changes in the biogenic content of the sediment. Similarly, a close relation between grain-size and biogenic silica ( $r=0.71$ ) and  $\text{LOI}_{550}$  ( $r=0.67$ ) is observed. The coarser the sediment, the higher the biogenic content is. This relation is due to the coarse size of diatoms and organic matter. Indeed, the bulk grain-size distribution can be decomposed in two fractions (Fig. 4.7): the fine terrigenous sediments and the coarse biogenic fraction, mainly made of diatoms, but also vegetal tissue remains. This result is comforted by the size of diatoms (20-60  $\mu\text{m}$ ) deduced from smear slides observations. A coarse grain-size thus reflects a high biogenic content and can be interpreted as a high lake paleoproductivity.

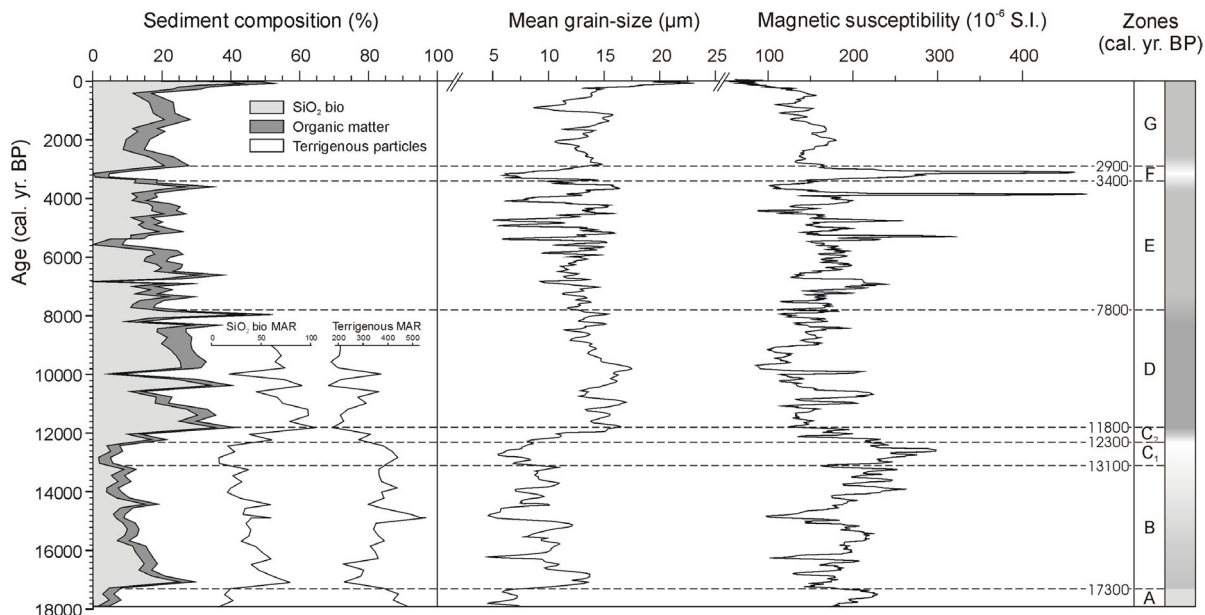
Because MS and grain-size data were measured at high resolution, these signals can be used for tracing relative changes in terrigenous and biogenic components.



**Figure 4.7** – Grain-size distribution of a typical PU-II sediment sample (example at 70.5 cm). The grain-size distribution has been measured on bulk sample and after dissolution of biogenic silica and organic matter by  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  and  $\text{H}_2\text{O}_2$ . The detrital grain-size distribution has been calculated by difference.

#### 4.6.3. Climate variability since the Last Glacial Maximum

Generally, discussion about lake sediments must consider changes in some proxies by mass accumulation rates (MAR). However, during the major proxy variations of PU-II core, e.g. mainly between 700 and 1120 cm, the age-depth model is linear inducing that contents (weight %) and MAR have similar trends (Fig. 4.8). For the period younger than 9000 cal. yr. BP, MAR calculation are biased by the age-depth model shape. Indeed, age-depth modelling with linear regression induces breakpoints in the total sedimentation rate, not reflecting natural changes in the sediment accumulation. MARs were thus only calculated between 18,000 and 9000 cal. yr. BP. (Fig. 4.8).



**Figure 4.8** – Sediment compositional changes as a function of time. Mass Accumulation Rates (MAR) of biogenic silica and terrigenous particles are calculated for the period before 9000 cal. yr. BP., where the age-depth model does not present breakpoints. For MAR calculation, dry density deduced from gamma density data corrected from water content has been used (see Bertrand *et al.*, submitted). MAR in  $\text{g.m}^2.\text{yr}^{-1}$ . Grey densities on the right of the figure represent interpretations of temperature. A warmer climate is indicated by a darker colour.

In lake environments, increased productivity is controlled by nutrient availability, light and temperature. The solar energy plays a direct role in the productivity of these lakes at a seasonal scale but is considered globally constant at a larger time-scale. Therefore, we interpret paleoproductivity variations due to temperature and/or nutrient supply changes. The choice between both can be deduced from the parallelism with the detrital supply results. We interpret high detrital supply as reflecting an higher catchment erosion, linked to increased precipitations.

The temporal distribution of sediment composition, mean grain-size and magnetic susceptibility reveals seven periods (A to G), reflecting changes in productivity and rate of detrital supply during the last 18,000 years (Fig. 4.8).

Before 17,300 cal. yr. BP (zone A), the sediment is mainly composed of terrigenous particles (90%) reflecting the very low SiO<sub>2</sub> bio MAR and accounts for a very low lake paleoproductivity. This period is interpreted as cold and humid. The end of this period is marked by an abrupt lake paleoproductivity increase at 17,300 cal. yr. BP. This is interpreted as the result of a warming pulse, enhancing lake plankton development and probably marking the end of the Last Glacial Maximum. This period is also characterized by a decrease of the terrigenous supply, reflecting a slightly drying climate. This abrupt climate change is followed by a progressive cooling, deduced from the decreasing content in biogenic particles and in grain-size data until 13,100 cal. yr. BP (zone B). During this period, the terrigenous supply increases at 15,000 – 12,500 cal. yr. BP., reflecting a strengthening of precipitations. The most outstanding feature of low paleoproductivity occurs in the C<sub>1</sub> zone, between 13,100 and 12,300 cal. yr. BP, delimitating one of the coolest period between the Last Glacial Maximum (LGM) and present. All the proxies agree for a cold climate. The end of this period is marked by a gradual warming between 12,300 and 11,800 cal. yr. BP (C<sub>2</sub> zone). Before 13,300 cal. yr. BP (A to C zones), terrigenous particles MAR remains globally high (300-400 g.m<sup>2</sup>.yr<sup>-1</sup>) reflecting important precipitations in the watershed and/or low vegetation cover enhancing high sediment availability. Terrigenous MAR decreases during the C<sub>2</sub> zone until values of ~ 200 g.m<sup>2</sup>.yr<sup>-1</sup>, contemporaneously with the SiO<sub>2</sub> bio MAR rise. This reflects a warming and drying climate at the beginning of the Holocene. Between 11,800 and 7800 cal. yr. BP (zone D), paleoproductivity reaches its maximum and terrigenous MAR are low, reflecting high temperatures and low precipitations in the Early Holocene. A higher organic matter productivity is recorded since ~10,000 cal. yr. BP, probably induced by the warming climate. After 7800 cal. yr. BP, paleoproductivity slightly decreases and remains rather high until the second part of the last millennium (E to G zones). Two exceptions to this general trend are (1) the high variability of paleoproductivity between 6000 and 3500 cal. yr. BP and (2) a cold and/or humid event occurring between 3400 and 2900 cal. yr. BP. Both its initiation and its end are abrupt. Finally, the last 500 years lake infilling history are mainly due to changes in the detrital MAR reflecting an increase of precipitations at the onset of the Little Ice Age (Bertrand *et al.*, submitted).

#### 4.7. Regional and Southern Hemisphere implications

Our results on Lago Puyehue sediments agree for their major part with previous sedimentological, paleoecological and glacial studies from the Chilean Lake District (Lowell *et al.*, 1995; Heusser *et al.*, 1996; Moreno *et al.*, 1999, 2001; Moreno & Léon, 2003; Moreno, 2004), Chiloé Island (Abarzúa *et al.*, 2004) and Northern Argentinan Patagonia (Ariztegui *et al.*, 1997; Hajdas *et al.*, 2003). Most of these climate evidences are summarized in McCulloh *et al.* (2000). In order to demonstrate the regional or hemispheric validity of climate changes inferred from Lago Puyehue sediments, we compared our results with regional data from literature. The following discussion focus on four important climate change periods: (1) the rapid warming transition at 17,300 cal. yr. BP; (2) the very cold climate period between 12,300 and 12,800 cal. yr. BP. and its onset; (3) the climate optimum during the Early Holocene and (4) the cold/wet event recorded at 3400-2900 cal. yr. BP.

(1) Our data demonstrate a rapid shift of paleoproductivity at ca. 17,300 cal. yr. BP, interpreted as an abrupt warming. It probably marks the end of the Last Glacial Maximum (LGM). Both glacial and paleoecological studies from the Chilean Lake District confirm these results. Paleoecological data

demonstrate a sudden rise in temperature that initiated deglaciation synchronously over 16°S of latitude at 17,500 – 17,150 cal. yr. BP (McCulloh *et al.*, 2000). During the end of the last glacial phase (19,600-17,500 cal. yr. BP), a forest made of cold-resistant north Patagonian species, characteristic of cold and hyperhumid conditions ( $\sim 4000 \text{ mm.yr}^{-1}$ ), was present at 40°S (Moreno, 1997; Moreno & León, 2003). At 17,500 cal. yr. BP, this forest was rapidly replaced by a north Patagonian evergreen rainforest, demonstrating a 5 to 7 °C warming (Lowell *et al.*, 1995; Heusser *et al.*, 1996, 1999; Moreno, 1997; Moreno *et al.*, 1999). This abrupt climate change is followed by an important withdrawal of the Andean piedmont glaciers at 16,800 cal. yr. BP (Lowell *et al.*, 1995). At this time, sea surface temperature was already rising since  $\sim 1500$  years (Lamy *et al.*, 2004). This scenario is inconsistent with Bentley (1997)'s deglaciation story of Lago Puyehue. According to his radiocarbon data, the deglaciation of Lago Puyehue was only complete by  $\sim 14,750$  cal. yr. BP.

(2) After the rapid warming that happens at 17,300 cal. yr. BP, our data demonstrate a gradual climate cooling until 12,300 cal. yr. BP, with slightly higher precipitations during the 15,000-12,500 cal. yr. BP interval. Paleocological data demonstrate that the warming between 17,500 cal. yr. BP and the beginning of the Holocene was gradual (Bennett *et al.*, 2000) or punctuated by several cooling phases (Moreno *et al.*, 2001; Moreno & León, 2003).

For several decades, the existence of a possible Younger Dryas in the Chilean Lake District has been a controversial topic (McCulloh *et al.*, 2000). According to our results, Lago Puyehue paleoproductivity reaches its minimum during the 13,100-12,300 cal. yr. BP interval. It was followed by a 500 years warming climate, reaching an optimum at the beginning of the Holocene close to 11,800 cal. yr. We interpret the 13,100 - 12,300 cal. yr. BP interval as a cold period marking the last deglaciation. It acts as the Chilean Lake District counterpart of the Northern Hemisphere Younger Dryas. Neither paleocological nor glacial studies from the Chilean Lake District clearly evidence a cold period during the Younger Dryas chron. The only proofs for such a cold period during the Younger Dryas chronozone are from Heusser *et al.* (1999), Moreno (1997) and Moreno *et al.* (2001). However, the presence of charcoal at this period in many profiles complicates interpretation (e.g. Moreno *et al.*, 1999, 2001; Moreno, 2000). From paleocological studies, Heusser *et al.* (1999) demonstrate a cold period between 14,450 and 11,400 yr. cal. BP. From three Chilean Lake District sites, Moreno (1997) and Moreno *et al.* (2001) evidence a cooling event at 13,475 cal. yr. BP followed by a warming pulse at 11,200 cal. yr. BP. These authors consider climate changes in southern Chile in agreement with those of the Northern Hemisphere. These results strikingly contrast with the interpretation of Bennett *et al.* (2000) arguing for a climate stability during the last glacial-Holocene transition in Chile, deduced from the apparent vegetation homogeneity they found in pollen records between 16,800 and 7840 cal. yr. BP. between 44 and 47 °S. Sea surface temperature reconstructed from Alkenone study on a marine core taken on the Chilean margin at the same latitude does not contain any evidence of a Younger Dryas cold period (Lamy *et al.*, 2004).

In the Chilean Lake district, no re-advance of Andean glaciers has been evidenced during this period (Andersen *et al.*, 1995; Lowell *et al.*, 1995). In Patagonia, a Younger Dryas cooling event has not been recorded (Glasser *et al.*, 2004). However, on the eastern side of the Andes, Ariztegui *et al.* (1997) described a Younger Dryas advance of the Tronador ice-cap (Argentina, 41 °S) reflected in Mascardi Lake sediments between 13,475 and 12,000 cal. yr. BP. This cold event recorded in Mascardi Lake was further confirmed by an intensive dating program conducted by Hajdas *et al.* (2003). According to these results, both lake Huelmo (Chile) and Mascardi (Argentina) recorded a cold event close to the Younger Dryas chronozone. This event, locally named the Huelmo/Mascardi cold reversal, began at 13,475 cal. yr. BP and ended at 12,000 cal. yr. BP (Hajdas *et al.*, 2003). Its onset precedes the onset of the Northern Hemisphere Younger Dryas by 550 years (Hajdas *et al.*, 2003). Our results agree with the timing and magnitude of the Huelmo/Mascardi cold reversal but the duration of the cold period recorded in Lago Puyehue sediments seems  $\sim 600$  years shorter. The Huelmo/Mascardi cold reversal would be the regional counterpart of the Northern Hemisphere Younger Dryas, preceding it by 500 to 1000 years.



The Antarctic Cold Reversal recorded in Vostok and Byrd ice cores is in agreement with a 1000 years lag of the Southern Hemisphere climate changes compared to those of the Northern Hemisphere (Blunier *et al.*, 1998). This could be explained by the Southern Ocean flywheel role in Northern Hemisphere climate changes during the last deglaciation (Knorr & Lohmann, 2003).

(3) Paleoproductivity of Lago Puyehue reaches its maximum, close to present-day values, during the first part of the Holocene between 11,800 cal. yr. BP and 7800 cal. yr. BP. Moreover, this period is characterized by a low terrigenous supply and is interpreted as warm and dry, reflecting an Early Holocene climate optimum. These results are strikingly consistent with palynological data from the Chilean Lake District and Chiloé Island (Moreno & León, 2003; Abarzúa *et al.*, 2004; Moreno, 2004). Huelmo and Lago Condrito (41°S) records reveal warm and dry climate conditions between 12,200 and 7700 cal. yr. BP and 11,000 – 7600 cal. yr. BP, respectively (Moreno & León, 2003; Moreno, 2004). The same pattern was evidenced on Chiloé Island (43°S), arguing for a warmer and drier than present-day climate between 11,400 and 7840 cal. yr. BP (Abarzúa *et al.*, 2004). A similar warm/dry phase is recorded in central Chile (Laguna Aculeo, 34°S) during the early to mid Holocene period (9500 – 5700 cal. yr. BP) (Jenny *et al.*, 2002). This period is interpreted as a poleward shift of the westerlies (Moreno & León, 2003). From these results, it is clear that the early Holocene in the Chilean Lake District is characterized by a climatic optimum (warm and dry) which probably extended further north.

(4) The relatively temperate Holocene climate is punctuated by a very low productive and/or high terrigenous supply event lasting a maximum of 500 years. In Lago Puyehue sediments, this event is recorded between 3400 and 2900 cal. yr. BP. From sedimentological data, we can not decipher if this event was cold, humid or both. Its exact nature will probably be highlighted by pollen or diatoms analyses (see Sterken *et al.* and Vargas *et al.*, this issue). Contemporaneously, Late Holocene glacial advances related to moisture increase were recorded in northern Chile at 29°S (Grosjean *et al.*, 1998). Additional evidences exist in South America and in many places of the world (van Geel & Renssen 1998; van Geel *et al.*, 2000). In Chile, paleoecological analyses do not reveal abrupt climate changes during this period. Moreover, marine sediments demonstrate a continuous paleoproductivity throughout the last 8000 years (Lamy *et al.*, 2002) and do not evidence any climate disturbance close to 3000 cal. yr. BP. An accurate dating of this event by radiocarbon is difficult because the plateau in the calibration curve characterizing this period. According to van Geel *et al.* (2000), rapid climate changes at this period are due to a decreasing solar activity.

#### 4.8. Conclusion

Lago Puyehue contains a continuous record of lake productivity and sediment supply during the last 18,000 calendar years. These variations are related to changes in temperature and precipitations, respectively. Three main abrupt climate changes are recorded. (1) A warming and drying climate at 17,300 cal. yr. BP, characterizing the end of the Last Glacial Maximum. This reflects a warming pulse of 5 to 7°C. (2) A minimum of temperature during the 13,100 – 12,300 interval. This event is the local counterpart of the Northern Hemisphere Younger Dryas and known as the Huelmo/Mascardi cold reversal. Its onset precedes the northern Hemisphere Younger Dryas by ~ 500 years. Moreover, the Antarctic cold reversal recorded in Vostok and Byrd ice cores lag the Northern Hemisphere Younger Dryas by ~ 1000 years, supporting the fact that the Southern Ocean can be the flywheel of Northern Hemisphere climate changes. (3) A short and abrupt cold/humid period during the 3400-2900 cal. yr. BP interval. This period is linked to glacial advances in the central Andes, probably due to a minimum in the solar activity.

These three abrupt climate changes are superimposed on millennial time scale climate variations. From 17,300 to 12,300 cal. yr. BP, the Chilean Lake District is characterized by a gradual decrease in temperatures, while precipitations were particularly high before 17,300 and during the 15,000-13,000 interval. The Early Holocene is characterized by a warm and dry climate. After 7800 cal. yr. BP, the

Chilean Lake District climate does not vary significantly. Finally, high lake paleoproductivity is recorded in the last 500 years.

Past changes in precipitations in the Chilean Lake District suggest latitudinal shifts in the position and strength of the southern westerlies. Before the initiation of the Holocene at 11,800 cal. yr. BP, the southern westerlies were significantly influencing the Chilean Lake District climate, with a small poleward shift between 17,300 and 15,000 cal. yr. BP. The warm and dry phase between 11,800 and 7800 cal. yr. BP could be related to a significant poleward shift of the southern westerlies, close to its actual position.

---

## Abstract

---

This paper presents a multi-proxy climate record of a 11 m long core collected in Lago Puyehue (Southern Chile, 40°S) and extending back to 18,000 calendar years BP. The multi-proxy analyses include sedimentology, mineralogy, grain-size, geochemistry, loss-on-ignition, magnetic susceptibility and radiocarbon datings. Results demonstrate that sediment grain-size is positively correlated with the biogenic sediment content and can be used as a proxy for lake paleoproductivity. On the other hand, the magnetic susceptibility signal is correlated with the aluminium and titanium concentrations and can be used as a proxy for the terrigenous supply. Temporal variations of sediment composition evidence that, since the Last Glacial Maximum, the Chilean Lake District was characterized by 3 abrupt climate changes superimposed on a long term climate evolution. These rapid climate changes are: (1) an abrupt warming at the end of the Last Glacial Maximum at 17,300 cal. yr. BP; (2) a 13,100-12,300 cal. yr. BP cold event, ending rapidly and interpreted as the local counter part of the Younger Dryas cold period, and (3) a 3400-2900 cal. yr. BP climatic instability synchronous with a period of low solar activity. The timing of the 13,100-12,300 cold event is compared with similar records in both hemispheres and demonstrates that this Southern Hemisphere climate change lags behind the Northern Hemisphere Younger Dryas cold period by 500 to 1000 years.

---

## References

---

- Abarzúa, A. M., Villagrán, C. & Moreno, P. I. 2004. Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43°S). *Quaternary Research* **62**, 49-59.
- Andersen, B. G., Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schlüter, C. & Marchants, D. R. 1995. Climate, vegetation and glacier fluctuations in Chile, between 40°30' and 42°30'S latitude - a short review of preliminary results. *Quaternary International* **28**, 199-201.
- Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masferro, J., Lafargue, E. & Niessen, F. 1997. Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* **12** (4), 333-338.
- Arnaud, F., Revel-Rolland, M., Chapron, E., Desmet, M. & Tribovillard, N. 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* **15**.
- Barker, P., Telford, R., Merdaci, O., Williamson, D., Taieb, M., Vincens, A. & Gibert, E. 2000. The sensitivity of a Tanzanian crater lake to catastrophic tephra input and four millenia of climate change. *The Holocene* **10** (3), 303-310.
- Barnhisel, R. I. 1977. Chlorites and Hydroxy Interlayered Vermiculite and Smectite. In: *Minerals in soil environments* (Dixon, J. B., Weed, S. B., Kittrick, J. A., Milford, M. H. & White, J. L., eds). Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 331-356.
- Bennett, K. D. 1994. 'psimpoll' version 2.23: a C program for analysing pollen data and plotting pollen diagrams. *INQUA working group on data handling methods newsletters* **11**, 4-6.

- Bennett, K. D., Haberle, S. G. & Lumley, S. H. 2000. The Last Glacial-Holocene Transition in Southern Chile. *Science* **290**, 325-328.
- Bentley, M. J. 1997. Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District. *Journal of Quaternary Science* **12** (1), 25-33.
- Bertrand, S., Castiaux, J., Boës, X., Charlet, F., Urrutia, R., Espinoza, C., Charlier, B., Lepoint, G. & Fagel, N. submitted. Temporal evolution of sediment supply in Puyehue Lake (Southern Chile) during the last 600 years: climatic significance. *Quaternary Research*.
- Bertrand, S., Castiaux, J., Naranjo, J., Moreno, H. & Juvigné, E. this issue. Tephrostratigraphy of Late Glacial and Holocene sediments of Lago Puyehue (Southern Chile, 40°S).
- Bertrand, S. & Fagel, N. submitted. New evidences for origin, transport and deposition of andosols parental material in the Chilean Lake District (40°S). *Revista Geológica de Chile*, submitted.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. & Johnsen, S. J. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* **394**, 739-743.
- Boës, X. & Fagel, N. this issue. Climate varves significance in southern Chile (Lago Puyehue, 40°S).
- Bologne, G. & Duchesne, J.-C. 1991. Analyse des roches silicatées par spectrométrie de fluorescence X : précision et exactitude. In: *Professional Paper of the Belgian Geological Survey*, Brussels, 11 p.
- Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M. & Negendank, J. F. W. 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* **18**, 321-329.
- Brindley, G. W. & Brown, G. 1980. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineralogical Society Monograph, London, Vol. 5, 495 p.
- Bronk Ramsey, C. 2001. Development of the radiocarbon program OxCal. *Radiocarbon* **43** (2A), 355-363.
- Campos, H., Steffen, W., Agüero, G., Parra, O. & Zúñiga, L. 1989. Estudios limnológicos en el Lago Puyehue (Chile): morfometría, factores físicos y químicos, plancton y productividad primaria. *Medio Ambiente* **10** (2), 36-53.
- Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M. F., Beck, C. & Deconinck, J. F. 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* **12**(1), 59-68.
- Cohen, A. S. 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York, 528 p.
- Colman, S. M., Peck, J. A., Karabanov, E. B., Carter, S. J., Bradbury, J. P., King, J. W. & Williams, D. F. 1995. Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in Lake Baikal. *Nature* **378**, 769-771.
- Cook, H. E., Johnson, P. D., Matti, J. C. & Zemmels, I. 1975. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory. In: *Initial reports of the DSDP* (Kaneps, A. G., ed) **28**, Washington DC, 997-1007.
- Czernik, T. & Goslar, T. 2001. Preparation of graphite targets in the Gwiliice radiocarbon laboratory for AMS 14C dating. *Radiocarbon* **43** (2), 283-291.
- Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Schlüter, C. & Marchant, D. R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern lake district, seno reloncaví, and isla grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler* **81 A**(2), 167-212.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27** (1), 3-26.
- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno-Roa, H. & Lopez-Escobar, L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* **29** (2), 333-382.
- Glasser, N. F., Harisson, S., Winchester, V. & Aniya, M. 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* **43**, 79-101.

- GrosJean, M., Geyh, M. A., Messerli, B., Schreier, H. & Veit, H. 1998. A late-Holocene (<2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile. *The Holocene* **8** (4), 473-479.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. & Aritzegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* **59**, 70-78.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproductibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* **25**, 101-110.
- Heusser, C. J. 1990. Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the Last Glacial Maximum. *Revista Geológica de Chile* **17** (1), 3-18.
- Heusser, C. J. 2003. Ice age Southern Andes - A chronicle of palaeoecological events. Elsevier, Amsterdam, 230 p.
- Heusser, C. J., Heusser, L. E. & Lowell, T. V. 1999. Paleoecology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler* **81** A(2), 231-284.
- Heusser, C. J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. G. & Denton, G. H. 1996. Full-glacial - late-glacial palaeoclimate of the Southern Andes: evidences from pollen, beetle and glacial records. *Journal of Quaternary Science* **11** (3), 173-184.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B. L., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh, M. & Veit, H. 2002. Early to Mid-Holocene aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: the laguna Acuelo record (34°S). *Quaternary Research* **58**, 160-170.
- Johnson, T. C., Brown, E. T., McManus, J., Barry, S. L., Barker, P. & Gasse, F. 2002. A high-resolution paleoclimate record spanning the past 25,000 years in Southern East Africa. *Science* **296**, 113-114, 131-132.
- Knorr, G. & Lohmann, G. 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* **424**, 532-536.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U. & Wefer, G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* **185**, 369-382.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W. & Stoner, J. 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science* **304**, 1959-1962.
- Lamy, F., Rühlemann, D., Hebbeln, D. & Wefer, G. 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography* **17** (2), 1028, doi:10.1029/2001PA000727.
- Laugenie, C. 1982. La région des lacs, Chili méridional. Thèse de doctorat d'état, Université de Bordeaux III, 822 p.
- Leinen, M. 1977. A normative calculation technique for determining opal in deep-sea sediments. *Geochemica et Cosmochimica acta* **41**, 671-676.
- Lotter, A. F., Birks, H. J. B. & Zolitschka, B. 1995. Late-glacial pollen and diatom changes in response to two different environmental perturbations: volcanic eruption and Younger Dryas cooling. *Journal of Paleolimnology* **14**, 23-47.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schlüter, C., Marchant, D. R. & Denton, G. H. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science* **269**, 1541-1549.
- McCulloh, R. D., Bentley, M. J., Purves, R. S., Hulton, N. R. J., Sugden, D. E. & Clapperton, C. M. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* **15** (4), 409-417.
- Mercer, J. H. 1972. Chilean glacial chronology 20,000 to 11,000 carbon-14 years ago: some global comparisons. *Science* **176**, 1118-1120.
- Miller, A. 1976. The climate of Chile. In: *World survey of Climatology* (Schwerdtfeger, W., ed). Elsevier, Amsterdam, 107-134.

- Moore, D. M. & Reynolds, R. C. J. 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, Oxford, 332 p.
- Moreno, P. I. 1997. Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20200 and 9500 <sup>14</sup>C yr BP. *Journal of Quaternary Science* **12** (6), 485-500.
- Moreno, P. I. 2000. Climate, Fire, and Vegetation between About 13,000 and 9200 <sup>14</sup>C yr B.P. in the Chilean Lake District. *Quaternary Research* **54**, 81-89.
- Moreno, P.I. 2004. Millennial-scale climate variability in northwestern Patagonia over the last 15000 yr. *Journal of Quaternary Science* **19** (1), 35-47.
- Moreno, P. I., Jacobson, G. L. J., Lowell, T. V. & Denton, G. H. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* **409**, 804-808.
- Moreno, P. I. & Leon, A. L. 2003. Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* **18** (8), 1-14.
- Moreno, P. I., Lowell, T. V., Jacobson, G. L. J. & Denton, G. H. 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and last termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler* **81** A(2), 285-311.
- Muñoz, M. 1980. Flora del parque nacional Puyehue. Universitaria, Santiago, 557 p.
- Parada, M. G. 1973. Pluviometria de Chile. Isoyetas de Valdivia-Puerto Montt. CORFO Departamento de Recursos hydraulicos, 73 p.
- Sterken, M., Sabbe, K., Verleyen, E., Bertrand, S., Fagel, N., De Batist, M. & Vyverman, W. this issue. The effect of tephra deposition on diatom productivity and composition in Lake Puyehue, Southern Chile.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G. & van der Plicht, J. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40** (3), 1041-1083.
- van Geel, B., Buurman, J. & Waterbolk, H. T. 1996. Archaeological and paleoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* **11**, 451-460.
- van Geel, B. & Renssen, H. 1998. Abrupt climate change around 2,650 BP in North-West Europe: evidence for climatic teleconnections and a tentative explanation. In: *Water, environment and society in times of climatic change* (Issar, A. & Brown, N., eds). Kluwer, Dordrecht, 21-41.
- van Geel, B., Heusser, C.J., Renssen, H. & Schuurmans, C.J.E., 2000. Climate change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene*, **10**, 659-664.
- Vargas, V.L., Hooghiemstra, H. & Roche, E. this issue. Pollen analyses on Holocene sediments from the Southern Chilean Lake District.
- Zimmerman, A. R. & Canuel, E. A. 2002. Sediment geochemical records of eutrophication in the mesohaline Chesapeake Bay. *Limology and Oceanography* **47** (4), 1084-1093.

## CHAPITRE 5

# L'INTERPRÉTATION PALÉOCLIMATIQUE DES SÉDIMENTS DU LAC PUYEHUE : ESSAI D'INTÉGRATION ET CONCLUSIONS

---

### 5.1. Introduction

Sans prétendre être exhaustif, ce chapitre a pour but de discuter dans un cadre global la nature et la position temporelle des changements climatiques reconstitués à partir des sédiments du lac Puyehue. Après avoir comparé et discuté les données paléoclimatiques obtenues avec d'autres enregistrements régionaux (chapitres 3 et 4), il convient maintenant de replacer ceux-ci dans un contexte global afin de voir de quelle manière ils confirment, infirment, ou permettent d'apporter un choix quant à l'existence, la nature et l'origine des changements climatiques globaux.

Une notion de base fréquemment admise en paléoclimatologie postule que les fluctuations de l'intensité solaire, principalement dues aux variations des paramètres orbitaux de Milankovitch, sont à l'origine de la plupart des changements climatiques globaux (Hays *et al.*, 1976 ; Imbrie & Imbrie, 1980). Les masses continentales étant majoritairement situées dans l'hémisphère Nord, les variations des paramètres orbitaux affectant cette partie du globe sont déterminantes. Les reconstitutions paléoclimatiques provenant de l'Atlantique Nord et des carottes de glace du Groenland confortent cette hypothèse (Bond *et al.*, 1993). Les changements climatiques de l'hémisphère boréal seraient ensuite transmis dans l'hémisphère austral grâce au transport de chaleur par la circulation océanique thermohaline. Cette notion de base permet d'expliquer la distribution globale des changements climatiques. Si cette relation est correcte et unique, les changements climatiques de l'hémisphère Nord doivent précéder ceux de l'hémisphère Sud. Cette théorie provenant en partie du fait que les enregistrements paléoclimatiques de l'hémisphère Nord ont été les premiers documentés, il convient de vérifier les relations temporelles de divers changements climatiques abrupts repérés dans les deux hémisphères.

Lors de ces dernières années, le lien climatique existant entre l'océan, les calottes de glace polaires et l'atmosphère a été confirmé. Cependant, après comparaison temporelle précise des changements climatiques observés dans les deux hémisphères lors de la dernière glaciation, les mécanismes à l'origine de tels changements paléoclimatiques et leur mode de transmission interhémisphérique ont été remis en cause. Globalement, trois possibilités existent pour expliquer les relations interhémisphériques des changements climatiques : les changements climatiques de l'hémisphère Nord précèdent (Bender *et al.*, 1994), succèdent (Sowers & Bender, 1995 ; Charles *et al.*, 1996 ; Blunier *et al.*, 1997) ou sont en phase (Steig *et al.*, 1998 ; Denton *et al.*, 1999 ; Moreno *et al.*, 2001) avec ceux de l'hémisphère Sud.

Un synchronisme des changements climatiques entre les deux hémisphères implique un mécanisme rapide de transmission des masses de chaleur par la circulation atmosphérique. Par contre, un décalage temporel entre les signaux interhémisphériques est synonyme d'un transport de chaleur par la circulation thermohaline puisque celle-ci est caractérisée par un temps de transmission nettement plus long. Selon les études récentes menées sur les carottes de glace et les carottes marines, il apparaît que la plupart des variations observées dans l'hémisphère Sud précèdent celles observées dans l'hémisphère Nord (Sowers & Bender, 1995 ; Charles *et al.*, 1996). Ce décalage temporel est principalement marqué pour les événements climatiques courts (< 2000 ans) (Bender *et al.*, 1994) survenus lors de la dernière déglaciation (Sowers & Bender, 1995) mais également lors de la dernière période glaciaire (Blunier & Brook, 2001) et de l'avant-dernière déglaciation (Petit *et al.*, 1999). Seule une meilleure connaissance de la position temporelle relative des événements climatiques abrupts dans

les carottes de glace, carottes marines et enregistrements continentaux peut permettre de mieux comprendre le(s) mécanisme(s) à l'origine des changements climatiques et leur mode de transmission interhémisphérique.

Les carottes du lac Puyehue contenant un enregistrement paléoclimatique continu des 18 derniers milliers d'années, il est intéressant de comparer et d'intégrer ces résultats aux changements climatiques globaux et d'ainsi apporter une contribution quant au choix entre les différentes hypothèses avancées dans la littérature. De plus, sa position intermédiaire entre l'hémisphère Nord, largement étudié d'un point de vue paléoclimatique, et la calotte de glace antarctique fait de cet enregistrement paléoclimatique un intermédiaire idéal. Pour ce faire, deux événements paléoclimatiques bien documentés et reconnus en divers points du globe sont discutés dans les paragraphes suivants : le Dryas Récent ainsi que son équivalent austral et le Petit Age Glaciaire. Tous deux sont enregistrés dans les sédiments du lac Puyehue et permettent de discuter la dynamique du système climatique.

## 5.2. Dryas Récent, Antarctic cold reversal et événement froid Huelmo/Mascardi

### 5.2.1. Le Dryas Récent

Le Dryas Récent (YD pour Younger Dryas) caractérise un événement froid interrompant brutalement le dernier réchauffement post-glaciaire entre 13.000-11.400 cal. yr. BP (11.000 et 10.000 <sup>14</sup>C. yr. BP). (Peteet, 1995). Initialement décrit en Scandinavie (Jensen, 1938), le refroidissement caractéristique de cette période a ensuite été identifié dans toute l'Europe. Depuis une trentaine d'années environ, alors que certains auteurs le prétendaient limité à l'Europe (Mercer, 1969), l'événement froid caractérisant le Dryas Récent a été reconnu dans les carottes de glace groenlandaises (Dansgaard *et al.*, 1989) et dans d'autres régions de l'hémisphère Nord, particulièrement en Amérique du Nord (Peteet, 1995 - Fig. 5.1). Grâce à l'évolution des datations radiocarbone par AMS, et aux comptages des lamines annuelles dans les carottes de glace, il a pu être daté avec précision entre 12.800 et 11.600 cal. yr. BP (Alley *et al.*, 1993 ; Meese *et al.*, 1997). Cet intervalle est de plus en plus fréquemment utilisé pour définir la chronozone du Dryas Récent. Son apparition et particulièrement sa disparition sont abrupts (Dansgaard *et al.*, 1989 ; Alley *et al.*, 1993). Le réchauffement à 11.600 cal. yr. BP serait d'environ 8°C en 10 ans (Alley, 2000, Committee on abrupt climate change, 2002).

L'origine du refroidissement caractéristique du Dryas Récent est encore très discutée (Renssen *et al.*, 2000). L'hypothèse la plus acceptée est une perturbation de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord résultant de l'arrivée massive d'eau de fonte de la carotte de glace Laurentide en Amérique du Nord (Teller, 1990). Ces eaux de fonte auraient diminué la densité des eaux de surface de l'Atlantique Nord, provoquant ainsi un ralentissement de la formation d'eau profonde nord atlantique (NADW) (Broecker *et al.*, 1985). D'après Renssen (1997), l'ampleur du refroidissement atmosphérique dans l'hémisphère Nord produit par un ralentissement de formation de la NADW durant le Dryas Récent serait en accord avec les reconstructions paléoclimatiques européennes. La diminution de formation de la NADW lors de la chronozone du Dryas Récent semble confirmée par les résultats des traceurs courantologiques mesurés sur les carottes de l'Atlantique Nord (Renssen *et al.*, 2000).

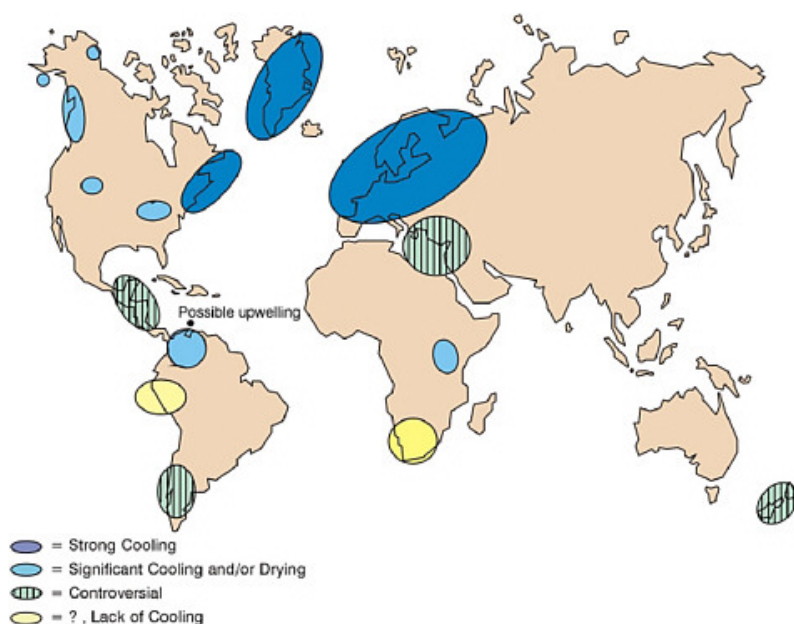
Par ailleurs, Renssen *et al.* (2000) ont émis l'hypothèse qu'une réduction d'activité solaire pourrait avoir participé au refroidissement caractéristique du Dryas Récent. Une diminution de celle-ci a en effet été retracée à partir des concentrations en <sup>14</sup>C et en <sup>10</sup>Be résiduels (Renssen *et al.*, 2000). Selon eux, seule une combinaison d'une réduction de l'activité solaire avec un ralentissement de la circulation thermohaline pourrait expliquer l'amplitude du refroidissement du Dryas Récent.

Cependant, le refroidissement caractéristique du Dryas Récent n'est qu'un événement froid rapide comme il en existe plusieurs au cours de la dernière période glaciaire (Mayewski *et al.*, 1997) et il est difficile d'admettre une cause similaire pour chacun de ceux-ci. De plus, l'hypothèse d'un

ralentissement de la circulation thermohaline n'apporte pas de réponse satisfaisante en ce qui concerne le décalage de phase des variations climatiques interhémisphériques proposé par plusieurs auteurs (p. ex. Sowers & Bender, 1995 ; Charles *et al.*, 1996). Les reconstitutions paléoclimatiques étant moins nombreuses dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord, les nouvelles données obtenues dans le lac Puyehue permettent de contribuer à la recherche du mécanisme responsable du refroidissement du Dryas Récent.

### 5.2.2. Distribution et variations géographiques

La présence d'un refroidissement lors du Dryas Récent en Europe et dans la majeure partie de l'hémisphère Nord n'est plus à démontrer (Peteet, 1995) (Fig. 5.1). Dans l'hémisphère Sud et en région intertropicale, la présence d'un événement froid caractérisant la chronozone du Dryas Récent est par contre toujours très discutée (Heusser, 1993 ; Markgraf, 1993 ; Denton *et al.*, 1999) (Fig. 5.1) et doit être confirmée par des nouvelles données paléoclimatiques.

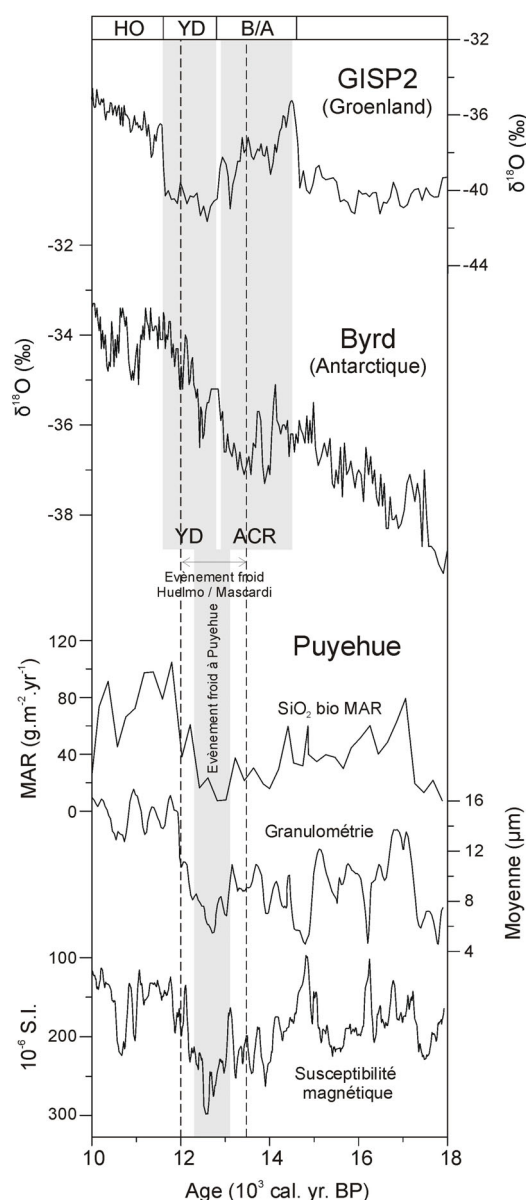


**Figure 5.1** – Preuves de l'existence et variations géographiques du refroidissement caractéristique du Dryas Récent (D'après Peteet, 1995 dans Committee on abrupt climate change, 2002).

En Antarctique, les carottes de glace ont permis de démontrer que le dernier réchauffement post-glaciaire, graduel depuis 19.000 cal. yr. BP, est entrecoupé d'un événement froid nommé *Antarctic cold reversal* (ACR) (Jouzel *et al.*, 1995 ; Blunier *et al.*, 1997) (Fig. 5.2). Des datations précises et surtout des corrélations grâce aux variations des teneurs en CH<sub>4</sub> démontrent que cet événement froid apparaît 1200 ans avant le YD (14.000 – 12.500 cal. yr. BP) (Jouzel *et al.*, 1995 ; Sowers & Bender, 1995, Jouzel *et al.*, 2001). L'ACR est moins intense que le YD et est en phase avec la période chaude du Bølling/Allerød au Groenland (Sowers & Bender, 1995, Fig. 5.2). Les carottes océaniques de l'océan Austral démontrent également qu'un événement froid caractérise le réchauffement postglaciaire de l'hémisphère Sud 1000 ans avant la chronozone du YD (Charles *et al.*, 1996).

Un événement froid interrompant brutalement le réchauffement post-glaciaire semble donc être observé aux deux pôles de la terre. Cependant, il apparaît environ 1200 ans plus tôt en Antarctique que dans l'hémisphère Nord. Comparer des résultats paléoclimatiques situés en position intermédiaire semble donc une solution indispensable en vue de retracer l'origine et la distribution géographique de cet événement ou affirmer qu'il n'existe aucun lien entre l'ACR et le YD. Cette étape d'intégration des changements paléoclimatiques caractérisant l'hémisphère Sud doit permettre d'améliorer le choix des hypothèses sur le mécanisme responsable du refroidissement caractéristique du YD.





**Figure 5.2** – Variations climatiques aux pôles Nord et Sud ainsi qu'à Puyehue (40°S) entre 18 et 10 ka. A. Carotte de glace du Groenland GISP2 (Grootes *et al.*, 1993) ; B. Carotte de glace antarctique Byrd (Blunier & Brook, 2001) ; C, D, E. Lac Puyehue (ce travail, chapitre 4) : taux d'accumulation massique en silice biogénique (C), moyenne granulométrique lissée sur 3 points (D) et susceptibilité magnétique lissée sur 9 points (E). En grisé, les événements froids définis dans les carottes de GISP2 (Dryas Récent : YD), de Byrd (Antarctic Cold Reversal : ACR) et du lac Puyehue. Les traits pointillés délimitent l'évènement Huelmo/Mascardi décrit par Hajdas *et al.* (2003). Les intervalles climatiques indiqués au sommet de la figure correspondent à la chronologie définie dans GISP2 (HO : Holocene ; YD : Dryas Récent ; B/A : Bølling/Allerød) (Blunier & Brook, 2001).

Des résultats paléoclimatiques à haute résolution ont été obtenus en position intertropicale en Amérique du Sud. Les carottes de glace de Sajama (Bolivie) (Thompson *et al.*, 1998) et de Huascarán (Pérou) (Thompson *et al.*, 1995) constituent un enregistrement exceptionnel. Cependant, les modèles d'âge sur lesquels sont basés les résultats obtenus ne sont pas indépendants. Pour la carotte Huascarán, le modèle d'âge lors de la transition glaciaire/Holocène est basé sur la corrélation d'un événement froid repéré dans les carottes de glace avec le Dryas Récent reconnu dans l'hémisphère Nord (GRIP, GISP et une carotte marine prélevée au large du Portugal). Pour la carotte Sajama, le modèle d'âge est basé sur des datations radiocarbone effectuées sur des insectes ainsi que sur des corrélations avec GISP2 pour les zones où le matériel organique est insuffisant. Ces carottes ne peuvent donc pas servir de repère indépendant en vue de dater un événement froid proche de la chronozone du Dryas Récent.

Dans plusieurs pays intertropicaux d'Amérique du Sud (Colombie, Equateur, Pérou), divers enregistrements démontrent l'existence d'une anomalie climatique lors de la dernière déglaciation mais aucune chronologie précise ne permet de discuter la position temporelle de cet événement (Osborne *et al.*, 1995 ; Hansen, 1995). Seule une période froide nommée « stade El Abra » a été décrite en Colombie entre 11.700 et 13.000 cal. yr. BP (van der Hammen & Hooghiemstra, 1995). Elle caractériserait un refroidissement de 4 à 6°C (van der Hammen & Hooghiemstra, 1995).

Le méthane atmosphérique étant principalement émis par les zones humides subtropicales, l'enregistrement du CH<sub>4</sub> dans les carottes de glace groenlandaises et antarctiques constitue un bon indicateur du climat régnant en région intertropicale (Chappellaz *et al.*, 1993). Durant le YD, les teneurs en méthane ont brusquement chuté, indiquant un climat intertropical plus sec et plus froid (Chappellaz *et al.*, 1993).

En Afrique centrale, la chronozone du Dryas Récent semble être caractérisée par des conditions arides (Bonafille *et al.*, 1995).

En Amérique centrale, Leyden (1995) a démontré à partir d'enregistrements lacustres au Guatemala et au Costa Rica qu'un refroidissement de 1,5 à 2,5°C caractérise respectivement les intervalles 14.500 - 12.100 cal. yr. BP et 13.000 - 12.400 cal. yr. BP.

Les températures des eaux subtropicales reconstruites à partir des coraux des Barbades (Caraïbes) (Fairbanks, 1989) montrent des variations synchrones avec celles de la carotte de glace de Vostok et avec celles des eaux de surface de l'océan Austral (Guilderson *et al.*, 1994). Par ailleurs, une carotte prélevée dans le bassin de Cariaco (Caraïbes) a permis de démontrer une augmentation de l'upwelling et/ou une diminution des apports fluviaux durant la chronozone du Dryas Récent (Hughen *et al.*, 2000).

Comme démontré dans le chapitre 4, l'existence d'un épisode froid relatif au Dryas Récent en Amérique du Sud est toujours discutée. Les résultats obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II (chapitre 4) sont en accord avec les résultats de Hajdas *et al.* (2003) provenant du lac Masecardi (Argentine) et du site Huelmo (Chili). Ils démontrent qu'aux environs de 40°S, un événement froid a affecté la Région des Lacs chilienne entre 12.300 et 13.100 cal. yr. BP (ce travail, chapitre 4) ou entre 12.000 et 13.475 cal. yr. BP (Hajdas *et al.*, 2003) (Fig. 5.2). Ce dernier a également affecté l'Argentine (Hajdas *et al.*, 2003). D'un point de vue temporel, même en tenant compte de la gamme d'âges calibrés (~ 700 ans), ces résultats ne correspondent ni à l'ACR ni au YD mais sont intermédiaires entre ceux-ci. Les résultats obtenus sont contradictoires avec les résultats de Bennett *et al.* (2000) démontrant qu'aucune période de refroidissement ne caractérise la dernière déglaciation entre 44 et 47°S et leur permettant de conclure que le YD est un événement régional limité à l'hémisphère Nord. Ils sont également contradictoires avec les résultats de Moreno *et al.* (2001), démontrant une période de refroidissement synchrone entre les deux hémisphères.

En Nouvelle-Zélande, la présence d'un refroidissement caractérisant la chronozone du YD est toujours discutée (McGlone *et al.*, 1997). Récemment, grâce à une étude palynologique, Newnham & Lowe (2000) y ont démontré l'existence d'un événement froid débutant environ 600 ans avant le YD et durant environ 1000 ans.

En Afrique du Sud, il n'existe apparemment aucun changement climatique caractérisant le YD (Scott *et al.*, 1995).

En conclusion, bien que certains enregistrements restent indécis ou imprécis, il semble qu'aucune donnée ne démontre clairement l'absence d'un refroidissement abrupt lors de la dernière déglaciation. Il apparaît clairement qu'il existe un décalage temporel de 1000 à 1500 ans entre le refroidissement du YD dans l'hémisphère Nord, précisément daté dans les carottes de glace groenlandaises, et le refroidissement ACR en Antarctique (Sowers & Bender, 1995 ; Blunier & Brook, 2001). Plusieurs enregistrements intermédiaires en Amérique du Sud (Hajdas *et al.*, 2003), en Amérique Centrale (Leyden, 1995) et en Nouvelle-Zélande (Newnham & Lowe, 2000) démontrent l'existence d'un refroidissement lors de la dernière déglaciation précédant la chronozone du Dryas Récent. Nos nouvelles données concernant le lac Puyehue démontrent que dans la Région des Lacs chilienne, l'événement froid caractérisant la dernière déglaciation est temporellement intermédiaire entre le YD et le ACR (Fig. 5.2), en accord avec les résultats de Hajdas *et al.* (2003). Ces résultats démontrent que la cause de cet événement froid n'est pas à rechercher dans l'hémisphère Nord. Il semblerait que le refroidissement ait pu se propager graduellement depuis l'Antarctique vers l'hémisphère Nord. Si le YD et l'ACR ont une cause commune, son origine est à rechercher dans l'hémisphère Sud.

### 5.2.3. Origine du décalage temporel

Les observations récapitulées ci-dessus démontrent que le refroidissement rapide enregistré dans l'hémisphère Sud lors de la dernière déglaciation ne peut être une réponse directe d'un changement climatique survenu dans l'hémisphère Nord et transmis dans l'hémisphère Sud par la circulation thermohaline. L'évènement du YD n'est pas le seul à être caractérisé par ce décalage temporel. Plusieurs évènements de Dansgaard-Oeschger, initialement décrits au Groenland (Dansgaard *et al.*, 1993) ont leurs équivalents en Antarctique les précédant de 1500-3000 ans (Blunier *et al.*, 1998 ; Blunier & Brook, 2001). Il en est de même lors de l'avant-dernière déglaciation (Petit *et al.*, 1999).

Le décalage de phase entre l'Antarctique et le Groenland a amené Broecker (1998) à introduire le concept du balancier de la circulation thermohaline atlantique dans lequel la formation d'eau profonde polaire alterne entre l'Atlantique Nord et l'océan Austral. Il n'existe en effet que deux endroits au monde où l'eau profonde se forme : dans l'Atlantique Nord et à la périphérie de l'Antarctique. Dans le Pacifique nord, il n'y a pas de formation d'eau profonde puisque la salinité de l'eau est trop faible pour qu'elle puisse atteindre une densité suffisamment élevée (Committee on abrupt climate changes, 2002). L'alternance de ces deux « sources » permettrait d'expliquer l'alternance des évènements climatiques abrupts entre les deux hémisphères.

Rapidement, le modèle du balancier de la circulation thermohaline atlantique est apparu trop simpliste. Knorr & Lohmann (2003) se sont alors penchés sur l'origine du retour à une circulation thermohaline active caractérisant les périodes interglaciaires après les périodes de glaciations caractérisées par une circulation thermohaline ralentie. Grâce à des modélisations, ils sont arrivés à démontrer qu'un réchauffement graduel de l'océan Austral, comme indiqué dans la carotte de Byrd entre 18.000 et 15.000 cal. yr. BP (Fig. 5.2), accompagné par un retrait de la glace de mer *circum* antarctique, implique une reprise de la circulation thermohaline. Celle-ci serait déclenchée par un retrait vers le sud du courant *circum* antarctique, augmentant le transport des masses d'eau vers l'océan Atlantique via la voie froide (océan Pacifique) et chaude (océan Indien). Après un transport de chaleur suffisant vers l'hémisphère Nord, les eaux de surface de l'Atlantique Nord seraient ainsi fortement réchauffées, déclenchant la reprise de formation d'eau profonde en Atlantique Nord. Ce transport de chaleur, caractérisant la période du Bølling/Allerød (14.700 - 12.800 cal. yr. BP) aurait également déclenché la fonte de glace de mer proche du Groenland, celle-ci ralentissant légèrement la formation d'eau profonde. L'ACR représenterait alors la contre partie australe du réchauffement Bølling/Allerød dans l'hémisphère Nord puisqu'il a été démontré qu'une augmentation de la circulation thermohaline refroidit l'Antarctique (Crowley, 1992). Après 2000 ans environ, le transport de chaleur vers l'hémisphère Nord serait suffisant pour déclencher la fonte des calottes de glace laurentide et fennoscandinave, enrichissant les eaux de l'Atlantique Nord en eau douce et ralentissant ainsi la formation d'eau profonde lors du Dryas Récent (Knorr & Lohmann, 2003).

Dans ce cas, l'océan Austral serait un moteur assurant la reprise de la circulation thermohaline après une période glaciaire (Knorr & Lohmann, 2004). Une faible augmentation de température dans l'hémisphère Sud pourrait donc avoir des conséquences importantes sur la circulation thermohaline globale, impliquant le déclenchement de changements climatiques abrupts dans l'hémisphère Nord. Ce même modèle serait d'application pour les évènements de Dansgaard-Oeschger durant plus de 2000 ans ainsi que lors de l'avant-dernière déglaciation. Quant à l'origine du réchauffement de l'océan Austral, celle-ci pourrait être le résultat d'un transfert d'eau de surface tropicale vers l'Antarctique (Koutavas *et al.*, 2002) ou être la réponse à un forçage climatique suivant le cycle de précession de Milankovitch (Kim *et al.*, 1998).

Les théories du balancier de la circulation thermohaline atlantique (Broecker, 1998) et celle du moteur de la circulation océanique dans l'océan Austral (Knorr & Lohmann, 2003) permettent d'expliquer le décalage temporel des évènements climatiques abrupts repérés aux deux pôles de la terre. Il est maintenant nécessaire d'inclure à ce modèle les enregistrements paléoclimatiques situés en position intermédiaire.

Selon Knorr & Lohmann (2003), l'augmentation de la circulation thermohaline lors de l'ACR (c'est-à-dire lors du Bølling/Allerød) a eu un effet sur la diminution des températures en Antarctique, dans l'océan Atlantique tropical ainsi que dans l'océan Atlantique austral. La présence d'un événement froid dans l'hémisphère Sud précédant la chronozone du Dryas récent (Puyehue, Huelmo, Mascardi, Nouvelle-Zélande) laisse supposer qu'un refroidissement des eaux du Pacifique Sud ait également eu lieu. Ceci a récemment été confirmé par un enregistrement marin au large de 40°S démontrant que la température des eaux de surface avait varié de manière synchrone avec les températures enregistrées dans la carotte de glace Byrd en Antarctique (Lamy *et al.*, 2004).

En conclusion, nos résultats confirment le déphasage temporel interhémisphérique de l'évènement froid et relativement abrupt caractérisant la dernière déglaciation. Son origine proviendrait de l'enchaînement des mécanismes suivants : (1) réchauffement graduel de l'Antarctique et de l'océan Austral entre 18.000 et 15.000 cal. yr. BP ; (2) renforcement de la circulation thermohaline durant le Bølling/Allerød (14.700 - 12.800 cal. yr. BP) suivant le modèle de Knorr & Lohmann (2003) ; (3) durant cette période, transport des masses de chaleur depuis l'hémisphère Sud (refroidissement ACR) vers l'hémisphère Nord (réchauffement du Bølling/Allerød) ; (4) vers 12.800 cal. yr. BP, arrivée massive d'eau de fonte dans l'Atlantique Nord diminuant la formation d'eau profonde et ralentissant la circulation thermohaline ; (5) suite à ce ralentissement, refroidissement abrupt de l'hémisphère Nord (YD) et réchauffement de l'hémisphère Sud durant la chronozone du Dryas Récent ; (6) retour à des conditions « normales » après 11.600 cal. yr. BP.

Dans la Région des Lacs chilienne, la position temporelle de l'évènement froid caractérisant la dernière déglaciation est intermédiaire entre le YD et l'ACR. Celle-ci pourrait provenir du mode de transmission relativement lent des masses de chaleur par la circulation thermohaline. De plus, ce décalage temporel est probablement influencé par le temps de réponse des différents traceurs continentaux étudiés. De la même manière, Lamy *et al.* (2004) désignent le temps de réponse de la calotte de glace patagonienne (1000 ans environ) comme responsable de ce décalage temporel entre les variations de températures océaniques et terrestres. Les temps de réponse de la végétation étant généralement plus importants encore permettraient d'expliquer l'absence ou l'âge Dryas Récent du refroidissement enregistré par la végétation au Chili méridional (p. ex. Moreno *et al.*, 2001 ; Bennett *et al.*, 2000).

### 5.3. Le Petit Age Glaciaire

#### 5.3.1. Introduction

Comme pour le Dryas Récent, le Petit Age Glaciaire (LIA pour Little Ice Age) a été initialement décrit en Europe, suite à des études de géomorphologie glaciaire et à une revue des événements historiques. Le LIA caractérise une période de refroidissement débutant approximativement au milieu du 15<sup>ème</sup> siècle et perdurant jusqu'au milieu du 19<sup>ème</sup> siècle. Ce refroidissement est accompagné par une fréquence accrue des tempêtes et par une avancée des glaciers alpins entre 1450 et 1850 AD environ. Il fait suite à l'optimum climatique médiéval, une période chaude datée entre 800 et 1300 AD. Du point de vue des températures, il semble qu'en Europe, le LIA soit caractérisé par un refroidissement modeste de maximum 1°C (Bradley & Jones, 1993). Le retour à des températures plus clémentes au cours du 19<sup>ème</sup> siècle a causé un retrait de glaciers alpins et a ainsi mis fin au LIA.

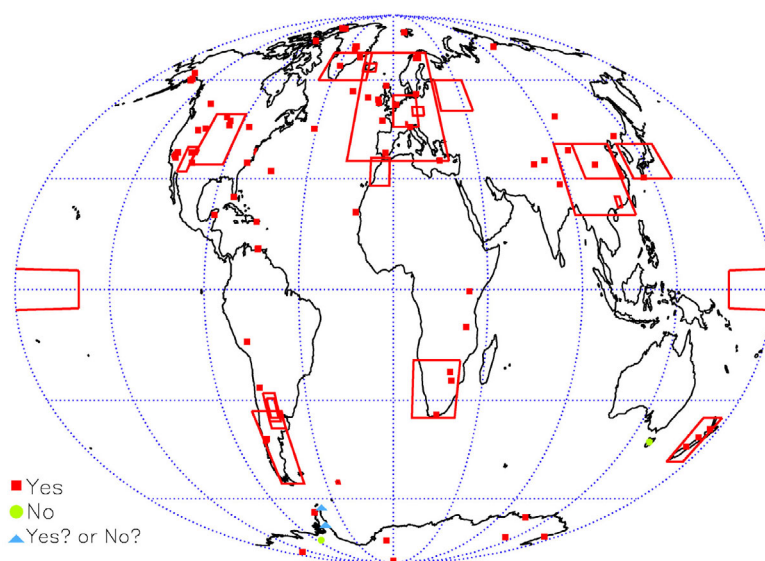
Dès les premières années de sa découverte, le LIA est apparu comme un événement global. Depuis lors, de nombreuses archives paléoclimatiques ont été étudiées et ont été la source d'importantes discussions. Comme la plupart des variations climatiques, le LIA est fortement documenté en Europe et en Amérique du Nord. Actuellement, les études paléoclimatiques caractérisant la chronozone du LIA en différents endroits de la planète permettent de déterminer son extension géographique, son amplitude et de discuter son synchronisme interhémisphérique. Le LIA étant également peu documenté en Amérique du Sud, notre étude sur le lac Puyehue (chapitre 3) apporte des données paléoclimatiques supplémentaires et intéressantes concernant les conditions paléoclimatiques régionales lors du dernier millénaire.

### 5.3.2. Distribution et variations géographiques du LIA

D'après les résultats exposés au chapitre 3, la Région des Lacs chilienne est caractérisée par une augmentation de la pluviosité entre 1500 et 1700 AD, en parfaite corrélation avec une augmentation d'humidité au Pérou (Thompson *et al.*, 1986) et au Chili central (Jenny *et al.*, 2002). Aucun changement de température important n'a été enregistré par les traceurs étudiés dans les sédiments du lac Puyehue. Ces résultats démontrent qu'en Amérique du Sud, le LIA pourrait avoir débuté par une augmentation d'humidité contemporaine de l'arrivée du refroidissement de l'hémisphère Nord. Cette hypothèse est prouvée par le fait qu'en Amérique du Sud, la mise en place de précipitations importantes en 1500 AD est également caractérisée par un refroidissement perdurant jusqu'à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle, et couvrant ainsi l'ensemble de la chronozone du LIA (Thompson *et al.*, 1985, 1986 ; Luckman and Villalba, 2001 ; Valero-Garcés *et al.*, 2003).

D'après l'étude synthétique de Soon & Baliunas (2003), une anomalie climatique correspondant au LIA est observée partout dans le monde (Fig. 5.3). Sur les 125 données paléoclimatiques étudiées, seuls deux enregistrements ne contiennent pas de preuve d'une anomalie climatique lors de la chronozone correspondant au LIA (Soon & Baliunas, 2003). Il s'agit de données dendroclimatologiques réalisées en Tasmanie (Cook *et al.*, 2000) et de données isotopiques mesurées à la station de Siple Dome en Antarctique (Mosley-Thompson, 1995). Ailleurs, il existe toujours une anomalie climatique caractérisant le LIA (Soon & Baliunas, 2003). Sa nature dépend généralement de sa localisation.

La majeure partie de l'hémisphère Sud semble avoir enregistré un événement froid couvrant la chronozone du LIA. En Antarctique, l'étude des isotopes de l'oxygène des carottes de glace prélevées à Law Dome et à Dome C, démontre un refroidissement caractéristique du LIA (Jouzel *et al.*, 1983 ; Morgan *et al.*, 1997). Il semble cependant qu'une partie de l'Antarctique (Taylor Dome et Station Siple) n'ait pas été affectée par ce refroidissement (Mosley-Thompson, 1995). Les carottes marines *circum* antarctique ont également enregistré une baisse de la paléoproduktivité interprétée comme résultant d'un refroidissement entre 1300 et 1900 AD (Domack *et al.*, 2001 ; Khim *et al.*, 2002). Le LIA semble y être caractérisé par de faibles températures mais également par une augmentation de la vitesse des vents (Kreutz *et al.*, 1997). En Nouvelle-Zélande, les isotopes de l'oxygène mesurés dans des stalagmites démontrent une période froide entre 1400 et 1850 AD, avec un minimum des températures entre 1600 et 1700 AD (Wilson *et al.*, 1979). Cette interprétation est confirmée par dendroclimatologie (D'Arrigo *et al.*, 1998). En Afrique du Sud, le LIA est caractérisé par deux périodes froides entre 1300 et 1500 AD et entre 1675 et 1850 AD (Tyson & Lindesay, 1992), avec un refroidissement atteignant 1°C aux environs de 1700 AD (Tyson *et al.*, 2000).



**Figure 5.3** – Distribution géographique d'une anomalie climatique durant le Petit Age Glaciaire (1300-1900 AD) (Soon & Baliunas, 2003).

Dans l'hémisphère Nord, de nombreuses études géomorphologiques, dendroclimatologiques, isotopiques et historiques ont été menées. Les résultats démontrent qu'en Europe, au Groenland et en Islande, le LIA est caractérisé par des hivers froids et des étés humides (Mayewski *et al.*, 2004). D'après ces résultats, il semble qu'une première période froide soit apparue lors des 13<sup>ème</sup> et 14<sup>ème</sup> siècles. Les températures se stabilisent ensuite lors du 15<sup>ème</sup> siècle avant de chuter fortement entre 1500 et 1850 AD. Au cours du LIA, des ré-avancées glaciaires majeures des glaciers alpins au milieu du 17<sup>ème</sup> siècle ont été décrites (Bradley & Jones, 1993). Elles sont contemporaines de la période la plus froide entre 1530 et 1730 AD (Bradley & Jones, 1993). Dahl-Jensen *et al.* (1998) suggèrent une chute des températures groenlandaises durant le LIA de 0,5 à 0,7 °C. Selon Bradley & Jones (1993), cette différence de température atteint 1°C. Au Groenland, l'apparition du LIA correspond également à l'abandon des terres par les colonies vikings (Dansgaard *et al.*, 1975).

Aux faibles latitudes, un changement climatique marqué est également enregistré lors du LIA. En Afrique, la nature du LIA est discutée : période aride entre 1570 et 1850 AD dans le lac Malawi (Johnson *et al.*, 2001), période humide entre 1270 et 1850 AD au Kenya (Verschuren *et al.*, 2000). En Amérique Centrale, le bassin de Cariaco est devenu plus sec lors de la chronozone correspondant au LIA (Haug *et al.*, 2001). Entre 1300 et 1850 AD, les eaux de surface de l'Atlantique subtropical étaient également 3 à 4°C plus froides qu'actuellement (DeMenocal *et al.*, 2000).

D'après ces données, il ressort que, durant la chronozone correspondant au LIA, les pôles Nord et Sud ont connu un climat froid accompagné de vents importants (Mayewski *et al.*, 2004). Cependant, l'aridité intertropicale qui prévaut généralement lors de ce type de refroidissement polaire est moins marquée lors du LIA (Mayewski *et al.*, 2004). Les variations climatiques caractérisant le LIA semblent donc plus complexe qu'un simple modèle « pôles froids - tropiques secs », fréquemment admis pour le même type de variations climatiques lors du Pléistocène et du début de l'Holocène (Mayewski *et al.*, 2004). Une caractéristique commune à l'ensemble de la planète au cours du LIA semble être la chute des températures entre 1400 et 1850 AD environ. Cette anomalie climatique semble être présente sur l'ensemble de la planète de manière synchrone (Soon & Baliunas, 2003). La datation de cet événement en Amérique du Sud est en parfait accord avec les dates obtenues pour l'hémisphère Nord. Une cause globale doit donc être à son origine.

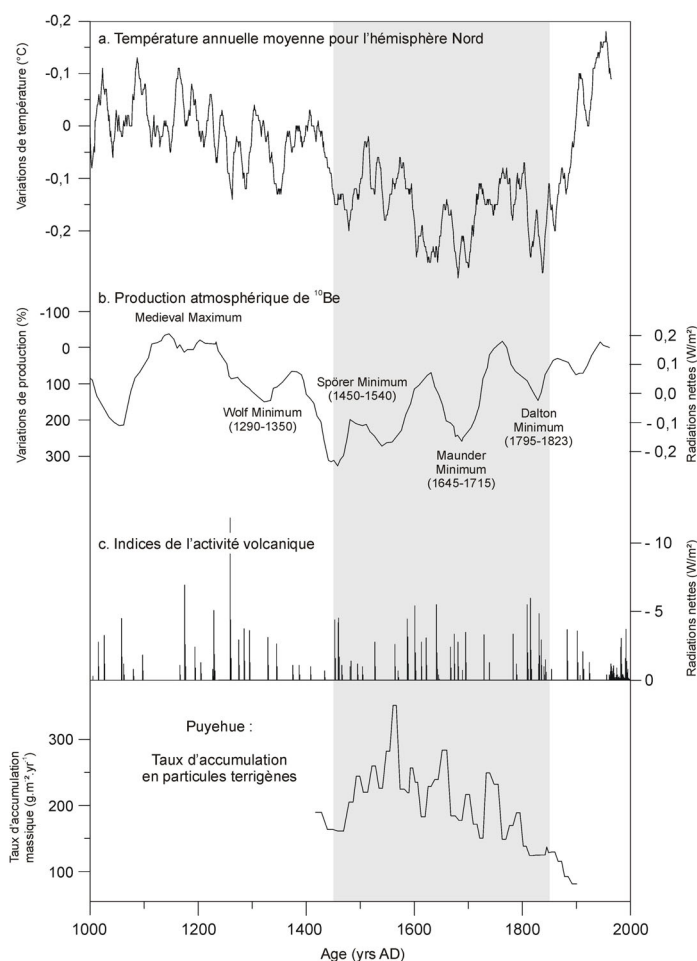
### 5.3.3. Origine du LIA

Deux causes pouvant être à l'origine du Petit Age Glaciaire ont été proposées (Mann *et al.*, 1998) : une diminution de l'activité solaire (Tyson *et al.*, 2000) et une augmentation de l'activité volcanique (Briffa *et al.*, 1998). En plus de ces deux variabilités externes au système océan-atmosphère, une modification de la circulation océanique thermohaline doit également être considérée (Broecker *et al.*, 1999).

La production de nuclides cosmogéniques comme le <sup>10</sup>Be et le <sup>14</sup>C étant fonction de l'activité solaire, les taux de production de ces éléments peuvent être utilisés afin de retracer l'activité solaire lors du dernier millénaire (Bard *et al.*, 2000 – Fig. 5.4). Les calculs des taux de production de ces deux isotopes montrant des allures synchrones pour le dernier millénaire, celles-ci peuvent être directement traduites en termes de variations de l'activité solaire (Bard *et al.*, 1997, 2000). Pour le dernier millénaire, cette reconstruction démontre plusieurs périodes de faible production de <sup>10</sup>Be et <sup>14</sup>C (Fig. 5.4) centrées à 1060, 1320 (Wolf), 1500 (Spörer), 1690 (Maunder) et 1820 (Dalton). Aucune variation dans la production d'eau profonde en Atlantique Nord n'expliquant ces variations de production de <sup>10</sup>Be et <sup>14</sup>C, seule une variation de l'activité solaire en est la cause (Mayewski *et al.*, 2004). Dans la période correspondant au Petit Age Glaciaire, l'activité solaire était minimale à son début (Spörer) et lors de son apogée, correspondant au minimum de Maunder (1645-1715). Selon Bard *et al.* (2000), l'amplitude de ces variations peut être responsable d'un refroidissement global de 0,5 à 1°C.

Durant le Petit Age glaciaire, l'activité volcanique globale semble accrue (Briffa *et al.*, 1998). Or, il est connu que les cendres volcaniques atteignant l'atmosphère se répandent autour de la planète et absorbent une partie des radiations solaires, ce qui provoque un refroidissement global durant un maximum de deux ans. Par exemple, l'année suivant l'éruption du volcan Tambora en Indonésie (1815) a été particulièrement froide et est connue comme « l'année sans été ». En Europe, les mois de

juin et juillet 1816 ont été caractérisés par des chutes de neige et des périodes de gel. La figure 5.4 présente un indice de l'activité volcanique globale retracée à partir de traceurs dans les carottes de glace polaires (Crowley, 2000).



**Figure 5.4** – Variations de température dans l'hémisphère Nord lors du dernier millénaire et causes probables. Comparaison avec les résultats obtenus à Puyehue. a. Variations de température (en °C) dans l'hémisphère Nord basée sur une compilation de nombreux traceurs (Crowley & Lowery, 2000) ; b. Radiations solaires basées sur les taux de production atmosphérique de  $^{10}\text{Be}$  (Bard *et al.*, 2000) ; c. Activité volcanique globale retracée à partir de la conductivité électrique et des concentrations en sulfate dans des carottes de glace du Groenland et d'Antarctique (Crowley, 2000) ; d. Taux d'accumulation massique en particules terrigènes à Puyehue entre 1420 et 1900 AD (ce travail, chapitre 3). Les taux d'accumulation relatifs à la période 1900-2000 AD étant probablement influencés par l'action anthropique et/ou sismique (cf chapitre 3), ils ne sont pas représentés. La zone grisée correspond à la chronozone du Petit Âge Glaciaire (1450-1850 AD).

Une récente modélisation des facteurs influençant le climat lors du dernier millénaire démontre que le refroidissement caractérisant le LIA proviendrait d'une combinaison de ces facteurs, avec une contribution du volcanisme entre 41 et 49 % pour la période 1400-1850 AD (Crowley, 2000). Les variations de l'activité solaire n'expliqueraient qu'environ 20 % de la variabilité climatique et seraient responsables d'un refroidissement de 0,2 °C environ. Les 30 % restants restent inexpliqués mais ne proviennent pas d'une modification de la circulation océanique thermohaline. Si une telle modification a eu lieu, elle n'a joué qu'un rôle secondaire (Crowley, 2000).

Ces deux événements perturbateurs du climat mondial n'étant pas liés à des paramètres orbitaux terrestres, aucun déphasage temporel ni aucune différence d'intensité entre les deux hémisphères ne sont attendus. La cause de la distribution globale de cet événement n'impliquant pas de variations dans la circulation océanique, le LIA est synchrone entre les deux hémisphères. Ce refroidissement aurait été transmis globalement par la circulation atmosphérique, beaucoup plus rapide (~ 1 an) que la circulation océanique.



#### 5.3.4. Conclusion concernant le LIA au Chili méridional

Nos données pour la Région des Lacs chilienne démontrent une pluviosité accrue entre 1500 et 1700 AD, plus marquée que les changements de température. L'augmentation de la pluviosité dans la Région des Lacs chilienne contemporaine du début du LIA, est probablement à mettre en relation avec la nature océanique du climat régional (faibles variations de température, humidité élevée). En effet, cette humidité est générée par les vents d'ouest, dont la position latitudinale est fonction de la position des zones de haute et de basse pressions qui l'encadrent ainsi que des variations de température des eaux du Pacifique (cf chapitre 1). Une faible baisse des températures atmosphériques et océaniques pourrait donc engendrer un déplacement vers l'équateur des vents d'ouest méridionaux apportant ainsi plus de précipitations à la Région des Lacs. Ce phénomène pourrait expliquer qu'un changement régional de la quantité de précipitations soit beaucoup plus marquant qu'une faible chute des températures, expliquant ainsi les résultats présentés au chapitre 3.

#### 5.4. Conclusions de la première partie

Les chapitres précédents ont démontré que les sédiments du lac Puyehue sont relativement fins (20  $\mu\text{m}$ ), riches en diatomées et peu perturbés par des événements instantanés. Ils sont principalement formés par deux composants d'origine distincte : les particules terrigènes allochtones et les particules biogènes autochtones. Ces sédiments contiennent un enregistrement continu des conditions paléoclimatiques régionales. Pour les 600 dernières années (chapitre 3) les variations de précipitations plutôt que de températures semblent influencer la sédimentation du lac. Les résultats obtenus démontrent que la Région des Lacs chilienne est caractérisée, entre 1490 et 1700 AD, par une augmentation de la pluviosité. Cette période est contemporaine de la mise en place du Petit Age Glaciaire en divers endroits du monde. Cette augmentation de pluviosité est probablement à mettre en relation avec une diminution de la température des eaux de surface du Pacifique, induisant une migration des vents d'ouest méridionaux vers l'équateur. Ces résultats supportent l'idée que le Petit Age Glaciaire est un événement global, synchrone dans les deux hémisphères. L'origine de celui-ci serait une combinaison d'une augmentation de l'activité volcanique globale et d'une diminution de l'activité solaire.

Dans le chapitre 4, les traceurs sélectionnés dans le chapitre 3 (granulométrie, géochimie, perte-au-feu, susceptibilité magnétique) ont été appliqués à la séquence sédimentaire longue prélevée au site PU-II. Le modèle d'âge réalisé à partir de datations radiocarbone permet de démontrer que cette séquence de 11,20 m de longueur couvre les 18 derniers milliers d'années. Par une étude multi-paramètres, il a été possible de démontrer que la composition sédimentaire agissait comme un système à 2 pôles. Le premier pôle est constitué par les particules biogéniques (silice biogénique et matière organique) expliquant la majeure partie du signal « granulométrie ». Le second pôle est constitué par les particules terrigènes, déterminant le signal de susceptibilité magnétique. Les variations de ces paramètres au cours du temps démontrent que, depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM), le climat de la Région des Lacs chilienne est caractérisé par un refroidissement graduel entre la fin du LGM (17.300 cal. yr. BP) et le début de l'Holocène (~12.000 cal. yr. BP), suivi d'un optimum climatique entre 11.800 et 7800 cal. yr. BP et finalement un climat relativement tempéré entre 7800 cal. yr. BP et le dernier millénaire. Cette tendance générale est entrecoupée par trois changements climatiques abrupts : (1) un réchauffement rapide à la fin de la dernière glaciation, (2) un événement froid entre 13.100 et 12.300 cal. yr. BP, représentant l'équivalent austral du Dryas Récent et (3) une instabilité climatique marquant la période 3400-2900 cal. yr. BP probablement due à une diminution de l'activité solaire. Ces résultats confirment le déphasage temporel interhémisphérique de l'événement froid et relativement abrupt caractérisant la dernière déglaciation. Son origine est probablement due à une augmentation de la circulation thermohaline durant le Bølling/Allerød (14.700 - 12.800 cal. yr. BP), engendrée par un réchauffement graduel de l'océan Austral depuis 18.000 cal. yr. BP. Celle-ci provoquerait un transport des masses de chaleur depuis l'hémisphère Sud (refroidissement ACR) vers l'hémisphère Nord (réchauffement du Bølling/Allerød). En Amérique du Sud, l'âge intermédiaire de cet événement entre le YD et l'ACR est à mettre en relation avec le mode de transport de chaleur relativement lent par la circulation océanique et avec le temps de réponse des traceurs continentaux.



## 5.5. Perspectives de recherche

Les résultats paléoclimatiques obtenus grâce aux sédiments du lac Puyehue permettent d'améliorer la compréhension des variations climatiques globales. L'importance de telles données mérite que ces enregistrements soient parfaitement datés afin de pouvoir être intégrés aux modèles paléoclimatiques futurs. De plus, augmenter le nombre de datations permettrait de mieux contraindre le modèle d'âge et d'ainsi améliorer les calculs de taux d'accumulation massique des différents composants sédimentaires. Il convient également de s'assurer de l'absence de toute contamination des échantillons par développement de bactéries, etc. Un modèle d'âge basé sur des comptages de varves sur l'ensemble de la carotte constituerait un cas idéal. Cependant, la nature des varves holocènes (non glaciaires) ne permet généralement pas d'atteindre une telle précision. Il convient également d'améliorer les connaissances actuelles des temps de réponse des différents traceurs. Certaines conclusions trop hâtives en dépendent peut-être.

En ce qui concerne le lac Puyehue, les variations d'apports détritiques et de production de sédiments biogéniques se sont révélées être des traceurs paléoclimatiques valides. Afin de confirmer les interprétations de paléoproduktivité lacustres depuis le LGM (chapitre 4), la mesure des isotopes du carbone dans la matière organique des sédiments de la carotte longue PU-II est envisagée en collaboration avec le Département d'Océanologie de l'ULg. La mesure du rapport C/N sur ces mêmes échantillons ainsi que sur des échantillons de plancton actuel et de végétaux du bassin versant permettra de mieux distinguer les sources de matière organique lacustre et de quantifier leur évolution au cours du temps.

Les teneurs en silice biogénique calculées à partir des données géochimiques par fluorescence X permettent également d'approcher la production planctonique du lac (cf chapitres 3 et 4). La mesure de celle-ci avec une plus haute résolution serait un pas à franchir pour une future étude des sédiments lacustres. Pour ce faire, l'évolution des techniques de fluorescence X permet actuellement d'obtenir ces données sur banc de mesure continu à haute résolution (2 mm).

L'ensemble de ces paramètres offre une compréhension relativement rapide des fluctuations paléoclimatiques. Cependant, aucun de ces traceurs ne permet de quantifier les variations de température ou de pluviosité. Les sédiments du lac étant riches en silice biogénique, il serait intéressant de mesurer les isotopes de l'oxygène sur ce composant en vue de quantifier les variations de température de l'eau du lac, directement dépendante des températures atmosphériques. Cette méthode est cependant compliquée par la nécessité d'extraire la silice biogénique quasiment pure du sédiment ainsi que par l'étape d'échange isotopique, beaucoup plus compliquée à partir de silice biogénique qu'à partir de carbonates (Morley *et al.*, 2004). Cependant, depuis l'application de cette méthode à la silice biogénique lacustre en 1998 (Shemesh & Peteet, 1998), de nombreux résultats prometteurs ont été obtenus (p. ex. Barker *et al.*, 2001).

Finalement, Lamy *et al.* (2004) ayant démontré le synchronisme des variations de température de l'océan Pacifique au large du Chili méridional avec celles de la calotte de glace de l'Antarctique, il serait intéressant d'analyser de manière détaillée des enregistrements continus et couvrant la dernière déglaciation prélevés dans les fjords patagoniens. La composition des sédiments présents dans ces fjords est en effet influencée par la température des eaux de surface du Pacifique Sud mais également par les apports de sédiments depuis le continent. Cette caractéristique fait de ces sédiments une archive idéale en vue de mieux cerner les relations océan-continent et les déphasages des différents traceurs.

## Références bibliographiques

---

- Alley, R. B. 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* **19** (1-5), 213-226.

- Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, A. J., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A. & Zielinski, G. A. 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* **362**, 527-529.
- Barker P. A., Street-Perrott F. A., Leng M. J., Greenwood P.B., Swain D.L., Perrott R.A., Telford R.J., & Ficken K.J., 2001. A 14,000-year oxygen isotope record from diatom silica in two alpine lakes on Mt. Kenya. *Science*, **292**, 2307-2310.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. & Jouzel, J. 1997. Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millenium: comparison between <sup>14</sup>C and <sup>10</sup>Be records. *Earth and Planetary Science Letters* **150**, 453-462.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. & Jouzel, J. 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* **52B**, 985-992.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.-L., Orchardo, J., Grootes, P., Mayewski, P. A. & Meese, D. A. 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* **372**, 663-666.
- Bennett, K. D., Haberle, S. G. & Lumley, S. H. 2000. The Last Glacial-Holocene Transition in Southern Chile. *Science* **290**, 325-328.
- Blunier, T. & Brook, E. J. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* **291**, 109-112.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. & Johnsen, S. J. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* **394**, 739-743.
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D. & Barnola, J.-M. 1997. Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO<sub>2</sub> increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical research letters* **24** (21), 2683-2686.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* **365**, 143-147.
- Bonnefille, R., Riollet, G., Buchet, G., Icole, M., Lafont, R., Arnold, M. & Jolly, D. 1995. Glacial-interglacial record from intertropical Africa, high resolution pollen and carbon data at Rusaka, Burundi. *Quaternary Science Reviews* **14** (9), 917-936.
- Bradley, R. S. & Jones, P. D. 1993. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warmings trends. *The Holocene* **3**, 367-376.
- Briffa, K. R., Schweingruber, F. H., Jones, P. D., Osborn, T. J., Shyiatov, S. G. & Vaganov, E. A. 1998. Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature* **391**, 678-682.
- Broecker, W. 1998. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* **13**, 119-121.
- Broecker, W., Peteet, D. & Rind, B. 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature* **315**, 21-26.
- Broecker, W., Sutherland, S. & Peng, T.-H. 1999. A Possible 20th-Century Slowdown of Southern Ocean Deep Water Formation. *Science* **286**, 1132-1135.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Schwander, J. & Stauffer, B. 1993. Synchronous changes in atmospheric CH<sub>4</sub> and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature* **366**, 443-445.
- Charles, C. D., Lynch-Stieglitz, J., Ninnemann, U. S. & Fairbanks, R. G. 1996. Climate connections between the hemispheres revealed by deep sea sediment core/ice core correlations. *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 19-27.
- Committee on abrupt climate change 2002. *Abrupt climate change: inevitable surprises*. National Academy Press, Washington, D.C., 244 p.
- Cook, E. R., Buckley, B. M., D'arrigo, R. D. & Peterson, M. J. 2000. Warm-season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. *Climate dynamics* **16**, 79-91.
- Crowley, T. J. 1992. North Atlantic deep water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* **7**, 489-497.

- Crowley, T. J. 2000. Causes of climate changes over the past 1000 years. *Science* **289**, 270-277.
- Crowley, T. J. & Lowery, T. S. 2000. How warm was the medieval warm period? *Ambio* **29** (1), 51-54.
- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Glow, G. D., Johnsen, S. J., Hansen, A. W. & Balling, N. 1998. Past temperature directly from the Greenland ice sheet. *Science* **282**, 268-271.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Reeh, N., Gundestrup, N., Clausen, H. B. & Hammer, C. U. 1975. Climate changes, Norseman and modern man. *Nature* **255**, 24-28.
- Dansgaard, W., White, J. W. C. & Johnsen, S. J. 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* **339**, 532-534.
- D'Arrigo, R. D., Cook, E. R., Salinger, J., Palmer, J., Buckley, B. M., Krusic, P. J. & Villalba, R. 1998. Tree-ring records from New Zealand: long-term context for recent warming trend. *Climate dynamics* **14**, 191-199.
- DeMenocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T. P. & Sarnthein, M. 2000. Coherent high- and low- latitude climate variability during the late Holocene. *Science* **288**, 2198-2202.
- Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Schlüter, C. & Marchant, D. R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern lake district, seno reloncaví, and isla grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler* **81 A** (2), 167-212.
- Domack, E. W., Leventer, A., Dunbar, R., Taylor, F., Brackfeld, S., Sjunneskog, C. & team, O. L. 2001. Chronology of the Palmer deep site, Antarctic peninsula: a holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic. *The Holocene* **11**, 1-9.
- Fairbanks, R. G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* **342**, 637-642.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. & Jouzel, J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Guilderson, T. P., Fairbanks, R. G. & Rubenstone, J. L. 1994. Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science* **263**, 663-665.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. & Aritzegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* **59**, 70-78.
- Hansen, B. C. S. 1995. A review of lateglacial pollen records from Ecuador and Peru with reference to the Younger Dryas event. *Quaternary Science Reviews* **14**, 853-865.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Röhlk, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* **293**, 1304-1308.
- Hays, J. D., Imbrie, J. & Shackleton, N. J. 1976. Variations in the Earth orbit : pacemaker of the ice ages. *Science* **194**, 1121-1132.
- Heusser, C. J. 1993. Late-glacial of Southern South America. *Quaternary Science Reviews* **12**, 345-350.
- Hughen, K. A., Southon, J. R., Lehman, S. J. & Overpeck, J. T. 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* **290**, 1951-1954.
- Imbrie, J. & Imbrie, J. Z. 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science* **207**, 943-953.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B. L., Urrutia, R., Kelts, K., Veit, H., Appleby, P. G. & Geyh, M. 2002. Moisture changes and fluctuations of the Westerlies in Mediterranean Central Chile during the last 2000 years: The Laguna Aculeo record (33°50'S). *Quaternary International* **87**, 3-18.
- Jensen, K. 1938. Some west baltic pollen diagrams. *Quartar* **1**, 124-139.
- Johnson, T. C., Barry, S. L., Chan, Y. & Wilkinson, P. 2001. Decadal record of climate variability spanning the past 700 yr in the Southern Tropics of East Africa. *Geology* **29** (1), 83-86.
- Jouzel, J., Masson, V., Cattani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Johnsen, S. J., Steffensen, J. P., Petit, J. R., Schwander, J. & Souchez, R. 2001. A new 27 kyr high resolution East Antarctic climate record. *Geophysical research letters* **28**, 3199-3203.

- Jouzel, J., Merlivat, L., Petit, J. R. & Lorius, C. 1983. Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow. *Journal of Geophysical Research* **88**, 2693-2703.
- Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J. R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Melières, M.-A., Burckle, L., Barkov, N. & Kotlyakov, V. 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate dynamics* **11** (3), 151-161.
- Khim, B.-K., Yoon, H. I., Kang, C. Y. & Bahk, J. J. 2002. Unstable climate oscillations during the Late Holocene in the Eastern Bransfield Basin, Antarctic Peninsula. *Quaternary Research* **58**, 234-245.
- Kim, S. J., Crowley, T. J. & Stössel, A. 1998. Local orbital forcing of Antarctic climate change during the last interglacial. *Science* **280**, 728-730.
- Knorr, G. & Lohmann, G. 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* **424**, 532-536.
- Knorr, G. & Lohmann, G. 2004. The Southern Ocean as the flywheel of the oceanic conveyor belt circulation. *Pages Newsletter* **12** (1), 11-13.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto Jr., T. M. & Sachs, J. P. 2002. El Niño-like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* **297**, 226-230.
- Kreutz, K. J., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S., Whitlow, S. I. & II, P. 1997. Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science* **277**, 1294-1296.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W. & Stoner, J. 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science* **304**, 1959-1962.
- Leyden, B. W. 1995. Evidence of the Younger Dryas in central America. *Quaternary Science Reviews* **14**, 833-839.
- Luckman, B. H. & Villalba, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium. In: *Interhemispheric climate linkages* (Markgraf, V., ed). Academic Press, San Diego, 119-140.
- Mann, M. E., Bradley, R. S. & Hughes, M. K. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* **392**, 779-787.
- Markgraf, V. 1993. Younger Dryas in the southern South America - an update. *Quaternary Science Reviews* **12** (5), 351-355.
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W. B. & Prentice, M. 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* **102**, 26345-26366.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. & Steig, E. J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* **62** (3), 243-255.
- McGlone, M. S., Moar, N. T., Wardle, P. & Meurk, C. D. 1997. Late-glacial and Holocene vegetation and environment of Campbell Island, far southern New Zealand. *The Holocene* **7** (1), 1-12.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Alley, R. B., Zielinski, G. A., Grootes, P. M., Ram, M., Taylor, K. C., Mayewski, P. A. & Boltzan, J. F. 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: methods and results. *Journal of Geophysical Research* **102**, 411-423.
- Mercer, J. H. 1969. The Allerød oscillation: a European climate anomaly? *Arctic Alpine Research* **1**, 227-234.
- Moreno, P. I., Jacobson, G. L. J., Lowell, T. V. & Denton, G. H. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* **409**, 804-808.
- Morgan, V. I., Wookey, C. W., Li, J., van Ommen, T. D., Skinner, W. & Fitzpatrick, M. F. 1997. Site information and initial results from deep ice drilling on Law Dome, Antarctica. *Journal of glaciology* **43**, 3-10.
- Morley, D.W., Leng, M.J., Mackay, A.W., Sloane, H.J., Rioual, P. & Battarbee, R.W. 2004. Cleaning of lake sediment samples for diatom oxygen isotope analysis. *Journal of Paleolimnology* **31**, 948-959.
- Mosley-Thompson, E. 1995. Paleoenvironmental conditions in Antarctica since A.D. 1500: ice core evidence. In: *Climate since A.D. 1500* (Bradley, R. S. & Jones, P. D., eds). Routledge, New York, 572-591.

- Newnham, R. M. & Lowe, D. J. 2000. Fine-resolution pollen record of late-glacial climate reversal from New Zealand. *Geology* **28**, 759-762.
- Osborne, G., Clapperton, C., Davis, P. T., Reasoner, M., Rodbell, D. T., Seltzer, G. O. & Zielinski, G. 1995. Potential glacial evidence for the Younger Dryas event in the cordillera of North and South America. *Quaternary Science Reviews* **14** (9), 823-832.
- Peteet, D. 1995. Global Younger Dryas? *Quaternary International* **28**, 93-104.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- Renssen, H. 1997. The global response to Younger Dryas boundary conditions in a AGCM simulation. *Climate dynamics* **13**, 587-599.
- Renssen, H., van Geel, B., van der Plicht, J. & Magny, M. 2000. Reduced solar activity as a trigger for the start of the Younger Dryas? *Quaternary International* **68-71**, 373-383.
- Scott, L., Steenhamp, M. & Beaumont, P. B. 1995. Paleoenvironmental conditions in South Africa at the Pleistocene-Holocene transition. *Quaternary Science Reviews* **14**, 937-948.
- Shemesh, A. & Peteet, D. 1998. Oxygen isotopes in fresh water biogenic opal – Northeastern US Alleröd-Younger Dryas temperature shift. *Geophysical research letters* **25** (11), 1935-1938.
- Soon, W. & Baliunas, S. 2003. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate research* **23**, 89-110.
- Sowers, T. & Bender, M. 1995. Climate records covering the last deglaciation. *Science* **269**, 210-214.
- Steig, E. J., Brook, E. J., White, J. W. C., Sucher, C. M., Bender, M. L., Lehman, S. J., Morse, D. L., Waddington, E. D. & Clow, G. D. 1998. Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* **282**, 92-95.
- Teller, J. T. 1990. Meltwater and precipitation runoff to the North Atlantic, Arctic, and Gulf of Mexico from the Laurentide ice sheet and adjacent regions during the Younger Dryas. *Paleoceanography* **5**, 897-905.
- Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zorodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhalevko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J. & Francou, B. 1998. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* **282**, 858-864.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F. & Koci, B. R. 1985. A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* **229**, 971-973.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W. & Grootes, P. M. 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* **234**, 361-364.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P.-N., Henderson, K. A., Cole-Dai, J., Bolzan, J. F. & Liu, K.-B. 1995. Late Glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* **269**, 46-50.
- Tyson, P. D., Karlén, W., Holmgren, K. & Heiss, G. A. 2000. The little ice age and medieval warming in South Africa. *South African Journal of science* **96**, 121-126.
- Tyson, P. D. & Lindesay, J. A. 1992. The climate of the last 2000 years in southern Africa. *The Holocene* **2**, 271-278.
- Valero-Garcés, B. L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwalb, A. & Ratto, N. 2003. Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°S-26°S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **194**, 319-338.
- van der Hammen, T. & Hooghiemstra, H. 1995. The El Abra stadial, a Younger Dryas equivalent in Colombia. *Quaternary Science Reviews* **14**(9), 841-851.
- Verschuren, D., Laird, K. R. & Cumming, B. F. 2000. Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature* **403**, 410-414.
- Wilson, A. T., Hendy, C. H. & Reynolds, C. P. 1979. Short-term climate change and New Zealand temperatures during the last millennium. *Nature* **279**, 315-317.

## 2<sup>ème</sup> PARTIE

# RECONSTITUTION DES ÉVÈNEMENTS SISMO-TECTONIQUES HOLOCÈNES AU CHILI MÉRIDIONAL (38 °S) : LES SÉDIMENTS DU LAC ICALMA

## CHAPITRE 6

### LE LAC ICALMA ET SON REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE

#### 6.1. Contexte géologique, limnologique et climatique du lac Icalma

##### 6.1.1. Nature et caractéristiques du bassin versant du lac Icalma

Le lac Icalma (38°47'S, 71°17'W) diffère des lacs araucaniens par sa position géographique. Au lieu d'être situé au pied de la cordillère des Andes, celui-ci occupe une position d'altitude dans la cordillère (1140 m). Il appartient à la catégorie des lacs de haute-montagne (Parra *et al.*, 1993).

Dans la région du lac Icalma, la Cordillère des Andes est divisée d'Ouest en Est en trois structures géomorphologiques distinctes (Suárez & Empanan, 1997) (Fig. 6.1) :

- la cordillère principale dans laquelle se situent de nombreux volcans actifs (Lonquimay, Llaima, Sollipuli, ...). Son altitude varie entre 1500 et 3100 m ;
- la plaine de la vallée du Rio BioBio. Celle-ci s'étend en direction Nord-Sud et forme un bassin intra-andin sur environ 50 km de longueur ;
- la précordillère orientale qui présente un relief en mesa, d'altitude variant entre 1500 et 2300 m. Elle forme la frontière avec l'Argentine.

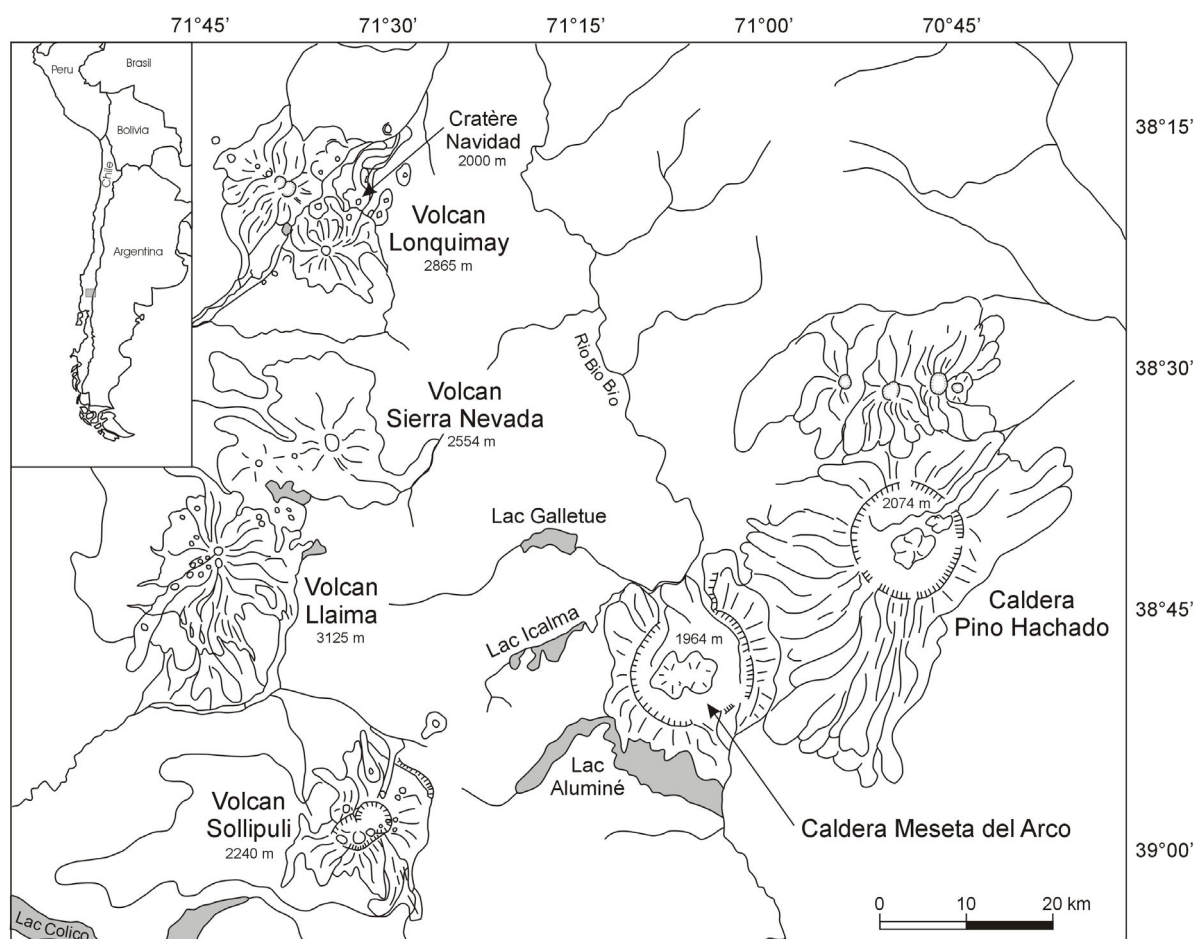


Figure 6.1 – Contexte volcanique des alentours du lac Icalma (D'après González-Ferrán, 1994).

Le lac Icalma, situé dans le bassin intra-andin, est entouré par plusieurs volcans, principalement situés dans la cordillère principale. La majeure partie de ceux-ci a connu une activité historique intense. Du Nord au Sud, il s'agit de (Fig. 6.1) :

- (1) Le volcan Lonquimay. Ce complexe volcanique formé principalement durant l'Holocène a émis des roches de composition variable, de plus en plus acide au cours du temps (basalte à dacite) (González-Ferrán, 1994). Sa dernière éruption historique date du 25 décembre 1988. En 9 mois, elle a donné naissance au cratère Navidad et a émis près d'un km<sup>3</sup> de laves et téphras de composition andésitique (González-Ferrán *et al.*, 1989) ;
- (2) Le volcan Llaima. Ce stratovolcan quaternaire caractérisé par une activité principalement effusive, a émis des laves et des pyroclastes de composition basaltique à andésitique (Naranjo & Moreno, 1991). Plusieurs éruptions tardiglaciaires et holocènes y ont été recensées et son activité historique est intense (Naranjo & Moreno, 1991). Il est bordé au Nord-Est par le volcan Sierra Nevada, un stratovolcan quaternaire inactif à structure de caldeira, constitué de laves et de dépôts pyroclastiques dont la composition varie de basalte à andésite ;
- (3) Le volcan Sollipuli. Il est caractérisé par une double caldeira pléistocène à son sommet et formé par des roches de composition basaltique à dacitique (Naranjo *et al.*, 1993). L'éruption la plus importante de ce volcan en 2900 <sup>14</sup>C yr. BP a émis 7,5 km<sup>3</sup> de ponces dacitiques (Naranjo *et al.*, 1993). Sa dernière éruption daterait de la fin du 13<sup>ème</sup> siècle (González-Ferrán, 1994). De plus, le lac Icalma est proche de la cordillère occidentale, caractérisée par deux caldeiras d'âge Plio-Pléistocène (Fig. 6.1) (caldeiras Pino Hachado et Meseta del Arco).

Le bassin versant du lac Icalma a une superficie de 147 km<sup>2</sup> (Fig. 6.2) (Bertrand, 2002). Sa géomorphologie provient des processus glaciaires et, dans une moindre mesure, tectoniques ayant affecté la région lors du Quaternaire (Mardones *et al.*, 1993). Le lac Icalma occupe une vallée courte et étroite, correspondant à une ligne de faille de direction NE s'ouvrant vers l'Argentine (Mardones *et al.*, 1993 ; Parra *et al.*, 1993). Celle-ci a été occupée au Pléistocène par une langue glaciaire de 12 km de longueur environ (Mardones *et al.*, 1993). Le lac Icalma constitue le remplissage d'une zone de surcreusement glaciaire (ombilic) entre plusieurs verrous, ce qui explique sa forme particulière. Ces verrous forment actuellement des péninsules à l'intérieur du lac (Bertrand, 2002) (Fig. 6.2). Le lac Icalma est barré à son extrémité orientale par un cordon morainique.

Bien que de nombreux volcans soient présents à proximité du lac, aucune roche volcanique quaternaire n'affleure dans son bassin versant (Fig. 6.2). Celui-ci est principalement composé de roches jurassiques : d'une part des laves basaltiques sous-marines intercalant des roches sédimentaires détritiques et d'autre part des roches grano-dioritiques. Au flanc nord du bassin versant, des roches tertiaires volcaniques et sédimentaires continentales sont présentes, ainsi que des roches volcaniques pliocènes, des roches andésitiques crétacées et quelques granites altérés (Fig. 6.2). Ce substrat rocheux, ainsi que les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires quaternaires présents dans le bassin versant, sont recouverts par une couche plurimétrique de cendres post-glaciaires sur lesquelles se sont développés les sols actuels (Mardones *et al.*, 1993 ; Bertrand & Fagel, soumis). Dans la région d'Icalma, deux couches métriques de ponce émises par les volcans Llaima et Sollipuli sont intercalées dans ces dépôts cendreux (Naranjo & Moreno, 1991 ; Naranjo *et al.*, 1993). Les sols actuels développés sur ces dépôts meubles et nommés Trumaos sont sableux et très perméables. Ces caractéristiques confèrent aux Trumaos une faible stabilité et une grande aptitude à être remobilisés rapidement (Mardones *et al.*, 1993). D'un point de vue minéralogique, ils sont riches en allophanes, verres volcaniques et plagioclases (Bertrand & Fagel, soumis). Ce sont les principales sources de particules détritiques lacustres (Bertrand, 2002).

La forte porosité des sols a un effet non négligeable sur la végétation locale qui diffère des forêts denses et humides caractéristiques des bassins versants des lacs araucaniens. Aux alentours d'Icalma, la végétation est caractérisée par une forêt relativement dense entre 1200 et 1800 m d'altitude (Suárez & Emparan, 1997). Celle-ci est dominée par des araucaria (*Araucaria araucana*), alerce (*Fitzroya*



*cupressoides*), lenga (*Nothofagus pumilio*) et coïgue (*Nothofagus dombeyi*) (Suárez & Emparan, 1997). Ces espèces, dont la taille atteint fréquemment une trentaine de mètres, sont accompagnées dans les zones les plus humides d'espèces de plus petite taille : le coligüe (*Chusquea culeou*) et le ñirre (*Nothofagus Antartica*). Vers l'Est, cette forêt fait rapidement place à la pampa argentine (Mardones *et al.*, 1993).

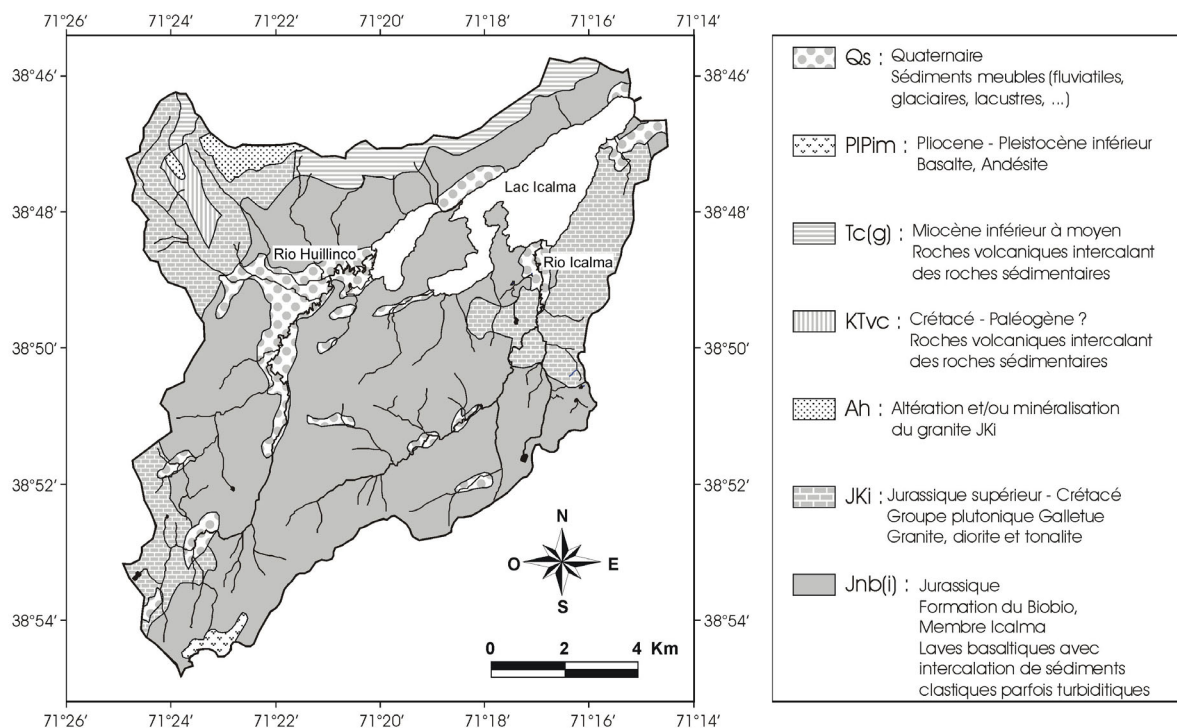
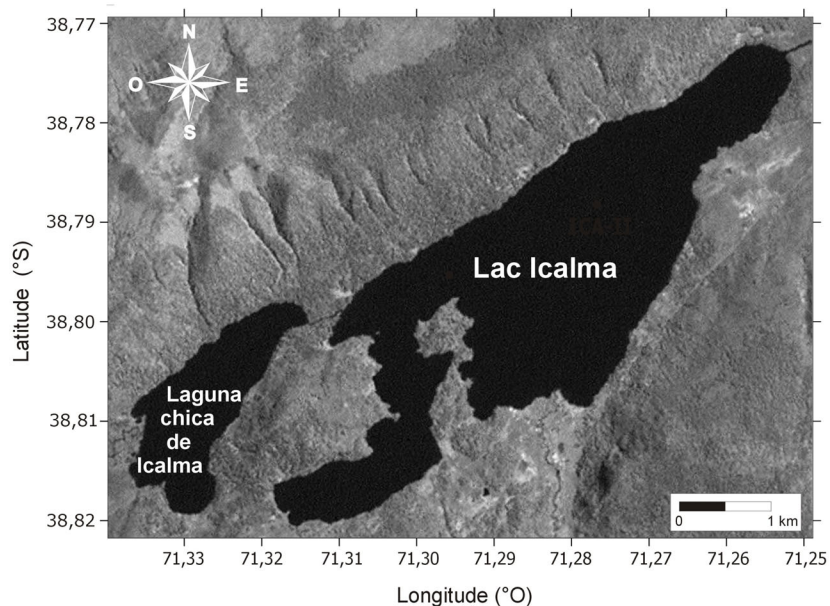


Figure 6.2 – Carte géologique du bassin versant du lac Icalma (Bertrand, 2002, d'après Emparan *et al.*, 1992).

L'épaisse couverture de sédiments meubles caractérisant la région, ainsi que les pentes élevées de certains versants (> 15 %), rendent plusieurs zones du bassin versant très instables. Le flanc nord-ouest du lac, particulièrement abrupt, est caractérisé par des canyons d'érosion plurimétriques attestant de l'action érosive des eaux pluviales sur le substrat meuble (Fig. 6.3). La carte de stabilité des terrains régionaux qualifie ce flanc d'instable (Mardones *et al.*, 1993). Les sédiments meubles présents sur ce versant enrichissent ainsi en sédiments les bas de pente ainsi que le lac lui-même. Les cônes d'accumulation actuels déposés au pied du flanc nord du lac en sont la preuve (Mardones *et al.*, 1993). Le flanc sud est moins abrupt. Cependant, les affleurements rocheux présents dans celui-ci sont soumis à d'importants effets de cryoclastie. L'apport sédimentaire qui en résulte alimente le Rio Icalma en particules lors du dégel printanier (Mardones *et al.*, 1993). Finalement, l'influence anthropique sur le bassin versant existe depuis 500 ans environ (Mardones *et al.*, 1993). Au vu de la très faible densité de population, celle-ci reste cependant très limitée.



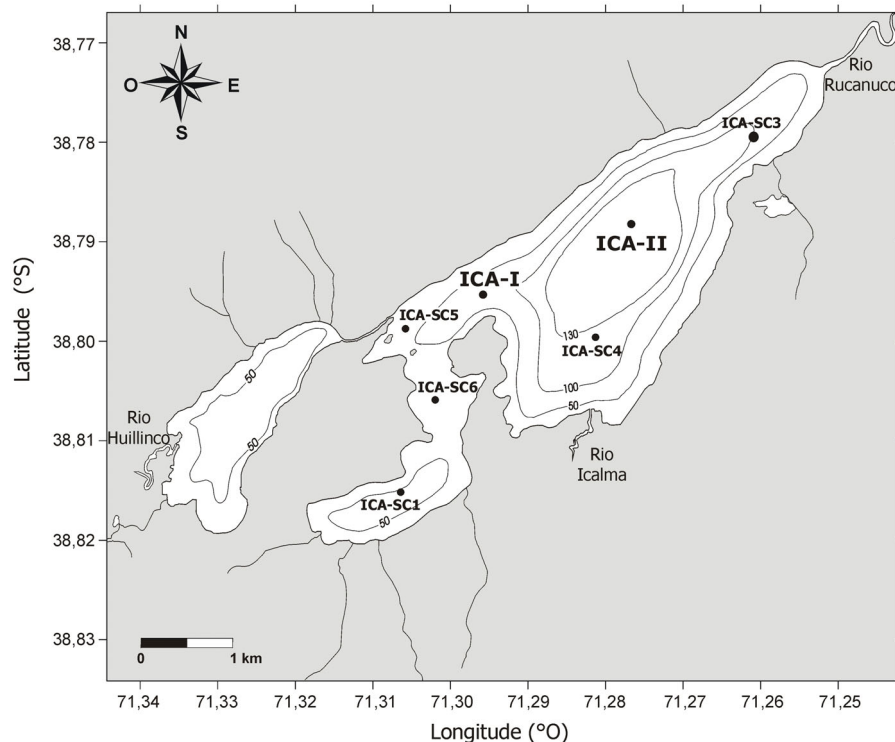
**Figure 6.3** – Morphologie des abords du lac Icalma. Image orthorectifiée du Servicio Aerofotogramétrico, Chili (2001).

### 6.1.2. Morphométrie, hydrologie et limnologie du lac Icalma

La seule étude morphométrique et limnologique menée sur le lac Icalma a été publiée par Parra *et al.* (1993). Le lac Icalma *s.l.* est divisé par un verrou glaciaire en deux lacs distincts : la Laguna Chica de Icalma vers l'Ouest et le lac Icalma proprement dit vers l'Est, contenant lui-même une péninsule due à la présence d'un verrou glaciaire (Fig. 6.3). Le lac Icalma *s.l.* a une superficie de 11,65 km<sup>2</sup>. La superficie du bassin principal est de 9,8 km<sup>2</sup> (Parra *et al.*, 1993). La partie centrale du lac, la plus large, présente une bathymétrie maximale de 135 m (Fig. 6.4). Sa partie occidentale, tout comme la Laguna Chica, est beaucoup moins profonde (~ 60 m).

Avec le lac Galletue situé environ 15 km au nord d'Icalma (Fig. 6.1), le lac Icalma constitue la source du Rio Biobio, un des plus importants cours d'eau du Chili, rejoignant le Pacifique à Concepción, à 400 km des lacs Icalma et Puyehue. Le lac Icalma est alimenté par deux cours d'eau principaux de 12 et 14 km de longueur respectivement : le Rio Huillinco, à l'Ouest et le Rio Icalma au Sud (Figs. 6.2 et 6.4). Le Rio Huillinco se déverse dans la Laguna Chica de Icalma, n'apportant donc que peu de sédiments au lac principal et réduisant ainsi de moitié la superficie du bassin versant qui alimente le lac (Bertrand, 2002). Le Rio Icalma quant à lui alimente le lac dans sa partie sud et y développe le delta principal du lac.

D'un point de vue limnologique, le lac Icalma possède les mêmes caractéristiques que les lacs araucaniens ultraoligotrophes (Parra *et al.*, 1993). C'est un lac monomictique tempéré présentant une stratification thermique en été et en automne. En hiver et au printemps, le lac est homéotherme avec une température d'environ 6°C (Parra *et al.*, 1993). A la fin du printemps, l'épilimnion se réchauffe et s'enfonce jusqu'à environ 10 m pour atteindre une température maximale de 18°C. A cette période, le lac contient un métalimnion d'environ 30 m d'épaisseur et la thermocline se situe aux environs de 13 m de profondeur. Les concentrations en oxygène dissout sont hautes et peu variables au cours du temps (9 à 12,1 mg/l). Ces teneurs ne varient pratiquement pas en profondeur, déterminant ainsi un fond lacustre oxique. Le pH des eaux du lac Icalma est neutre à légèrement basique (6,9 à 7,7). Le lac Icalma présente des eaux très riches en silice dissoute (13,4 à 20,0 mg/l). Ces valeurs sont situées au-dessus de la moyenne des lacs araucaniens. Les teneurs en azote sont spécialement basses, faisant de cet élément le facteur limitant la production biogénique lacustre (Parra *et al.*, 1993). Les espèces phytoplanctoniques sont très diversifiées et peu abondantes, déterminant le caractère ultraoligotrophe du lac Icalma. Ce caractère est confirmé par la haute transparence des eaux du lac (entre 5,7 et 17,6 m). Le plancton est majoritairement végétal et dominé par diverses espèces de diatomées.



**Figure 6.4** – Carte bathymétrique du lac Puyehue et localisation des carottes prélevées dans le lac Icalma (bathymétrie selon Parra *et al.*, 1993).

### 6.1.3. Climat

Le climat très variable de la région d'Icalma est de type méditerranéen à courte saison sèche (Kuscevic *et al.*, 2000). Sa localisation à l'intérieur d'un bassin intra-andin contribue au caractère continental du climat régional. Cette position produit un effet d'abri orographique, déterminant un régime pluviométrique plus faible que celui qui existe habituellement à une telle altitude dans la Cordillère des Andes (Fig. 6.5). A Icalma, les précipitations moyennes annuelles varient entre 1180 mm et 3000 mm avec une moyenne de 1900 mm. La majeure partie des précipitations a lieu en automne et en hiver. Cette position intra-andine contrôle également le régime thermique régional caractérisé par des températures extrêmes de - 6°C en hiver et 29°C en été (Parra *et al.*, 1993). De plus, les vents d'ouest méridionaux, apportant la majeure partie des précipitations, sont plus faibles à cette latitude qu'à Puyehue. Par contre, un autre type de vent, localement nommé « Puelche », apparaît fréquemment dans cette région. Il s'agit d'un vent catabatique de type Foehn, descendant directement de la Cordillère des Andes.

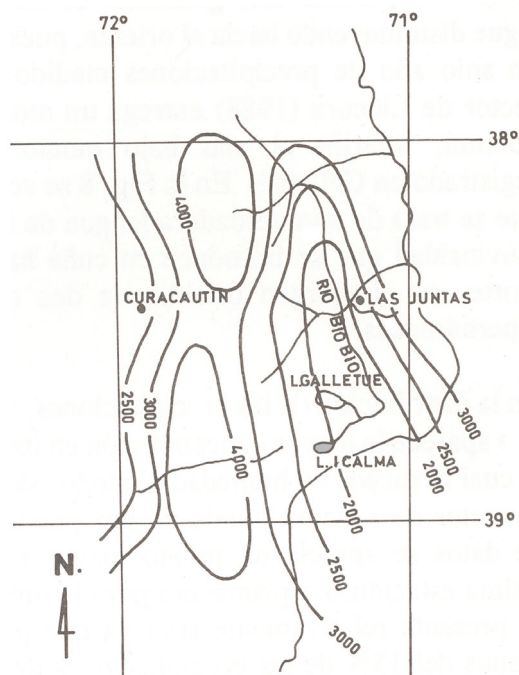


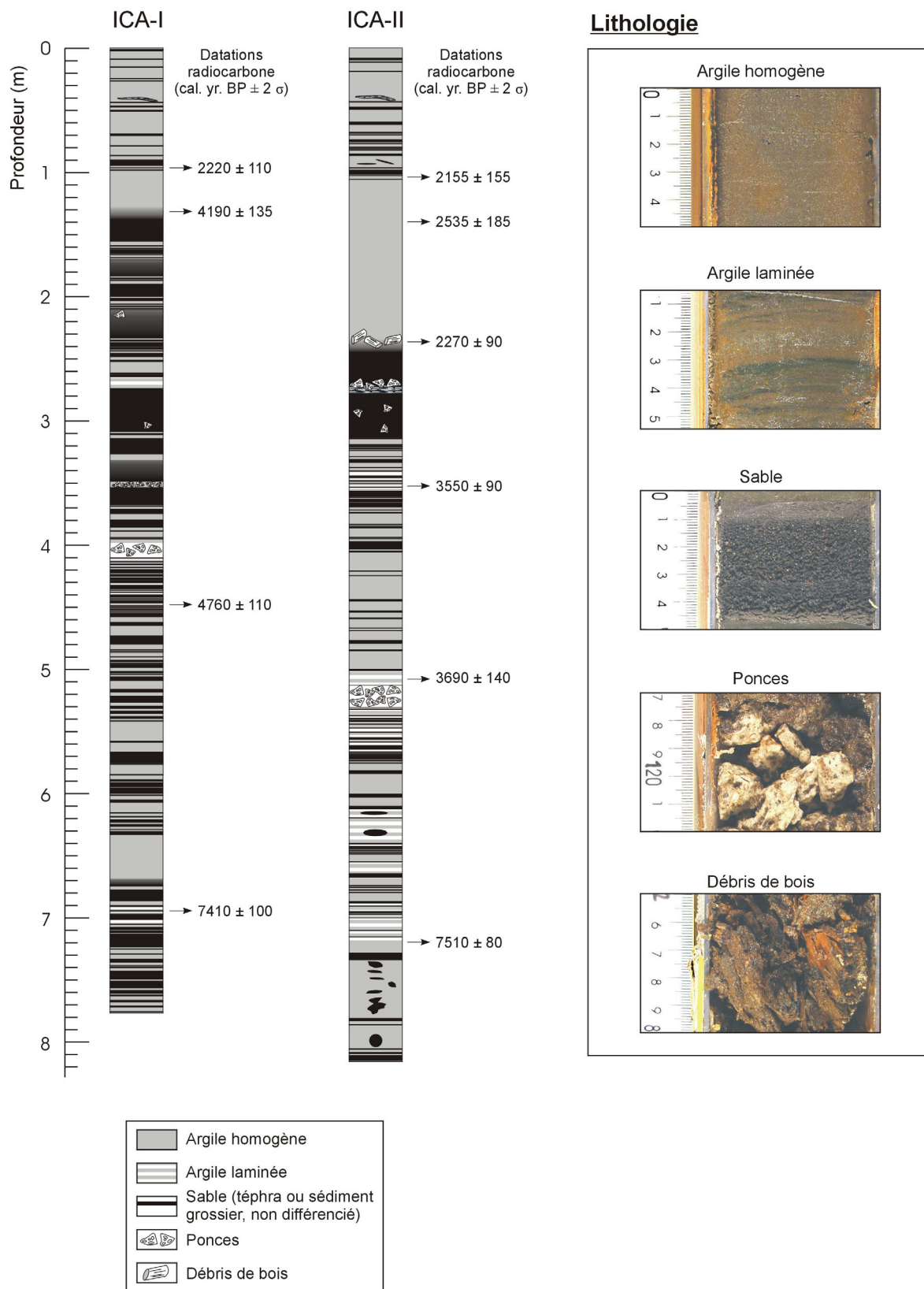
Figure 6.5 – Isohyètes annuelles (en mm) dans la région du lac Icalma (Mardones *et al.*, 1993).

## 6.2. Lithologie et datation des carottes ICA-I et ICA-II

Dans le lac Icalma, deux carottes longues ont été prélevées aux sites sélectionnés par prospection sismique (cf chapitre 1). La carotte ICA-I, d'une longueur de 777 cm, a été prélevée à une profondeur de 77 m et est constituée d'une alternance de sédiments fins brunâtres et de sables foncés (Fig. 6.6). Dans la carotte ICA-I, l'épaisseur cumulée des sédiments sableux atteint 345 cm, c'est à dire 45 % de l'épaisseur totale des sédiments carottés (Fig. 6.6). Par la seule description macroscopique, il n'est pas possible d'attribuer une origine certaine (tephra, niveau remanié de haute énergie, etc) à chacune de ces passées de sable. Les sédiments de la carotte ICA-II (815 cm) sont également constitués d'une alternance de passées sableuses foncées et de sédiments fins brunâtres. Ceux-ci contiennent plusieurs passées de ponces et de débris de bois pluricentimétriques (Fig. 6.6). Dans cette carotte, l'épaisseur cumulée des sédiments sableux est moindre que dans ICA-I : elle atteint 23 % de l'épaisseur totale de sédiment carotté (190 cm).

D'un point de vue microscopique, le sédiment fin brunâtre présent dans les carottes ICA-I et ICA-II contient des particules de taille variant entre 1 et 300  $\mu\text{m}$  environ. Leur nature par fraction granulométrique peut être résumée en trois catégories : les particules  $> 250 \mu\text{m}$  constituées de scories, minéraux opaques, verres et débris de matière organique ; les particules entre 50 et 250  $\mu\text{m}$  sont constituées de grains scoriacés opaques, de verres et de divers minéraux volcaniques (plagioclases, pyroxènes, olivines, ...) et les particules inférieures à 50  $\mu\text{m}$  sont constituées de verre, de grains minéraux dont la surface est altérée en allophane, des allophanes et des diatomées. Les diatomées sont présentes dans le sédiment en faible quantité ( $< 5\%$ ). Cette observation est confirmée par comptages micropaléontologiques, démontrant que la concentration de valves par gramme de sédiment est cinq à dix fois plus faible à Icalma ( $\sim 2 \cdot 10^5$  valves/gramme) qu'à Puyehue (1 à  $2 \cdot 10^6$  valves/gramme) (Calus, 2003 ; Sterken, 2003). Les particules constituant le sédiment sableux grossier ont une morphologie de scories volcaniques. Quelques débris de matière organique terrestre les accompagnent fréquemment.

En vue de dater les sédiments du lac Icalma, 10 datations radiocarbone ont été effectuées sur les sédiments des carottes ICA-I (4 dates) et ICA-II (6 dates) (Tab. 6.1 ; Fig. 6.6). Vu la présence importante de dépôts instantanés dans les sédiments carottés, un modèle d'âge continu ne peut être construit à partir des données radiocarbone. Les datations effectuées visent dans ce cas la datation des événements sismo-tectoniques qui seront décrits dans le chapitre 8.



**Figure 6.6** – Colonnes lithologiques des deux carottes longues prélevées dans le lac Icalma et illustration des différents faciès macroscopiques observés.



Site de carottage	Profondeur (m)	Code laboratoire	Matériel daté	Age <sup>14</sup> C ± 1σ (yr BP)	Gamme d'âges calibrés (OxCal) (cal. yr. BP)
ICA-I	96,5 cm	Poz-7659	M.O. sdt	2195 ± 35	2110 – 2330 (95,4%)
ICA-I	131,5 cm	Poz-5927	M.O. sdt	3800 ± 35	4080 – 4300 (93,3%)
ICA-I	448 cm	Poz-1407	Bois	4255 ± 35	4650 – 4870 (95,4%)
ICA-I	694,5 cm	Poz-1426	Charbon	6520 ± 45	7310 – 7560 (95,4%)
ICA-II	104 cm	Poz-7656	M.O. sdt	2140 ± 30	2000 – 2310 (95,4%)
ICA-II	140 cm	Poz-1411	Bois	2450 ± 35	2350 – 2720 (95,4%)
ICA-II	236,5 cm	Poz-1436	Bois	2315 ± 30	2180 – 2360 (95,4%)
ICA-II	352,7 cm	Poz-2203	M.O. sdt	3325 ± 35	3460 – 3640 (95,4%)
ICA-II	508 cm	Poz-7657	M.O. sdt	3410 ± 35	3550 – 3830 (95,4%)
ICA-II	720 cm	Poz-1414	M.O. sdt	6640 ± 50	7430 – 7590 (95,4%)

**Tableau 6.1** – Résultats des datations radiocarbone effectuées sur les dix échantillons sélectionnés sur les carottes longues prélevées dans le lac Icalma. L'annotation « M.O. sdt » correspond à la matière organique totale extraite du sédiment.

En plus de ces datations radiocarbone, un niveau de ponce non remanié a été reconnu dans les carottes ICA-I (398-409 cm) et ICA-II (513-531 cm) (Fig. 6.6). Or, dans le bassin versant du lac Icalma, deux niveaux de ponces pluridécimétriques intercalés dans les cendres meubles holocènes ont été décrits (De Vleeschouwer, 2002 ; Bertrand & Fagel, soumis). Ces niveaux de ponces proviennent d'éruptions explosives du volcan Sollipuli à 3000 cal. yr. BP (2900 <sup>14</sup>C yr. BP, Naranjo *et al.*, 1993 ; De Vleeschouwer, 2002) et du volcan Llaima à 10.000 cal. yr. BP (8830 <sup>14</sup>C yr. BP, Naranjo & Moreno, 1991 et 9030 <sup>14</sup>C yr. BP, De Vleeschouwer *et al.*, sous presse). D'un point de vue minéralogique, la nature de ces deux ponces diffère : la minéralogie totale est dominée par les verres, mais les assemblages des minéraux denses des deux ponces permettent de les différencier. Le niveau de ponce supérieur est dominé par les orthopyroxènes (60-70 %) et ne contient jamais d'olivine (De Vleeschouwer, 2002). Le niveau de ponce inférieur quant à lui contient une part importante de minéraux opaques, et est caractérisé par l'omniprésence d'olivine (10-50 %). La présence d'olivine constitue donc le critère minéralogique majeur permettant de différencier les deux retombées de ponce (De Vleeschouwer, 2002). La nature géochimique des verres volcaniques contenus dans celles-ci permet également de différencier ces deux retombées : les verres de la ponce supérieure ont une composition franchement rhyolithique (SiO<sub>2</sub> : 75,0 ± 0,5 % ; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O : 7,6 ± 0,4 %) alors que les verres de la ponce inférieure ont une composition rhyodacitique (SiO<sub>2</sub> : 72,2 ± 1,2 % ; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O : 5,1 ± 0,9 %) (De Vleeschouwer, 2002).

Les minéraux denses du niveau de ponce non remanié dans les carottes ICA-I et ICA-II sont caractérisés par des orthopyroxènes (80-90 %) et des clinopyroxènes (10-20 %) (Heuschen, 2004). Aucune olivine n'y a été observée. La composition des verres de ces ponces est représentative d'un magma rhyolithique (ICA-I 398-409 cm : SiO<sub>2</sub> : 75,8 ± 0,9 % ; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O : 6,6 ± 0,4 % et ICA-II 513-531 cm : SiO<sub>2</sub> : 75,9 ± 0,5 % ; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O : 6,4 ± 0,4 %) (Heuschen, 2004). Ces caractéristiques permettent de corréler les niveaux de ponces en place décrits dans les carottes ICA-I et ICA-II avec le niveau de ponce supérieur du bassin versant émis par l'éruption « Alpehue » du volcan Sollipulli en 3000 cal. yr. BP (Heuschen, 2004).

L'absence, dans les carottes ICA-I et ICA-II, du niveau de ponce inférieure est un critère supplémentaire permettant d'affirmer que la base des carottes ICA-I et ICA-II est postérieure à 10.000 cal. yr. BP.

Autour de chacun des sites sélectionnés pour les carottages longs (ICA-I et ICA-II), cinq carottes courtes ont été prélevées. Une carotte de chaque site a fait l'objet de datations par <sup>210</sup>Pb et <sup>137</sup>Cs par O. Magand (LGGE, Grenoble) et F. Arnaud (LGCA, Chambéry). Les résultats obtenus ont fait l'objet d'un article soumis à *Science of the total environment* (Arnaud *et al.*, soumis). Après correction des

profils de  $^{210}\text{Pb}$  en excès (soustraction de l'épaisseur des événements instantanés) et comparaison avec les concentrations en  $^{137}\text{Cs}$ , ces données ont permis de calculer un taux de sédimentation moyen pour les sédiments récents (< 150 ans) du site ICA-II ( $0,6 \pm 0,1$  mm/an). En ce qui concerne les sédiments récents du site ICA-I, le taux de sédimentation moyen calculé à partir du profil de concentrations en  $^{210}\text{Pb}$  en excès ( $0,4 \pm 0,1$  mm/an) diverge de celui calculé à partir des concentrations en  $^{137}\text{Cs}$  ( $0,15 \pm 0,15$  mm/an).

En plus de ces sites ICA-I et ICA-II, cinq sites supplémentaires ont fait l'objet de carottages courts (Fig. 6.4). Les carottes prélevées (ICA-SC1 à ICA-SC6) ont une longueur variant entre 36 et 68 cm. Elles ont fait l'objet d'analyses minéralogiques et téphrostratigraphiques dans le cadre du stage à Liège de A. Barrientos (U. de Concepción).

Les carottes courtes prélevées aux sites ICA-I et ICA-II ont servi de « test » des différents traceurs dans le cadre du projet SSTC. Ceux-ci ont rapidement démontré que les sédiments du lac Icalma ne contiennent pas un enregistrement paléoclimatique continu, mais sont fortement influencés par les événements volcaniques et/ou sismo-tectoniques régionaux. La description macroscopique des carottes longues ayant démontré que ce type d'évènement se répercute sur l'ensemble du sédiment carotté, les carottes longues ont dès lors été étudiées d'un point de vue sédimentologique afin de retracer l'évolution sismo-tectonique de la région. La reconstitution de l'évolution volcanique régionale a quant à elle fait l'objet du mémoire de licence de B. Heuschen (2004).

---

## Résumé

---

Le lac Icalma est un lac ultraoligotrophe situé dans un bassin intra-andin. Ce bassin est caractérisé par un régime climatique à caractère continental marqué : précipitations moyennes annuelles relativement basses (1900 mm) et températures très variables en fonction des saisons (-6 à 29 °C). Les eaux du lac Icalma sont riches en silice dissoute et pauvres en azote. Cet élément agit comme facteur limitant la production planctonique lacustre. Les carottes ICA-I et ICA-II prélevées dans le lac Icalma contiennent une part importante (45 et 23 %, respectivement) de niveaux sableux foncés. Sur base des seules descriptions macroscopiques, leur origine ne peut être déterminée (téphra en place ou niveau remanié de haute énergie). Dix datations radiocarbone ont été obtenues sur la matière organique ou sur des débris végétaux macroscopiques extraits du sédiment. Le nombre d'évènements instantanés enregistrés par les sédiments du lac Icalma étant important, un modèle d'âge continu ne peut être construit. Les datations ont ici pour but de dater des dépôts évènementiels particulièrement importants.

---

## Références bibliographiques

---

- Arnaud, F., Magand, O., Chapron, E., Boës, X., Bertrand, S. & Mélières, M.-A. soumis. Radionuclide profiles ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ) as help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Puyehue and Icalma lakes, Chilean Lake District). Soumis à *Science of the Total Environment*.
- Bertrand, S. 2002. Caractérisation des apports sédimentaires lacustres de la région des lacs, Chili méridional (exemple des lacs Icalma et Puyehue). Mémoire de DEA inédit, Université de Liège, 88 p.
- Bertrand, S. & Fagel, N. soumis. New evidences for origin, transport and deposition of andosols parental material in the Chilean Lake District (40°S). Soumis à *Revista Geológica de Chile*.
- Calus, K. 2003. Changes in diatom preservation, community structure and production after tephra deposition in Lago Icalma (Chile): a paleolimnological approach. Mémoire de master inédit, Université de Gand, 17 p.
- De Vleeschouwer, F. 2002. Etude téphrostratigraphique de dépôts holocènes des bassins versants de deux lacs chiliens - exemple des lacs Icalma et Galletue (Chile, 38°S, 71°W). Mémoire de Licence inédit, Université de Liège, 136 p.
- De Vleeschouwer, F., Juvigné, E., Renson, V. & Naranjo, J. A. sous presse. Mineral chemistry of Llaima pumice, Southern Chile: evidence of magma mixing. *Geologica Belgica*.

- Emparan, C. C., Suárez, D. M. & Muñoz, B. J. 1992. Carta Geologica de Chile n°71 : Hoja Curacautin. Servicio nacional de geología y minería.
- González-Ferrán, O. 1994. *Volcanes de Chile*. Instituto Geografico militar, 635 p.
- González-Ferrán, O., Baker, P. E. & Acevedo, P. 1989. La Erupción del Volcán Lonquimay 1988 y su Impacto en el medio Ambiente Chile. *Revista Geofísica* **31**, 39-107.
- Heuschen, B. 2004. Etude téphrostratigraphique de dépôts holocènes du lac Icalma (Chili). Mémoire de licence inédit, Université de Liège, 115 p.
- Kuscevic, L.D., Aravena, A.F. & Ciuffi, P.G. 2000. *Geografía de Chile*. Santillana, 255 p.
- Mardones, M., Ugarte, E., Rondanelli, M., Rodriguez, A. & Barrientos, C. 1993. *Planificación ecologica en el sector Icalma-Liucura (IX Region): proposicion de un metodo*. EULA, Concepcion, 92 p.
- Naranjo, J. A. & Moreno, H. 1991. Actividad explosiva postglacial en el volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S). *Revista Geológica de Chile* **18** (1), 69-80.
- Naranjo, J. A., Moreno, H., Emparan, C. & Murphy, M. 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipuli, Andes del Sur (39°S). *Revista Geológica de Chile* **20** (2), 167-191.
- Parra, O., Campos, H., Steffen, W., Aguero, G., Basualto, S., Avilés, D. & Vighi, M. 1993. Estudios limnológicos de los lagos Icalma y Galletue: lagos de origen del río Biobio (Chile central). In: *Evaluación de la calidad del agua y ecología del sistema limnético y fluvial del río Biobio* (Faranda, F. & Parra, O., eds). *Monografías Científicas* **12**, Concepcion, 161-188.
- Sterken, M. 2003. Changes in diatom preservation, community, structure and production after tephra deposition in Lago Puyehue (Chile): a paleolimnological approach. Mémoire de master inédit, Université de Gand., 16 p.
- Suárez, D. M. & Emparan, C. C. 1997. *Carta geologica de Chile ; Hoja Curacautin, Regiones de la Araucania y del Biobio*. Servicio nacional de geología y minería de Chile.



## CHAPITRE 7

### ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE DES SÉDIMENTS : COMBINAISON DES MÉTHODES PAR TAMISAGE ET PAR DIFFRACTION LASER

---

Le chapitre précédent a démontré le caractère évènementiel de nombreux dépôts enregistrés dans le lac Icalma. La suite de l'étude est consacrée à leur identification et à la recherche des évènements qui peuvent en être la cause. Pour ce faire, le paramètre le plus utile est la granulométrie. Comme dans le cas des sédiments fins du lac Puyehue (chapitres 3 et 4), les analyses granulométriques ont été effectuées par diffraction laser. Cependant, les sédiments du lac Icalma contiennent des particules de la taille des sables grossiers, non mesurables par cette méthode. Une technique appropriée a donc été développée. Celle-ci sera ensuite appliquée systématiquement aux sédiments grossiers du lac Icalma dans le chapitre 8.

Le présent chapitre est constitué d'un article écrit pour *Journal of Sedimentary Research* : BERTRAND, S. – Wide range grain-size analysis of sediment samples: a combination of laser diffraction and sieving methods.

#### Résumé

Dans de nombreuses disciplines, la distribution granulométrique des particules composant un échantillon sédimentaire est un paramètre textural fondamental de celui-ci. Afin de déterminer la granulométrie d'échantillons sédimentaires, plusieurs méthodes ont été développées : tamisage, pipette, hydromètre, diffraction laser, sédigraphe, etc. La technique par diffraction laser est actuellement en train de devenir un outil de base en sédimentologie. Cette méthode s'applique de manière rapide à des échantillons contenant des particules de taille inférieure à 500  $\mu\text{m}$ . Cependant, les sédiments naturels contiennent fréquemment des particules plus grossières. Cet article propose une technique fusionnant les méthodes par tamisage et par diffraction laser afin de couvrir l'entièreté du spectre granulométrique de tels échantillons. Les méthodes par tamisage et par diffraction laser sont respectivement utilisées sur la fraction supérieure et inférieure à 420  $\mu\text{m}$ . Celles-ci sont séparées par tamisage par voie humide. Les résultats des deux méthodes sont ensuite combinés en tenant compte du poids sec de chaque fraction, mesuré après lyophilisation. L'application de cette méthode à des sédiments lacustres contenant des particules volcaniques grossières montre des résultats fiables et précis. Nous proposons de l'appliquer dans l'avenir à un vaste ensemble d'échantillons sédimentaires. Cette méthode récente devrait remplacer les techniques tamisage-pipette et tamisage-hydromètre.

## CHAPTER 7

### WIDE RANGE GRAIN-SIZE ANALYSIS OF SEDIMENTS: A COMBINATION OF LASER DIFFRACTION AND SIEVING METHODS

#### 7.1. Introduction

Grain-size is a basic parameter used to describe a sediment sample. It is intensively studied on soils, ocean or lake sediments (e.g. Mc Manus, 1988). Since several decades measurement of sediment grain-size is made by standard techniques based on sieving for the coarse fractions and sedimentation rates (pipette and hydrometer) for the fine fractions. These methods are time-consuming, very dependant on laboratory technique and operator error and request large amount of material. Moreover, the sedimentation rate method is based on the approximate assumption that all particles are spherical and have the same density.

With recent technological developments, several rapid and accurate methods based on physical properties of the particles have developed: X-ray attenuation (Sedigraph), electro-resistance particle counting (Coulter counter) and laser diffraction (Coulter or Malvern particle analysers) (Syvitski, 1991). These methods possess the common advantage over the combined sieve-pipette or sieve-hydrometer methods to be faster, more accurate and to need a low sample quantity. Each of them present its own advantages and disadvantages and is applicable to large range of grain-sizes (Tab. 7.1). Among all of them, laser diffraction is presently one of the most rapid, accurate and reproducible method to measure the grain-size distribution of a sediment sample (Loizeau *et al.*, 1994; Trentesaux *et al.*, 2001; Wen *et al.*, 2002; Sperazza *et al.*, 2004). It is becoming a standard sedimentological tool (Wen *et al.*, 2002; Sperazza *et al.*, 2004). However, no single technique of assessing particle size is applicable throughout the entire size spectrum, and each is suited to a specific size range.

Method	Grain-size range	Advantage	Disadvantage
Sieving	> 50 or 63 $\mu\text{m}$	The only technique able to analyse coarse particles	Need to be combined with another method for analysing small particles; time consuming; require large amount of sample
Hydrometer / pipette	< 63 or 50 $\mu\text{m}$	First developed sizing technique for measuring fine particles; cheap	Time consuming; assumption that all particles are spherical and have the same density; require large amount of sample; imprecise
Sedigraph	< 63 or 50 $\mu\text{m}$	First automatic sizing technique	Time consuming; assumption that all particles are spherical
Coulter counter	0.5 – 1000 $\mu\text{m}$	Rapid, highly reproducible results	Expensive; limited in the size of coarse particles
Laser particle analyser (Malvern or Coulter)	0.002 – ~500 $\mu\text{m}$	Rapid, reliable; precise; high reproducibility; need small samples	Expensive, need to know absorption (Abs) and refraction index (Ri) of analysed material; limited to ~500 $\mu\text{m}$ in the side of coarse particles

**Table 7.1** – Comparison between the main grain-sizing methods applied on natural samples.

For laser diffraction, the upper limit is close to 500  $\mu\text{m}$ , i.e. far above the limit of methods based on sedimentation rates. However, sediments deposited in high energy environments (i.e., fluvial sediments, volcanic deposits, ...) contain coarser particles. In order to analyse the grain-size distribution of such samples, we propose to combine laser diffraction and sieving methods. Merging results obtained by these two different grain-sizing methods is however not without difficulties. The total grain-size distribution obtained by merging methods is often characterised by a discontinuity at the tie point between both methods. The aim of this paper is to present and test an up-to-date method for the determination of the wide grain-size distribution of sediment samples, replacing the old fashioned and inaccurate combined sieve-pipette and sieve-hydrometer methods.

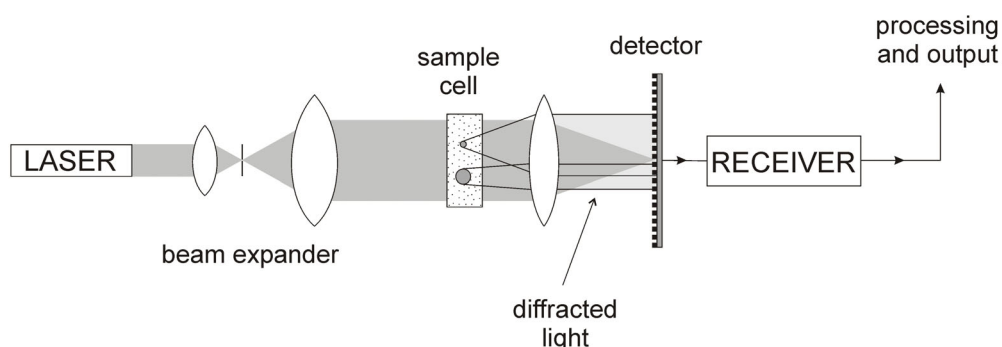
## 7.2. Methods

### 7.2.1. Principle of the sieve method

Sieving is the earliest particle sizing technique. Commonly, sieving is used for sediments in the size of pebble and sand, i.e. particles coarser than 63  $\mu\text{m}$ . The sieve diameter of a particle is defined as the size of the sphere that passes through the mesh of a particular sieve but not through the underlying sieve. Sieving generally measures the minimum cross-sectional dimension, making the grain-size results partially controlled by the particle shape. This dimension is controlled by the particle width and thickness. When particles finer than 50 or 63  $\mu\text{m}$  occur, sieving is usually combined with pipette (Konert & Vandenberghe, 1997; Beuselinck *et al.*, 1998; Buurman *et al.*, 2001) or hydrometer methods (Wen *et al.*, 2002). The latter methods, based on the Stokes settling law, are time-consuming, few reproducible and have a low accuracy (Tab. 7.1). With the sieve method, the grain-size distribution is expressed in weight percentages for each grain-size class.

### 7.2.2. Principle of laser diffraction

Laser diffraction uses the physics of light scattering to deduce the size of the particles. This method is based on the principle that particles of a given size diffract light through a given angle, increasing with decreasing particle size. Laser diffraction system typically passes a laser beam of known monochromatic wavelength through a sample cell containing an upward moving suspension (Fig. 7.1). The size distribution is measured while the suspension is continuously pumped, ensuring randomly oriented particles. The result is obtained by measuring the angular distribution and intensity of the forward diffracted light. A series of algorithms are then used to calculate the grain-size distribution assuming a spherical shape of the particles. The algorithms use the diffraction principle based on Mie and Fraunhofer theories, applying to fine and coarse particles respectively. This method has the advantage to analyse a broad size range but is limited to particles finer than 500  $\mu\text{m}$ . The calculated particle size is the equivalent spherical diameter and the grain-size distribution is expressed in volume percentages.



**Figure 7.1** – Schematic diagram of a laser diffractometer. Modified from McCave *et al.* (1986) and Last (2001). A narrow beam of monochromatic light is passed through a suspension containing the sample and the diffracted light is focused on a detector. The diffraction angle increases with decreasing particle size.

### 7.2.3. Comparison between laser diffraction and the combined sieve-pipette and sieve-hydrometer methods

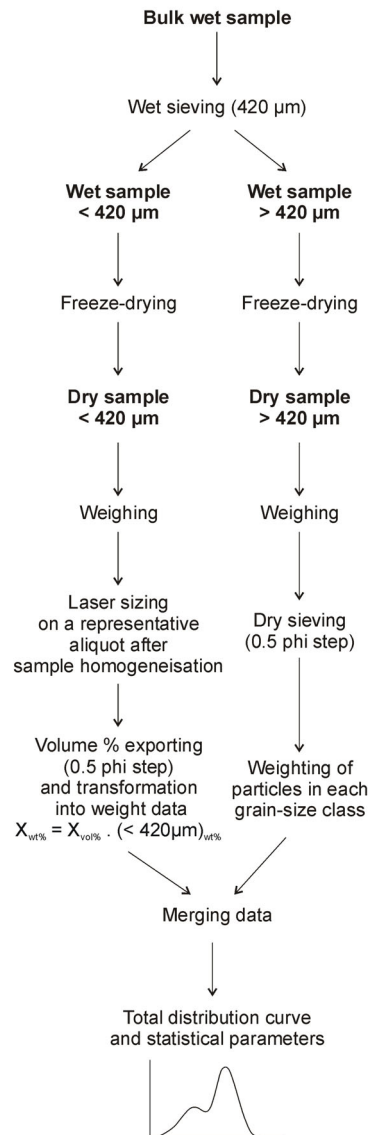
Several papers compare the laser diffraction method with the combined sieve-pipette (McCave *et al.*, 1986; Loizeau *et al.*, 1994; Buurman *et al.*, 1997; Konert & Vandenberghe, 1997; Beuselinck *et al.*, 1998) or sieve-hydrometer methods (Wen *et al.*, 2002). Compared to laser diffraction, pipette and hydrometer methods overestimate clay content of sediments (Loizeau *et al.*, 1994; Konert & Vandenberghe, 1997; Wen *et al.*, 2002). Usually, the < 2 µm pipette fraction corresponds to the < 8 µm laser fraction (Buurman *et al.*, 1997; Konert and Vandenberghe, 1997). This difference is due to particle shape effect on settling velocities and particle-particle interactions. Correlation for clay- and silt-size fractions obtained by pipette method and laser diffraction are different for each type of sediment (Buurman *et al.*, 2001). For particles coarser than 63 µm, the agreement between sieving and laser diffraction method is much better than that for silt and clay particles measured by pipette or hydrometer methods (Buurman *et al.*, 1997; Wen *et al.*, 2002). High correlation results between the two methods have been reported (Loizeau *et al.*, 1994; Beuselinck *et al.*, 1997; Wen *et al.*, 2002). The good agreement between sieve and laser diffraction for sand fraction may indicate that a particle's true intermediate size is close to its optical spherical diameter (Wen *et al.*, 2002). However, the laser diffractometer measures a "mean diameter" of the particles, while the sieve analysis provides a measure of the width of the particle (b axis). This methodological difference becomes significant when measuring natural sand particles characterised by a non-spherical shape. In this case, laser diffraction analysis on sediments > 63 µm gives slightly coarser results as compared to sieve analyses (Buurman *et al.*, 1997; Konert & Vandenberghe, 1997).

### 7.2.4. Terminology

Because natural sediment samples can contain a wide range of particle sizes, with diameters spanning as much as ten orders of magnitude, a logarithmic scale has been created to describe and classify their grain-size distributions (Wentworth, 1922). Such a scale is based on a series of size classes that had a constant relationship to one another based on a factor of 2 (Wentworth, 1922). In order to simplify the numerical fraction having several digits and the calculation of statistical parameters for characterizing the particle size distribution, the  $\phi$  scale (dimensionless) was proposed by Krumbein (1934):  $\phi = -\log_2 d_{\text{mm}}$  where  $d_{\text{mm}}$  is the particle diameter measured in mm. With this  $\phi$  logarithmic scale, the coarser sediments are more negative than finer sediments. This scale is now widely employed in natural sciences.

## 7.3. Wide range grain-size methodology

Differences in sieving and laser diffraction methods are not significant for sand-size particles (Loizeau *et al.*, 1994; Wen *et al.*, 2002). Both methods can thus be theoretically merged to constitute a complete grain-size analysis. Because grain-size results from both methods are expressed differently (volume vs weight %), a merging method needs to be elaborated. The following method applies to wet sediment samples. The initial sample weight is determined by the coarsest particle contained in the sample. Coarser the particles are, larger the sample should be. In order to disperse the particles, samples are first mixed with desionised water and roughly agitated. We then process in three general steps, as detailed in the following sections (Fig. 7.2):



**Figure 7.2** – Flow sheet showing steps in the methodology developed for the measurement of the wide range grain-size distribution of natural sediment samples. See text for explanations.

### 7.3.1. Separation of the fine and coarse fractions

In order to use laser diffraction on fine particles and sieving on coarse ones, samples need to be split in two parts. The 63-500 μm grain-size range is overlapped by both methods but we selected 420 μm (1.25 φ) as a limit between both techniques. This choice was motivated by the rapidity and higher precision of laser diffraction compared to sieving.

- Samples are wet sieved with desionised water at 420 μm. The finer than 420 μm fraction is collected in a beaker with residual water while the coarser than 420 μm humid fraction is collected in the sieve and transferred into a second beaker.
- After 24h of decantation, residual water from the finer than 420 μm fraction is removed by pumping. Both beakers are then placed in a freezer for 24h. Beakers are subsequently capped with a paper filter and freeze-dried overnight.
- Both dry fractions are weighed with a 3 decimal precision ( $10^{-3}$  g).

### 7.3.2. Grain-size analyse of both fractions

The fraction coarser than 420 µm is analysed by dry sieving while the fraction finer than 420 µm is analysed by laser diffraction.

- The > 420 µm fraction is submitted to dry sieving at half  $\phi$  intervals from 210 µm (2.25  $\phi$ ) to the sieve with an aperture larger than the size of the coarsest particle. Sieves at 210 µm (2.25  $\phi$ ) and 297 µm (1.75  $\phi$ ) are used for overlapping of both methods but should theoretically not contain particles.
- A representative aliquot of the < 420 µm fraction obtained after sample homogenisation with a spatula is analysed by laser diffraction (see discussion chapter for details).

### 7.3.3. Merging results

In order to obtain a complete grain-size distribution, the sieve and laser diffraction data are merged. For this purpose, dry weights of each 0.5  $\phi$  grain-size class are used.

- Grain-size data are exported from the laser diffractometer with a 0.5  $\phi$  step. Volume percentages are generally exported from 0.25  $\phi$  (840 µm) to 9.25  $\phi$  (1.6 µm). The 0.25-0.75  $\phi$  (840-595 µm) and 0.75-1.25  $\phi$  (595-420 µm) classes are used for overlapping.
- Volume percentages data ( $X_{vol\%}$ ) obtained by laser diffraction are then converted into weight percentages ( $X_{wt\%}$ ) by multiplication of the volume percentage of each class by the dry weight of the < 420 µm fraction ( $(< 420\mu m)_{wt\%}$ ) measured after freeze drying:

$$X_{wt\%} = X_{vol\%} \cdot (< 420\mu m)_{wt\%}$$

where X is the considered grain-size class.

For the coarser than 420 µm fraction, the sum of weights of each grain-size class is compared with the total > 420 µm fraction weight to be safe of a measurement error.

- A continuous spreadsheet is then realised with weight percentages of each class with a 0.5  $\phi$  step and with an overlapping in the fractions recovered by laser diffraction and sieving methods (in this case, from 0.25  $\phi$  to 2.25  $\phi$ ).
- In order to compare different samples, grain-size distributions are frequently described by several statistical parameters (mean, mode, median, sorting, skewness, kurtosis). A rapid calculation of such parameters is obtained by introduction of the continuous grain-size data obtained by the combined method in the GRADISTAT software developed by Blott and Pye (2001).

## 7.4. Discussion

### 7.4.1. Sample pre-treatment

Depending on interests of the user, organic matter and/or carbonates could be removed prior to grain-size measurements (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> and/or HCl treatment). Because our samples were free of carbonates we do not use any HCl pre-treatment. Before grain-size analysis of samples containing fine particles, oven or air-drying of samples should always be avoided because this leads to strong agglomerates formation, especially with clay-size particles.

### 7.4.2. Sieving

We use sieves with a 0.5  $\phi$  step but another step can be selected (0.25, 0.5 or 1  $\phi$ ). The choice must be made according to the available time (number of sieves), required precision and grain-size range of the sample (if grain-size of samples cover a small range, a 0.25  $\phi$  step is preferred). We use quarter and three quarter  $\phi$  rather than middle unit  $\phi$  sieves in order to simplify the graphical representation by the mid grain size of each class.

### 7.4.3. Laser diffraction

The whole < 420  $\mu\text{m}$  sample needs to be homogenised in order to extract a representative aliquot for the laser diffraction analysis. Our results suggest that sample mixing with a metal spatula during ~30 sec is sufficient to allow the complete sample homogenisation.

Since the most recent laser diffractometers precision is improved by the combination of Fraunhofer and Mie theories, the accurate determination of the refraction index (Ri) and of the light absorption of particles (Abs) is a critical step before analysing samples. Ri and Abs values must be carefully selected depending on the particles nature. Because natural sediment samples are generally a mixture of various minerals and organic particles, a single refraction index nor absorption index does not exist. We must therefore choose a representative mean value in function of the nature of the analysed particles. For lake sediments made of volcanic glass, plagioclases, biogenic opal and allophane clays, we use the Ri and Abs of Aluminium Silicate (Ri: 1.65; Abs: 0.1). These parameters have an important influence on the calculation of the grain-size distribution (Sperazza *et al.*, 2004; Buurman *et al.*, 1997). When very fine particles occur, an absorption setting near 0 resulted in an unexpected bi-modal curve (as described by Sperazza *et al.*, 2004). We also recommend to check the microscopic nature of particles and/or to make a X-ray diffraction analyse on samples measured by laser diffraction. It is important for the choice of Ri and Abs parameters, as well as on the interpretation of the results (e.g. samples containing biogenic particles or organic matter).

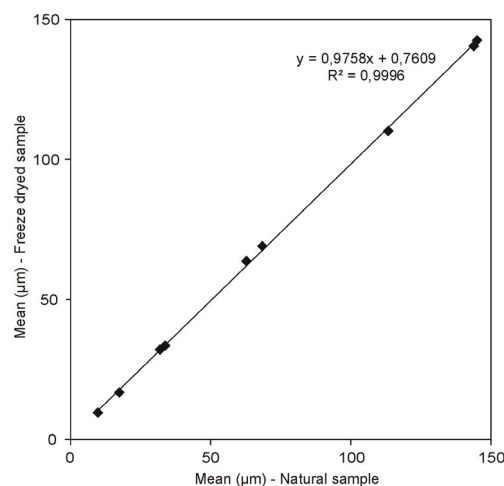
We use a Malvern Mastersizer 2000 running with two light sources: a red He-Ne laser at 0,632  $\mu\text{m}$  and a blue LED at 0,466  $\mu\text{m}$ . This diffractometer measures diffracted light on 52 sensors and takes 1000 snaps/sec. Each measurement was set to run for 10 sec which each laser source. Prior to accepting the analysis, we visually compare successive measurements on the same sample to ensure the total sample dispersion and the absence of air bubbles or other operational problems. To minimize the occurrence of air bubbles, we always use room temperature desionised water. For sediment samples, the stirrer pump was set at 2000 rpm in order to fully suspend all the material without causing air entrainment. The ultrasound power was set at 20% of the maximum energy in order to split the sample without breaking vesiculated particles like volcanic glasses or diatoms. Sample quantity is adjusted in order to maintain the light obscuration between 10 and 20 %. A lower concentration leads to less reproducible and unreliable results, while a higher concentration causes too much multiple scattering.

The Malvern Mastersizer 2000 laser diffractometer was used together with a Hydro 2000S dispersion unit. While the Malvern Mastersizer 2000 theoretically analyse particles between 0.02  $\mu\text{m}$  to 2000  $\mu\text{m}$ , this range is reduced by the dispersion unit properties. Because of the stirrer speed and efficiency, the size of the coarsest particle that is possible to analyse with this system vary between 400 and 600  $\mu\text{m}$ , depending on the particles shape and density. Many users mix water of the dispersion unit with a Calgon solution (Sodium Hexametaphosphate) to better disperse the particles. In the case of lake sediments, we do not see any significant grain-size difference after addition of Calgon.

### 7.4.4. Freeze drying effect on sediment grain-size

Because samples have to be dried for weight determination of coarse and fine fractions, the freeze-drying method rather than oven or air-drying was selected. Oven or air-drying of samples should always be avoided. The freeze-drying allows to dry the samples without modifying their original grain-size. It has the advantage over oven or air-drying to conserve sediment porosity and to prevent

aggregates formation of clayey samples. In order to be safe of any influence of freeze-drying on particle size, grain-size of ten sediment samples ranging from medium silt (8-16  $\mu\text{m}$ ) to fine sand (63-125  $\mu\text{m}$ ) was measured with the Malvern particle analyser before and after freeze-drying with a Lyovac GT3 freeze-dryer (Fig. 7.3). We do not observe any significant influence of freeze-drying, whatever the sample grain-size. We thus recommend to use freeze-drying for dehydrating samples before grain-size analysis by the proposed combined technique.



**Figure 7.3** – Effect of freeze-drying on the grain-size of marine, fluvial and lake sediments. The mean of the grain-size distribution is compared for each sample before and after freeze-drying (formula from Folk and Ward, 1957). Results show that freeze-drying does not significantly influence the sample grain-size.

#### 7.4.5. Merging method

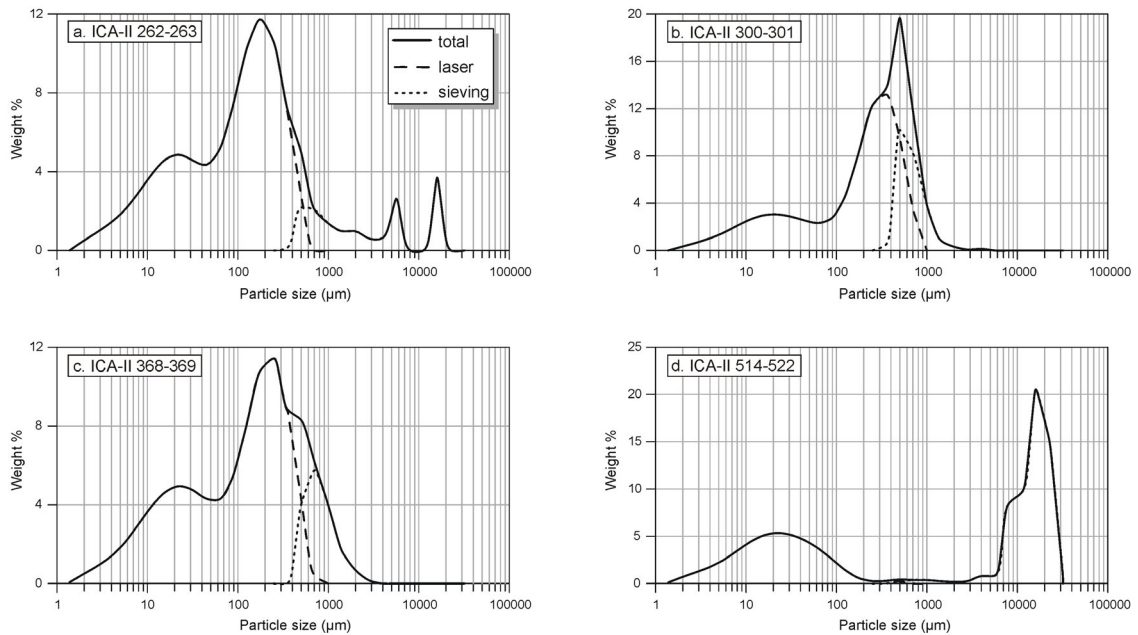
The laser diffractometer calculates the equivalent diameter, which is the theoretical diameter of a spherical particle having the same volume than the measured particle. Results are expressed in volume percentage of each size bin. By converting them into weight percentages, we assume that all the particles have the same density (assumption previously made by the hydrometer and pipette methods). According to our experiments, the small difference between sieve and laser diffraction methods is not constant. If a unique relationship emerged after future comparisons between sieve and laser diffraction methods for sand-size particles (i.e. in the sense of Buurman *et al.*, 1997 and Konert & Vandenberghe, 1997), the emulation option of the Malvern Mastersizer 2000 software could be used to calculate the sieve equivalent grain-size from laser diffraction data. However, it seems such a unique relationship will never exist because it is strongly affected by variations in particle mineralogy and morphology (Beuselinck *et al.*, 1998).

#### 7.4.6. Examples

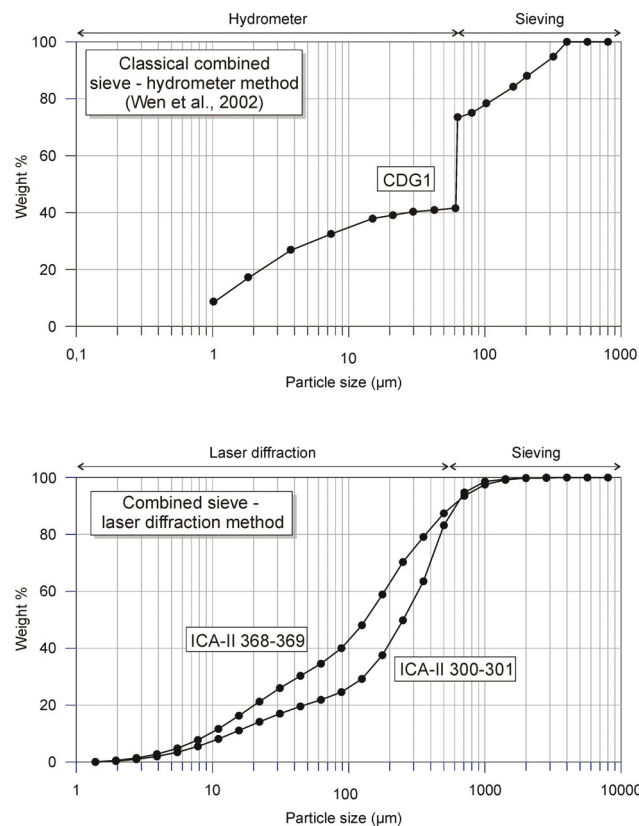
The elaborated merging method was used on more than 80 samples coming from Lago Icalma (Chile, 40°S). These samples are made of coarse volcanic particles mixed with fine lake sediments. Here, we present grain-size distributions of four typical lake samples (Fig. 7.4). The total grain-size distribution was obtained after merging of laser and sieve data as explained in Fig. 7.2. The total grain-size distribution curves are well shaped, without important breaking points at the jointure between both methods.

The cumulative grain-size curves obtained by the combined sieve-pipette or sieve-hydrometer methods generally display an important disruption at tie points between both methods, especially when cumulative curves are concerned (Syvitski, 1991; Wen *et al.*, 2002) (Fig. 7.5). With the proposed combined sieve-laser diffraction method this jointure effect is heavily reduced because of a better agreement between sieving and laser diffraction than between sieving and methods based on sedimentation rates (Fig. 7.5).





**Figure 7.4** – Distribution curves of sediment samples analysed by combination of laser diffraction and sieving methods. Both curves as well as the merging (total) curve are reported. Samples come from a lacustrine core taken in Lago Icalma, Southern Chile (38°S). All the samples are made of fine lake sediment mixed with: (a) and (b) coarse volcanic particles at the base of an homogenite deposit; (c) a tephra layer; (d) pumices.



**Figure 7.5** – Cumulative curves illustrating the possible discontinuities at the tie point between a) the classical sieve-hydrometer method (from Wen *et al.*, 2002); b) our sieve-laser diffraction method. An important discontinuity is always observed for samples analysed with the sieve-hydrometer method or with the sieve-pipette method. This feature is reduced by using the combined sieve-laser diffraction method.

## 7.5. Conclusion

Merging two different grain-size techniques in order to obtain the whole grain-size distribution of a sediment sample has always been a difficult methodological challenge. However, it is the only solution since no technique is able to cover the whole range grain-size distribution of sediment samples containing coarse particles. Up to now, sieving, i.e. the only available technique to measure the grain-size of coarse particles, was merged with inaccurate and time-consuming pipette and/or hydrometer methods. For determining the grain-size distribution of fine sediment samples, hydrometer and pipette methods are actually replaced by the laser diffraction method. Its use is highly recommended. Although this method covers a larger grain-size distribution than the classical hydrometer and pipette methods, its use is limited at  $\sim 500 \mu\text{m}$ . It was thus necessary to combine sieving with the accurate laser diffraction method to improve the precision of grain-size analyses of coarse sediment samples. The method elaborated in this paper is more rapid and more accurate than the previous combined sieve-hydrometer and sieve-pipette methods. Moreover, it is applicable to small samples ( $< 10 \text{ g}$ ). It merges the two more recent available techniques of grain-sizing and reduces the discontinuity in grain-size distribution curves. It should always be used to measure the grain-size distribution of sediment samples containing particles with a size ranging from clays ( $< 2 \mu\text{m}$ ) to pebbles (4-64 mm).

---

## Abstract

In many disciplines, the grain-size distribution of the component particles is a fundamental textural parameter of sediment samples. Several methods have been developed for analysing the sediment grain-size: sieving, pipette, hydrometer, laser diffraction, sedigraph, etc. Determination of grain-size by laser diffraction is now becoming a standard tool in sedimentology. This method is applicable rapidly to samples containing particles finer than  $\sim 500 \mu\text{m}$ . However, naturally occurring sediment samples frequently contain coarser particles. Here, we propose a technique merging sieving and laser diffraction methods for the determination of the grain-size of sediment samples containing particles with a size ranging from clays ( $< 2 \mu\text{m}$ ) to pebbles (4-64 mm). Sieving and laser diffraction methods are applied respectively on the coarser and finer than  $420 \mu\text{m}$  fractions separated by wet sieving. Results obtained by both methods are then merged according to the dry weight of both fractions measured after freeze-drying. The application of this method to lake sediment samples containing coarse volcanic particles shows reliable results and we argue it can be applied to a wide range of sediment samples. This up-to-date method should replace the combined sieve-pipette and sieve-hydrometer methods.

---

## References

- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G. & Froyen, L. 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena* **32**, 193-208.
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, 1237-1248.
- Buurman, P., Pape, T. & Muggler, C. C. 1997. Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problems. *Soil Science* **162** (3), 211-218.
- Buurman, P., Pape, T., Reijneveld, J. A., de Jong, F. & van Gelder, E. 2001. Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments: correlations for fine fractions of marine, fluvial, and loess samples. *Geologie en Mijnbouw* **80** (2), 49-57.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27** (1), 3-26.
- Konert, M. & Vandenberghe, J. 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* **44**, 523-535.

- Krumbein, W. C. 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* **4** (2), 65-77.
- Last, W. 2001. Textural analysis of lake sediments. In: *Tracking environmental change using lake sediments* (edited by Last, W. W. & Smol, J., P.) **2**. Kluwer academic publishers, Dordrecht, 41-81.
- Loizeau, J.-L., Arbouille, D., Santiago, S. & Vernet, J.-P. 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* **41**, 353-361.
- McCave, I. N., Bryant, R. J., Cook, H. F. & Coughanowr, C. A. 1986. Evaluation of laser-diffraction-size analyzer for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* **56** (4), 561-564.
- McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. In: *Techniques in sedimentology* (Tucker, M., ed.). Blackwell, 63-85.
- Sperazza, M., Moore, J. N. & Hendrix, M. S. 2004. High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research* **74** (5), 736-743.
- Syvitski, J. P. M. 1991. *Principles, methods and application of particle size analysis*. Cambridge University Press, New York.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V. & Tribovillard, N. 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research* **71** (5), 858-862.
- Wen, B., Aydin, A. & Duzgoren-Aydin, N. S. 2002. A comparative study of particle size analyses by sieve-hydrometer and laser diffraction methods. *Geotechnical testing journal* **25** (4), 1-9.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* **30**, 377-392.

## CHAPITRE 8

### ENREGISTREMENT DE L'ACTIVITÉ SISMO-TECTONIQUE HOLOCÈNE DANS LES SÉDIMENTS DU LAC ICALMA

Remarques préliminaires :

Les carottes prélevées dans les sédiments du lac Icalma font l'objet de deux articles en préparation. Ceux-ci contenant de nombreuses données de cartographie sismique (thèse de F. Charlet) et de comptages de varves en cours de réalisation (thèse de X. Boës), il a été décidé de ne pas présenter ce chapitre sous forme d'article(s).

Les données analytiques relatives à ce chapitre sont présentées en annexe 5.

#### 8.1. Introduction

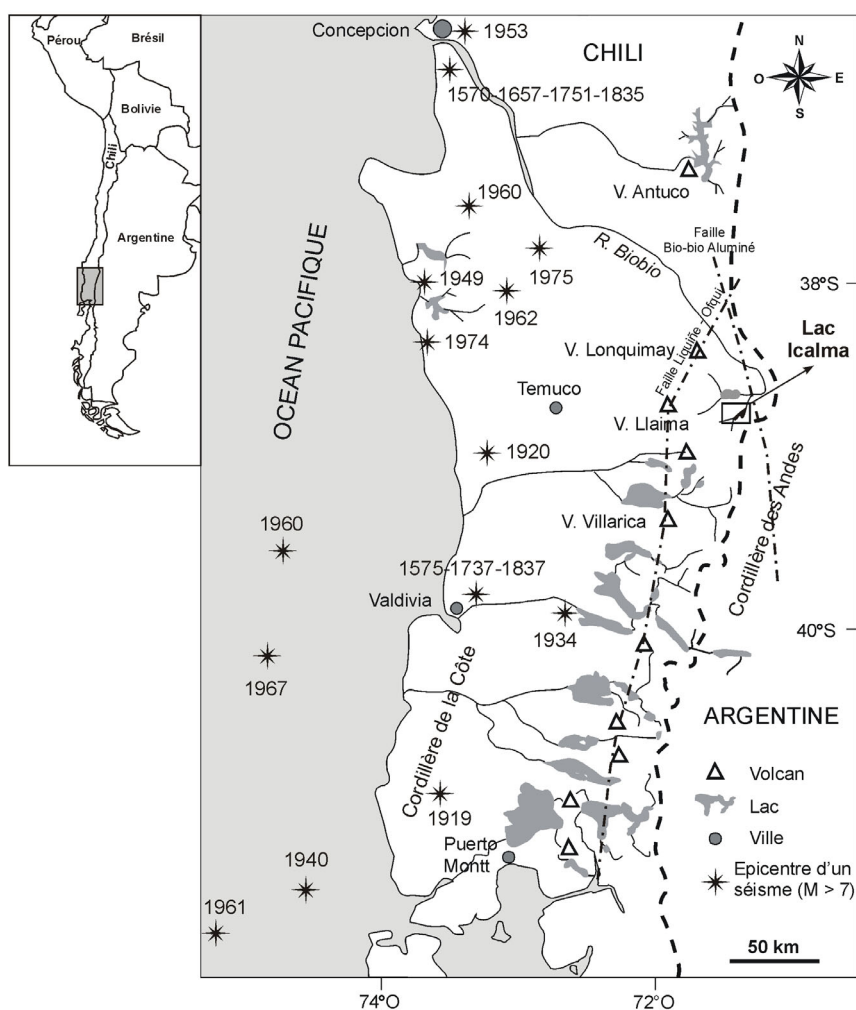
L'aspect téphrochronologique des dépôts du lac Icalma a été étudié de manière indépendante dans le cadre du mémoire de licence de B. Heuschen en 2004. Il ressort de ce travail que des relations chronostratigraphiques existent entre les deux sites de carottage mais qu'il est nécessaire de parfaitement connaître la sédimentologie des dépôts avant d'entreprendre une telle étude téphrostratigraphique. L'approche menée ici vise une description et une reconnaissance des dépôts évènementiels présents dans les sédiments du lac Icalma. Grâce aux datations obtenues ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$ ), l'identification de ce type de dépôts doit permettre de reconstruire l'activité sismo-tectonique régionale au cours de l'Holocène. De plus, dans le cadre du projet SSTC, ces résultats seront combinés aux résultats sismiques (thèse de F. Charlet, RCMG) afin de reconstituer la variabilité latérale des dépôts et calculer les volumes de sédiment déplacés. Pour la période récente (< 1000 ans), cette variabilité spatiale est également retracée à partir des carottes courtes prélevées en différents endroits du lac.

##### 8.1.1. Contexte sismo-tectonique de la région d'Icalma

En plus d'être affectée par des précipitations importantes, la Région des Lacs chilienne est également soumise à une activité sismo-tectonique intense. Celle-ci est liée à la proximité de la zone de subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud américaine (Beck *et al.*, 1998).

Au Chili méridional, les séismes destructeurs sont relativement bien documentés depuis le 16<sup>ème</sup> siècle grâce aux comptes rendus des colons espagnols (Rothé, 1961 ; Barrientos, 1980 ; Silgado, 1985 ; Beck *et al.*, 1998). Les dégâts causés dans les villes situées en bordure du Pacifique (Valdivia, Concepcion) ont généralement été décrits de manière détaillée. Depuis 1520 AD, 22 tremblements de terre d'une magnitude<sup>1</sup> supérieure à 7 ont été enregistrés entre 37 et 42°S (Lorca & Recabarren, 1997) (Tab. 1, Fig. 1). La plupart d'entre eux ont causé un tsunami dans l'océan Pacifique (Veyl, 1961 ; Lorca & Recabarren, 1997). Pour les dernières décennies, la magnitude des séismes est mesurée instrumentalement. Pour les périodes les plus anciennes, elle est estimée à partir des dégâts occasionnés aux édifices citadins, principalement aux églises, les seuls édifices étant construits en matériaux résistants, susceptibles de rupture lors de séismes.

<sup>1</sup> Il est important de bien distinguer la différence entre la magnitude et l'intensité d'un séisme. La magnitude est une mesure quantitative de l'énergie dégagée par un séisme (Murty, 2002). Elle se mesure sur l'échelle ouverte de Richter et se note en chiffres arabes. C'est une valeur unique pour un séisme donné. L'intensité est une mesure qualitative des secousses ressenties en un point donné (Murty, 2002). Elle se mesure sur l'échelle de Mercalli ou sur l'échelle MSK (de I à XII) et est fonction de l'intensité des dommages causés par le séisme. Elle varie principalement en fonction de la distance à l'épicentre.



**Figure 8.1** – Localisation du lac Icalma parmi le contexte sismo-tectonique de la Région des Lacs chilienne. Les épacentres des séismes historiques reportés dans le tableau 8.1 sont localisés, ainsi que l'âge des séismes en années AD.

Le plus important séisme historique que le Chili ait connu date du 22 mai 1960. C'est le séisme le plus important jamais enregistré sur terre. Il a atteint une magnitude de 9,5 sur l'échelle de Richter. Son épacentre était situé dans l'océan Pacifique à quelques dizaines de kilomètres de Valdivia (Fig. 8.1). Ce séisme a connu de nombreuses répliques et une d'entre elle a engendré un tsunami se propageant à 700 km/h dans l'océan Pacifique, causant des destructions, des inondations et de nombreuses victimes jusqu'au Japon, à Hawaii et au Kamtchatka (Rothé, 1961). La hauteur de la vague engendrée a atteint 20 m sur l'île de Chiloé ainsi qu'en de nombreux endroits du sud du Chili, causant la mort de 6000 personnes (Rothé, 1961 ; Veyl, 1961). Pratiquement toute la côte du Chili méridional a été détruite. A Valdivia, le séisme, d'une intensité de X environ, a causé des déplacements verticaux du sol sous forme d'ondes stationnaires avec une amplitude d'un mètre (Veyl, 1961). A la suite de ce séisme, plusieurs zones ont été soulevées de 2 m. Une subsidence de la région de Valdivia de 1 m environ a été observée (Rothé, 1961). Le séisme de 1960 a également eu des effets à l'intérieur des terres. Il a provoqué un effet de seiche<sup>2</sup> d'une amplitude de 60 cm dans le lac Puyehue (Veyl, 1961) et a engendré des glissements de terrain dans son bassin versant (Tazieff, 1960b). Ces glissements ont affecté une grande partie de la Cordillère des Andes méridionale (Rothé, 1961 ; Tazieff, 1960a, 1962). Le séisme a également provoqué une reprise de l'activité volcanique. Le volcan Puyehue est ainsi rentré en éruption 47 h après la principale secousse sismique (Veyl, 1961 ; Tazieff, 1962).

<sup>2</sup> L'effet de seiche est l'équivalent d'un tsunami en milieu lacustre (cf. § 8.1.2).

Déjà en 1575, un séisme dont l'épicentre était situé à Valdivia (Fig. 8.1) avait provoqué un tsunami d'intensité similaire à celle du tsunami causé par le séisme de 1960 (Barrientos, 1980 ; Silgado, 1985). Celui-ci avait provoqué la destruction de la majeure partie de la côte de Valdivia (Rothé, 1961 ; Silgado, 1985 ; Lorca & Recabarren, 1997). La magnitude du séisme est estimée à 8,5. De nombreux autres séismes historiques ont atteint une magnitude supérieure ou égale à 8 (Tab. 8.1).

La Région du lac Icalma est soumise à une tectonique de faille active. Celle-ci est représentée par de nombreux linéaments alignés Nord-Sud, déterminant la morphologie régionale (Mardones *et al.*, 1993 ; Suárez & Emparan, 1997). Dans la partie haute du Rio Biobio, deux failles principales sont présentes : la faille de Liquiñe-Ofqui et la faille Biobio-Aluminé (Fig. 8.1). Ces failles déterminent l'emplacement des volcans locaux et sont toujours actives actuellement (Suárez & Emparan, 1997).

A Icalma, aucune donnée sismique historique n'est disponible. Cependant, il est possible d'y estimer l'intensité de chacun des séismes historiques répertoriés dans le tableau 8.1. grâce à la formule empirique de Maamoun *et al.* (1984) (Tab. 8.1). Cette formule permet de calculer l'intensité d'un séisme (I, échelle MSK) en un point ponctuel en fonction de la distance de ce point à l'épicentre (r) et de la magnitude du séisme (M, échelle de Richter) :

$$I = 1,43.M - 3,9 \log (r) + 4,37.$$

Cette relation entre la magnitude et l'intensité d'un séisme ne dépend évidemment pas que de la distance à l'épicentre. Elle varie également en fonction des caractéristiques géologiques et géomorphologiques de la région étudiée. La formule utilisée permet cependant d'obtenir une idée approximative de l'atténuation de l'onde sismique avec la distance à l'épicentre.

Age (yr. AD)	Epicentre			Magnitude estimée (Richter)	Intensité estimée à Icalma (MSK)
	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Distance du lac Icalma (km)		
1975	38,033	72,783	150	7,8	V
1974	38,340	73,270	185	7	VI
1967	40,120	74,680	300	7,3	V
1962	37,800	72,500	150	7,3	IX
1961	41,700	75,200	425	7	IV
1960	39,500	74,500	275	9,5	VIII
1960	37,500	73,500	200	7,4	VI
1953	36,500	73,000	270	7,6	VI
1949	38,000	73,500	200	7,3	VI
1940	41,500	74,500	370	7	IV
1939	36,250	72,250	270	7,8	VI
1934	40,000	72,500	150	7,1	VI
1920	39,000	73,000	150	7,4	VI
1919	41,000	73,500	275	7,3	V
1837	39,800	73,200	185	8,0	VII
1835	36,830	73,030	260	8,1	VII
1751	36,830	73,030	260	8,5	VII
1737	39,800	73,200	185	7,7	VII
1657	36,830	73,030	260	8,0	V
1575	39,800	73,200	185	8,5	VIII
1570	36,750	73,000	260	8,3	VII
1520	45 – 41				

**Tableau 8.1** – Séismes historiques recensés au Chili méridional (37 – 42°S) et caractérisés par une magnitude supérieure à 7 (selon Veyl, 1961 ; Lorca & Recabarren, 1997 et une compilation de l'USGS (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/database.html>) comprenant pour l'Amérique du Sud la base de données de Askew & Algermissen (1985)). Les répliques d'un même séisme ne sont pas reportées. L'intensité à Icalma est estimée selon la formule de Maamoun *et al.* (1984).

### 8.1.2. Enregistrement des séismes dans les sédiments lacustres

Les dépôts évènementiels peuvent contribuer de manière significative au remplissage de bassins sédimentaires. Cette affirmation est d'autant plus vraie pour les bassins dominés par des apports élevés en particules terrigènes et volcanoclastiques (Einsele *et al.*, 1996). Ces auteurs estiment entre 10 et 50 % la part de dépôts évènementiels constituant le remplissage de bassins lacustres bordant des cordons montagneux. Suite aux caractéristiques géologiques et géomorphologiques de son bassin versant, le lac Icalma fait partie de cette catégorie. L'apport terrigène élevé qui le caractérise est en effet fortement influencé par le volcanisme régional, les pentes fortes de son bassin versant et l'épaisse couverture de cendres post-glaciaires accumulées dans celui-ci (cf chapitre 6).

L'enregistrement historique des séismes est temporellement trop court pour permettre une reconstruction valable de leurs périodes de récurrence potentielles. Cependant, l'étude de leurs effets sur les sédiments permet de reconstituer l'activité sismique d'une région au-delà de la période historique. Le milieu lacustre ayant la propriété de conserver de manière détaillée les traces de séismes auxquels il a été soumis, les sédiments qui s'y déposent peuvent servir d'archives paléosismiques à haute résolution. Ils sont étudiés dans cet objectif depuis une trentaine d'années (Sims, 1973, 1979 ; Doig, 1986, 1990, 1991 ; Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Ringrose, 1989 ; Beck *et al.*, 1992, 1996 ; Chapron *et al.*, 1996, 1999 ; Inouchi, 1996 ; Hibschi *et al.*, 1997 ; Lignier *et al.*, 1998 ; Shiki *et al.*, 2000 ; Lignier, 2001 ; Becker *et al.*, 2002 ; Schnellmann *et al.*, 2002).

Il est maintenant accepté que les séismes d'une intensité supérieure ou égale à VI peuvent générer une énergie suffisante pour perturber ou remobiliser des sédiments préalablement déposés (Inouchi *et al.*, 1996 ; Lignier, 2001 ; Nomade *et al.*, soumis). Si les séismes ainsi repérés peuvent être datés avec précision, les sédiments lacustres permettent de reconstruire l'activité sismique de la région étudiée (Sims, 1973 ; Doig, 1986, 1990 ; Hibschi *et al.*, 1997). De plus, plusieurs méthodes ont été élaborées pour estimer, à partir de la nature et de l'épaisseur des séismes, l'intensité du séisme responsable (Doig, 1986 ; Obermeier, 1996 ; Hibschi *et al.*, 1997). Cependant, cette relation semble dépendre fortement des caractéristiques géologiques et géomorphologiques de chaque bassin lacustre et aucune généralisation ne peut être effectuée à ce stade des connaissances.

En général, dans les sédiments lacustres, les séismes sont reconnues macroscopiquement et caractérisées par plusieurs types d'analyses : granulométrie, géochimie (quantification des éléments terrigènes), résistance au cisaillement et paramètres physiques (densité, susceptibilité magnétique, réflectance, ...). La distribution spatiale de ces dépôts est généralement étudiée par multiplication des carottages et cartographiée grâce aux profils sismiques. La datation des dépôts est assurée par les méthodes classiques en sédimentologie lacustre ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  et téphrochronologie).

Dans le milieu sédimentaire marin ou lacustre, les séismes sont différenciables en deux catégories : les perturbations directes (*in situ* ou synsédimentaires) et les perturbations indirectes (Chapron, 1999 ; Beck, 2001).

Les perturbations *in situ* impliquent des déformations souples ou cassantes dans des proportions variant en fonction de la rhéologie des matériaux affectés. Celles-ci dépendent de leur granulométrie, de leur épaisseur et des discontinuités pré-existantes (Obermeier, 1996). Les déformations souples regroupent les structures d'injection et d'expulsion de fluides (volcans de sable, cratères d'effondrement), d'intrusion plastique (en diapir) et de déformation de couches (plissotements, convolutes, lits contournés, pseudonodules) (Lignier *et al.*, 1998). Les déformations cassantes comprennent les failles d'étirement, les injections, les brèches autoclastiques et les failles de tassement brusque (Lignier, 2001). En milieu lacustre, ces déformations synsédimentaires se traduisent le plus fréquemment par des structures de liquéfaction et déformations hydroplastiques (Sims, 1973 ; Ringrose, 1989 ; Lignier *et al.*, 1998).

Les perturbations indirectes sont provoquées par des remaniements gravitaires (glissements de terrain ou glissements sous-aquatiques). Lorsque les glissements sont localisés en milieu sous-aquatique, ils

peuvent déclencher un déplacement des masses d'eau dénommé tsunami en milieu marin. Ce phénomène peut également être engendré par la propagation directe des ondes générées par le séisme. En milieu lacustre, l'équivalent du tsunami est l'effet de seiche (Siegenthaler *et al.*, 1987). Celui-ci est caractérisé par un balancement des eaux du lac avec une amplitude pouvant dépasser un mètre et peut créer des courants de fond importants (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Talbot & Allen, 1996). Selon Obermeier (1996), les glissements de terrain sont déclenchés à partir de séismes de magnitude 4,5 – 5.

En milieu lacustre, de nombreux remaniements gravitaires ont été attribués à des événements sismiques (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Beck *et al.*, 1996 ; Inouchi *et al.*, 1996 ; Chapron *et al.*, 1996, 1999 ; Shiki *et al.*, 2000 ; Schnellmann *et al.*, 2002). Leur reconnaissance s'appuie principalement sur l'étude des effets induits par des événements historiques et sur la compréhension des mécanismes sédimentaires impliqués (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Chapron *et al.*, 1999 ; Schnellmann *et al.*, 2002). Ils correspondent à des mouvements de sédiments sur de faibles distances selon des plans de cisaillement. Ces derniers peuvent être translationnels (slide) ou rotationnels (slump) (Lignier, 2001). Ils peuvent évoluer en coulées de débris (debris flow) et/ou en courants de turbidité (Leeder, 1999 ; Lignier, 2001). Des dépôts similaires ont été observés dans les sédiments de fjords (Syvitski & Schafer, 1996 ; St-Onge *et al.*, 2004). Le déclenchement d'un remaniement gravitaire en milieu lacustre peut provenir d'une augmentation de la gravité liée à un secousse sismique ou être la conséquence d'une surcharge sédimentaire, voire d'une baisse importante du niveau du lac (Shilts & Clague, 1992).

D'après Sturm *et al.* (1995), les lacs dominés par une sédimentation clastique ainsi que les petits bassins confinés en milieu marin, contiennent principalement deux types de dépôts événementiels associés à des phénomènes physiques distincts : les turbidites *s.s.* formées par les crues des affluents et les homogénites dues à des glissements à l'intérieur du bassin sédimentaire (Fig. 8.2). Ces deux types de dépôts sont reconnaissables par leurs propriétés structurales et texturales. Les turbidites sont caractérisées par une base sableuse grossière dont la granulométrie décroît régulièrement jusqu'à la taille des silts (Fig. 8.2) (Sturm & Matter, 1978 ; Sturm *et al.*, 1995). Des récurrences de matériaux grossiers peuvent intervenir et l'unité est surmontée par un niveau argileux homogène. Les homogénites sont caractérisées par une base bien distincte (dépôt de slump ou niveau de sable grossier) surmontée par un épais niveau de silt argileux homogène. Ce niveau est finalement coiffé par un niveau d'argile fine, peu épais et bien distinct (Fig. 8.2) (Sturm *et al.*, 1995). Dans le cas d'homogénites, la granulométrie reste quasiment constante d'un site distal à un site proximal alors que celle-ci évolue dans le cas d'une turbidite.

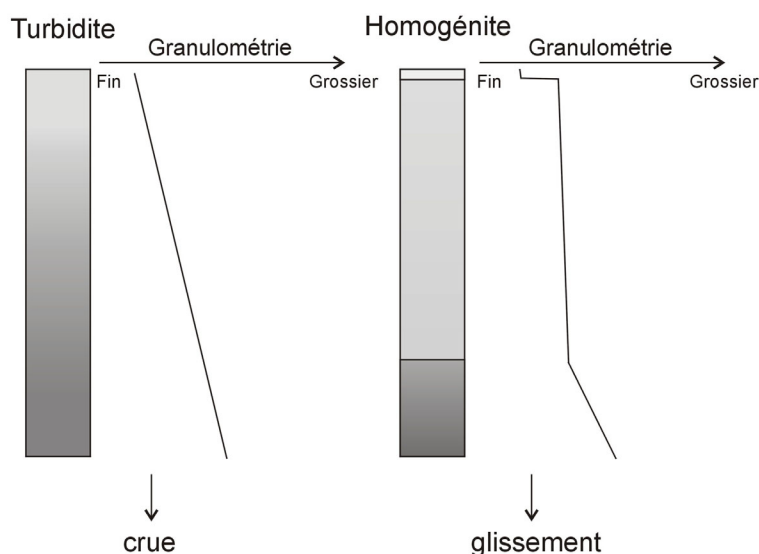


Figure 8.2 – Dépôts de crue et de glissement en milieu lacustre selon le modèle de Sturm *et al.* (1995).



Selon de nombreux auteurs, la mise en place de l'unité homogène caractéristique d'une homogénite résulte de l'action conjuguée de remaniements gravitaires et de l'effet de seiche (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Chapron *et al.*, 1999 ; Beck, 2001). Ce dernier permet l'homogénéisation d'une grande partie du matériel remanié qui produit habituellement un faciès sismique transparent (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Chapron *et al.*, 1999).

Les critères utilisés par Sturm *et al.* (1995) pour décrire les turbidites et les homogénites sont généralement acceptés par la communauté paléolimnologique. Cependant, l'interprétation des mécanismes à l'origine de ces deux types de dépôts diffère fréquemment du modèle proposé par Sturm *et al.* (1995). Une turbidite peut en effet provenir d'un apport de crue (dépôt hyperpical) mais elle peut aussi faire suite à un glissement en masse (comme initialement proposé par Sturm & Matter, 1978). Si ce glissement en masse est associé à un effet de seiche, le dépôt contient alors une importante unité homogène. Afin de différencier une turbidite de crue d'une sismo-turbidite, plusieurs paramètres sont généralement recherchés : son lien avec un séisme connu, sa répartition dans le lac, une source de sédiments déstabilisés, etc.

En milieu marin, plusieurs caractéristiques semblent différencier les sismo-turbidites des turbidites de crue (Nakajima & Kanai, 2000) : le nombre de sources sédimentaires, les variations de granulométrie (plus de fluctuations dans le cas d'une sismo-turbidite) et les structures sédimentaires (plus régulière dans le cas d'une turbidite de crue).

C'est également en milieu marin que le terme homogénite a été initialement décrit. En Méditerranée, il détermine un dépôt évènementiel généré par un séisme (Kastens & Cita, 1981). Selon Kastens & Cita (1981), le courant marin oscillatoire provoqué par ce séisme a engendré une pression suffisante pour remettre en suspension et liquéfier une épaisseur pluri-décimétrique de sédiments hémipélagiques (Kastens & Cita, 1981 ; Cita *et al.*, 1984). Après l'action de cette vague, les sédiments remobilisés se sont redéposés de façon homogène. En général, aucune structure sédimentaire particulière ne caractérise ce type de dépôt (Cita & Aloisi, 2000). Dans les plaines abyssales de Méditerranée, ce même séisme a provoqué une mégaturbidite.

Dans le lac Biwa au Japon (Shiki *et al.*, 2000), les propriétés granulométriques des sismo-turbidites semblent intermédiaires entre celles d'une homogénite et d'une turbidite (*sensu* Sturm *et al.*, 1995). Celles-ci comprennent une unité basale de granulométrie grossière surmontée par une unité de granulométrie plus fine. Le contact entre les deux unités est plus ou moins graduel.

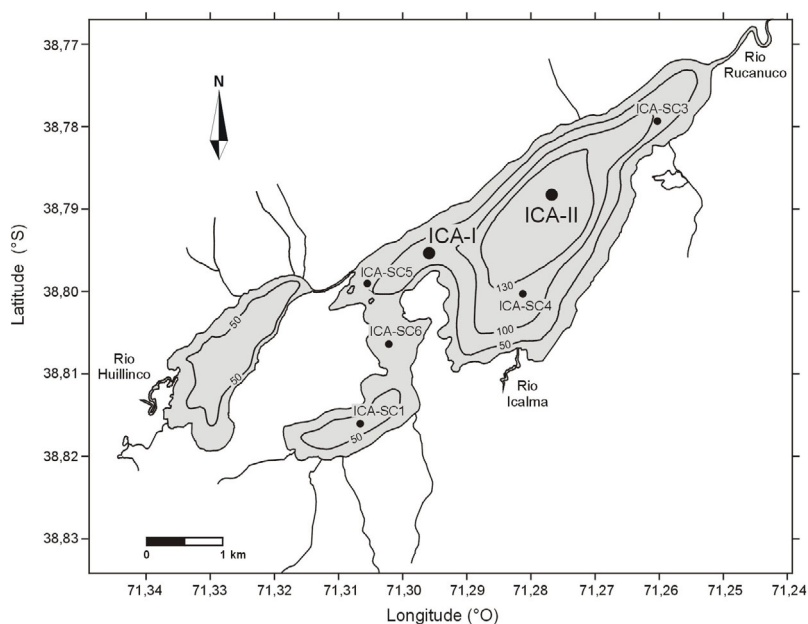
Dans les sédiments de fjord, les sismo-turbidites sont caractérisées par une séquence grandécroissante continue (St-Onge *et al.*, 2004).

D'après plusieurs exemples, Lignier (2001) a démontré qu'un seul séisme peut engendrer divers types de séismites en fonction de la position dans le lac. En environnement lacustre peu profond (cas typique de la plaine deltaïque fluvio-lacustre), un évènement sismique produirait principalement des phénomènes synsédimentaires (Lignier, 2001). Les environnements de pente deltaïque constitueraient également la source de la plupart des remaniements gravitaires. En environnement de fond de bassin, le sédiment n'est guère propice au développement de figures synsédimentaires. Par contre, cet environnement recueille la plupart des dépôts gravitaires. Ces derniers se remarquent aisément par leurs différences granulométriques par rapport à la sédimentation continue habituelle de fond de bassin (Lignier, 2001).

## 8.2. Matériel et méthodes

### 8.2.1. Matériel sédimentaire

Dans le lac Icalma, deux carottes longues ont été prélevées (ICA-I, 777 cm et ICA-II, 815 cm, Figs. 8.4 et 8.5). En plus de ces deux carottes longues, sept carottes courtes (< 70 cm) ont été étudiées : deux localisées aux sites de carottage long (ICA-I-P2, ICA-II-P1) et cinq réparties en différents endroits du lac (ICA-SC1 à ICA-SC6) (Fig. 8.3, Tab. 8.3). Ces carottes sont constituées d'une alternance de sédiments fins brunâtres et de sables foncés contenant parfois des ponces ou des débris ligneux (Figs. 8.4, 8.5 et 8.7). Les méthodes analytiques décrites ci-dessous ne s'appliquent qu'aux carottes longues ICA-I et ICA-II. Elles visent principalement à décrire la texture des sédiments en vue d'une reconstitution de la géodynamique sédimentaire du lac. Les sédiments des carottes courtes n'ont pas fait l'objet d'analyses texturales détaillées.



**Figure 8.3** – Localisation des carottes prélevées dans le lac Icalma.

### 8.2.2. Granulométrie

Les analyses granulométriques ont été effectuées par diffraction laser avec un pas de 2 cm sur la fraction totale du sédiment. Ce pas a été resserré à 1 cm dans certains niveaux dont l'origine semblait événementielle. Un granulomètre Malvern Mastersizer 2000 a été utilisé de la manière suivante. Les échantillons sont introduits dans une unité de dispersion de 100 ml remplie d'eau désionisée sans aucun dispersant. L'échantillon est ensuite délité grâce à un agitateur rotatif (2000 t/min) et désagrégé aux ultrasons. La quantité d'échantillon est ajustée afin d'obtenir une obscurité du faisceau laser entre 10 et 20%. Les paramètres granulométriques sont moyennés sur 10.000 mesures effectuées en alternance par le rayon bleu et le rayon rouge.

Les échantillons contenant des particules de taille supérieure à 500  $\mu\text{m}$  ont été analysés par une méthode combinant tamisage et diffraction laser (cf chapitre 7).

En vue de déterminer la texture des dépôts, plusieurs paramètres statistiques des distributions granulométriques ont été calculés selon Folk & Ward (1957) en exportant directement les percentiles nécessaires à partir du logiciel Mastersizer 2000 v. 5.1. Pour les échantillons analysés par la méthode combinant tamisage et diffraction laser, les percentiles ne peuvent être exportés directement. Les paramètres statistiques ont donc été calculés à partir du logiciel GRADISTAT (Blott & Pye, 2001). Pour chaque échantillon, les paramètres suivants ont été déterminés :

$$\text{Moyenne : } M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$\text{Classement : } \sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

$$\text{Asymétrie : } Sk_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2(\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2(\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$\text{Acuité : } K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Les valeurs obtenues pour le classement, l'asymétrie et l'acuité sont généralement qualifiées par les termes ci-dessous (Folk & Ward, 1957) :

Classement	Acuité
$\sigma_1 < 0,35$ très bien classé	$K_G < 0,67$ très platykurtique
$0,35 < \sigma_1 < 0,50$ bien classé	$0,67 < K_G < 0,90$ platykurtique
$0,50 < \sigma_1 < 1,00$ modérément classé	$0,90 < K_G < 1,11$ mésokurtique
$1,0 < \sigma_1 < 2,0$ mal classé	$1,11 < K_G < 1,50$ leptokurtique
$2,0 < \sigma_1 < 4,0$ très mal classé	$1,50 < K_G < 3,0$ très leptokurtique
$\sigma_1 > 4,0$ extrêmement mal classé	$K_G > 3,0$ extrêmement leptokurtique

Asymétrie	
$-1,00 < Sk_1 < -0,30$	forte asymétrie négative
$-0,30 < Sk_1 < -0,10$	asymétrie négative
$-0,10 < Sk_1 < 0,10$	symétrique
$0,10 < Sk_1 < 0,30$	asymétrie positive
$0,30 < Sk_1 < 1,00$	forte asymétrie positive

**Tableau 8.2** – Dénomination des valeurs pour les différents paramètres statistiques utilisés en granulométrie (classement, acuité, asymétrie) (Folk & Ward, 1957).

### 8.2.3. Minéralogie

La minéralogie totale et la minéralogie des argiles ont été déterminées par diffraction des rayons X (DRX) sur un échantillon d'un centimètre d'épaisseur prélevé tous les 10 cm. Un diffractomètre Bruker D8-Advance à anticathode de cuivre a été utilisé. Premièrement, les échantillons ont été séchés à l'étuve à 40°C et broyés jusqu'à une taille inférieure à 100 µm en utilisant un mortier en agate. Une aliquote a ensuite été séparée et montée dans un support en PVC par la méthode « back-side » (Brindley & Brown, 1980). Ces échantillons de poudre désorientée ont été soumis à la diffraction des rayons X entre 2 et 45° 2θ. Les minéraux présents ont été déterminés de manière semi-quantitative (± 5%) selon Cook *et al.* (1975). Pour ce faire, l'intensité du pic de diffraction principal de chaque minéral a été mesurée et corrigée par un facteur de multiplication (Cook *et al.*, 1975). Pour les particules amorphes, un facteur de correction a été obtenu à partir des résultats de diffraction obtenus sur des mélanges de quantités connues de matériel amorphe et de quartz (Bertrand, 2002).

La minéralogie des argiles a été déterminée sur la fraction inférieure à 2 µm obtenue après sédimentation de 50 minutes (loi de Stokes). Les agrégats orientés ont été réalisés par séchage à l'air libre de la solution contenant les particules < 2 µm sur une lame de verre (Moore & Reynolds, 1989). Ces échantillons ont ensuite été soumis à la DRX entre 2 et 30° 2θ. Les échantillons contenant des particules argileuses cristallisées (déterminées sur les spectres obtenus après séchage à l'air libre (N))

ont également été soumis à la diffraction des rayons X après saturation à l'éthylène glycol pendant 24h (EG) et après chauffage à 500°C pendant 4h (500).

#### 8.2.4. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique a été mesurée tous les 5 mm sur carotte ouverte grâce à un Bartington point sensor MS2E (données de F. Charlet).

### 8.3. Résultats

#### 8.3.1. Minéralogie totale

La minéralogie totale des sédiments de la carotte ICA-I (Fig. 8.4) est dominée par les particules amorphes ( $52 \pm 13\%$ ) et les plagioclases ( $29 \pm 9\%$ ). Les minéraux secondaires sont les pyroxènes ( $8 \pm 3\%$ ), le quartz ( $4 \pm 4\%$ ), l'olivine ( $3 \pm 2\%$ ) et l'amphibole ( $3 \pm 3\%$ ).

La minéralogie totale de la carotte ICA-II est relativement similaire (Fig. 8.5) : particules amorphes ( $64 \pm 9\%$ ), plagioclases ( $24 \pm 7\%$ ), pyroxènes ( $8 \pm 3\%$ ) et des traces de quartz ( $2 \pm 1\%$ ) et d'olivine ( $2 \pm 2\%$ ). L'amphibole n'y a été détectée (4%) que dans un seul échantillon (465 cm).

Dans les deux carottes, le contenu en particules amorphes reflète la somme de plusieurs constituants : allophanes, verres volcaniques, silice amorphe et matière organique.

#### 8.3.2. Minéralogie des argiles

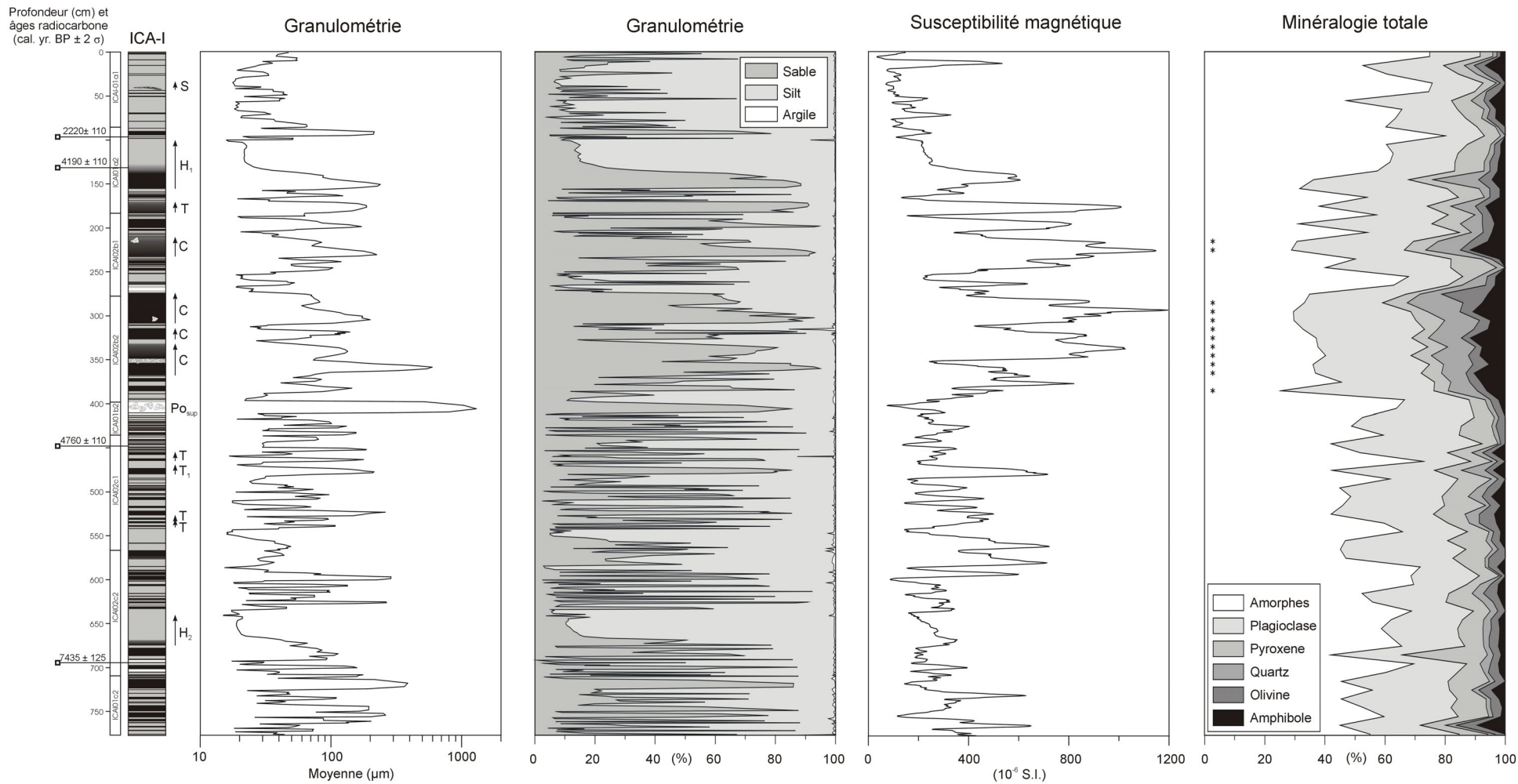
Les spectres de diffraction de la fraction argileuse ont révélé l'omniprésence de minéraux argileux amorphes (allophanes). Suite à cette part importante de minéraux amorphes, les minéraux argileux cristallisés n'ont pas pu être quantifiés. Seule leur présence/absence est indiquée dans les figures 8.4 et 8.5. Ces minéraux cristallisés représentent un mélange de kaolinite, illite et vermiculite en très faible quantité (max. 25 coups). Dans la carotte ICA-I, les échantillons contenant de tels minéraux sont localisés entre 200 et 400 cm, en relation avec une diminution du contenu en particules amorphes totales. Dans la carotte ICA-II, seuls deux échantillons contiennent des minéraux argileux cristallisés (455 et 465 cm).

#### 8.3.3. Susceptibilité magnétique

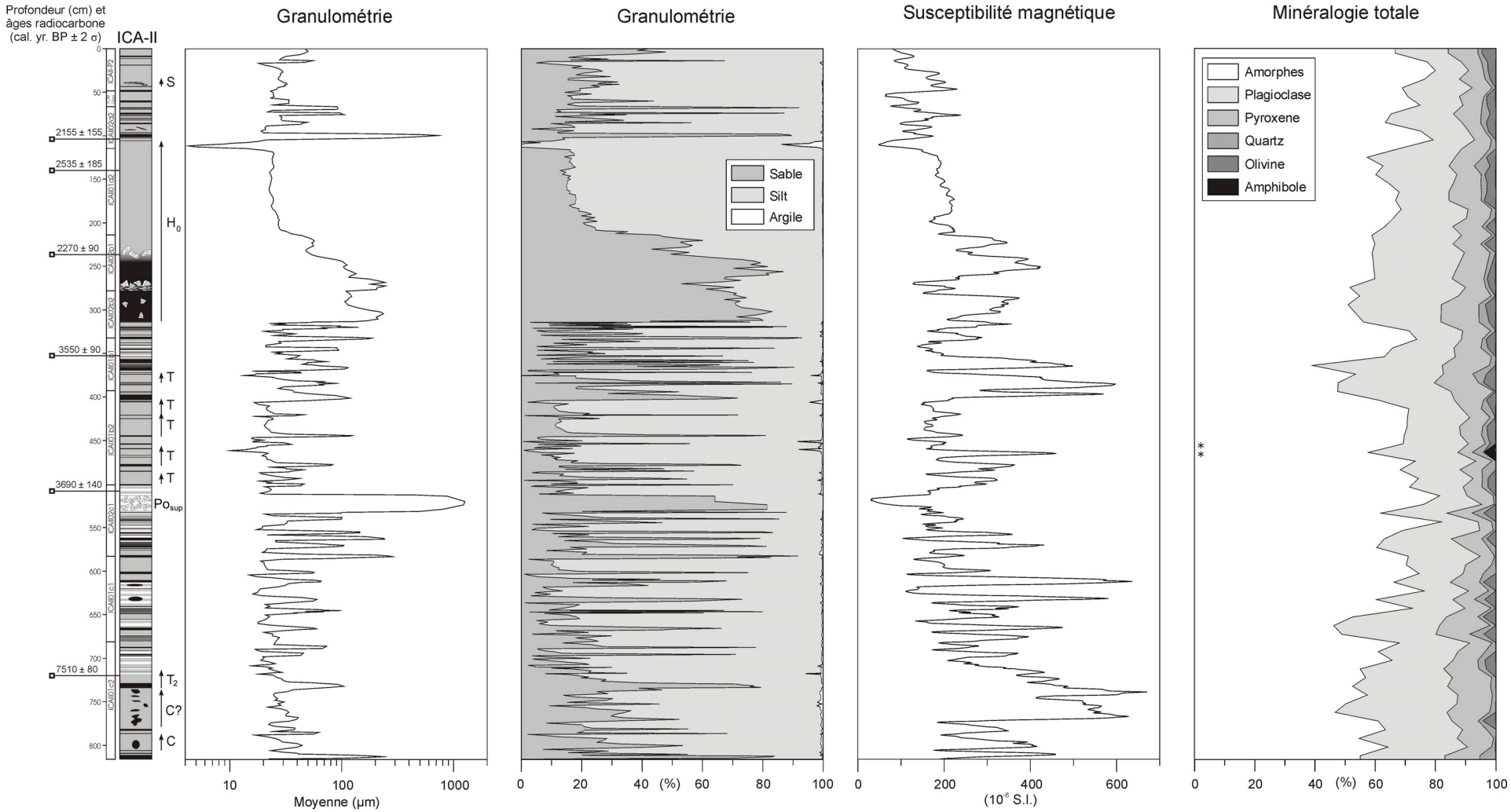
Les valeurs de susceptibilité magnétique sont globalement hautes pour l'ensemble des sédiments de la carotte ICA-I ( $391 \pm 266.10^{-6}$  S.I.). Les valeurs extrêmes sont de 28 et  $1378.10^{-6}$  S.I., les maxima étant en relation avec des niveaux sableux. Dans la carotte ICA-II, les valeurs sont globalement plus faibles que dans la carotte ICA-I ( $254 \pm 142.10^{-6}$  S.I.). Les limites inférieures et supérieures sont respectivement de 16 et  $959.10^{-6}$  S.I. Comme dans la carotte ICA-I, les valeurs les plus élevées sont en relation avec les niveaux sableux.

#### 8.3.4. Granulométrie

Les distributions granulométriques du sédiment des carottes ICA-I et ICA-II montrent globalement un très faible contenu en particules de la taille des argiles ( $< 2 \mu\text{m}$ ) (Figs. 8.4 et 8.5). Les teneurs en particules de la taille des silts ( $2 - 63 \mu\text{m}$ ) et des sables ( $> 63 \mu\text{m}$ ) varient fortement en fonction de la lithologie. Globalement, deux types de sédiments peuvent être différenciés sur base de la granulométrie : (1) les sédiments lacustres fins (moyenne :  $20 - 25 \mu\text{m}$ ) dominés par des particules de la taille des silts ( $80 - 95\%$ ) et contenant entre 5 et 20 % de sable, et (2) les sédiments grossiers (moyenne :  $100 - 500 \mu\text{m}$ ) caractérisés par une faible teneur en particules de la taille des silts ( $< 30\%$ ) et des teneurs importantes en particules de la taille des sables ( $> 70\%$ ).



**Figure 8.4** – Résultats analytiques obtenus sur la carotte longue ICA-I. (a) Moyenne granulométrique (moyenne glissante sur 3 points, échelle logarithmique), (b) Contenu en sable (> 63 μm), silt (2 – 63 μm) et argile (< 2 μm) ; (c) Susceptibilité magnétique (moyenne glissante sur 9 points) ; (d) Minéralogie totale avec indication du contenu en minéraux argileux cristallisés. Un astérisque indique la présence d’au moins un minéral argileux cristallisé. Une flèche verticale en regard de la colonne lithologique indique la présence d’un dépôt instantané interprété comme séismite : dépôt de slump (S), turbidite (T), homogénite (H) ou dépôt chaotique (C) (voir § 8.4). Les dépôts discutés dans le paragraphe suivant sont indiqués (H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, T<sub>1</sub>).



**Figure 8.5** – Résultats analytiques obtenus sur la carotte longue ICA-I. (a) Moyenne granulométrique (moyenne glissante sur 3 points, échelle logarithmique), (b) Contenu en sable ( $> 63 \mu\text{m}$ ), silt ( $2 - 63 \mu\text{m}$ ) et argile ( $< 2 \mu\text{m}$ ) ; (c) Susceptibilité magnétique (moyenne glissante sur 9 points) ; (d) Minéralogie totale avec indication du contenu en minéraux argileux cristallisés. Un astérisque indique la présence d'au moins un minéral argileux cristallisé. Une flèche verticale en regard de la colonne lithologique indique la présence d'un dépôt instantané interprété comme séismite : dépôt de slump (S), turbidite (T), homogénite (H) ou dépôt chaotique (C) (voir § 8.4). Les dépôts discutés dans le paragraphe suivant sont indiqués (H<sub>0</sub>, T<sub>2</sub>).

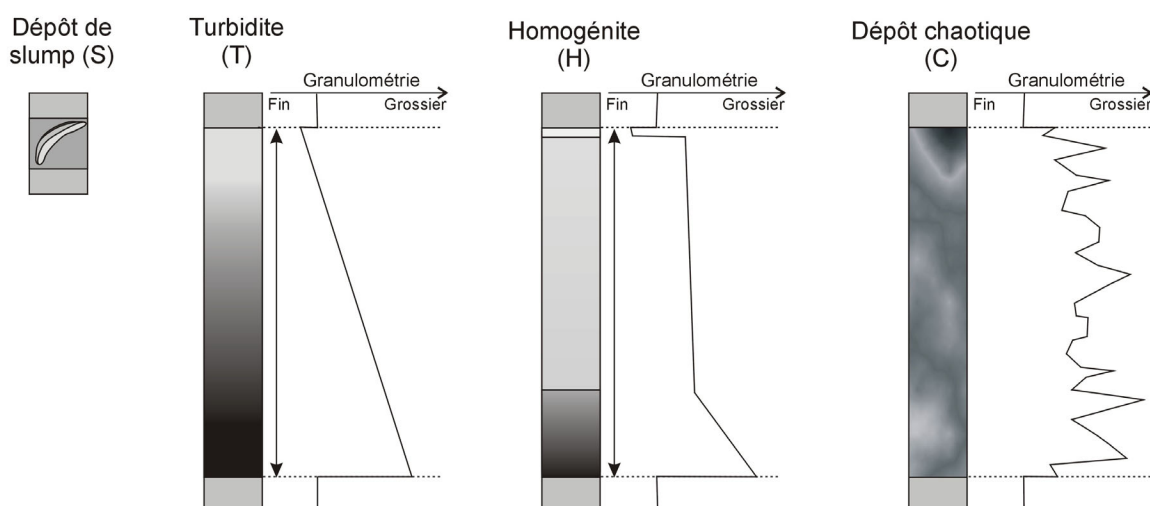
## 8.4. Reconnaissance des séismites

### 8.4.1. Types de dépôts évènementiels reconnus

En dehors des téphras en place, reconnus par leurs contacts nets avec le sédiment hôte et leur granulométrie globalement constante sur toute l'épaisseur du niveau, quatre types de dépôts instantanés interprétés comme séismites ont été distingués. Cette interprétation est principalement basée sur des comparaisons avec des dépôts similaires engendrés par des séismes connus historiquement (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Chapron *et al.*, 1999, St-Onge *et al.*, 2004). Ils sont tous censés représenter des dépôts instantanés mis en place suite à un évènement sismo-tectonique et peuvent être regroupés sous le terme de séismite. Leur reconnaissance dans les carottes est basée sur les descriptions macroscopiques et les résultats granulométriques (Fig. 8.6) :

- les dépôts de slump (S) – niveaux sédimentaires de lithologie distincte, en position oblique ou courbée, englobés dans un sédiment hôte silteux. Mis à part la texture différente du niveau glissé par rapport au sédiment hôte, aucune caractéristique granulométrique particulière n'a été décelée. Ils ne comportent aucune signature de susceptibilité magnétique caractéristique ;
- les turbidites (T) – séquences sédimentaires granodécroissantes formées par deux unités passant graduellement de l'une à l'autre : (1) une base constituée de sables grossiers foncés à texture granodécroissante et (2) une unité silteuse granodécroissante. Le contact entre la base de la séquence et le sédiment hôte est parfois érosif. Dans la carotte ICA-I (site influencé par les courants intermédiaires), la seconde unité présente souvent une épaisseur réduite. Le critère de différenciation typique est la granodécroissance de l'ensemble de la séquence. La base grossière de la séquence présente des valeurs de susceptibilité magnétique élevées ;
- les homogénites (H) – séquences sédimentaires composées de trois unités : (1) une base granodécroissante généralement constituée de particules grossières foncées, contenant parfois des galets de boue, des ponces ou des fragments de bois de taille pluricentimétrique. Cette base est en contact érosif avec le sédiment hôte. Elle est surmontée d'un niveau silteux homogène (2) par un contact graduel peu épais. L'épaisseur de cette unité homogène atteint environ la moitié de la hauteur de la séquence. Elle contient parfois des macro-débris de matière organique. Le sommet de la séquence est formé d'une couche millimétrique à centimétrique de silts argileux fins et de couleur claire (3). Aucune structure sédimentaire n'a été identifiée. Cette définition de l'homogénite est en accord avec le modèle de Sturm *et al.* (1995). Les trois unités sont aisément reconnaissables en granulométrie. Les profils de susceptibilité magnétique sont grossièrement parallèles aux courbes de moyenne granulométrique ;
- les dépôts chaotiques (C) – ce terme est utilisé pour décrire des niveaux fortement perturbés et composés d'un mélange de passées sablo-silteuses englobées dans du sédiment hôte plus ou moins grossier. Aucune structure sédimentaire n'est distincte. En granulométrie ainsi qu'en susceptibilité magnétique, ce type de dépôt est très variable et dépend du contenu en particules de la taille des sables. Tout comme dans le cas des turbidites, la partie sableuse de ce type de dépôt est plus développée dans les sédiments du site ICA-I.

Ces quatre types de dépôts sont intercalés dans du sédiment hôte silteux (Figs 8.4 et 8.5). Leur mode de mise en place est discuté dans les paragraphes suivants, après analyse détaillée de certains paramètres statistiques granulométriques.



**Figure 8.6** – Caractéristiques lithologiques et granulométriques des 4 types de dépôts évènementiels (séismites) décrits dans les carottes longues du lac Icalma.

#### 8.4.2. Occurrence des différents types de séismites

Dans la carotte ICA-I, 12 séismites ont été reconnues : 1 dépôt de slump, 5 turbidites, 2 homogénites et 4 dépôts chaotiques (Fig. 8.4). Leur épaisseur cumulée atteint 236,2 cm, c'est à dire 30 % des sédiments de la carotte ICA-I. Leurs profondeurs sont reprises ci-dessous et leurs épaisseurs notées entre parenthèses.

**S** : 39 – 43 cm (4 cm) ;

**T** : 170,5 – 182,5 cm (12 cm) ; 460 – 464,8 cm (4,8 cm) ; 469 – 480 cm (11 cm) ; 526,5 – 532 cm (5,5 cm) ; 532 – 536 cm (4 cm) ;

**H** : 100,3 – 155,5 cm (55,2 cm) ; 640 – 674,7 cm (34,7 cm) ;

**C** : 210,5 – 232,5 cm (22 cm) ; 274 – 308,5 cm (34,5 cm) ; 314,3 – 326,8 cm (12,5 cm) ; 331,8 – 367,8 cm (36 cm) ;

Dans la carotte ICA-II, 10 séismites ont été reconnues : 1 dépôt de slump, 6 turbidites, 1 homogénite et 2 dépôts chaotiques (Fig. 8.5). Leur épaisseur cumulée atteint 354 cm, c'est à dire 43 % des sédiments de la carotte ICA-II.

**S** : 38 – 43 cm (5 cm) ;

**T** : 376 – 384 cm (8 cm) ; 406 – 422 cm (16 cm) ; 422 – 445 cm (23 cm) ; 460 – 478,5 cm (18,5 cm) ; 487 – 495 cm (8 cm) ; 717,5 – 734 cm (16,5 cm) ;

**H** : 107,5 – 313 cm (205,5 cm) ;

**C** : 734,15 – 773,15 cm (39 cm) ; 789,65 – 804,15 cm (14,5 cm).

#### 8.4.3. Dépôt de slump : caractérisation texturale et distribution spatiale

Dans les carottes ICA-I et ICA-II, un seul dépôt de slump est présent, à une profondeur d'environ 40 cm (Figs. 8.4 et 8.5). Les carottes courtes (50 – 60 cm) prélevées en différents endroits du lac permettent de contrôler la répartition de cette séismite dans les différents environnements lacustres.

Cinq des sept carottes courtes prélevées dans le lac Icalma contiennent le dépôt de slump (Fig. 8.7). Dans chacune de ces carottes, il est composé d'un niveau lithologique particulier incliné entre 45° et 90°. La lithologie de ce niveau est double : une base silto-sableuse gris-beige, surmontée d'un niveau de sable foncé brun-noir. Ce dépôt est englobé dans une matrice silto-argileuse brunâtre. Dans les carottes ICA-SC3, ICA-SC6 et ICA-II-P1, un téphra courbé noir de 5 mm d'épaisseur est présent sous ce niveau particulier et est inclus dans le niveau de slump. L'épaisseur totale du dépôt de slump varie



entre 4 cm (ICA-I-P2) et 7,5 cm (ICA-SC1). Les sédiments surmontant ce niveau de slump présentent des laminations macroscopiques (description) et microscopiques (Boës, com. pers.). L'analyse granulométrique de ceux-ci ne démontre aucun classement. Ce dépôt de slump ne constitue donc pas la base d'une séismite mais est un dépôt évènementiel en-soi. Dans les carottes ICA-SC4 et ICA-SC5, le dépôt de slump n'apparaît pas. Dans aucune carotte le niveau originel à double lithologie n'a été repéré en position non perturbée.

L'absence du niveau de slump dans les carottes ICA-SC4 et ICA-SC5 est à mettre en relation avec leurs positions dans le bassin (Fig. 8.7, Tab. 8.3). La carotte ICA-SC4 est située en environnement deltaïque (delta du Rio Icalma). Elle contient de nombreuses passées sableuses épaisses et des niveaux riches en matière organique (Fig. 8.7). Ces dépôts grossiers proviennent probablement des apports de crues par les courants de fond du Rio Icalma. Ce site est donc caractérisé par des taux de sédimentation élevés et est également propice à une érosion intense. Trois hypothèses permettent d'expliquer l'absence du dépôt de slump : (1) le taux de sédimentation est élevé et le dépôt de slump est présent plus profondément ; (2) le dépôt de slump a été remanié par érosion ; (3) le mécanisme à l'origine de ce dépôt a provoqué un glissement des sédiments du delta et le dépôt de slump n'y a jamais existé. Aucun argument ne permet de trancher.

La seconde carotte ne contenant pas le niveau de slump (ICA-SC5) se situe à l'embouchure du cours d'eau reliant la Laguna Chica de Icalma au bassin principal. Ce site est situé à proximité du flanc NO du bassin versant, caractérisé par de fortes pentes et des canyons d'érosion. La sédimentation au site ICA-SC5 est donc influencée par les glissements sous-aquatiques et les apports en masse du bassin versant. Le nombre important et l'épaisseur des dépôts grossiers sans structure particulière présents dans la carotte ICA-SC5 en sont la conséquence. L'absence du dépôt de slump s'explique par une des trois hypothèses émises ci-dessus.

Les carottes contenant le niveau de slump sont situées dans des milieux de sédimentation plus calmes. Ceux-ci comprennent la plaine lacustre de l'appendice occidental du lac (ICA-SC1 et ICA-SC6), la plaine lacustre du lac principal (ICA-II-P1), l'exutoire du lac (ICA-SC3) et une plate-forme située entre le lac principal et son appendice occidental (ICA-I-P2). Les passées de sables que ces carottes contiennent correspondent toutes à des téphras en place.

Plusieurs caractéristiques laissent supposer que ce dépôt doit être synchrone dans l'ensemble des carottes où il a été décrit : les corrélations lithostratigraphiques visuelles (Fig. 8.7), les corrélations téphrostratigraphiques entre ICA-I et ICA-II (De Vleeschouwer, 2002 ; Heuschen, 2004), la profondeur semblable de ce niveau dans l'ensemble de carottes et son unicité dans les sédiments du lac. Si le caractère synchrone de ce niveau est admis dans ces cinq carottes, cela signifie que le taux de sédimentation est le plus faible à l'exutoire (ICA-SC3) et le plus important dans les parties les plus profondes du lac (ICA-II-P1 et ICA-SC1). De plus, la grande répartition spatiale et le synchronisme apparent de ce dépôt de slump confirment son origine sismique.

Site	Latitude (°S)	Longitude (°O)	Profondeur (m)	Longueur de carotte (cm)
ICA-I-P2	38°47,694'	71°17,748'	77,3	53,0
ICA-II-P1	38°47,303'	71°16,637'	134,7	54,0
ICA-SC1	38°48,926'	71°18,384'	56,5	68,3
ICA-SC3	38°46,774'	71°15,762'	104,4	36,0
ICA-SC4	38°47,997'	71°16,897'	130,5	48,0
ICA-SC5	38°47,917'	71°18,312'	34	60,5
ICA-SC6	38°48,364'	71°18,111'	36	44,5

**Tableau 8.3** – Localisation et caractéristiques des sites de carottages courts dans le lac Icalma (représentation à la Fig. 8.7).

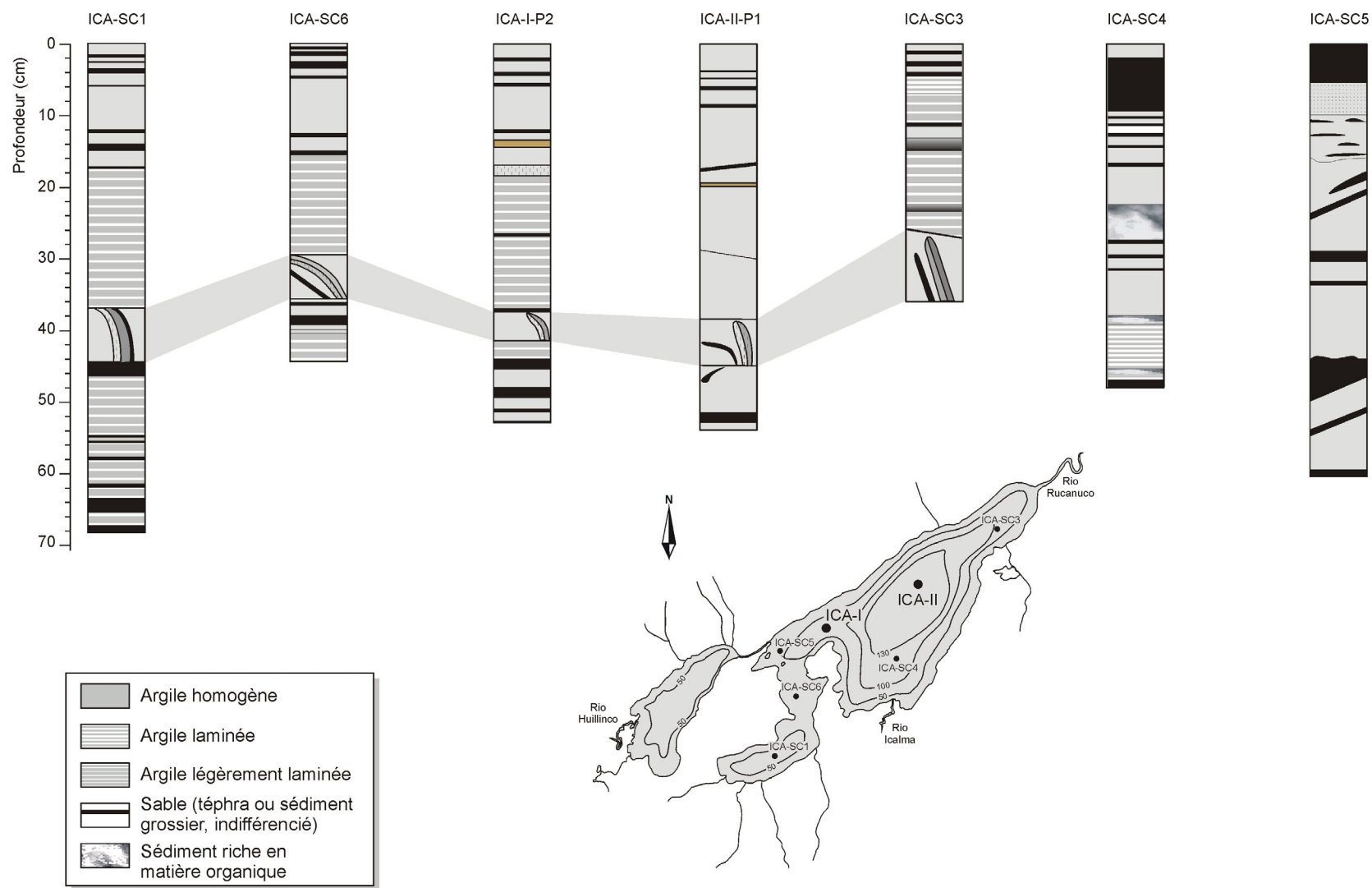


Figure 8.7 – Colonnes lithologiques de l'ensemble des carottes courtes prélevées dans le lac Icalma. Le dépôt de slump est repéré et corrélé sur cinq carottes.

#### 8.4.4. Homogénites

Dans les carottes longues, les séismites les plus épaisses sont les homogénites (Figs. 8.4 et 8.5). Les trois homogénites décrites, dénommées  $H_1$  et  $H_2$  dans la carotte ICA-I et  $H_0$  dans la carotte ICA-II, ont fait l'objet d'analyses texturales détaillées.

##### ICA-I

Dans la carotte ICA-I, deux homogénites ont été décrites à 100 – 155 cm et à 640 – 675 cm (Fig. 8.8) :

**$H_1$**  (ICA-I 100 – 155 cm) – De bas en haut, cette homogénite est constituée d'une base sableuse en contact érosif avec le sédiment hôte sous-jacent (Fig. 8.8). Sa base est constituée de sables grossiers (moyenne 170 – 270  $\mu\text{m}$ ) noir et blancs sur une épaisseur de 7 cm. Elle est surmontée de 16 cm de sable fins et silts noirs (moyenne décroissant de 130 à 26  $\mu\text{m}$ ) passant graduellement à un niveau de 30 cm de silts homogènes gris olive (moyenne 20 – 23  $\mu\text{m}$ ). L'évènement est coiffé par 5 mm de silt argileux beige (moyenne 9  $\mu\text{m}$ ).

**$H_2$**  (ICA-I 640 – 675 cm) – Cette homogénite est caractérisée par une base centimétrique de sable noir (moyenne 111  $\mu\text{m}$ ) en contact net avec le sédiment hôte (Fig. 8.8). Cette unité est surmontée de 6 cm de silts gris olive granodécroissants (moyenne 25 – 50  $\mu\text{m}$ ), eux-mêmes recouverts par une unité homogène de 27 cm d'épaisseur. Cette unité est composée de silt fin brunâtre (moyenne 20 – 22  $\mu\text{m}$ ) et est dépourvue de toute structure macroscopique. La séquence est coiffée par 5 mm de silts fins (moyenne 11  $\mu\text{m}$ ) de couleur olive claire.

Dans ces deux exemples, la susceptibilité magnétique présente une tendance parallèle à la proportion de particules de la taille des sables (Fig. 8.8). Les trois grandes unités utilisées par Sturm *et al.* (1995) pour définir les homogénites (base grossière, unité homogène épaisse et couche fine coiffant la séquence) sont présentes. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques permettent de caractériser la texture de ces deux dépôts et permettent ainsi de mieux comprendre leur mode de mise en place.

Le classement de l'homogénite  $H_1$  est globalement constant tout au long de la séquence, bien que beaucoup plus variable à la base. La base de l'homogénite  $H_2$  est particulièrement mal classée (Fig. 8.8). Le classement s'améliore vers le sommet de la séquence.

L'asymétrie de l'homogénite  $H_1$  est fortement positive à la base de la séquence (queue du côté des fines particules). La distribution devient ensuite symétrique dans la passée homogène et le niveau de silt fin coiffant la séquence présente une asymétrie négative (queue du côté des particules grossières). L'asymétrie de l'homogénite  $H_2$  présente la même tendance, avec une variabilité plus importante à la base du dépôt. Dans les deux cas, l'asymétrie présente une tendance parallèle à la proportion de particules de la taille des sables dans l'échantillon.

Du point de vue de l'acuité, la base de la séquence des deux homogénites est leptokurtique et l'unité homogène est mésokurtique (courbe gaussienne).

L'évolution des valeurs de classement et d'asymétrie décrites ci-dessus traduit un dépôt dans un milieu d'énergie décroissante. La base de la séquence serait une unité assez massive déposée par un courant de densité. Les variations dans les valeurs de classement de l'unité grossière à la base de  $H_1$  pourraient traduire des pulsations du courant gravitaire. L'évolution des valeurs d'asymétrie avec la profondeur démontre un mode de dépôt dans un milieu de plus en plus calme (diminution de la vitesse de la turbulence). Les valeurs d'asymétrie se stabilisent dans l'unité homogène, traduisant une stabilité de l'énergie du milieu de décantation. Pour les deux homogénites, les valeurs de classement des unités supérieures se situent toujours aux alentours de 1,3 – 1,6. Celles-ci varient pour l'unité basale en fonction de la compétence des courants. Les fines particules composant l'unité sommitale de silts fins sont caractérisées par une moyenne très faible et une asymétrie négative, démontrant une lente décantation du sédiment.

Homogénites de la carotte ICA-I : H<sub>1</sub> (100-155 cm) et H<sub>2</sub> (640-675 cm)

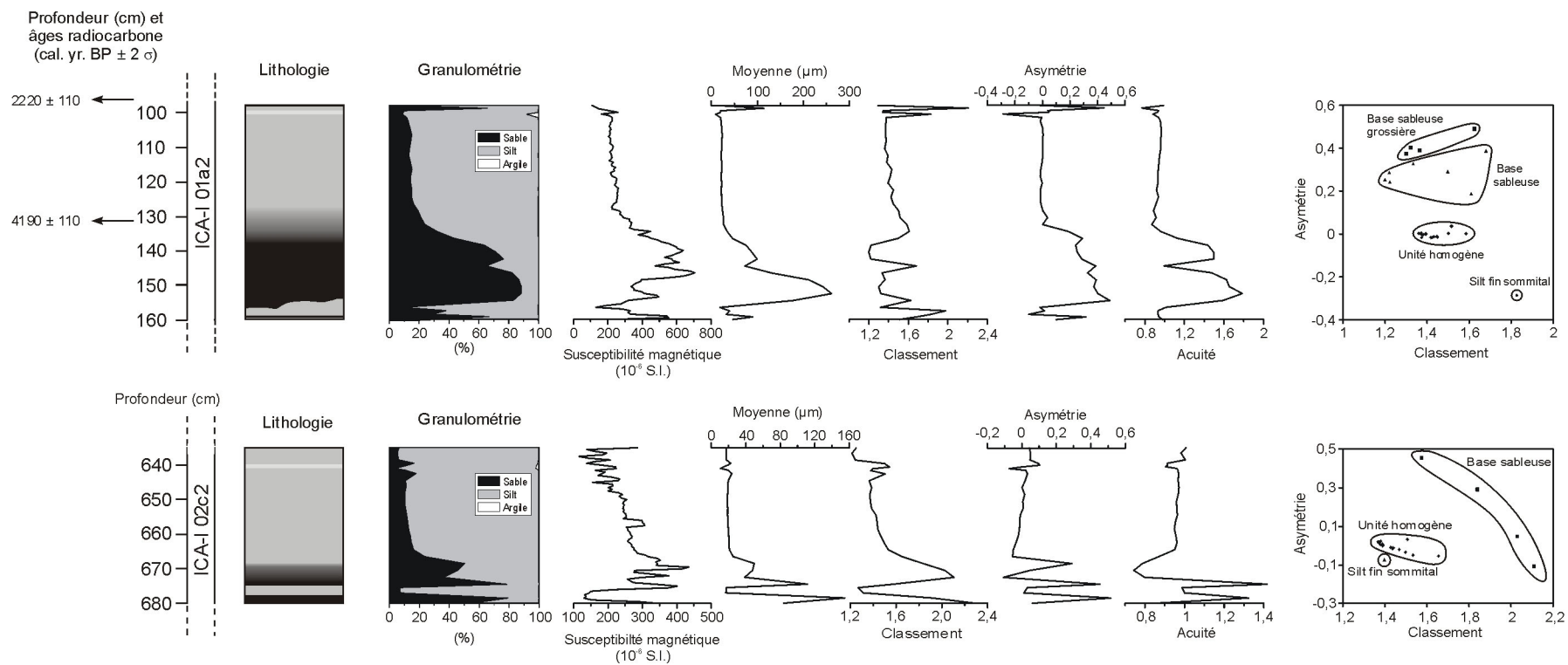


Figure 8.8 – Caractérisation granulométrique des deux homogénites décrites dans la carotte ICA-I (H<sub>1</sub> et H<sub>2</sub>). La courbe de susceptibilité magnétique est présentée en parallèle.

## ICA-II

Dans la carotte ICA-II, une seule homogénite a été décrite (108 – 313 cm). Son épaisseur relativement importante (205 cm) permet d'étudier ses caractéristiques texturales de manière détaillée (Figs. 8.9 et 8.10).

**H<sub>0</sub>** (ICA-II 110 – 313 cm) – Cette séquence sédimentaire présente un contact net et tranché avec le sédiment hôte sous-jacent. Sa base est constituée de sable noir grossier (moyenne 100 – 412  $\mu\text{m}$ ) contenant des ponces de taille allant jusqu'à 3 cm de diamètre, ainsi que des débris de bois pluricentimétriques (Fig. 8.9). Cette unité d'environ 75 cm d'épaisseur est surmontée d'une unité de transition de 30 cm d'épaisseur environ (240 – 210 cm). Au-dessus, l'unité de silt homogène (moyenne 22 – 24  $\mu\text{m}$ ) gris olive atteint 1 m d'épaisseur et contient parfois de petits résidus ligneux. Cette séquence est coiffée par 5 cm de silt argileux (moyenne 4  $\mu\text{m}$ ) gris-vert clair.

La courbe de susceptibilité magnétique montre une tendance parallèle au contenu en sable, excepté pour les niveaux contenant de nombreuses ponces (importance des vésicules) ou des macro-débris de bois. La courbe de classement montre des sédiments très mal classés à la base (313 – 250 cm) avec des valeurs maximales entre 260 et 280 cm. Ces valeurs passent ensuite de manière assez brutale à des valeurs typiques de sédiments mal classés jusqu'au sommet de la séquence. La fine unité sommitale est modérément classée.

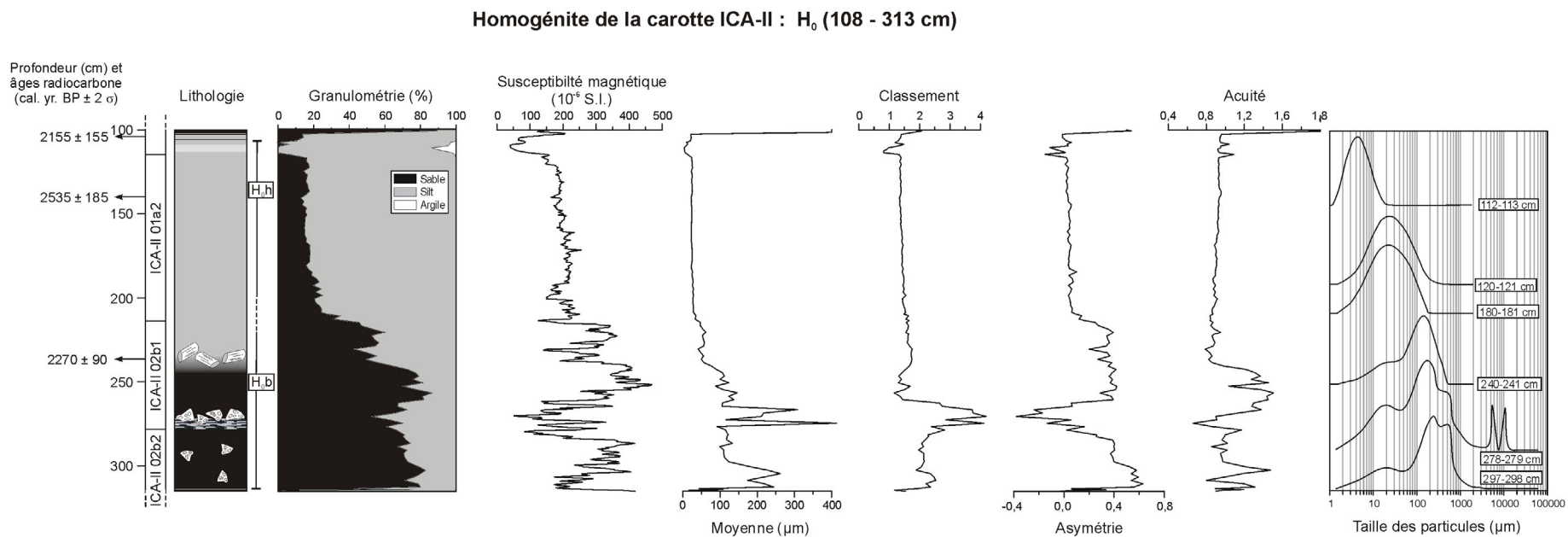
La courbe d'asymétrie présente des valeurs de forte asymétrie positive (queue vers les particules fines) pour l'unité basale et l'unité de transition, hormis entre 260 et 280 cm où les valeurs sont nulles à négatives, en relation avec la présence de ponces. L'unité homogène ainsi que la fine unité sommitale sont caractérisées par des distributions granulométriques symétriques.

La courbe d'acuité présente des valeurs caractérisant une distribution mésokurtique, excepté à la base de la séquence où les distributions granulométriques sont leptokurtiques.

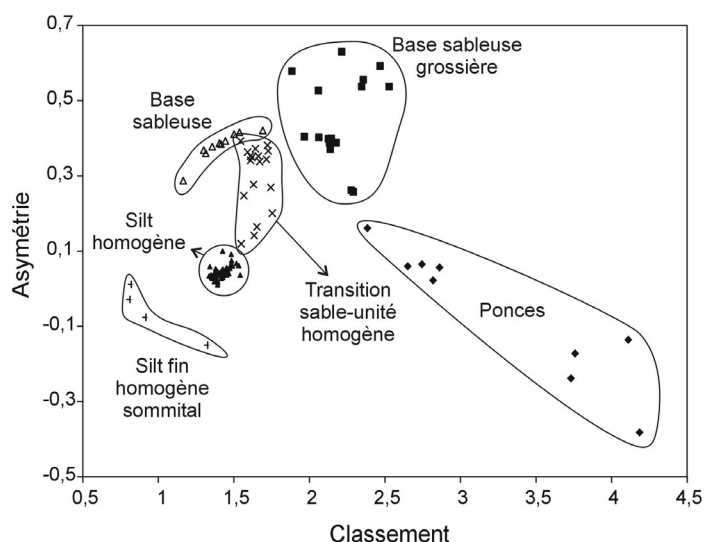
Le graphe classement – asymétrie (Fig. 8.10) montre que le paramètre variant le plus avec la profondeur est l'asymétrie. La tendance vers l'asymétrie négative avec une diminution de la profondeur est grossièrement parallèle à l'amélioration du classement. Comme pour H<sub>1</sub> et H<sub>2</sub>, les valeurs de classement et d'asymétrie sont très regroupées pour le dépôt homogène.

La seule exception à cette tendance est le niveau de ponce intercalé à la base de la séquence, entre 260 et 280 cm. Ce niveau se repère facilement dans les courbes de moyenne granulométriques (valeurs élevées) et de susceptibilité magnétique (valeurs faibles comparées aux sédiments hôtes grossiers). Les ponces présentant des valeurs de densité particulièrement faibles ne permettent pas d'interpréter les valeurs de classement et d'asymétrie de manière classique. Bien que leur taille granulométrique soit beaucoup plus importante que celle des sédiments grossiers formant la base de la séquence, les ponces mettent généralement un temps beaucoup plus important pour sédimenter (White *et al.*, 2001). Les ponces ont en effet besoin d'être saturées en eau avant de chuter et, de ce fait, sédimenter généralement de manière granocroissante (White *et al.*, 2001). Une tendance similaire est observée entre 230 et 240 cm, dans un niveau lithologique contenant des débris de bois.

L'évolution de l'asymétrie et du classement depuis la base vers le sommet de la séquence traduit un dépôt dans un milieu hautement énergétique (vitesse, turbulence), devenant ensuite de plus en plus calme. Cette diminution de l'énergie du milieu n'est pas linéaire. L'énergie s'est stabilisée afin de permettre le dépôt de l'unité homogène. La couche sommitale de silt fin correspond à une lente décantation sans agitation de la tranche d'eau.



**Figure 8.9** – Caractérisation granulométrique et données de susceptibilité magnétique de l'homogénéité H<sub>0</sub> décrite dans la carotte ICA-II. Pour illustration, les courbes de distribution granulométrique des différentes lithologies sont présentées.



**Figure 8.10** – Graphe classement-acuité des sédiments formant l'homogénite  $H_0$  décrite dans la carotte longue ICA-II.

#### 8.4.5. Turbidites

Cinq turbidites ont été décrites dans la carotte ICA-I et six dans la carotte ICA-II. Toutes sont caractérisées par une diminution plus ou moins graduelle vers le sommet de la moyenne granulométrique. A titre d'illustration, une turbidite épaisse de chaque carotte est représentée et ses caractéristiques texturales détaillées dans la figure 8.11.

Dans la carotte ICA-I, la turbidite illustrée se situe entre 469 et 480 cm de profondeur ( $T_1$ ). Elle se caractérise par une première unité sableuse, plus grossière à la base, composée de particules noires (scories) et de particules blanches (débris de ponce). Cette unité est surmontée par une unité de silt de moindre épaisseur par un contact relativement graduel (Fig. 8.11). D'un point de vue textural, la moyenne est continuellement granodécroissante, le classement et l'asymétrie sont grossièrement parallèles. Le sédiment est mieux classé et plus symétrique vers le sommet de la séquence. L'acuité évolue depuis des valeurs caractérisant des distributions granulométriques très aiguës à la base de la séquence vers des valeurs typiques d'une distribution gaussienne au sommet.

Dans la carotte ICA-II, la turbidite localisée à une profondeur de 718 – 734 cm est représentée ( $T_2$ ). Celle-ci est caractérisée par une base sableuse noire en contact net avec le sédiment hôte sous-jacent. Cette unité est surmontée de manière graduelle par une unité silteuse contenant une passade de 7 mm d'épaisseur riche en matière organique (Fig. 8.11). Elle est surmontée par 5 mm de silt fin, coiffant la séquence. D'un point de vue granulométrique, la moyenne est continuellement granodécroissante, bien que présentant une brusque diminution au passage entre les deux unités (Fig. 8.11). Le classement est meilleur à la base qu'au sommet de la séquence. Il varie brusquement à la limite entre les deux unités. L'asymétrie est positive (0,2 à 0,3) à la base, proche de 0,1 dans l'unité silteuse et négative au sommet de la séquence. Cette turbidite est texturalement semblable à l'homogénite de type B (mégaturbidite) décrite en méditerranée par Cita & Aloisi (2000).

Les paramètres classement-acuité de ces deux turbidites sont représentatifs d'un milieu devenant de plus en plus calme, sans phase de stabilité marquée. Ils traduisent une évolution graduelle des processus de dépôt. Le classement évolue de manière différente dans les deux turbidites. Les faibles valeurs de classement de l'unité grossière à la base de  $T_2$  traduisent une compétence élevée des courants gravitaires. Les deux unités principales sont plus distinctes dans la turbidite  $T_2$  (site ICA-II influencé par courants de fond) que dans la turbidite  $T_1$  (site ICA-I influencé par les courants intermédiaires et les apports gravitaires directs) où le passage d'une unité à l'autre est très graduel. Cette différence entre les deux sites semble être typique pour l'ensemble des turbidites décrites. Cependant, l'épaisseur relativement faible (< 10 cm) de plusieurs d'entre-elles ne permet pas de détailler leurs caractéristiques texturales. La séquence complète des turbidites initialement décrite par Bouma (1962) avec ses structures caractéristiques n'est jamais observée.

Exemples de turbidites de la carotte ICA-I (T<sub>1</sub>, 469-480 cm) et ICA-II (T<sub>2</sub>, 718-734 cm)

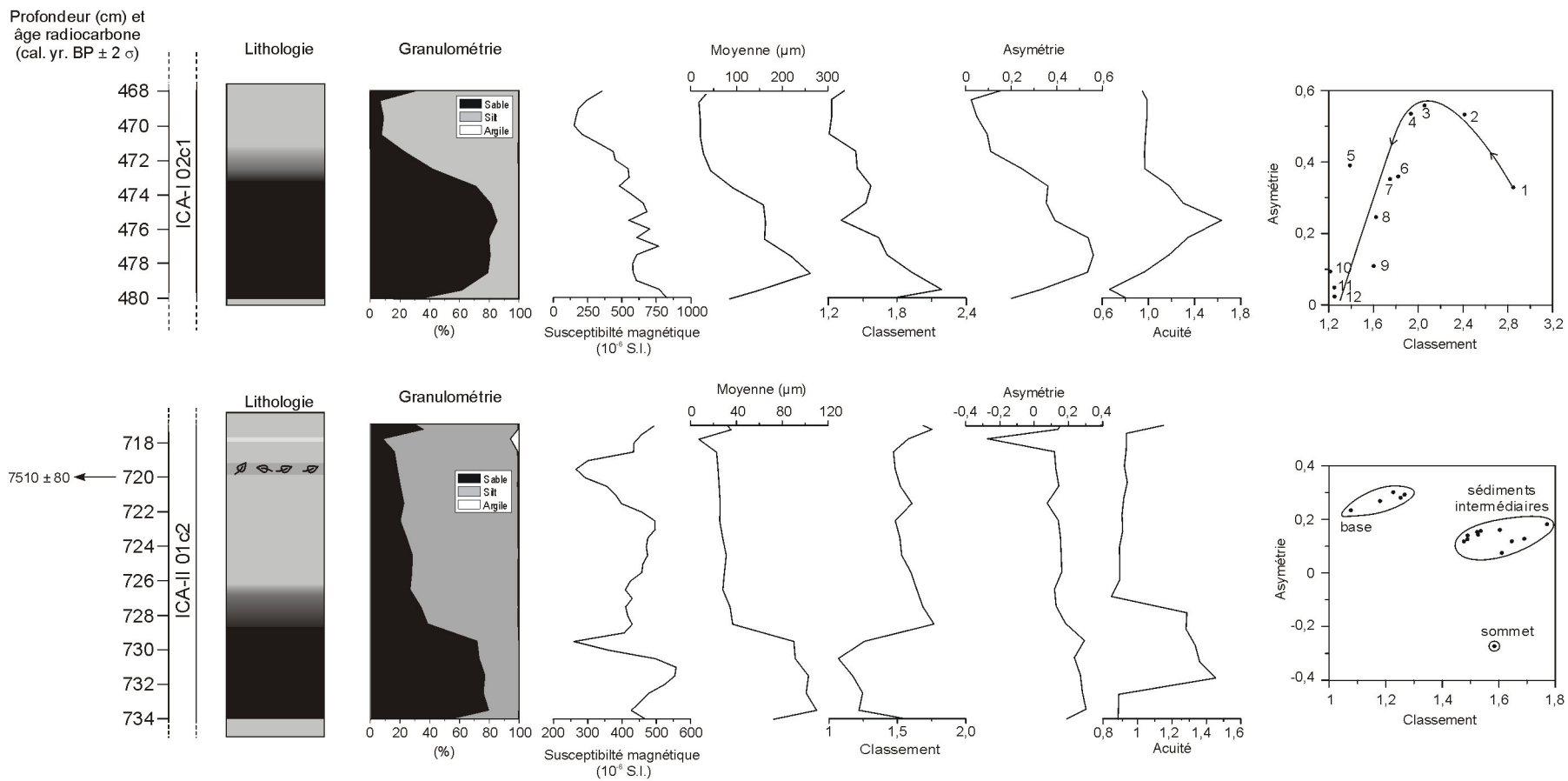


Figure 8.11 – Résultats granulométriques et de susceptibilité magnétique de deux turbidites représentatives dans la carotte ICA-I (T<sub>1</sub>) et ICA-II (T<sub>2</sub>).



### 8.4.6. Dépôts chaotiques

Sous ce terme sont regroupés tous les dépôts interprétés comme séismites mais ne faisant pas partie des catégories précédentes. Ces dépôts sont assez difficiles à caractériser d'un point de vue textural. Leurs paramètres granulométriques sont très variables et aucun n'est caractéristique. Ils sont toujours composés d'un mélange de particules noires sableuses avec des particules plus fines et/ou des débris de ponces en proportions variables.

## 8.5. Datation des séismites

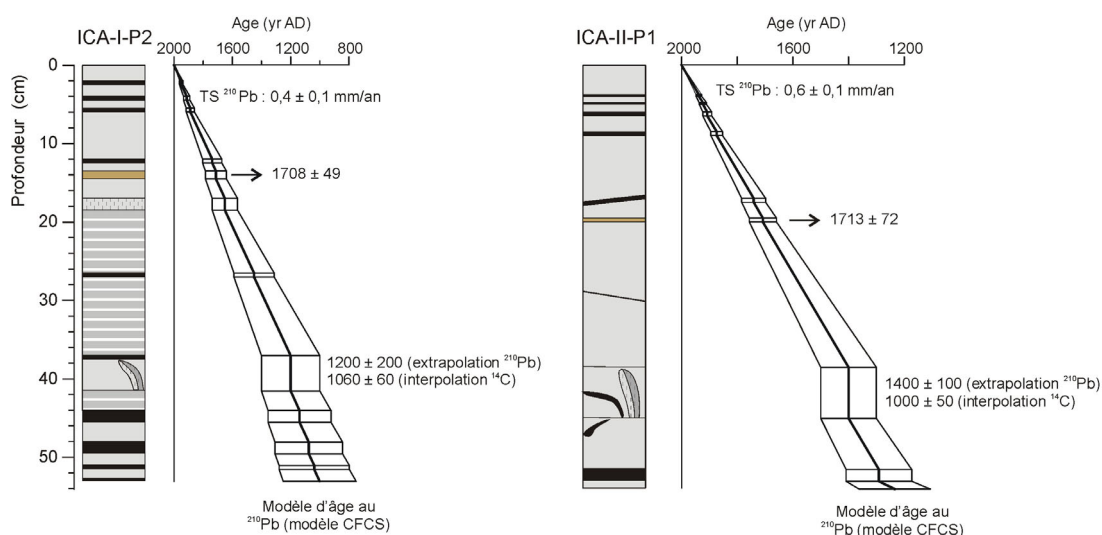
### 8.5.1. Dépôt de slump (carottes courtes)

Les datations au  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  effectuées sur les carottes courtes ICA-I et ICA-II (Arnaud *et al.*, soumis) ainsi que la première date radiocarbone obtenue sur les carottes longues ICA-I et ICA-II (cf. chap. 6) permettent de discuter l'âge du niveau de slump avec une relativement bonne précision. L'âge approximatif de ce dépôt a été calculé de deux manières distinctes : par extrapolation du modèle d'âge au  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  et par interpolation de la première datation radiocarbone avec le niveau zéro au sommet de la carotte. Ces résultats sont ensuite comparés.

#### $^{210}\text{Pb}$

Le modèle d'âge au  $^{210}\text{Pb}$  a été réalisé en appliquant le modèle CFCS (constant flux, constant sédimentation rate) aux données de  $^{210}\text{Pb}$  en excès ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ) mesurées sur les vingt premiers centimètres des carottes pilotes ICA-I-P2 et ICA-II-P1 (Arnaud *et al.*, soumis). Il a été appliqué après extraction des valeurs correspondant aux niveaux de téphras présents dans les deux carottes. Dans les lacs alpins, cette technique a permis de dater précisément les dépôts événementiels intercalés (Arnaud *et al.*, 2002 ; Nomade *et al.*, soumis). Elle suppose un taux de sédimentation constant pour la sédimentation continue.

La demi-vie du  $^{210}\text{Pb}$  étant de 22 ans, le modèle d'âge réalisé est valide pour les 150 dernières années (7 demi-vies). En vue d'obtenir une estimation de l'âge du dépôt de slump dans les carottes ICA-I-P2 et ICA-II-P1, le taux de sédimentation calculé ( $0,4 \pm 0,1$  mm/an pour ICA-I et  $0,6 \pm 0,1$  mm/an pour ICA-II ; Arnaud *et al.*, soumis) a été extrapolé jusqu'à la base des carottes pilotes (Fig. 8.12).



**Figure 8.12** – Colonnes lithologiques des carottes pilotes ICA-I-P2 et ICA-II-P1 prélevées dans le lac Icalma (localisation Fig. 8.3). Le modèle d'âge basé sur l'extrapolation du taux de sédimentation moyen calculé à partir des données au  $^{210}\text{Pb}$  pour les 150 dernières années est représenté en regard (modèle CFCS) (Arnaud *et al.*, soumis). Pour comparaison, l'âge obtenu pour le dépôt de slump par cette méthode et par interpolation de la première date radiocarbone est indiqué (âges en années AD).

Dans la carotte ICA-I-P2, en tenant compte du caractère instantané des téphras et du dépôt de slump, cette méthode détermine un âge de  $1200 \pm 200$  AD pour le dépôt de slump (Fig. 8.12). Dans la carotte ICA-II-P1, la datation du dépôt de slump par la même méthode indique un âge de  $1400 \pm 100$  AD (Fig. 8.8).

D'après la corrélation d'un niveau repère pouvant être utilisé comme marqueur chronostratigraphique (lamine d'argile verte oxydée) dans les deux carottes (13,5 – 14,5 cm dans ICA-I-P2 et 19,5 – 20 cm dans ICA-II-P1), cette extrapolation est hautement significative jusqu'en 1700 AD au moins, puisque ce niveau est daté à  $1708 \pm 49$  AD dans la carotte ICA-I-P2 et à  $1713 \pm 72$  AD dans la carotte ICA-II-P1 (Fig. 8.12). Le taux de sédimentation des deux carottes est donc constant jusqu'en 1700 AD au moins.

## <sup>14</sup>C

Sans tenir compte de la différence de compaction due à la méthode de carottage (carottier par gravité pour les carottes pilotes et carottier par piston pour les carottes longues), la première date radiocarbone obtenue sur les sédiments de chaque carotte longue a été interpolée avec le niveau zéro pour dater le dépôt de slump. Pour chaque carotte, deux taux de sédimentation distincts ont été calculés à partir de ces dates : le taux de sédimentation total (ne tenant pas compte du caractère instantané des dépôts événementiels) et le taux de sédimentation de la sédimentation continue (après extraction de l'épaisseur des événements). Ce dernier peut être directement comparé avec les taux de sédimentation provenant du modèle d'âge au <sup>210</sup>Pb (Tab. 8.4). Pour le dépôt de slump, la première méthode donne un âge de  $1065 \pm 55$  AD (ICA-I) et  $1110 \pm 60$  AD (ICA-II). Les âges calculés par la seconde méthode sont de  $1060 \pm 60$  AD (ICA-I) et  $1000 \pm 50$  BP (ICA-II).

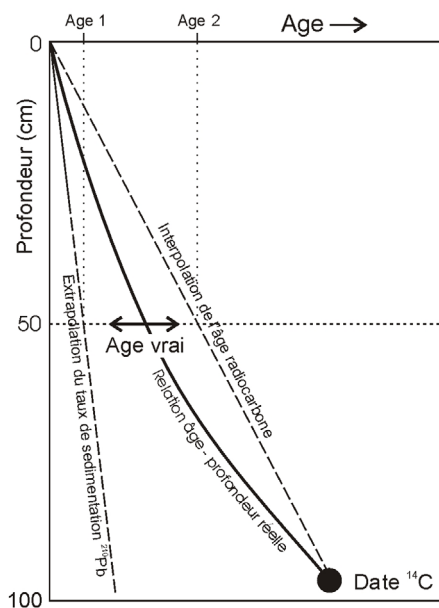
	(a) CFCS <sup>210</sup> Pb (sdt cont.)	(b) <sup>14</sup> C (sdt totale)	(c) <sup>14</sup> C (sdt cont.)	Profondeur du dépôt de slump (cm)
ICA-I	$0,4 \pm 0,1$	$0,42 \pm 0,02$	$0,34 \pm 0,02$	37,5 – 41,5
ICA-II	$0,6 \pm 0,1$	$0,47 \pm 0,03$	$0,36 \pm 0,02$	38,5 – 45,0

**Tableau 8.4** – Taux de sédimentation moyens (en mm/an) pour les sédiments récents des carottes pilotes ICA-I-P2 et ICA-II-P1 calculés par différentes méthodes : a) modèle CFCS (Constant Flux Constant Sedimentation) au <sup>210</sup>Pb (Arnaud *et al.*, soumis) déterminant le taux de sédimentation de la sédimentation continue ; b et c) extrapolation de la première date radiocarbone de chaque carotte longue sans (b) et avec (c) correction de l'épaisseur des événements instantanés. Cette méthode détermine le taux de sédimentation total (b) et le taux de sédimentation de la sédimentation continue (c). La profondeur du dépôt de slump dans les deux carottes pilotes est également indiquée.

## Comparaison

En théorie, l'âge du dépôt de slump calculé par interpolation de la date radiocarbone doit être plus élevé que celui déduit de l'extrapolation du taux de sédimentation calculé à partir des données de <sup>210</sup>Pb<sub>xs</sub> (Fig. 8.13). En effet, les sédiments étant en général moins compactés au sommet qu'à la base de la carotte, l'extrapolation des taux de sédimentations récents (modèle <sup>210</sup>Pb) fournit un âge maximal (l'évènement daté est probablement plus ancien que la date calculée). L'âge obtenu par interpolation de la date radiocarbone est un âge minimal (le niveau est probablement plus jeune que la date calculée).

Les dates obtenues pour le dépôt de slump par les deux méthodes pour la carotte ICA-I sont cohérentes (l'intervalle 1000 – 1120 AD recouvre les deux méthodes) (Fig. 8.12). Pour la carotte ICA-II, l'âge obtenu par interpolation de la datation radiocarbone est nettement plus vieux que celui obtenu par extrapolation du modèle d'âge au <sup>210</sup>Pb (Fig. 8.12). Cette différence a trois origines probables : (1) une différence de compaction (cf ci-dessus) ; (2) une lacune d'érosion ou (3) un taux de sédimentation variable dans la carotte ICA-I, comme démontré par le nombre plus élevé de téphras entre 100 et 50 cm qu'entre 50 cm et la surface (Fig. 8.4). Malgré ces faibles différences, ces datations démontrent que le dépôt de slump est probablement synchrone dans les deux carottes. Son âge peut être estimé aux environs de  $1100 \pm 100$  AD. Il est donc plus ancien que la période couverte par les enregistrements historiques.



**Figure 8.13** – Différences théoriques entre le modèle d'âge basé sur l'extrapolation des taux de sédimentation récents (modèle  $^{210}\text{Pb}$ ) et celui basé sur l'interpolation de la première date radiocarbone. La compaction du sédiment étant plus importante au sommet de la carotte, la relation âge-profondeur réelle présente une allure courbe. L'âge vrai d'un dépôt situé à 50 cm de profondeur est intermédiaire entre l'âge obtenu par extrapolation du modèle d'âge au  $^{210}\text{Pb}$  (âge 1) et celui obtenu par interpolation de la première date  $^{14}\text{C}$  avec le niveau zéro (âge 2).

Les données obtenues pour ce dépôt de slump prouvent qu'un séisme a eu lieu dans la région du lac Icalma aux environs de 1100 AD. Il a déformé et remobilisé une couche lithologique de nature distincte qui a sédimenté dans tous les environnements profonds du lac non soumis à l'érosion. Aucune séismite n'est distinguée entre le dépôt de slump et la surface. Cela tendrait à démontrer que les séismes historiques, malgré leurs intensités pouvant atteindre VIII ou IX à Icalma (Tab. 8.1), n'ont laissé aucune trace dans les sédiments lacustres.

#### 8.5.2. Autres dépôts évènementiels (carottes longues)

Les quelques datations radiocarbone obtenues permettent d'estimer l'âge des homogénites, turbidites et dépôts chaotiques décrits dans les carottes longues ICA-I et ICA-II.

En plus de ces datations radiocarbone, un marqueur chronologique distinct est présent dans les deux carottes (Figs. 8.4 et 8.5). Il s'agit du niveau de ponce à verres rhyolitiques, émis par le volcan Sollipuli en 3000 cal. yr. BP. En comparant la position stratigraphique de ce niveau de ponce ( $\text{Po}_{\text{sup}}$ ) en place dans les carottes ICA-I et ICA-II avec les datations radiocarbone obtenues, une incompatibilité entre les deux méthodes de datation est mise en évidence. Dans la carotte ICA-I, la datation située 40 cm sous le niveau de ponce présente un âge de 4760 cal. yr. BP (Fig. 8.4). A moins d'une érosion importante ou d'un taux de sédimentation très faible, cette différence est difficilement explicable. De la même manière, les datations effectuées sur le sédiment non remanié au sommet de la ponce en place dans la carotte ICA-II présentent un âge de plusieurs centaines d'années postérieur à l'âge de la ponce en place (Fig. 8.5). Ces caractéristiques tendent à démontrer que la ponce en place est antérieure à 3000 cal. yr. BP. Cependant, l'âge de cette ponce dans le bassin versant est relativement bien contraint (Naranjo *et al.*, 1993) et il semble plutôt que ces différences soient dues à un vieillissement des dates radiocarbone obtenues sur les échantillons lacustres. Ce vieillissement est probablement à mettre en relation avec l'importante activité volcanique régionale. Les éruptions volcaniques émettent en effet du carbone juvénile qui, une fois incorporé dans le sédiment, provoque un vieillissement virtuel (Hajdas, 1993 ; Calderoni & Turi, 1998). Lorsqu'il y a incompatibilité entre l'âge du niveau de ponce et les âges radiocarbone, l'âge de la ponce sera préférentiellement sélectionné.

Dans la carotte ICA-I (Fig. 8.4), les sédiments déposés au sommet de l'homogénite supérieure ( $H_1$ ), sont datés à 2220 cal. yr. BP. La matière organique contenue dans les sédiments de l'homogénite est environ 2000 ans plus vieille. Celle-ci étant remaniée de dépôts plus anciens, cette date ne peut-être utilisée pour dater le dépôt de l'homogénite  $H_1$ . De plus, le niveau de ponce daté à 3000 cal. yr. BP est stratigraphiquement inférieur à cette homogénite (400 cm). Ceci constitue un argument supplémentaire pour conforter la date radiocarbone à  $2220 \pm 110$  cal. yr. BP. Celle-ci est donc supposée représenter l'âge de la mise en place de l'homogénite  $H_1$ .

La base de la seconde homogénite ( $H_2$ ) est située 14 cm au-dessus du niveau daté à  $7435 \pm 125$  cal. yr. BP. La mise en place de  $H_2$  est donc postérieure à  $7435 \pm 125$  cal. yr. BP mais de loin antérieure à  $4760 \pm 110$  cal. yr. BP. Un âge approximatif de 7200 cal. yr. BP lui est assigné.

De nombreuses séismites apparaissent entre le niveau de ponce en place (400 cm) daté à 3000 cal. yr. BP et l'homogénite  $H_1$  datée à environ 2220 cal. yr. BP. Celles-ci ont largement contribué au taux de sédimentation total élevé estimé entre ces deux dates ( $\sim 4$  mm/an). Ces séismites ont donc été mises en place dans la carotte ICA-I entre 3000 et 2200 cal. yr. BP.

Finalement, quelques fines turbidites sont présentes entre 550 et 450 cm dans la carotte ICA-I (Fig. 8.4). Celles-ci sont antérieures à  $4760 \pm 110$  cal. yr. BP et de loin postérieures à  $7435 \pm 125$  cal. yr. BP. Nous pouvons donc raisonnablement supposer que leur mise en place a eu lieu entre 6000 et 4760 cal. yr. BP.

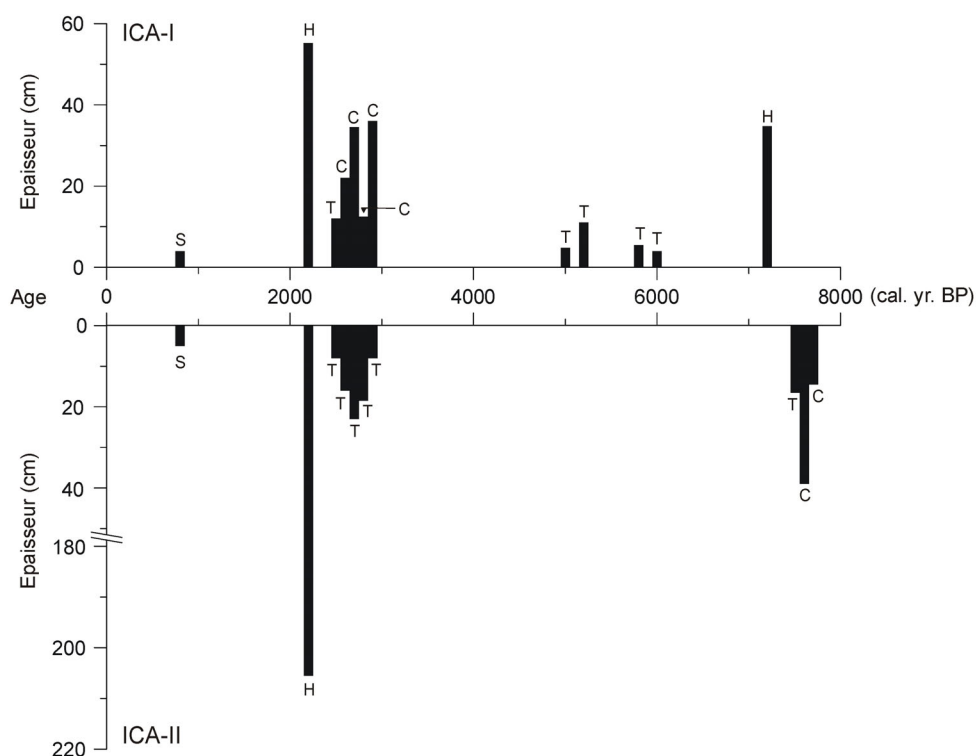
Dans la carotte ICA-II (Fig. 8.5), l'âge de l'homogénite  $H_0$ , est relativement bien contraint. Les débris organiques à l'intérieur du dépôt ont un âge de  $2270 \pm 90$  et  $2535 \pm 155$  cal. yr. BP. Ces valeurs sont des âges maximum pour l'âge de la mise en place du dépôt. Le sédiment non remanié, directement supérieur à l'homogénite, est daté à  $2155 \pm 155$  cal. yr. BP. Ces données nous permettent d'affirmer que la mise en place de l'homogénite  $H_0$  est datée à environ 2200 cal. yr. BP. Cet âge est identique à celui obtenu pour l'homogénite  $H_1$  décrite dans la carotte ICA-I.

Cinq turbidites sont présentes dans la carotte ICA-II entre 500 et 350 cm. Celles-ci surmontent le niveau de ponce daté à 3000 cal. yr. BP. et sont antérieures à l'homogénite  $H_0$  (2200 cal. yr. BP). La mise en place de ces séismites est donc datée entre 3000 et 2200 cal. yr. BP.

Les autres séismites présentes dans la carotte ICA-II sont localisées sous 720 cm. Celles-ci sont donc antérieures à  $7510 \pm 80$  cal. yr. BP mais postérieures à 10.000 cal. yr. BP puisque le niveau de ponce inférieur (daté à 10.000 cal. yr. BP ; Naranjo & Moreno, 1991 ; De Vleeschouwer *et al.*, sous presse) n'est pas présent dans la carotte. Au vu de la proximité de la datation radiocarbone à  $7510 \pm 80$  cal. yr. BP et du caractère instantané de ces dépôts, nous pouvons affirmer que ceux-ci sont probablement datés entre 8000 et 7500 cal. yr. BP.

Grâce à ces datations et tout en considérant leur précision relative, les âges des séismites décrites dans les carottes longues ICA-I et ICA-II peuvent être comparés (Fig. 8.14). La figure 8.14 représente l'épaisseur et la nature de chaque séismite en fonction de son âge approximatif. Celle-ci démontre une corrélation relativement importante entre les deux sites. Dans les deux carottes, un nombre important de séismites apparaît entre 3000 et 2200 cal. yr. BP (Fig. 8.14). Les homogénites  $H_1$  (carotte ICA-I) et  $H_0$  (carotte ICA-II) sont synchrones. Le site ICA-I a enregistré de nombreuses séismites d'épaisseur modeste entre 6000 et 5000 cal. yr. BP. Celles-ci n'ont aucun équivalent dans la carotte ICA-II. Enfin, entre 8000 et 7000 cal. yr. BP, trois séismites ont été enregistrées dans la carotte ICA-II et une seule dans la carotte ICA-I. Une des séismites présentes dans la carotte ICA-II entre 820 et 720 cm pourrait être synchrone de l'homogénite décrite dans la carotte ICA-I entre 635 et 680 cm.

Si ces dépôts sont directement liés à l'activité sismique régionale, ces résultats permettent d'affirmer qu'elle était maximale entre 3000 et 2200 cal. yr. BP. La période 8000 – 7000 cal. yr. BP semble également correspondre à une phase d'activité sismique importante.



**Figure 8.14** – Epaisseur des séismites identifiées dans les carottes longues ICA-I et ICA-II en fonction de leur âge (cal. yr. BP). La nature des séismites est représentée (S : dépôt de slump ; H : homogénite ; T : turbidite ; C : dépôt chaotique). L'ordre de grandeur de l'épaisseur de l'homogénite décrite dans la carotte ICA-II étant nettement supérieur à l'épaisseur des autres séismites, l'axe des épaisseurs est scindé en deux parties.

## 8.6. Discussion

### 8.6.1. Origine du sédiment

La minéralogie des sédiments des carottes ICA-I et ICA-II peut être représentée par deux assemblages distincts selon leur contenu en particules amorphes. Celui-ci est en relation avec la granulométrie du sédiment. Les dépôts grossiers, qu'ils constituent la base de séismites ou proviennent de téphras en place, sont relativement pauvres en particules amorphes (40 – 50 % dans la carotte ICA-I, 50 – 60 % dans la carotte ICA-II). Ils ne contiennent pas de silice biogénique, ce qui traduit leur origine terrigène. Par contre, les particules amorphes sont présentes en plus grande quantité dans les sédiments lacustres fins des deux sites (60 – 70 %). Cette caractéristique provient d'une part de la petite taille des allophanes mais également de la présence de silice biogénique (opale) dans les fractions granulométriques de la taille des silts moyens.

Les proportions minéralogiques observées dans les sédiments lacustres grossiers sont très semblables à celles déterminées dans les andosols régionaux qui sont la source directe des sédiments lacustres (Bertrand, 2002). Dans le cas des sédiments lacustres fins, les particules formant les andosols sont transportées par le réseau fluvial et déposées en milieu lacustre de manière continue. Les particules biogéniques formées dans le lac enrichissent les sédiments fins en particules amorphes. Les sédiments grossiers reflètent un apport terrigène massif. Dans la carotte ICA-I, le caractère terrigène de ces sédiments est accentué par la présence de minéraux argileux cristallisés et d'amphiboles. Ces minéraux sont également présents et toujours associés dans la carotte ICA-II, mais uniquement en très faible quantité. Dans les sédiments grossiers de la carotte ICA-I, les amphiboles forment jusqu'à 90 % des minéraux denses de la fraction 105 – 420  $\mu\text{m}$  (Heuschen, 2004).

Dans le bassin versant, les sources d'amphiboles sont rares (Bertrand, 2002). Elles apparaissent uniquement en faible quantité (< 10%) dans les dépôts morainiques à la base des affleurements. Elles proviennent dans ce cas de l'érosion mécanique des roches du bassin versant lors de la dernière période glaciaire (Bertrand, 2002). Aucune amphibole n'a été observée dans les cendres post-glaciaires. L'amphibole n'est d'ailleurs pas un minéral présent dans les téphras émis par les éruptions holocènes des volcans régionaux (Besoin, 1985). Dans les sédiments de rivière, l'amphibole est uniquement présente dans les sédiments du cours d'eau formant la liaison entre la Laguna Chica de Icalma et le lac principal (12%). Heuschen (2004) en a détecté 10 % dans les minéraux denses de la fraction 105 – 420 µm d'un échantillon sédimentaire du Rio Icalma. Dans les roches du bassin versant, les amphiboles sont présentes en quantité non négligeable (jusqu'à 50 %), mais de manière non systématique, soit dans les granites jurassiques soit dans les roches sédimentaires formant la péninsule entre le bassin principal du lac et son appendice occidental (cf. Fig. 6.2).

Les amphiboles présentes dans les sédiments lacustres ne peuvent donc pas provenir des andosols holocènes. Seules les roches du bassin versant du lac en sont la source, directe ou indirecte. Dans le premier cas, les amphiboles proviendraient de l'érosion holocène des roches et seraient ensuite directement incorporées dans les sédiments lacustres. Dans le second cas, les amphiboles proviendraient de l'érosion mécanique intense du substrat rocheux en période glaciaire et seraient ensuite incorporées dans les sédiments morainiques avant d'être remaniées lors de l'érosion de ceux-ci au cours de l'Holocène. Vu l'absence d'amphiboles dans les sédiments lacustres fins et l'importante couverture de cendres post-glaciaires recouvrant les roches du bassin versant, la seconde hypothèse semble plus réaliste. Les sédiments morainiques, particulièrement bien exposés dans la partie NO du bassin versant, seraient ensuite remaniés, soit lors des pluviosités importantes, soit par des glissements en masse. L'absence d'amphibole dans les sédiments de la carotte ICA-II serait liée à l'éloignement de ce site par rapport aux sources morainiques ainsi qu'à la densité importante des amphiboles, sédimentant préférentiellement à proximité de leur source (site ICA-I).

La présence de minéraux argileux cristallisés (kaolinite, illite et vermiculite) dans les mêmes échantillons lacustres, confirme l'origine proposée ci-dessus. Ceux-ci sont également présents dans les roches du bassin versant et absents des andosols.

Cette réflexion est particulièrement valable pour les dépôts chaotiques situés entre 200 et 400 cm dans la carotte ICA-I, contemporains des turbidites situées entre 350 et 500 cm dans la carotte ICA-II (Figs. 8.4 et 8.5).

Lors du dépôt des homogénites  $H_0$  et  $H_1$ , la contribution des sédiments morainiques semble moins importante. En effet, les sédiments grossiers à la base de l'homogénite  $H_1$  ne contiennent pas de minéraux argileux cristallisés et leur contenu en amphibole est modeste (Fig. 8.4). De la même manière, l'homogénite  $H_0$ , décrite dans la carotte ICA-II, ne contient pas d'amphiboles ni de minéraux argileux cristallisés (Fig. 8.5). Dans l'unité homogène de l'homogénite  $H_0$ , les frottis ont démontré la présence de diatomées, prouvant que la majeure partie de ces sédiments fins proviennent directement du remaniement de sédiments lacustres. Leur source est probablement située au nord-ouest du lac, où le fond lacustre est caractérisé par des pentes atteignant 20°.

Les datations effectuées à l'intérieur des homogénites  $H_0$  et  $H_1$  tendent également à confirmer qu'il existe une double source sédimentaire. Les homogénites renferment en effet des débris de matière organique datés à  $2270 \pm 90$  et  $2535 \pm 185$  cal. yr. BP, provenant directement du bassin versant, ainsi que de la matière organique lacustre plus ancienne ( $4190 \pm 110$  cal. yr. BP.). Celle-ci est originaire d'un remaniement sous-aquatique.

L'origine suivante des dépôts est proposée : lors des périodes pluvieuses, les sédiments meubles (majoritairement des andosols) présents au flanc nord du lac s'accumulent au bas des pentes (cf données géomorphologiques de Mardones *et al.*, 1993). Suite aux secousses sismiques importantes, ces dépôts (avec les débris de bois et de ponces qu'ils contiennent) sont déstabilisés et entraînés dans le lac. Les secousses sismiques responsables déclenchent également des glissements de sédiments

lacustres, plus ou moins accentués par l'arrivée massive de dépôts grossiers du bassin versant. Ces sédiments sont ensuite mis en suspension, mélangés et redéposés en fonction de leur granulométrie et des caractéristiques énergétiques de la colonne d'eau (vitesse, turbulence, ...). Les ponces et les débris de bois, étant caractérisés par une plus faible densité et nécessitant d'être gorgés d'eau avant de chuter, sédimentent plus tardivement. Si les sédiments provenaient uniquement des canyons d'érosion du bassin versant du lac comme proposé par Charlet *et al.* (2004), ceux-ci ne contiendraient pas de diatomées.

L'enregistrement des séismes en milieu lacustre dépend de l'intensité du séisme mais également de la disponibilité en matériaux meubles. Entre 3000 et 2200 cal. yr. BP, de nombreuses séismes ont été enregistrées dans les deux carottes prélevées. Une forte disponibilité en sédiments meubles suite au dépôt de ponce en 3000 cal. yr. BP est probablement en partie responsable du bon enregistrement de l'activité sismique de cette époque. Dans le bassin versant du lac, ce dépôt de ponce a une épaisseur variant entre 30 et 100 cm (Naranjo *et al.*, 1993 ; De Vleeschouwer, 2002). Les retombées de ponces en 3000 cal. yr. BP ont probablement affecté la végétation, exposant de cette manière les sols à l'érosion torrentielle. De plus, ces ponces constituent une quantité non négligeable de matériaux meubles rapidement remobilisables. L'épaisseur pluridécimétrique des homogénites H<sub>0</sub> et H<sub>1</sub> pourrait également être liée à la disponibilité élevée de sédiments au bas des pentes du flanc nord-ouest du bassin versant suite aux déstabilisations sédimentaires engendrées par les secousses sismiques entre 3000 et 2200 cal. yr. BP.

#### 8.6.2. Répartition spatiale des homogénites

Ce paragraphe vise à faire le lien entre le repérage des séismes dans les carottes (ce travail) et leur détection dans les profils sismiques (thèse de F. Charlet) .

Afin de discuter la distribution spatiale dans l'ensemble du lac des séismes repérées dans les carottes ICA-I et ICA-II, les réflecteurs particuliers détectés sur les profils sismiques passant par les sites de carottage ont été comparés aux variations lithologiques observées dans les sédiments carottés. La résolution des profils sismiques obtenus avec une source pinger (3,5 KHz) étant d'environ 20 cm (Charlet *et al.*, 2004), seules les séismes d'une épaisseur minimale de 50 cm environ peuvent être repérées et cartographiées. En général, un dépôt structuralement homogène apparaît sur un profil sismique comme un réflecteur clair (Chapron *et al.*, 1999 ; van Rensbergen *et al.*, 1999 ; Schnellmann *et al.*, 2002).

Sur le profil passant par le site Icalma, deux réflecteurs clairs correspondent aux homogénites H<sub>1</sub> et H<sub>2</sub> décrites dans la carotte ICA-I. De la même manière, sur le profil passant par le site de carottage ICA-II, les deux unités principales de l'homogénite H<sub>0</sub> ont été repérées : l'unité sableuse à la base (H<sub>0b</sub>) et l'unité silteuse homogène au sommet (H<sub>0h</sub>).

La grille de profils sismiques à haute résolution étant relativement dense (environ 75 km de profils pour une lac d'une superficie de 9,8 km<sup>2</sup>) (Charlet *et al.*, 2004), elle permet de vérifier la continuité du niveau faiblement réflecteur associé aux homogénites H<sub>0</sub> et H<sub>1</sub> et de cartographier son extension.

Ces résultats démontrent trois points principaux : (1) l'homogénite présente une grande distribution spatiale à l'intérieur du bassin ; (2) l'unité homogène H<sub>0h</sub> n'est présente avec une épaisseur supérieure à la résolution des profils sismiques qu'au centre du bassin et (3) bien que présente dans une grande partie du bassin sédimentaire, l'unité grossière à la base de l'homogénite H<sub>0</sub> est plus épaisse à proximité des flancs raides du bassin versant et dans le fond du lac.

La première observation confirme l'origine sismique de l'homogénite. La seconde est en accord avec la concentration du nuage de particules fines au centre du bassin comme proposé par Siegenthaler *et al.* (1987) lors de la formation d'une homogénite. La dernière confirme son origine par glissement en masse.

### 8.6.3. Critères de distinction et mode de mise en place des différents types de séismites observés.

Les deux grands types de dépôts évènementiels décrits par Sturm *et al.* (1995) en milieu lacustre ont été observés dans les sédiments du lac Icalma. Leurs propriétés texturales sont assez similaires à celles décrites par ces auteurs.

Une homogénite *s.s.* (exemple typique H<sub>0</sub>) est caractérisée par trois unités distinctes : une base grossière mal à très mal classée et à asymétrie positive, une unité silteuse homogène toujours caractérisée par un regroupement serré des points représentatifs dans le diagramme asymétrie-classement, et une fine unité sommitale coiffant la séquence, caractérisée par une moyenne granulométrique minimale et une distribution granulométrique à asymétrie négative. Les contacts entre ces trois unités sont relativement nets. Cette caractérisation texturale de l'homogénite est en accord avec le modèle de Sturm *et al.* (1995).

Une turbidite *s.s.* (exemple typique T<sub>1</sub>) est composée d'une unité basale grossière surmontée graduellement par des sédiments plus fins. Les valeurs de moyenne, d'asymétrie et de classement diminuent vers le sommet de la séquence. Dans un graphe asymétrie-classement, l'évolution des points représentatifs est continue. Il n'y a pas de regroupements de valeurs comme dans le cas des homogénites.

En dehors de ces deux exemples typiques, certaines turbidites semblent texturalement intermédiaires entre homogénite *s.s.* et turbidite *s.s.* Plusieurs cas ont été décrits dans la carotte ICA-II (exemple T<sub>2</sub>). Ces turbidites sont caractérisées par trois unités comme dans le cas des homogénites, mais la transition entre elles est beaucoup plus graduelle. Le caractère homogène de l'unité « homogène » est moins prononcé. De plus, la moyenne granulométrique des sédiments formant l'unité « homogène » diminue graduellement vers le sommet. Dans un graphe asymétrie-classement, les trois groupes de valeurs sont représentés mais les points de l'unité « homogène » sont beaucoup plus dispersés que dans le cas d'une homogénite *s.s.* Dans l'ensemble des cas, aucune structure sédimentaire n'est observable.

Afin de tenir compte de ces dépôts intermédiaires entre homogénites *s.s.* et turbidites *s.s.*, il est proposé de les regrouper sous le terme turbidites *s.l.* Ce terme regrouperait les homogénites *s.s.*, les turbidites *s.s.* et tous les types de dépôts texturalement intermédiaires. La source des sédiments pour ce type de dépôt serait sous-aquatique, aérienne ou mixte. Les turbidites *s.l.* seraient caractérisées par une évolution de l'asymétrie depuis des valeurs positives vers des valeurs négatives, ainsi que par une grandécroissance globale. La différence entre turbidites *s.s.* et homogénite *s.s.* serait principalement visible dans un graphe asymétrie-classement (regroupement des valeurs dans le cas d'une homogénite) et dans la courbe de moyenne granulométrique (unités clairement distinctes dans le cas d'une homogénite).

D'après les dépôts décrits dans les carottes ICA-I et ICA-II, il semblerait que le site influencé par les courants de type interflow (ICA-I) (et par les glissements en masse) soit propice au développement de turbidites *s.s.* Les homogénites *s.s.* seraient mieux développées en site profond, soumis aux courants de type underflow. Cette caractéristique des homogénites mieux développées en milieu profond est similaire aux résultats de Siegenthaler *et al.* (1987) et de Chapron *et al.* (1999).

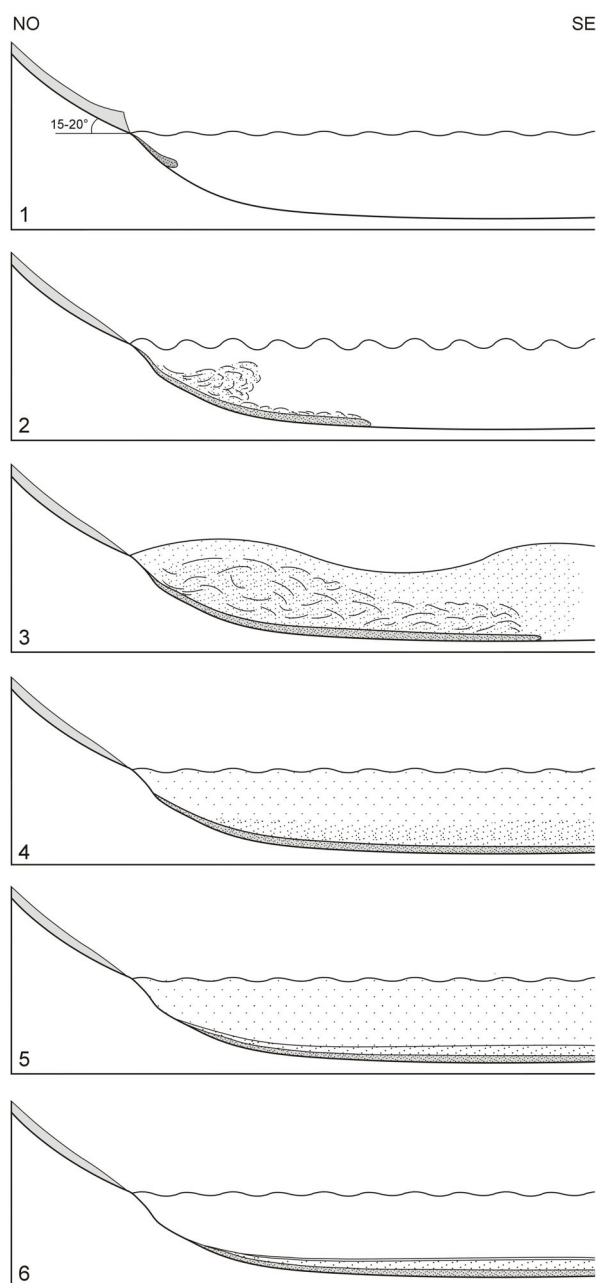
En Méditerranée, les épais niveaux argilo-silteux et granulométriquement homogènes décrits dans les homogénites proviendraient d'une liquéfaction et d'une remobilisation de la partie superficielle des sédiments marins préalablement déposés (Cita & Aloisi, 2000). Ce remaniement serait la conséquence d'une pression importante exercée sur le fond marin par un tsunami lié à une éruption du Santorin en 3500 cal. yr. BP. En milieu lacustre, une origine gravitaire est généralement attribuée aux homogénites (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Chapron *et al.*, 1999). L'unité homogène serait déposée par décantation accompagnée d'un effet de seiche de la colonne d'eau.



Au Chili méridional, certaines secousses sismiques historiques ont créé des effets de seiche dans le lac Icalma (com. pers. Pehuenche) et dans d'autres lacs de la région (Veyl, 1961).

Pour le dépôt des homogénites H<sub>0</sub> et H<sub>1</sub>, nous proposons l'hypothèse selon laquelle un séisme de magnitude importante a produit les effets suivants sur les sédiments du lac Icalma (Fig. 8.15) :

- (1) Lors d'un séisme, les sédiments accumulés au pied des canyons d'érosion du flanc NO du lac ont été déstabilisés, remobilisés, et entraînés dans le lac.
- (2) Le séisme et/ou l'arrivée massive de sédiments grossiers du bassin versant a provoqué le glissement des sédiments lacustres accumulés sur les pentes fortes. L'ensemble de ces sédiments a généré un courant de densité à charge solide relativement importante. Les particules les plus fines ont été mises en suspension.
- (3) Le séisme et/ou les glissements sous-aquatiques ont initié un effet de seiche. Celui-ci a maintenu les particules sédimentaires de la taille des silts et des argiles en suspension en faisant osciller le nuage de particules. Pendant ce temps, le courant de turbidité s'amenuise et la majeure partie des particules grossières sédimente. Celles-ci forment la base grossière des homogénites. Elles entraînent dans leur chute des débris de bois et/ou de ponces saturés en eau. L'effet de seiche peut également avoir provoqué un courant de fond (Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Chapron *et al.*, 1999) capable de transporter des particules de la taille des sables. Ces courants, pouvant atteindre 0,5 m/s (Siegenthaler *et al.*, 1987 ) ont pu participer à l'érosion des sédiments dans la partie haute du bassin et au transport des particules grossières déposées à la base de la séquence. Les particules fines étant remises en suspension, le classement des particules grossières déposées s'améliore.
- (4) Lorsque l'effet de seiche s'amenuise, la majeure partie du nuage de particules en suspension sédimente, principalement dans la partie centrale du lac. Cette sédimentation produit un dépôt massif de sédiments silteux caractérisé par une distribution granulométrique symétrique et mieux classée qu'à la base du dépôt.
- (5) Seules des particules très fines (< 10 µm) restent en suspension dans la colonne d'eau.
- (6) Les particules les plus fines sédimentent soit après un temps relativement long (plusieurs mois) soit lors du retournement du lac, en fonction des conditions limnologiques.



**Figure 8.15** – Processus sédimentaires responsables du dépôt des homogénites H<sub>0</sub>-H<sub>1</sub>. (1) En réponse à la secousse sismique, glissement des sédiments accumulés dans le bassin versant. (2) Glissement de sédiments lacustres, formation d'un courant de densité et mise en suspension des particules fines. (3) Effet de seiche, mise en suspension des particules de la taille des silts et des argiles et formation probable d'un courant de fond. (4) Amenuisement de l'effet de seiche. Le nuage de particules de la taille des silts sédimente. (5) L'unité homogène est formée. Seules les particules les plus fines (argiles et silts fins) restent en suspension. (6) Les particules les plus fines sédimentent, soit après retournement des eaux, soit après un temps relativement long.

L'origine d'une turbidite serait similaire (développement d'un courant gravitaire de forte densité suite à un glissement sous-aquatique et/ou aérien) mais celle-ci serait déposée en l'absence d'un effet de seiche. Seule la diminution d'énergie du courant de densité serait responsable de la granodécroissance de la séquence. Le type intermédiaire (type T<sub>2</sub>) serait déposé sous un effet de seiche peu développé. Pour qu'une homogénite se développe complètement, il semblerait qu'une quantité minimale de sédiments remis en suspension soit nécessaire. De plus, il est probable que plusieurs séismes consécutifs soient nécessaires pour déstabiliser un volume important de sédiments. Dans ce cas, seuls les séismes ayant permis de faire glisser le volume de sédiment nécessaire seraient enregistrés.

Certaines turbidites décrites au site ICA-I ne présentent pas d'équivalent au site ICA-II. Une origine non-sismique de ces dépôts doit être suspectée. Ils pourraient provenir de glissements de sédiments meubles engendrés par des pluviosités importantes.

Les dépôts de slump proviendraient du remaniement d'une couche sédimentaire de lithologie distincte, qui serait ensuite redéposée de manière oblique dans les sédiments les plus profonds du bassin lacustre. L'enregistrement d'un dépôt de slump engendré par un séisme en milieu lacustre exige probablement une combinaison de différents facteurs : une secousse sismique d'intensité importante, la présence d'une masse de sédiments peu stables et la présence d'un niveau lithologique distinct au sein de celle-ci (plus facilement remanié du fait de ses caractéristiques rhéologiques particulières).

Les dépôts chaotiques peuvent constituer soit des bases érodées de turbidites ou d'homogénites, soit provenir d'apports sédimentaires en masse qui se seraient déposés rapidement quelle que soit la fraction granulométrique des particules remobilisées.

## 8.7. Conclusions

Au cours de l'Holocène, les sédiments du lac Icalma ont enregistré de nombreux séismes. Ceux-ci sont reconnus dans les sédiments lacustres sous la forme de turbidites *s.l.* (comprenant les homogénites, les turbidites *s.s.* et les types de dépôts intermédiaires), dépôts de slump et dépôts chaotiques. Alors que les dépôts de slump et les dépôts chaotiques sont aisément reconnaissables macroscopiquement, une analyse texturale détaillée est nécessaire afin de caractériser les différents types de turbidites *s.l.*

D'après les datations obtenues sur les sédiments du lac Icalma, aucun séisme historique n'a été enregistré. La séismite la plus jeune est datée à environ 1100 AD. Les nombreux séismes recensés au cours de la période historique, d'une magnitude atteignant IX, n'auraient pas engendré de séismites dans le lac Icalma. Entre 3000 et 2200 cal. yr. BP, le lac a enregistré de nombreuses séismites, sous forme de dépôts chaotiques en site « interflow » et sous forme de turbidites en site « underflow ». A 2200 cal. yr. BP, une homogénite épaisse a été enregistrée dans la majeure partie du lac. Elle atteint une épaisseur de 2 m au site ICA-II mais d'après les profils sismiques (thèse de F. Charlet), son épaisseur totale peut atteindre jusqu'à 8 m, en fonction de la proximité des sources de sédiments. Cet enregistrement important de séismites entre 3000 et 2200 cal. yr. BP est probablement lié à une période d'intense activité sismique. Cependant, le bon enregistrement de ces séismes est également à mettre en relation avec une éruption majeure du volcan Sollipuli en 3000 cal. yr. BP, ayant déposé une couche de ponces d'épaisseur variant entre 30 cm et 1 m dans le bassin versant du lac. Ces dépôts ponceux constituent une source de matériau terrigène supplémentaire. De plus, l'éruption responsable a probablement eu un effet dévastateur sur la végétation, rendant de cette manière les andosols régionaux aptes à l'érosion.

Un bon enregistrement des séismes dans le lac Icalma, et en milieu lacustre en général, est donc principalement contrôlé par deux facteurs : l'intensité des séismes et la disponibilité en matériaux remobilisables. A Icalma, les sédiments formant les séismites proviennent de deux sources : (1) les sédiments meubles accumulés au pied du flanc NO du bassin versant et (2) les sédiments lacustres préalablement déposés. Les sédiments de bas de pente sont déstabilisés lors des séismes tout comme les sédiments lacustres déposés sur des pentes fortes. Ces sédiments se retrouvent conjointement en suspension dans le lac, avant d'être déposés en fonction de l'énergie du courant de turbidité et de l'agitation de la colonne d'eau. Ce travail confirme que les fonds lacustres, caractérisés par des courants de type underflow sont propices à l'étude des séismites générées par des remaniements gravitaires puisque ces environnements sédimentaires recueillent la plupart des dépôts et ne sont pas soumis à une érosion intense.

---

## Résumé

Les dépôts évènementiels en milieu lacustre sont relativement fréquents. Cette affirmation est principalement valable pour les régions sismiquement actives et riches en apports volcanoclastiques. Dans ce chapitre, quatre types de séismites ont été décrits dans les sédiments carottés du lac Icalma : les dépôts de slump, les dépôts chaotiques, les turbidites et les homogénites. Ces dépôts ont fait l'objet

d'une caractérisation texturale détaillée. L'ensemble des séismes historiques (intensité jusque IX sur l'échelle MSK à Icalma) n'aurait provoqué aucune séismite dans les sédiments du lac Icalma. La comparaison de l'âge des séismites holocènes dans les deux carottes a permis de dégager une période de haute activité sismique entre 3000 et 2200 cal. yr. BP. Cependant, l'éruption du volcan Sollipuli en 3000 cal. yr. BP a probablement indirectement contribué au bon enregistrement des séismes lors de cette période. Finalement, les caractérisations texturales des turbidites et des homogénites présentes dans les sédiments du lac nous permettent de proposer une terminologie adaptée. Le terme turbidites *s.l.* regrouperait les turbidites *s.s.*, les homogénites *s.s.* (*sensu* Sturm *et al.*, 1995) ainsi que tous les types de dépôts intermédiaires. Dans ce cas, une homogénite ne serait qu'une turbidite déposée sous l'influence d'un effet de seiche.

## 8.8. Conclusions de la seconde partie

Bien que le lac Icalma présente des caractéristiques limnologiques semblables à celles du lac Puyehue et à celles des lacs araucaniens en général, ses sédiments holocènes contiennent une part importante de dépôts instantanés. Ces dépôts sont (1) les téphras provenant des éruptions régionales et (2) les séismites provenant de la déstabilisation des sédiments meubles du bassin versant et du bassin lacustre.

La richesse en téphras des sédiments du lac Icalma est liée à sa position orientale par rapport aux volcans régionaux (Lonquimay, Llaima et Sollipuli). Les vents dominants provenant du Pacifique, entraînent les particules émises lors des éruptions et les transportent en direction des lacs Icalma, Galletue et de l'Argentine. Cette particularité géographique est également responsable de l'épaisseur accrue des cendres post-glaciaires recouvrant la région (Bertrand & Fagel, soumis).

D'un point de vue sismo-tectonique, le lac Icalma est situé à proximité de deux failles importantes (la faille de Liquiñe-Ofqui et la faille Biobio-Aluminé (Fig. 8.1)). De plus, sa position d'altitude élevée dans la cordillère a probablement amplifié l'intensité des séismes ressentis dans cette région.

Les dépôts du lac Icalma contiennent de nombreuses séismites. Le critère textural le plus important dans la détermination de ces dépôts est la granulométrie du sédiment. La base des séismites, contenant fréquemment des particules grossières, doit être analysée par une méthode combinant tamisage et granulométrie laser (cf chapitre 7). Cette méthode est rapide et précise et devrait, dans l'avenir, remplacer les méthodes classiques combinant tamisage-pipette et tamisage-hydrimètre.

L'application de cette méthode granulométrique aux sédiments holocènes du lac Icalma a permis d'identifier plusieurs types de séismites distinctes : les turbidites *s.l.*, les dépôts chaotiques et les dépôts de slump. Le terme turbidite *s.l.* proposé ici regroupe les homogénites *s.s.*, les turbidites *s.s.* (*sensu* Sturm *et al.*, 1995) ainsi que les dépôts intermédiaires entre ces deux séquences. Une homogénite ne serait qu'un type de turbidite particulier, déposé sous l'influence d'un effet de seiche. Celui-ci serait provoqué par l'influence directe du séisme sur les eaux du lac et/ou par des glissements sous-aquatiques.

L'étude des séismites présentes dans les carottes longues ICA-I et ICA-II démontre que seule la combinaison d'un séisme d'intensité élevée et d'une haute disponibilité en sédiments permet l'enregistrement d'un séisme dans les sédiments lacustres. Ces deux paramètres devaient être présents dans la région du lac Icalma entre 3000 et 2200 cal. yr. BP.

Finalement, cette étude des sédiments du lac Icalma démontre que ce lac n'est pas apte à une reconstitution paléoclimatique. Dans l'avenir, deux critères de sélection devront être pris en considération en vue du choix de lacs régionaux pour une étude paléoclimatique : leur localisation à l'Ouest des volcans régionaux et l'éloignement de failles actives. Pour une reconstitution sismo-tectonique, les critères de sélection doivent être la proximité de failles actives mais également la position à l'Ouest des volcans régionaux, afin d'obtenir un enregistrement non perturbé par les retombées volcaniques directes.

## 8.9. Perspectives de recherche

L'étude des séismites en milieu lacustre est assez récente. Bien que l'effet des séismes sur les sédiments soit relativement bien compris, d'autres paramètres influencent l'enregistrement des séismites en milieu lacustre (importance de la source sédimentaire, différences lithologiques, etc.). Ces paramètres doivent encore faire l'objet d'études approfondies avant de prétendre utiliser les sédiments lacustres comme véritables paléo-sismomètres.

A notre connaissance, cette étude constitue la première recherche paléosismique au Chili méridional à partir de sédiments lacustres. Afin de confirmer les grandes tendances dégagées dans ce travail, d'autres lacs environnants devraient être étudiés de manière similaire. Si une tendance commune se dégageait, les sédiments lacustres régionaux pourraient apporter de nouvelles données dans la recherche d'une récurrence potentielle de l'activité sismique régionale. Sinon, la présence importante de séismites entre 3000 et 2200 cal. yr. BP serait à mettre en relation avec les effets indirects de l'éruption du volcan Sollipuli en 3000 cal. yr. BP.

Enfin, ce travail confirme que seule une collaboration étroite entre la sédimentologie (description précise et caractérisation texturale des événements sismiques dans des sédiments carottés) et la cartographie sismique permet de mieux comprendre l'effet des séismes sur les sédiments lacustres et la répartition spatiale des séismites. Les carottages servent à détailler la texture précise des séismites et à calibrer les profils sismiques. Ces derniers sont utilisés pour vérifier la distribution spatiale des dépôts. Afin de valider l'origine sismique des homogénites et turbidites décrites dans les carottes du lac Icalma, une source potentielle de sédiments à l'intérieur du bassin lacustre doit être recherchée, ce qui confirmerait leur origine gravitaire.

## Références bibliographiques

- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A. & Tribovillard, N. 2002. Flood and earthquake disturbance of <sup>210</sup>Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova* **14** (4), 225-232.
- Arnaud, F., Magand, O., Chapron, E., Boës, X., Bertrand, S. & Mélières, M.-A. soumis. Radionuclide profiles (<sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs, <sup>241</sup>Am) as help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Puyehue and Icalma lakes, Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*.
- Askew, B. L. & Algermissen, S. T. 1985. Catalog of earthquakes for South America, v. 1, Description of the Catalog and National Reports. CERESIS, Lima, Pérou, 191 p.
- Barrientos, S. G. 1980. Regionalización sísmica de Chile. Mémoire de Master non publié, Universidad de Chile, 72 p.
- Beck, C. 2001. Enregistrement sédimentaire lacustre de l'activité sismique : exemples dans différents contextes (Alpes, Asie, Andes), problèmes posés et perspectives. 8<sup>ème</sup> congrès français de sédimentologie Livre des résumés, Publication ASF, Paris, 36, 39-40.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P. & De Batist, M. 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics* **22**, 155-171.
- Beck, C., Rochette, P. & Tardy, M. 1992. Interprétation en terme de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes nord-occidentales. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, **315**, 1525-1532.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E. & Reyes, M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* **11** (2), 115-129.
- Becker, A., Davenport, C. A. & Giardini, D. 2002. Palaeoseismicity studies on end-Pleistocene and Holocene lake deposits around Basle, Switzerland. *Geophysical journal international* **149**, 659-678.
- Bertrand, S. 2002. Caractérisation des apports sédimentaires lacustres de la région des lacs, Chili méridional (exemple des lacs Icalma et Puyehue). Mémoire de DEA non publié, Université de Liège, 88 p.

- Bertrand, S. & Fagel, N. soumis. New evidences for origin, transport and deposition of andosols parental material in the Chilean Lake District (40°S). Soumis à *Revista Geológica de Chile*.
- Besoain, E. 1985. Mineralogía de los suelos volcánicos del centro-sur de Chile. In: *Suelos volcánicos de Chile* (Tosso, J., éd.). Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Santiago, 108-152.
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, 1237-1248.
- Brindley, G. W. & Brown, G. 1980. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineralogical Society Monograph, London, Vol. 5, 495 p.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Calderoni, G. & Turi, B. 1998. Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology. *Quaternary International* **47-48**, 153-159.
- Chapron, E. 1999. Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (lac du Bourget, Léman) durant le Quaternaire récent. Thèse de doctorat non publiée, Université de Lille I, 261 p.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. & Deconinck, J. F. 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* **11** (2/3), 86-92.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., Beck, C., De Batist, M. & Paillet, A. 1996. Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire* **7**, 115-168.
- Charlet, F., Marchand, C., Bertrand, S., Chapron, E., Pino, M., Urrutia, R. & De Batist, M. 2004. Geophysical reconstruction of the sedimentary infill of Lago Icalma (39°S, Chilean Lake District) since the last deglaciation. Livre des résumés, congrès *Geosur*, Buenos Aires, Argentina, 4 p.
- Cita, M. B. & Aloisi, G. 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology* **135**, 183-203.
- Cita, M. B., Camerlenghi, A., Kastens, K. A. & McCoy, F. W. 1984. New findings of Bronze Age homogenites in the Ionian Sea: geodynamic implications for the Mediterranean. *Marine Geology* **55** (1-2), 47-62.
- Cook, H. E., Johnson, P. D., Matti, J. C. & Zemmels, I. 1975. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory. In: *Initial reports of the DSDP* (Kaneps, A. G., éd.) **28**, Washington DC, 997-1007.
- De Vleeschouwer, F. 2002. Etude téphrostratigraphique de dépôts holocènes des bassins versants de deux lacs chiliens - exemple des lacs Icalma et Galletue (Chile, 38°S, 71°W). Mémoire de Licence non publié, Université de Liège, 136 p.
- De Vleeschouwer, F., Juvigné, E., Renson, V. & Naranjo, J. A. sous presse. Mineral chemistry of Llama pumice, Southern Chile: evidence of magma mixing. *Geologica Belgica*.
- Doig, R. 1986. A method for determining the frequency of large-magnitude earthquakes using lake sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences* **23**, 930-937.
- Doig, R. 1990. 2300 yr history of seismicity from silting events in Lake Tadousac, Charlevoix, Quebec. *Geology* **18**, 820-823.
- Doig, R. 1991. Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témescaming, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **28**, 1349-1352.
- Einsele, G., Chough, S. K. & Shiki, T. 1996. Depositional events and their records - an introduction. *Sedimentary Geology* **104**, 1-9.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27** (1), 3-26.
- Hajdas, I. 1993. Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of lake Soppensee and lake Holzmaar. Thèse de doctorat non publiée, ETH Zurich, 148 p.
- Heuschen, B. 2004. Etude téphrostratigraphique de dépôts holocènes du lac Icalma (Chili). Mémoire de licence non publié, Université de Liège, 115 p.

- Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, V. H. & Sébrier, M. 1997. Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleosismic history recorded in lacustrine sediments. *Journal of Geodynamics* **24** (1-4), 259-280.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S. & Shiki, T. 1996. Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology* **104**, 117-125.
- Kastens, K. A. & Cita, M. B. 1981. Tsunami induced sediment transport in the abyssal Mediterranean sea. *Bulletin of the Geological Society of America* **89**, 591-604.
- Leeder, M. 1999. Sediment gravity flows and their deposits. In: *Sedimentology and sedimentary basins - from turbulence to tectonics* (Leeder, M., éd.). Blackwell Science, Oxford, 201-225.
- Lignier, V. 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paleosismicité - Etude comparative de différents cas dans la Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse de doctorat non publiée, Université de Savoie, 211 p.
- Lignier, V., Beck, C. & Chapron, E. 1998. Caractérisation géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes ("les Argiles du Triève"). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **327**, 645-652.
- Lorca, E. & Recabarren, M. 1997. Earthquakes and Tsunamis. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile - Departamento de Oceanografía, Programa de Geofísica Marina, 128 p.
- Maamoun, M., Megahed, A. & Allam, A. 1984. Seismicity of Egypt. *Helwan Institute of Astronomy and Geophysics Bulletin* **4** (B), 109-160.
- Mardones, M., Ugarte, E., Rondanelli, M., Rodriguez, A. & Barrientos, C. 1993. *Planificación ecológica en el sector Icalma-Liucura (IX Region): proposición de un método*. EULA, Concepción, 92 p.
- Moore, D. M. & Reynolds, R. C. J. 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, Oxford, 332 p.
- Murty, C. V. R. 2002. What are magnitude and intensity. *Indian concrete journal, Earthquake Tip* **3**, 2 p.
- Nakajima, T. & Kanai, Y. 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology* **135**, 1-19.
- Naranjo, J. A. & Moreno, H. 1991. Actividad explosiva postglacial en el volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S). *Revista Geológica de Chile* **18** (1), 69-80.
- Naranjo, J. A., Moreno, H., Emparan, C. & Murphy, M. 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipuli, Andes del Sur (39°S). *Revista Geológica de Chile* **20** (2), 167-191.
- Nomade, J., Chapron, E., Desmet, M., Reyss, J.-L., Arnaud, F. & Lignier, V. soumis. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova*.
- Obermeier, S. F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* **44** (1-4), 1-76.
- Ringrose, P. S. 1989. Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Research* **1**, 57-62.
- Rothé, J.-P. 1961. Les séismes du Chili (21 mai - 22 juin 1960). *Revue pour l'étude des calamités* **37**, 3-17.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A. & Ward, S. N. 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology* **30** (12), 1131-1134.
- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H. & Fukuyama, K. 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology* **135**, 37-50.
- Shilts, W. W. & Clague, J. J. 1992. Documentation of earthquake-induced disturbance of lake sediments using subbottom acoustic profiling. *Canadian Journal of Earth Sciences* **29**, 1018-1042.
- Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K. & Wang, S. 1987. Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **80** (1), 241-260.
- Silgado, E. 1985. *Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894*. CERESIS, Lima, 328 p.

- Sims, J. 1979. Records of prehistoric earthquakes in sedimentary deposits in lakes. *Earthquake information bulletin* **11** (6), 228-233.
- Sims, J. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science* **182**, 161-163.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D. J. W., Hillaire-Marcel, C. & Stoner, J. S. 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* **23** (3-4), 283-294.
- Sturm, M. & Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: *Modern and ancient lake sediments* (Matter, A. & Tucker, M. E., eds). Special Publication International Association of Sedimentologists, Oxford, 147-168.
- Sturm, M., Siegenthaler, C. & Pickrill, R. A. 1995. Turbidites and 'homogenites'. A conceptual model of flood and slide deposits. *5<sup>ème</sup> congrès de Sédimentologie - ASF. Livre des résumés*, **22**, Paris, 1p.
- Suárez D. & Empanan C. 1997. *Carta geologica de Chile ; Hoja Curacautin, Regiones de la Araucania y del Biobio*. Servicio nacional de geologia y mineria de Chile.
- Syvitski, J. P. M. & Schafer, C. T. 1996. Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay fjord, Canada. *Sedimentary Geology* **104**, 127-153.
- Talbot, M.R. & Allen, P.A. 1996. Lakes. In: *Sedimentary environments – Processes, facies and stratigraphy*. (Reading, H.G., éd.), 3<sup>ème</sup> édition. Blackwell Science, Oxford, 83-124.
- Tazieff, H. 1960a. Interprétation des glissements de terrain accompagnant le grand séisme du Chili. *Bulletin de la Société belge de Géologie* **119**, 374-384.
- Tazieff, H. 1960b. A propos de la signification tectonique des importants glissements de terrain provoqués par le grand séisme du Chili de mai 1960. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **251**, 2204-2206.
- Tazieff, H. 1962. Quelques observations sur la crise séismo-volcanique de mai 1960 au Chili central. *Bulletin of Volcanology* **24**, 83-86.
- van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C. & Chapron, E. 1999. High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacigenic lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology* **128**, 99-129.
- Veyl, C. 1961. Los sismos y las erupciones de mayo de 1960 en el sur de Chile. *Boletín Sociedad Chilena de Química* **11** (1-2), 20-32.
- White, J. D. L., Manville, V., Wilson, C. J. N., Houghton, B. F., Riggs, N. R. & Ort, M. 2001. Settling and deposition of AD 181 Taupo pumice in lacustrine and associated environments. *Special Publication International Association of Sedimentologists* **30**, 141-150.



---

## CHAPITRE 9

### CONCLUSIONS GÉNÉRALES

---

Bien qu'ils aient déjà fait l'objet de précédentes études limnologiques et géomorphologiques, les nombreux lacs présents au Chili méridional n'avaient pratiquement jamais été étudiés d'un point de vue sédimentologique. L'étude du remplissage sédimentaire des lacs Puyehue et Icalma constitue donc une recherche originale qui permet de retracer leur évolution après le Dernier Maximum Glaciaire.

La sédimentation des lacs Puyehue et Icalma est affectée par des facteurs climatiques (importantes précipitations, vents d'ouest), sismiques (région soumise à de fréquents séismes) et volcaniques (nombreuses éruptions). La présence de ces trois paramètres est responsable de la richesse des informations présentes dans les sédiments lacustres régionaux. Ceux-ci peuvent cependant interférer les uns avec les autres et perturber l'enregistrement lacustre. De plus, la position géographique du Chili méridional (éloigné des calottes de glace boréales, bordé à l'Ouest par l'océan Pacifique et non influencé par la circulation thermohaline) offre la possibilité d'améliorer les connaissances concernant les relations interhémisphériques des changements climatiques.

La sédimentation des deux lacs étudiés est contrôlée par des paramètres distincts. Les sédiments du lac Puyehue contiennent un enregistrement paléoclimatique continu, peu perturbé par les événements sismiques et volcaniques. Les sédiments du lac Icalma par contre ne contiennent qu'un enregistrement paléoclimatique fragmentaire. La sédimentation y est majoritairement influencée par les événements sismiques et volcaniques régionaux. Cette différence entre les deux lacs provient de leur localisation par rapport aux édifices volcaniques régionaux, de la géomorphologie de leur bassin versant et du contexte sismo-tectonique dans lequel ils sont situés.

L'enregistrement sédimentaire différent des lacs Puyehue et Icalma a permis d'aborder deux aspects distincts de la sédimentologie lacustre : la paléoclimatologie et la paléosismicité.

Les sédiments du **lac Puyehue** contiennent un enregistrement paléoclimatique continu depuis 18.000 ans au moins. La carotte longue PU-II, prélevée sur un site idéalement situé en position distale par rapport au principal affluent du lac (le Rio Golgol), permet de comprendre en détail le fonctionnement sédimentaire du lac. Celui-ci agit comme un système à deux pôles : un pôle biogénique, composé de matière organique autochtone et de silice biogénique (diatomées) et un pôle terrigène, principalement constitué de particules provenant des apports fluviaux. La quantification des contributions relatives de ces deux sources sédimentaires permet de reconstituer la paléoproduktivité et l'intensité des apports détritiques. Les apports biogéniques autochtones et terrigènes allochtones déterminent respectivement les signatures granulométriques et les profils de susceptibilité magnétique. Ils sont également responsables des signatures minéralogiques et géochimiques. Les sources sédimentaires étant relativement monotones d'un point de vue minéralogique et géochimique, il n'est pas possible de quantifier la part d'apports volcano-éoliens contribuant au remplissage sédimentaire.

Les résultats obtenus sur les sédiments du site PU-II démontrent qu'une augmentation de la pluviosité régionale est contemporaine de la mise en place du refroidissement caractéristique de la première moitié de la chronozone du Petit Age Glaciaire (1500 – 1700 AD). Cette augmentation de pluviosité serait à mettre en relation avec une diminution de la température des eaux de surface du Pacifique, induisant une migration des vents d'ouest méridionaux vers l'équateur. Ces résultats démontrent donc que le refroidissement caractéristique du Petit Age Glaciaire aurait des conséquences globales.

Appliquée à une plus longue période de temps, cette approche permet de retracer les conditions paléoclimatiques régnant sur la région depuis la fin de la dernière glaciation. Les sédiments du lac Puyehue ont ainsi permis de démontrer que, au Chili méridional, la fin du Dernier Maximum Glaciaire

est située aux environs de 17.300 cal. yr. BP. Elle est caractérisée par un réchauffement abrupt, induisant une importante augmentation de la paléoproduktivité lacustre. Les températures régionales diminuent ensuite progressivement pour atteindre des valeurs minimales entre 13.100 et 12.300 cal. yr. BP. D'un point de vue temporel, cette période froide est située entre les événements froids décrits en Antarctique (ACR ; 14.000 – 12.500 cal. yr. BP ; Jouzel *et al.*, 1995) et dans l'hémisphère Nord (YD ; 12.800 – 11.600 cal. yr. BP ; Peteet, 1995). Elle serait une conséquence de l'ACR. Ce dernier proviendrait d'une augmentation de la circulation thermohaline durant le Bølling/Allerød (14.700 – 12.800 cal. yr. BP), engendrée par un réchauffement graduel de l'océan Austral depuis 18.000 cal. yr. BP (Knorr & Lohmann, 2003). L'amélioration de la circulation aurait dans ce cas provoqué un transport des masses de chaleur depuis l'hémisphère Sud (refroidissement ACR) vers l'hémisphère Nord (réchauffement du Bølling/Allerød). En Amérique du Sud, la position temporelle de cet événement, intermédiaire entre YD et ACR, est à mettre en relation avec la lenteur du transport de chaleur par la circulation océanique et avec le temps de réponse des traceurs continentaux.

La fin de cette période froide est liée au brusque réchauffement caractérisant le début de l'Holocène (~12.000 cal. yr. BP à Puyehue). Comme la plupart des régions du monde, la Région des Lacs chilienne a connu un optimum climatique au début de l'Holocène (11.800 – 7800 cal. yr. BP). Le climat est ensuite devenu relativement tempéré jusqu'au dernier millénaire. Cette période est cependant caractérisée par une variabilité climatique élevée entre 6000 et 3500 cal. yr. BP. Durant l'intervalle 3400 – 2900 cal. yr. BP., la région de Puyehue a enregistré une instabilité climatique qui pourrait être induite par une diminution de l'activité solaire (van Geel *et al.*, 2000).

La distinction entre variations de température et de pluviosité est relativement délicate à retracer à partir des données sédimentologiques. L'approche biologique de la composition des sédiments du lac Puyehue (diatomées, M. Sterken, RUG et pollens, thèse de L. Vargas, ULg) devrait permettre de distinguer plus précisément l'effet de ces deux facteurs. L'étude des chironomes présents dans ces mêmes sédiments pourrait également donner lieu à une bonne approximation de la paléotempérature des eaux de surface (Walker *et al.*, 1991). Cette recherche est actuellement menée en collaboration avec le centre EULA de Concepción (A. Araneda).

En plus d'enrichir les sédiments lacustres en particules détritiques, une intensification des apports terrigènes produit un enrichissement des eaux lacustres en nutriments. Cet enrichissement intensifie la productivité planctonique. Séparer les deux origines probables d'une augmentation de la paléoproduktivité (climat propice et richesse en nutriments) constitue une étape importante en vue de l'interprétation de la composition des sédiments lacustres en terme de paléoclimats. Les analyses de  $\delta^{13}\text{C}$  qui seront réalisées prochainement devraient permettre de mieux comprendre cette relation.

Quelle que soit l'approche adoptée pour retracer les variations climatiques à partir des sédiments lacustres, l'élaboration d'un modèle d'âge reste une étape primordiale afin d'effectuer des reconstitutions détaillées. Cette affirmation est d'autant plus vraie pour les enregistrements de l'hémisphère Sud, qui doivent permettre d'améliorer la compréhension des relations interhémisphériques. Il conviendrait donc d'accroître le nombre de datations radiocarbone et de s'assurer de l'absence de toute contamination des échantillons.

D'après les résultats obtenus sur une carotte pilote prélevée au site PU-II, l'activité anthropique est imperceptible dans les sédiments du lac Puyehue par les traceurs étudiés. Bien que celle-ci soit probablement très faible dans le bassin versant du lac, l'étude des isotopes du plomb dans les sédiments récents permettrait de retracer l'évolution de l'anthropisme au Chili méridional.

En raison de sa localisation à l'Est des volcans régionaux, le **lac Icalma** est continuellement soumis aux retombées volcaniques. De plus, sa position dans un bassin d'altitude intra-andin bordé par deux failles actives est responsable de l'importante activité sismo-tectonique à laquelle il est soumis. Les sédiments de ce lac constituent donc une archive des activités volcanique et sismique régionales.

En vue de discerner les deux types de paramètres affectant la sédimentation dans un tel type de lac (volcanisme et activité sismo-tectonique), il est important d'entreprendre une étude structurale et texturale détaillée des carottes prélevées. D'un point de vue textural, la distribution granulométrique des sédiments est essentielle. Dans ce type de milieu de haute énergie, la présence de particules de taille grossière ne permet pas l'application d'une seule technique pour couvrir l'ensemble de la distribution granulométrique. Il convient donc d'utiliser une méthode granulométrique adaptée. Une telle méthode a été créée par combinaison de deux techniques distinctes : la diffraction laser et le tamisage par voie sèche. L'extension de cette méthode à d'autres types de sédiments devrait la valider en vue du remplacement des techniques combinant pipette et tamis ou hydromètre et tamis.

Dans les sédiments du lac Icalma, les analyses granulométriques à haute résolution ont permis de démontrer la présence de plusieurs types de dépôts évènementiels. Par comparaison avec des dépôts similaires engendrés par des mécanismes connus, ceux-ci (hormis les téphras) sont interprétés comme séismites et permettent de discuter l'activité sismo-tectonique régionale au cours de l'Holocène.

Les séismites les plus épaisses identifiées dans les sédiments des carottes ICA-I et ICA-II sont les turbidites et les homogénites. Les dépôts étudiés ont démontré que la différence entre ces deux types de séquences distinctes est graduelle. Nous proposons donc d'utiliser le terme turbidite *s.l.* pour regrouper les homogénites *s.s.*, les turbidites *s.s.* (*sensu* Sturm *et al.*, 1995) ainsi que les types de dépôts intermédiaires. En plus de ces deux types de séismites, plusieurs dépôts chaotiques et dépôts de slump ont été décrits.

La datation des séismites par radiocarbone et par extrapolation des taux d'accumulation calculés par la méthode du  $^{210}\text{Pb}$  en excès permettent de démontrer qu'aucun séisme historique n'a engendré une séismite dans le lac Icalma. Par contre, ce travail démontre que le lac Icalma a enregistré une intense activité sismo-tectonique entre 3000 et 2200 cal. yr. BP. Cette période se clôture par le dépôt d'une homogénite plurimétrique dans la majeure partie du lac en 2200 cal. yr. BP.

L'étude des séismites présentes dans les carottes longues ICA-I et ICA-II a permis de démontrer qu'une haute disponibilité en sédiments en position relativement instable est nécessaire à l'enregistrement d'un séisme par le milieu lacustre. Sans une telle disponibilité, une secousse sismique n'a probablement que peu d'effet sur les sédiments d'un tel type de lac. C'est probablement la combinaison de ces deux paramètres (séismes intenses et disponibilité en sédiments) qui a permis l'enregistrement de l'activité sismo-tectonique entre 3000 et 2200 cal. yr. BP. Dans le lac Icalma, la source sédimentaire serait constituée de dépôts meubles instables situés au bas des pentes du bassin versant et de sédiments lacustres préalablement déposés.

La caractérisation texturale détaillée des séismites effectuée dans ce travail va permettre de calibrer les profils sismiques réalisés dans le lac Icalma (thèse de F. Charlet) et d'ainsi étudier la répartition spatiale de ce type de dépôt. La présence de ces dépôts dans la majeure partie du bassin confirmerait leur origine sismique. De plus, l'étude des profils doit permettre la recherche d'une source potentielle de sédiments à l'intérieur du bassin lacustre.

Finalement, ce travail démontre combien il est nécessaire d'améliorer la compréhension des processus sédimentaires affectant la sédimentation lacustre actuelle. Il convient également d'apporter plus d'attention à l'étude des temps de réponse des différents traceurs paléoclimatiques et paléoenvironnementaux.

## Références bibliographiques

Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J. R., Martin, M., Ducloux, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Melières., M.-A., Burckle, L., Barkov, N. & Kotlyakov, V. 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate dynamics* **11** (3), 151-161.

Knorr, G. & Lohmann, G. 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* **424**, 532-536.

Peteet, D. 1995. Global Younger Dryas? *Quaternary International* **28**, 93-104.

Sturm, M., Siegenthaler, C. & Pickrill, R. A. 1995. Turbidites and 'homogenites'. A conceptual model of flood and slide deposits. *5 ème congrès de Sédimentologie - ASF. Livre des résumés*, **22**, Paris, 1p.

van Geel, B., Heusser, C.J., Renssen, H. & Schuurmans, C.J.E., 2000. Climate change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene* **10**, 659-664.

Walker, I.R., Mott, R.J. & Smol, J.P., 1991. Allerød-Younger Dryas lake temperatures from midge fossils in Atlantic Canada. *Science* **253**, 1010-1012.

# ANNEXES

## ANNEXE I

# NEW EVIDENCES FOR ORIGIN, TRANSPORT AND DEPOSITION OF ANDOSOILS PARENTAL MATERIAL IN THE CHILEAN LAKE DISTRICT (40°S)

Sébastien Bertrand<sup>1,\*</sup> and Nathalie Fagel<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Clays and Paleoclimate Research Unit, Department of Geology, University of Liège, Belgium

\* Corresponding author: S.Bertrand@ulg.ac.be

### Abstract

Type of transport and deposition of andosol parental material from the Chilean Lake District has often been discussed in literature and several hypotheses have been advanced. In this paper, we investigated new outcrops around Icalma (38°50'S) and Puyehue (40°40'S) lakes by a pluri-methodological approach. Stratigraphic characteristics evidence that these deposits are post-glacial and, at least near Icalma, have accumulated in different phases during the Holocene. Our mineralogical and geochemical results clearly confirm their volcanic origin. These deposits are volcanic ashes on which andosols developed, resulting in incorporation of organic matter and weathering of volcanic particles into allophane. We recognize spatial variability in grain-size and sections thickness depending on their location from volcanoes. Coarser grains of these deposits are volcanic particles emitted by regional volcanoes, transported by Westerlies and directly deposited after eruptions. Coarse grains characteristics i.e., non-rounded morphology and high grain-size, attest they have not been transported by wind over long distances. However, thinner particles can have been transported by wind and mixed with coarser grains by pedogenesis. Initial volcanic layering probably occurred but has been erased by pedogenesis and weathering.

**Keywords:** Andosols, Trumaos, ashes, allophane, Chile

### Resumen

Nuevas pruebas para el origen, transporte y deposición de los depósitos originales de andosoles en la Región de Los Lagos (Chile, 40°S). Frecuentemente se ha discutido en la literatura y se han propuesto varias hipótesis sobre el tipo de transporte y deposición del material parental de los andosoles en la Región de Los Lagos. A través de un trabajo multidisciplinario, se investigan nuevos afloramientos alrededor de los lagos Icalma (38°50'S) y Puyehue (40°40'S). Las características estratigráficas prueban que estos depósitos son de edad post-glacial y que, por lo menos cerca de Icalma, han sido acumulados en varias fases, durante el Holoceno. Los resultados mineralógicos y geoquímicos obtenidos confirman claramente su naturaleza volcánica. Estos depósitos son cenizas volcánicas sobre las que se desarrollaron los andosoles. Estos resultan de la incorporación de materia orgánica y de la alteración y transformación de las partículas volcánicas en alofán. Se reconoce la variabilidad espacial en granulometría y espesor de los afloramientos dependiendo de su localización en relación a los volcanes. Los granos más gruesos de estos depósitos son partículas volcánicas emitidas por los volcanes regionales, transportados por los vientos del oeste y depositados directamente después de erupciones. Las características de los granos gruesos (morfología no-redondeada y granulometría gruesa) prueban que no han sido transportados por el viento, sobre largas distancias. Sin embargo, partículas más finas pueden haber sido transportadas por el viento y haberse mezclado con granos más

gruesos por pedogénesis. Una stratificación volcánica inicial ocurrió probablemente en secciones estudiadas, pero desapareció por meteorización y pedogénesis.

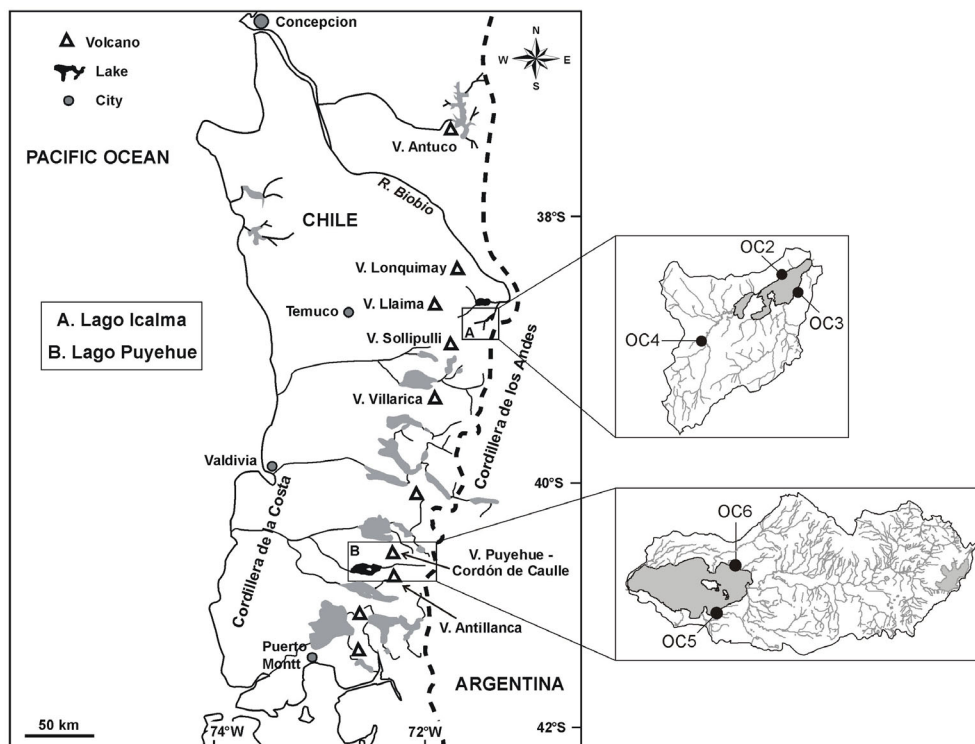
**Palabras claves:** Andosoles, Trumaos, cenizas, alofán, Chile

## 1. Introduction

In the Lake District of Chile (38-43°S), widespread yellowish soft deposits up to several meters thick are known to cover the bedrock (Laugenie, 1982). Soils are developed on these deposits and called Trumaos, i.e. the Araucanian name for andosols, signifying “dust accumulation” (Langohr, 1971). These soils constitute a practically continuous formation between 38° and 47°S (Besoain, 1985). The origin and mode of deposition of their parental material have often been discussed, but up to today, no agreement has been reached (for a review, see Besoain, 1985, Moreno & Valera, 1985 and Veit, 1994). It seems that each author finds his own explanation depending on the study location. For the Lake District area, three main hypotheses were advanced: (1) direct volcanic ash falls (Wright, 1965 *In: Besoain, 1985*); (2) loess-like deposits (Laugenie *et al.*, 1975) or (3) glacial transport with ablation moraine-like deposition (Langohr, 1974). Authors often proposed a mixed depositional pattern (Besoain, 1985). Other ideas have been proposed for local contribution to volcanic material accumulation: pyroclastic flows and lahar deposits around volcanoes and fluvial sediments in the central valley (Wright, 1965 *In: Besoain, 1985*). Our aim is to re-discuss these transport and deposition hypotheses using a pluri-methodological study applied on new outcrops around Icalma and Puyehue Lakes.

## 2. Geological settings

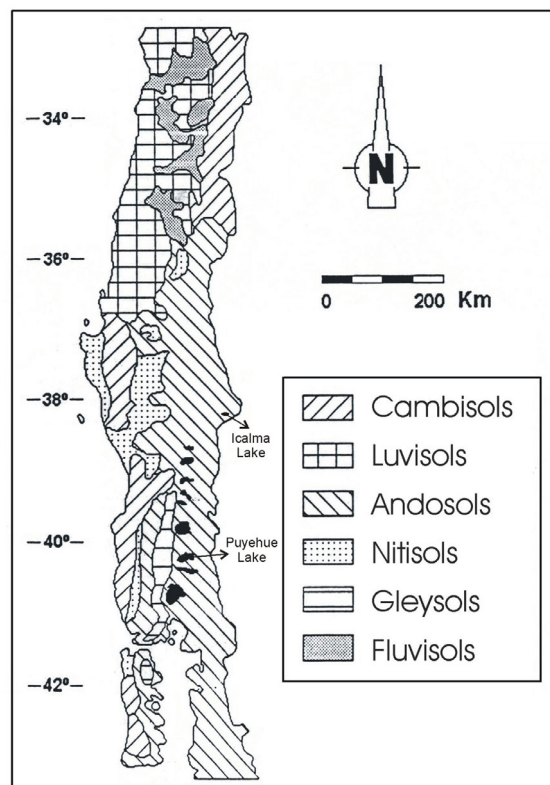
Icalma Lake (71°20'W, 38°50'S) is located in the north of the Lake District, in the Cordillera de los Andes (Fig. 1). This small (11.65 km<sup>2</sup>) lake is atypical for the large moraine-dammed lakes characteristic for the region. Its watershed reaches 147 km<sup>2</sup> and is flanked westward by three active



**Figure 1** – Location of Icalma and Puyehue Lakes in the Lake District of Chile. Studied outcrops are located on the watersheds enlargements.

volcanoes: Lonquimay, Llaima and Sollipulli. Puyehue Lake ( $72^{\circ}20'W$ ,  $40^{\circ}40'S$ ) is a typical moraine-dammed lake. Its watershed reaches  $1267 \text{ km}^2$  and the lake area is  $164 \text{ km}^2$ . In its catchment, Antillanca and Puyehue-Cordón de Caulle volcanic complexes occur eastward, and the Osorno volcano nearby to the south ( $\sim 50 \text{ km}$ ). The whole region is dominated by Westerly winds. In addition, a Foehn type Easterly wind, the “Puelche”, occurs several times a year (Aravena *et al.*, 1993). Annual rainfall varies from 2000 to 3000 mm/yr around Icalma Lake (Mardones *et al.*, 1993) and from 2000 to 5000 mm/yr for Puyehue watershed (Muñoz Schick, 1980).

The watersheds of both lakes are characterized by the presence of unconsolidated and weakly stratified yellowish loam deposits, several meters thick. As in many parts of the Central Valley and the Cordillera de Los Andes in the Lake District, andosols – i.e. soils developed on volcanic ash – are developed on these deposits (Fig. 2). They can directly cover the rocky substratum but they frequently overlay glacial or fluvio-glacial deposits.



**Figure 2** – Simplified pedological map of the Lake District, Chile (FAO-UNESCO, 1971 *In*: Aravena *et al.*, 1993).

In the region of Icalma, the andosols parental material reach a maximum thickness of 6 m and fossilize all Pleistocene deposits, whether they are glacial, fluvial or lacustrine (Mardones *et al.*, 1993). They contain two pumice layers emitted during the Holocene most important explosive eruptions of Sollipulli (Naranjo *et al.*, 1993) and Llaima (Naranjo & Moreno, 1991) volcanoes, respectively dated at 2900 yr BP (Naranjo *et al.*, 1993; De Vleeschouwer *et al.*, *submitted*) and 9000 yr BP (9030 yr BP, De Vleeschouwer *et al.*, *submitted* or 8830 yr BP, Naranjo & Moreno, 1991). Westward, i.e. closer from Llaima and Sollipulli volcanoes, these soils contains more and more intercalated and well distinct tephra layers.

Around Puyehue Lake, these deposits are thinner (maximum 4 m) without intercalated distinct tephra layers. Further to the east, due to the important volcanic activity of the Puyehue - Cordón de Caulle and Antillanca volcanic complexes, coarse scoriae and volcanic rocks occur instead of the loam deposits.



### 3. Material and methods

#### 3.1. Sampling

The watersheds of Icalma and Puyehue Lakes were studied in detail during 2 months of fieldwork in austral summer 2001-2002. After field description and colour characterization with a Munsell colour chart, three sections were sampled in the watershed of Icalma Lake and two sections in the watershed of Puyehue Lake (Tab. 1, Fig. 1). All were sampled for mineralogical and grain-size analyses. In this paper, two representative sections are illustrated: OC2 and OC5 (Fig. 1, Fig. 3). OC2 outcrop sediments were impregnated for thin section realisation. Moreover, during a 2003 fieldwork, we sampled several additional outcrops spread in the catchment of Puyehue Lake.

	Outcrop n°	Latitude	Longitude	Thickness (m)	Sampling step (cm)	Number of samples
Icalma	OC2	S38°47.079'	W71°17.062'	4.90	50 - 10	10 - 50
	OC3	S38°47.959'	W71°16.015'	6.15	50	10
	OC4	S38°50.237'	W71°22.377'	4.60	50	8
Puyehue	OC5	S40°42.974'	W72°24.312'	2.70	25 - 10	11 - 28
	OC6	S40°38.111'	W72°22.392'	4.30	50	9

**Table 1** – Location and characteristics of the 5 outcrops sampled around Icalma and Puyehue Lakes. The thickness only concerns the andosols parental material covering the glacial or fluvio-glacial sediments. The two values of sampling step for OC2 and OC5 outcrops indicate samples collected for mineralogical determinations and grain-size analyses, respectively.

#### 3.2. Grain-size

Grain-size measurements were performed on organic matter-free sediment using a laser diffraction particle analyser Malvern Mastersizer 2000 detecting a 0.02 to 2000  $\mu\text{m}$  size range. Organic matter was removed using  $\text{H}_2\text{O}_2$  10%. Samples were introduced into a 100 ml desionised water tank free of additive dispersant, split with a 2000 rpm stirrer and crumbled with ultrasonic waves. Sample quantity was adjusted in order to obtain a laser beam obscuration between 10 and 20 %. Grain-size parameters are averaged over 10.000 scans. When samples contain grains coarser than 420  $\mu\text{m}$ , results are a combination of laser diffraction and sieving methods. Distribution parameters have been calculated following Folk and Ward (1957). In order to represent grain-size of coarser grains, D99 parameter is calculated. D99 value is the equivalent diameter for which the distribution sum has the value of 99%.

#### 3.3. Mineralogy

Bulk and clay mineralogy were achieved by X-ray diffraction (XRD) on a Bruker D8-Advance diffractometer with  $\text{CuK}\alpha$  radiations. Bulk samples were crushed with an agate mortar to less than 100  $\mu\text{m}$ . An aliquot was separated and mounted as unoriented powder by the back-side method (Brindley & Brown, 1980). The powder was submitted to XRD between 2° and 45° 2 $\theta$ .

The data were analysed in a semi-quantitative way following Cook *et al.* (1975). The intensity of the highest peak of each mineral was measured and corrected by a multiplication factor. For amorphous material, a mean correction factor was obtained from diffraction results on mixtures of known quantities of amorphous material and quartz. We calculated a mean correction factor of 75, applied to the maximum of the broad diffraction band at 3.7 Å.

The usual clay fraction obtained after a sedimentation time of 50 min (< 2  $\mu\text{m}$  according to Stokes settling law) did not contain enough material to allow X-ray diffraction. Clay mineralogy was then established on the fraction obtained after 20 min of sedimentation. Oriented mounts were realized by the "glass-slide method" (Moore & Reynolds, 1989) and subsequently scanned on the diffractometer. Slides containing crystallised clays after air drying (N) were scanned two times more, once after ethylene-glycol solvation during 24h (EG) and once after heating at 500°C for 4h (500). As amorphous clays are abundant in the samples, only a qualitative estimation of the content of non-amorphous clays was determined using the intensity of the highest clay diffraction peak on the natural (N) diffractogram.

### 3.4. Geochemical analyses

Major elements of OC3 (5.00 m), OC5 (0.00, 0.75, 1.50 and 2.25 m) and OC6 (-2.00, 1.00 and 3.00 m) bulk samples were determined by X-ray fluorescence (XRF) on Li-borate glass. Analyses were performed on a ARL 9400. Trace elements of OC5 (1.50 m) sample were analysed by ICP-MS (Fig. 5). Moreover, the chemical composition of individual grains was deduced using a Cameca Camebax SX 50 microprobe at Louvain-La-Neuve University. Finally, the chemical test of Fieldes and Perrot (1966) was applied on several samples. This classical test for andosols (Quantin, 1972) is based on the propriety of allophanes to produce an alkaline reaction with sodium fluoride. This test consists in controlling the variation of pH after mixing 1 g of sediment with 50 ml NaF 1N solution. In the presence of a high allophane content, basic pH (10-11) must be reached after 1 h reaction.

### 3.5. Infrared spectrometry

Infrared spectra of the clayey fraction of OC3 (5.00 m) and OC5 (1.50 m) samples were recorded with a Nicolet Nexus spectrometer in the 400-4000  $\text{cm}^{-1}$  range. Two milligrams of samples were mixed with KBr in order to obtain a 150 mg pellet.

## 4. Results

### 4.1. Description

#### *Icalma watershed*

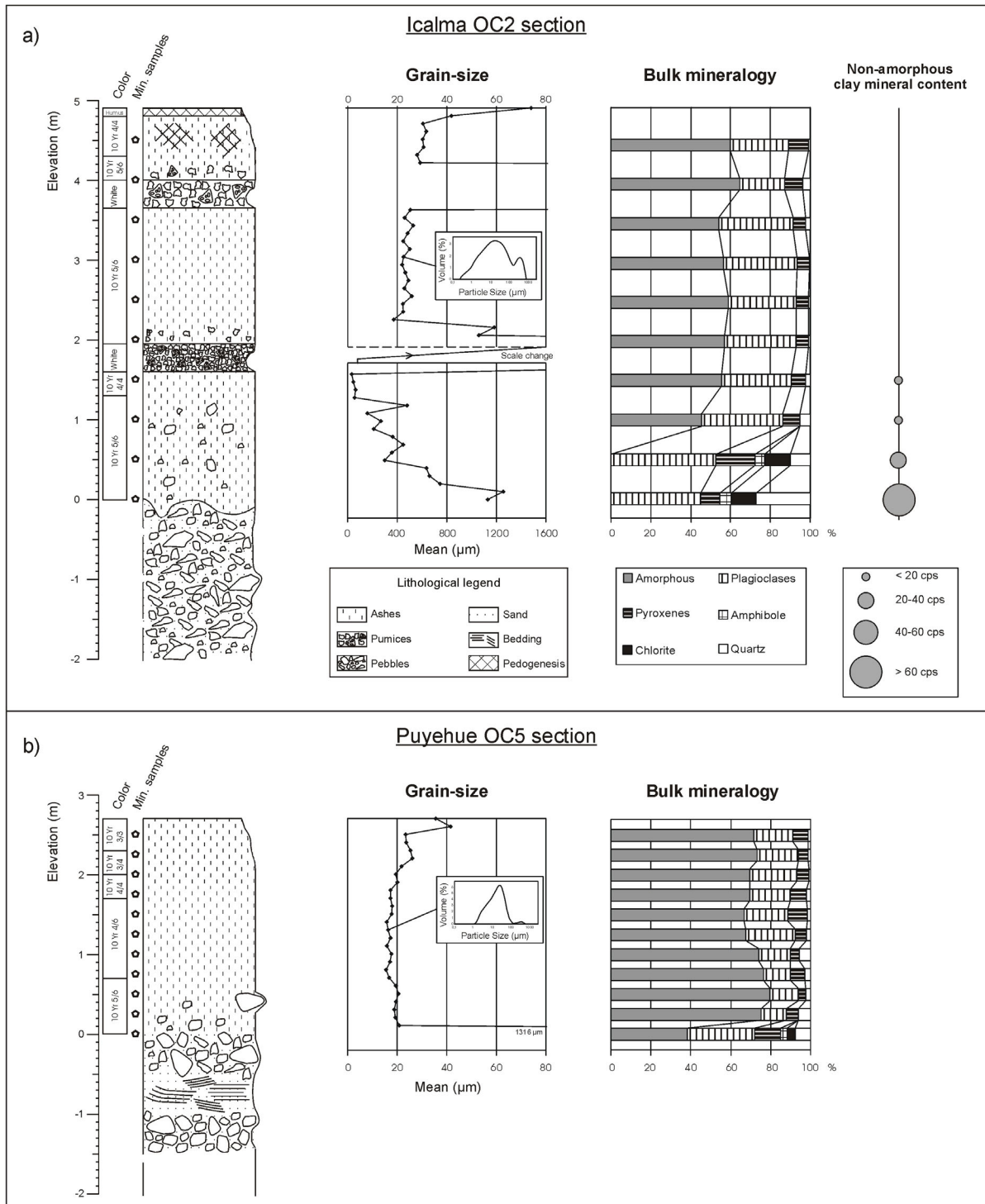
The base of Icalma OC2 section (-2 to 0 m, Fig 3a) is made of coarse deposits containing pebbles and sand grains similar in nature to regional bedrock. They are made of granite of Galletue Plutonic Group and blue-green rocks from Icalma Member of Biobio Formation (*sensu* Suarez & Emparan, 1997). Between 0 and 1.30 m, deposits composed of a mix of gravel, sand and silt occur with an upper grading transition. Similar intermediate layers have been observed south of 42°S and in the coastal range and central valley, north of 42°S (Aravena *et al.*, 1993; Veit, 1994) and are interpreted as solifluction layers. The latter cannot be confounded with the Ignimbrite Curacautin described by Naranjo & Moreno (1991). Between 1.30 m and 4.90 m, deposits are composed by organic matter rich yellow-brown loams with two intercalated pumice layers: Llaima pumice dated at 9000 yr. BP from 1.60 m to 1.95 m and pumice from Sollipuli Alpehue eruption dated at 2900 yr. BP between 3.65 m and 4.00 m (De Vleeschouwer *et al.*, submitted). Under both pumice layers, outcrops show brunified buried soils. Apart from pumice layers and brunified horizons, no stratification was observed. Microscopical inspection of thin sections do not show any laminations but draw the attention on the importance of pedogenesis effect on deposits (Fig. 4). We observe a high porosity, a very poor sorting of grains and an important grains coating due to high lixiviation of elements (chitonic structure). This clayey coating is responsible of the yellow-brown colour of the grains. Moreover, thin section observation allow us to describe a large number of intercalated paleosoils each 5-10 cm.

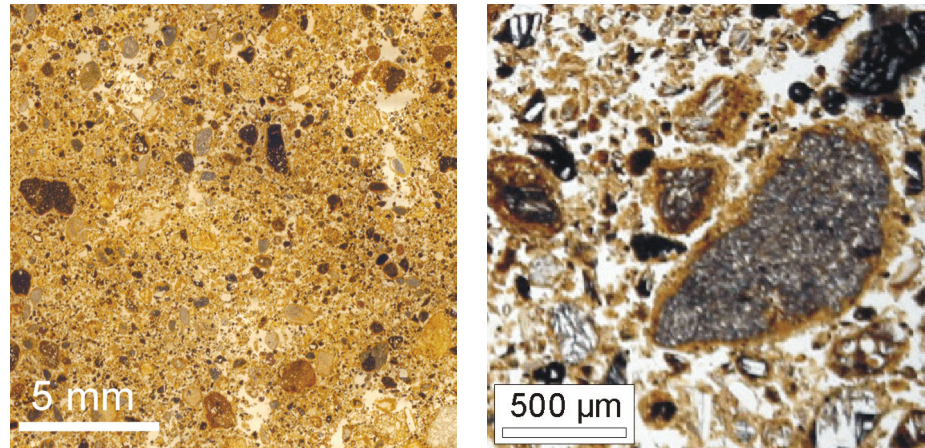
#### *Puyehue watershed*

From -10 to 0 m, the Puyehue OC5 outcrop contains fluvio-glacial deposits made of volcanic rocks from boulder (max 40 cm) to sand. Andosols bearing material occur with a thickness of 2.70 m and overly fluvio-glacial deposits with a sharp contact (Figs 3b and 5). No stratification was observed and deposits do not contain any distinguishable tephra layer. Brunification at the top of the outcrop attests for actual pedogenesis.

### 4.2. Grain-size

In volcanic soils especially, original grain-size distributions can be modified by weathering and illuviation, transforming weatherable minerals into very fine-grained amorphous silicates (Buurman *et al.*, 2004). Moreover, important incorporation of organic matter has an effect on grain-size distribution. For this reason, organic matter was removed and results are considered as a minimum of the original grain-size.





**Figure 4** – Pictures of thin sections realised in OC2 outcrop sediments. Both pictures show coated and very poorly sorted grains. Left: Scan of bulk sediment showing the bulk structure (elevation 3.20 m). Right: Microscope picture showing the important grains coating (elevation 3.05 m).



**Figure 5** – Picture of OC5 outcrop in Puyehue watershed. The picture shows the volcanic ash deposits overlying fluvio-glacial sediments. The thickness of soft deposits above fluvio-glacial sediments is 2.70 m.

### *Icalma*

Mean grain-size measurements on OC2 section clearly show a) a fining upward unit at the outcrop base, b) coarse pumice layers and c) a regular mean size for andosols parental material (loam to silt loam). Frequency curves characterizing yellow-brown sediments are bimodal (modes at 15-30  $\mu\text{m}$  and 300-450  $\mu\text{m}$ ; fig. 3). Above pumice layers, high mean grain-size values occur due to a gradual transition from one deposit to another. D99 values on Trumaos parental material samples without influence of pumice deposits vary between 506 and 860  $\mu\text{m}$ .

### *Puyehue*

Grain-size results of OC5 outcrop show bimodal curves with the coarse mode being always < 15 % in volume (Fig. 3). Mean grain-size values do not significantly vary and data characterize a silt loam. Coarser values are observed at the outcrop's base and top, recording respectively influence of fluvio-glacial sediments and very recent deposits. D99 values vary between 87 and 783  $\mu\text{m}$ .

### 4.3. Mineralogy

#### *Icalma.*

At the base of OC2 outcrop, we distinguish the solifluction layer from overlying deposits (Fig. 3). It principally contains minerals from the bedrock, i.e. plagioclase, pyroxene, amphibole, chlorite and quartz, with a low content of amorphous particles. The Trumaos bearing sediments are characterized by a quite constant mineralogy. Bulk mineralogy is dominated by plagioclase and amorphous material, which can be volcanic glass, organic matter and non-crystalline clay minerals. The remaining minerals consist of pyroxene, amphibole and quartz. According to smear slide observations, the large amount of amorphous material evidenced by XRD proves to be mainly allophane. They are yellow-brown in color, isotropic and amorphous under polarizing microscope. Microscopical observations of smear slides of OC2 coarse grains ( $> 200 \mu\text{m}$ ) show they are typical volcanic particles: scoriae ( $> 60\%$ ), pumice, plagioclase and traces of pyroxene and olivine.

#### *Puyehue.*

The Trumaos bearing sediments of OC5 outcrop show mineralogical results similar to OC2 outcrop: dominance of amorphous particles, plagioclases and pyroxenes. Only volcanic particles (scoriae, plagioclases, glass, pyroxene, olivine and amphibole) are observed in the coarser than  $200 \mu\text{m}$  fraction.

Clay mineralogy of both sections fails to reveal crystalline minerals in Trumaos parental material. Only samples from the deepest sediments of Icalma outcrops contain crystalline clays like kaolinite, illite, chlorite or vermiculite. All the other samples only contain allophane. The observation of low amount of particles of the  $< 2 \mu\text{m}$  fraction is specific of andosols, due to their typical colloidal behaviour (Quantin, 1972). Infrared (IR) spectrometry on the clayey fraction confirms the allophanic nature of the amorphous clay minerals. The IR spectra display two broad absorption bands at  $3450$  and  $1000 \text{ cm}^{-1}$  and a weaker band at  $1630 \text{ cm}^{-1}$ , typical for allophane (Snetsinger, 1967; Henmi *et al.*, 1981; Wilson, 1994; Gustafson *et al.*, 1999). The broad band near  $1000 \text{ cm}^{-1}$  (and its harmonic at  $550 \text{ cm}^{-1}$ ) is due to Al-O and Si-O stretching (Snetsinger, 1967; Gustafson *et al.*, 1999), while the two others are due to absorbed molecular water (Snetsinger, 1967; Kawano & Tomita, 1992; Wilson, 1994).

### 4.4. Geochemical analyses

#### *Icalma.*

The bulk chemical analyse of OC3 5.00m sample is in agreement with a basalt composition ( $\text{SiO}_2$ : 51.8%, TAS: 3.5%).

#### *Puyehue.*

For OC5 and OC6 outcrops, the compositions fit with basalt to andesite ( $\text{SiO}_2$ : 49.2 – 63.5 %, TAS: 1.1-3.1 %), with the upper samples being always more silicic.

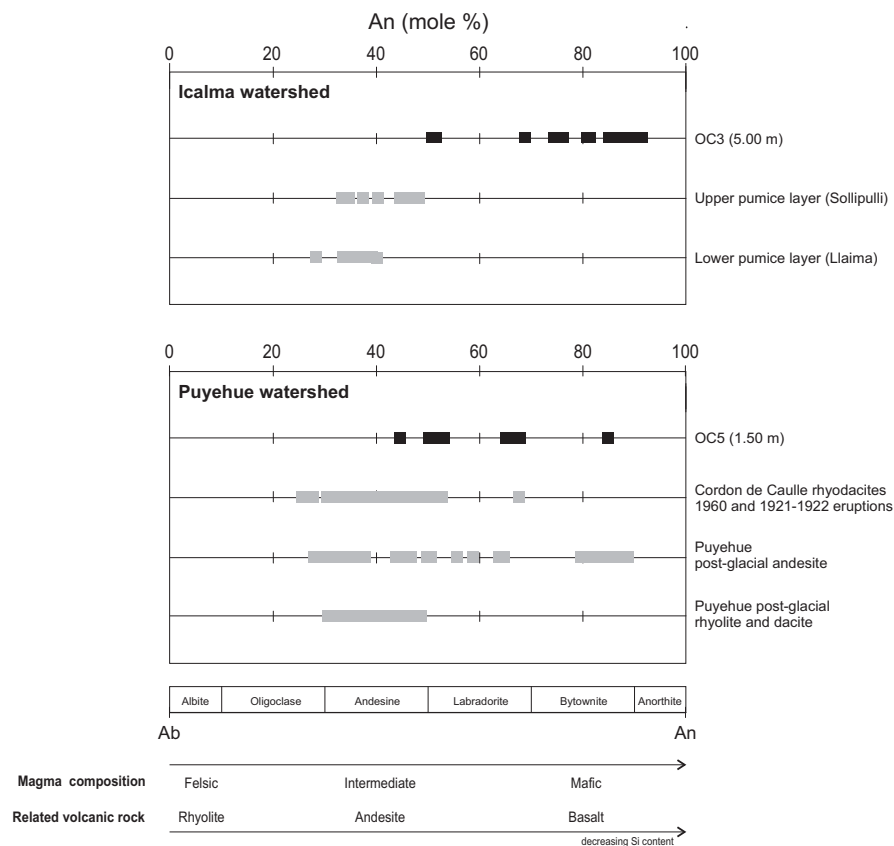
Due to their abundance, we analysed in details the plagioclases after extraction from the host sediment (Tab. 2). Plagioclase composition, identified by microprobe, varies from anorthite (An 90-100) to andesine (An 30-50). The grains from Icalma OC3 outcrop (An 50-91, Or 0-1) tend to be enriched in Anorthite (An) compared to grains from OC5 outcrop (An 42-85, Or 0-6) (Fig.6). Analyses of plagioclases from pumices layers originating from Llaima and Sollipulli volcanoes show typical Andesine plagioclases: An 28-40, Or 0-1 and An 32-47, Or 1-3 respectively (De Vleeschouwer *et al. submitted*; De Vleeschouwer, 2002) (Fig.6). Some volcanic glasses ( $\text{SiO}_2$  75-73 %, TAS: 4.5-5.9 %) and olivine (Fo 75-83) from OC5 1.50 m sample were also analysed.

Trace element results of OC5 are represented in figure 7 and compared to trace elements of the Southern Volcanic Zone (SVZ). They agree with the typical volcanic signature of the SVZ (33-46°S) with exception of relative low K and Sr content.

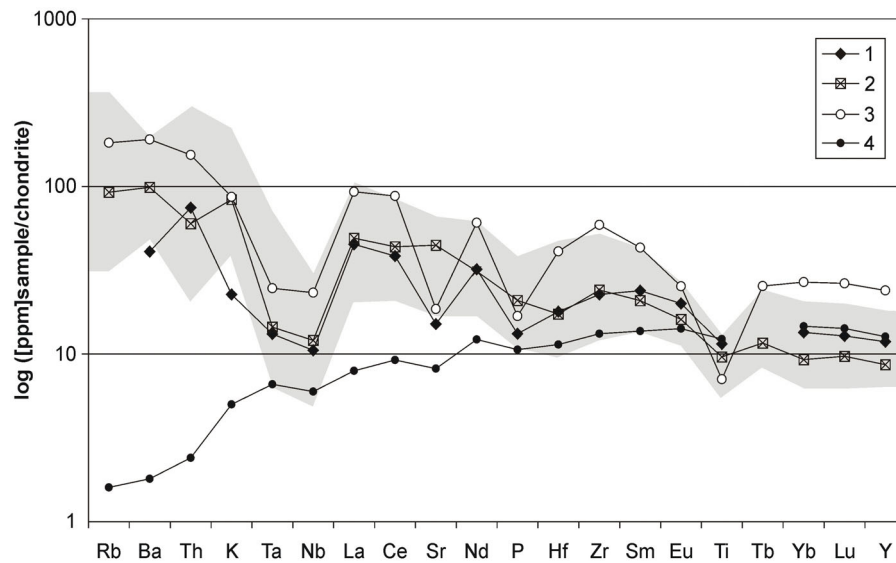


	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	An	Ab	Or
Plagioclases OC3 5,00 m	46.6	0.00	32.0	0.67	0.11	17.9	1.77	0.00	99.13	84.8	15.2	0
	45.1	0.00	33.0	0.52	0.11	19.3	1.27	0.05	99.31	89.1	10.6	0.3
	49.0	0.07	30.5	0.63	0.10	16.2	2.86	0.00	99.34	75.8	24.2	0
	55.3	0.00	26.5	0.56	0.09	10.8	5.64	0.12	98.92	50.9	48.4	0.7
	46.1	0.00	32.8	0.48	0.10	18.5	1.57	0.00	99.48	86.7	13.3	0
	55.7	0.00	26.6	0.38	0.06	10.6	5.70	0.12	99.19	50.3	49.0	0.7
	47.9	0.00	31.6	0.65	0.13	17.4	2.23	0.04	99.93	81.0	18.8	0.2
	51.2	0.09	29.1	0.55	0.17	14.4	3.69	0.08	99.33	68.1	31.4	0.5
	49.4	0.00	30.2	0.71	0.08	16.0	3.05	0.06	99.50	74.1	25.6	0.3
	45.9	0.00	32.9	0.51	0.08	18.9	1.34	0.00	99.59	88.6	11.4	0
	45.1	0.00	33.5	0.48	0.06	19.7	1.05	0.00	99.88	91.2	8.8	0
	47.6	0.00	31.2	0.68	0.13	17.1	2.28	0.00	99.04	80.6	19.4	0
44.9	0.00	33.2	0.48	0.08	19.2	1.22	0.00	99.14	89.7	10.3	0	
Plagioclases OC5 1,50 m	56.0	0.00	26.5	0.33	0.03	10.6	5.71	0.20	99.35	49.9	49.0	1.1
	59.9	0.20	21.7	1.91	0.30	7.86	5.40	0.86	98.03	42.1	52.4	5.5
	52.4	0.00	28.7	0.53	0.18	13.7	4.09	0.19	99.73	64.2	34.7	1.1
	56.0	0.00	26.8	0.19	0.03	10.6	5.80	0.10	99.52	49.8	49.6	0.6
	46.6	0.00	32.4	0.55	0.08	18.2	1.81	0.00	99.64	84.8	15.2	0
	52.7	0.08	28.3	0.71	0.21	13.9	3.95	0.15	99.97	65.4	33.8	0.8
	51.6	0.06	28.9	0.89	0.16	14.1	3.76	0.16	99.66	66.9	32.2	0.9
	55.5	0.00	27.0	0.32	0.00	11.1	5.51	0.16	99.58	52.3	46.8	0.9
	55.6	0.00	27.3	0.25	0.00	10.9	5.49	0.16	99.68	52.0	47.1	0.9

**Table 2** – Microprobe analyses on plagioclases separated from sediments of OC3 5.00m and OC5 1.50m samples. An, Ab and Or are respectively the Anorthite, Albite and Orthose content of each sample.



**Figure 6** – Plagioclase composition of samples from Icalma (OC3 5.00m) and Puyehue (OC5 1.50m) outcrops plotted in the Ab-An binary diagram. An content is calculated as  $An/(An+Ab)$ . For comparison, results on plagioclases from Llaima pumice layer and Sollipulli pumice layer are represented (De Vleeschouwer, 2002). Plagioclase compositions from volcanic rocks of Puyehue watershed are from Gerlach *et al.*, 1988.



**Figure 7** – Trace elements of OC5 (1.50 m) sample plotted in a normalized to chondrites spidergram in parallel with results of Gerlach *et al.* (1988) on Puyehue-Cordón de Caulle volcanic rocks. 1, OC5 (1.50 m) sample; 2, mean SVZ 33-46°S (Georoc website); 3, mean post-glacial volcanic rocks from Puyehue-Cordón de Caulle volcano (Gerlach *et al.*, 1988); 4, N-Morb (Sun & Mc Donough, 1989). The gray shaded area corresponds to values between percentils 5 and 95 of a compilation of data for volcanoes from the SVZ (33-46°S). Source: Georoc website: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/entry.html>. Xenolithic and non porphyric volcanic rocks were removed from the database.

The test of Fieldes & Perrot (1966) applied to our samples (OC3 5.00 m and OC5 1.50 m) shows a pH rising to 10.5 after 30 min and reaching 11.5 after 2 hours, confirming the high allophane content.

In addition, bulk sediment shows mean pH values of 6.4 in desionised water and a bulk density of 0.85. Both values are typical for andosols (Quantin, 1972; Besoain, 1985).

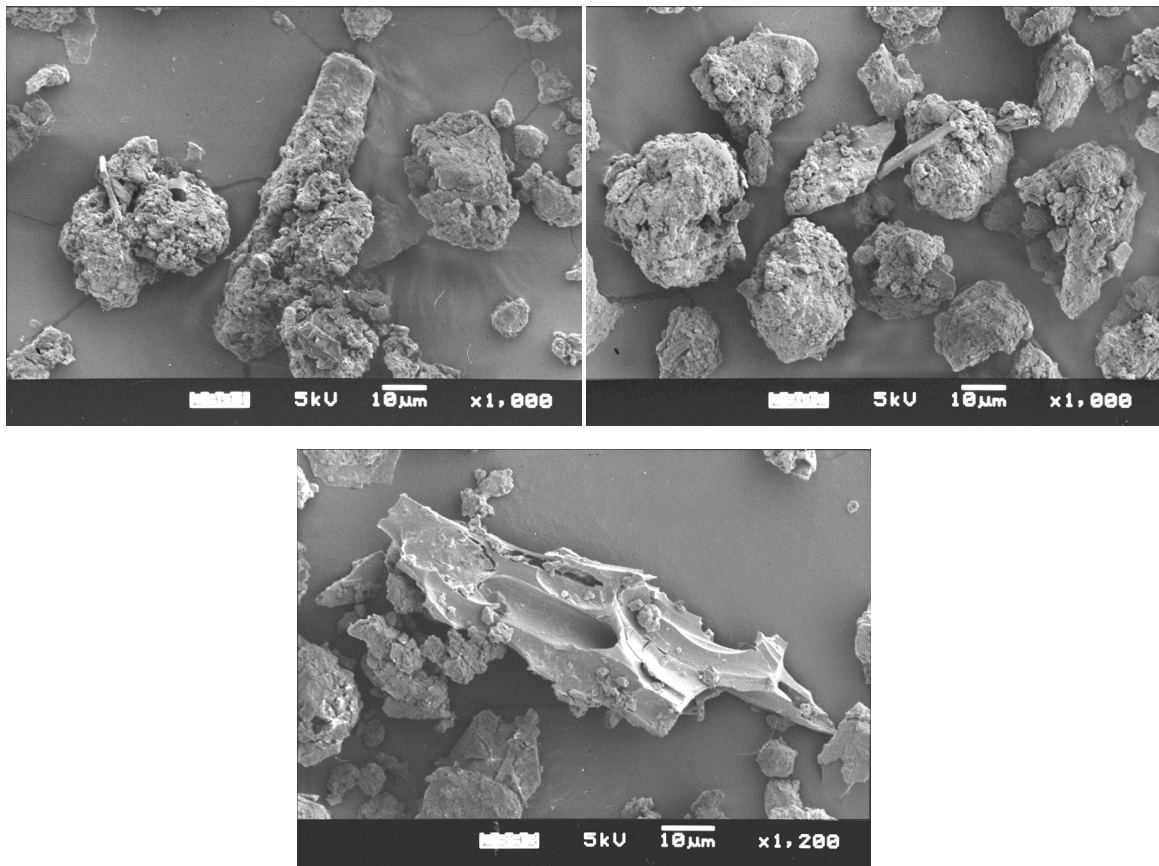
#### 4.5. Scanning electron microscope

Scanning electron microscope (SEM) observations were performed on different grain-size fractions ranging from the bulk sediment to the clayey fraction for OC3 and OC5 outcrops. They show particular coarse grain morphology and associations caused by cohesive agglomerates of particles. Grains are not rounded nor mat (Fig. 8a, 8b). Some fresh volcanic glass shards were also observed (Fig. 8c).

## 5. Discussion

### 5.1. Age of the Trumaos parental material

Glacial and fluvio-glacial deposits occurring at the base of outcrops are believed to date from the last glacial period (Llanquihue phase *sensu* Mercer, 1976 and Porter, 1981) and the last deglaciation. Near Icalma Lake, the solifluction layer overlying the glacial deposits and made of a mixture of andosols parental material and glacial deposits, has to date from the last deglaciation. As they cover the glacial and fluvio-glacial deposits from the last glaciation, the unconsolidated deposits on which the “Trumaos” are developed are post-glacial in age. Veit (1994) assumed that they accumulated during the Late Glacial and Early Holocene, which would leave enough time for soil development during the rest of the Holocene. For Puyehue watershed, this hypothesis is probably true, as evidenced by the low total thickness (~ 55 cm) of post-glacial tephra deposits in lacustrine sediments (Bertrand *et al.*, 2003). However, for Icalma outcrops, ages obtained for the pumice layers intercalated in these deposits, and especially the age of 2900 BP for the upper pumice layer (Naranjo *et al.*, 1993; De Vleeschouwer *et al.*, *submitted*), indicate that these deposits probably accumulated in several phases throughout most of the Holocene.



**Figure 8** – SEM pictures of coarse grains from OC3 (5.00m) sample. a) and b) typical grain morphology; c) glass shard.

## 5.2. Allophane formation

Local soils display all the characteristics of andosols (i.e., bulk and clay mineralogy, pH, low density), as described by Quantin (1972) and Besoain (1985). Bulk mineralogy is dominated by amorphous material made of non-crystalline clay minerals and volcanic glass, as evidenced by SEM and bulk smear slides. At the top of the outcrops, where present-day soils are developed, organic matter tends to increase the amorphous content of the samples. Clay-size particles are composed of allophane and traces of plagioclase. Allophane is mainly produced by hydrolysis of volcanic glass (Henmi & Wada, 1976; Laugenie, 1982), but it can also be derived from the weathering of plagioclase (Aomine & Wada, 1962; Besoain, 1963; Snetsinger, 1967). It is a typical secondary product of volcanic ash under humid, temperate or tropical climatic conditions (Quantin, 1972; Righi & Meunier, 1995). Clay mineralogy of the post-glacial soils only consists of allophanes; there is no evidence of halloysite or imogolite. However, it is known that halloysite forms by neof ormation of allophane (Laugenie, 1982, Besoain *et al.*, 1992a) in a minimum time range of 8000 to 9000 years (Aomine & Miyauchi, 1963). Because the Lake District is characterized by humid mediterranean climate, allophane in these soils can remain stable for up to 18.000 to 22.000 years (Besoain, 1985). Imogolite seems to be a mineral intermediate between allophane and halloysite during the weathering sequence and the crystallisation process (Besoain, 1968). Halloysite and imogolite have been described in older samples from the Lake District (Besoain, 1968, Laugenie *et al.*, 1975). Because imogolite and halloysite formation by allophane neof ormation requires time, their absence in our outcrops indicates that these deposits are younger than Late Glacial, which is in agreement with stratigraphical evidences.



### 5.3. Volcanic origin

Because of their relative young age, andosols still contain a lot of primary minerals and non-altered volcanic glass (Quantin, 1972). Their mineralogy and trace element geochemistry clearly evidence their initial volcanic origin. (1) Bulk mineralogy of both outcrops is dominated by plagioclase, amorphous material (original volcanic glass and secondary allophane products) and pyroxene, all typical minerals from regional volcanism (Laugenie, 1982). In addition, these results are in agreement with heavy mineral analyses (Laugenie *et al.*, 1975) and coarse mineral determinations (this study, Moreno & Valera, 1985 and Besoain & Sepulveda, 1981). (2) Trace elements for OC5 (1.50 m) sample show a typical SVZ signature. The relative depletion of K and Sr is due to weathering of mobile elements like K, Ca and Sr (Martínez Cortizas *et al.*, 2003).

Plagioclase composition from Icalma OC3 (5.00 m) sample (An 50-91) differs from plagioclase from dacitic pumice layers originating from Llaima and Sollipulli volcanoes (An 28-40 and An 32-47 respectively, De Vleeschouwer, 2002) (Fig. 6). This can be explained by the relation between the plagioclase composition (An content) and the magma chemistry, i.e. eruption type (Fig.6). Pumices from Icalma outcrops have an acid bulk composition (dacitic) and contain Ab-rich plagioclase (Andesine). However, Llaima, Sollipulli and Lonquimay volcanoes usually emit rocks with basaltic to andesitic composition, rarely dacitic (Besoain *et al.*, 1992b, Naranjo & Moreno, 1991, Suarez & Emparan, 1997) containing An enriched plagioclases, as they occur in OC3 outcrop. The two pumice layers described in Icalma outcrops have been emitted during the most important silicic explosive Holocene eruptions of Llaima and Sollipulli volcanoes and are not typical from products usually emitted by regional volcanoes.

Plagioclase from OC5 (1.50 m) sample show an An content ranging from 42 to 85 % (Fig. 6). Post-glacial volcanic rocks from Puyehue – Cordón de Caulle volcano (rhyolithes, dacite, andesite) are known to contain An 30-90 plagioclases (Fig. 6) characterized by their An content decreasing with bulk rock silica content (Gerlach *et al.*, 1988). Other volcanoes from the Southern Volcanic Zone, like Antillanca, that are potential ash sources for the andosols parental material, are mainly basaltic (Gerlach *et al.*, 1988) and thus emit ashes with An-rich plagioclases. However, no analyses of plagioclase from volcanoes close to Puyehue watershed (e.g., Antillanca, Osorno; Fig. 1) are available in the literature. The plagioclases analysed in OC5 outcrop probably come from typical andesitic to basaltic regional volcanoes.

These results show that Trumaos parental material has the same geochemical and mineralogical characteristics than the regional volcanic rocks. Because their grain-size, these deposits can be considered as volcanic ashes. These results agree with the study of Laugenie (1982). However, their transport and depositional modes are still very discussed.

### 5.4. Transport and depositional pattern

Our field observations indicate that, for the study region, and especially for the Icalma area, the Trumaos parental material can only have been transported by wind or deposited directly after a volcanic eruption. For a given location, these deposits cover the region whatever the elevation, with a relatively uniform thickness draping all but the steepest topography. This argument is incompatible neither with glacial nor pyroclastic flow origins. It appears to be typical for pyroclastic fall deposits (Orton, 1996). Intercalated pumice layers from different Holocene ages, described in Icalma Lake catchment, do not stand with Langohr's glacial transport hypothesis (Langohr, 1971, 1974). However, these ashes can be particles deposited directly after volcanic eruptions or have been re-transported by wind.

#### 5.4.1 Relation between outcrops location and volcanoes position

Significant differences have been observed in analytical results and field observations between outcrops around Icalma and Puyehue Lakes. Deposits around Icalma Lake are thickest (4 to 7 m), they contain coarse intercalated pumice layers and are characterized by a coarser mean grain-size (average mean: 31.3  $\mu\text{m}$ , Fig. 3). Near Puyehue Lake, outcrops occur typically with a less than 3 m thickness

and the average mean grain-size is 20.7  $\mu\text{m}$  (Fig. 3). In order to constrain the wind influence on the transport of these deposits, we compared sediments characteristics with their relative distance and location from volcanoes. Icalma watershed is located eastward from Lonquimay, Llaima and Sollipulli volcanoes while Puyehue watershed is located westward from Puyehue – Cordon de Caulle and Casablanca volcanoes. This first observation tends to show the importance of the relative longitudinal position of outcrops and volcanoes on deposits thickness and mean grain-size results. Inside the Icalma watershed, a significant difference has been observed between OC4 outcrop (closer from Llaima and Sollipulli volcanoes) and OC2-OC3 sections: OC4 section contains several (6) intercalated and distinguishable tephra layers. For Puyehue catchment, we observed a fining and a thinning westward, with growing distance from volcanoes. For an outcrop westward of Villarica volcano (Coipue), Laugenie (1982) observed the same situation than around Puyehue Lake: small thickness (< 1,5 m) of fine-grained Holocene ashes. These characteristics suggest the importance of Westerlies in the transport of volcanic ashes, coming from regional volcanoes. Like for recent eruptions (Moreno & Valera, 1985, Gonzàles-Ferràn *et al.*, 1989, Gonzàles-Ferràn, 1994), Westerlies have probably played an important role in the transport of pyroclastic products during the Holocene. It is also evidenced by the eastward transport of Llaima and Sollipulli pumice layers (Naranjo *et al.*, 1993, Naranjo & Moreno, 1991). According to Moreno & Varela (1985), a large amount of pyroclastic materials has been transported by Westerly winds as far as Argentina throughout the Quaternary period. However, we must also take into account the influence of “Puelche”, a short-lived and intense Foehn type wind, on the pyroclastic transport. However, because its short duration, the probability to have an eruption synchronous with a “Puelche” wind is quite low.

#### 5.4.2 Long distance aeolian transport or direct deposition ?

In order to constrain the importance of aeolian transport during an eruption compared to re-transport by wind, we examined SEM pictures of the coarser grains and D99 grain-size values. Presence of high D99 values in both outcrops (506-860  $\mu\text{m}$  and 91-783  $\mu\text{m}$  for OC2 and OC5 samples respectively) is a new argument for rejecting the sole long distance aeolian transport hypothesis. Indeed, typical D99 values for loess deposits are inferior to 100  $\mu\text{m}$  (Manil & Delecour, 1957; Sun *et al.*, 2000) and grains with a diameter of  $\sim$ 800  $\mu\text{m}$  cannot travel in the air on large distances. SEM observations also refute a long-distance aeolian transport and a pluri-phases reworking of the coarse sediment. Observed grains are not rounded nor mat (Fig. 6). Their rough morphology is due to grain agglomeration during volcanic eruptions leading to the formation of cohesive volcanic agglomerates. If they had been transported by wind for a relatively long time, they should be rounded and mat. The observed morphology shows that they have been deposited after volcanic eruptions and that they have not been reworked by a great number of aeolian events. These measurements and observations on coarse grains allow us to refute a long-distance aeolian transport.

#### 5.4.3 Layering and pedogenesis

With these data, we argue that Trumaos parental material cannot only come from long-distance aeolian transport. Coarser grains must have been deposited on land directly after an eruption. If these deposits are typical volcanic fall-out ashes, one can expect for internal laminations. However, the only macroscopical stratification is defined by the two pumice layers, which are particularly explosive volcanic products. In order to confirm the absence of laminations at a small scale, continuous thin sections have been observed for OC2 sediments. They do not show any laminated sediments but evidence a high homogenisation by pedogenesis (Fig. 4). This is typical for the very humid climate of the Lake District, responsible of an intense weathering during soil formation, wearing away initial stratifications (Laugenie *et al.*, 1975). As stated by Langohr (1971), the biological activity in Trumaos is excellent and roots and worms may easily reach several meters depth. For Burman *et al.* (2004), when soil formation continues for a long period, thin layers deposited on the surface may become unrecognisable by incorporation into upper horizons by pedoturbation. Tephra deposits must have existed throughout the Holocene in Icalma and Puyehue watersheds, as evidenced in lacustrine and peat cores (Bertrand *et al.*, 2003; De Vleeschouwer, 2002). In outcrops, an initial layering probably also occurred but it was worn out by weathering and pedogenesis. This initial stratification in outcrops

was evidenced by heavy minerals study demonstrating a renewing of mineral sources due to different magmatic eruptions (Laugenie, 1982). Only thicker ash layers are able to interrupt soil formation (Buurman *et al.*, 2004). This is the case for the two pumice layers of Icalma outcrops, only slightly weathered, having buried soils developed before the responsible eruptions. The numerous paleosoils observed on thin sections (each 5-10 cm) agree with this idea. Every time a volcanic ash layer has been deposited, it has been colonized by vegetation enabling soil initiation. However, deposition of a new volcanic layer has ended soil development. Such soils where tephrae have weathered to volcanic loams are well-known in New Zealand (Molloy, 1993).

## 6. Conclusion

We propose that the Trumaos parental material, at least for Icalma area, principally consists in ash particles emitted by several Holocene volcanic eruptions, transported by wind (mainly Westerlies) and directly deposited after the eruption, without neglecting the possible adjunction of fine particles by aeolian activity and its incorporation into coarser material by pedogenesis. Our results evidence that coarser grains from andosols parental material are too coarse to have been transported by wind over long distances, and thus, these deposits can not be considered as typical loess. We think the term “volcanic pseudo-loess” of Laugenie *et al.* (1975) is not valid for ashes deposited eastward from volcanoes. Because Puyehue andosol parental material shows the same mineralogical, geochemical and structural characteristics, we propose that these sediments have also been deposited directly from the volcanic plume. These deposits are however finer and thinner due to their location westward from volcanoes. There, the term “volcanic pseudo-loess” fits better because finer grain size and possible aeolian re-transport, mainly during the last deglaciation. In addition, these deposits may have been transported locally by glaciers, lahars or rivers.

## Acknowledgments

This research is supported by the Belgian OSTC project EV/12/10B "A continuous Holocene record of ENSO variability in southern Chile". We are grateful to Maria Mardones (U. Concepcion) and Mario Pino (U. Austral de Chile, Valdivia) for their logistic help during our 2001-2002 fieldwork mission. We acknowledge F. Hatert, B. Charlier and X. Boës (Department of Geology, ULg) respectively for IR spectroscopy, XRF analyses and thin sections realisation and V. Renson for laboratory assistance. L. Deraymaeker and F. De Vleeschouwer are thanked for providing respectively trace elements analyses and microprobe results on plagioclases from pumice layers. We thank Marc De Batist, Etienne Juvigné, Maria Mardones, José A. Naranjo, Rolf Killian and an anonymous reviewer for their comments and for improving this manuscript. Thanks to R. Langohr and OSTC-Chile project members for interesting discussions.

## References

- Aomine, S., Miyauchi, N. 1963. Age of the youngest hydrated halloysite in Kyushu. *Nature*, Vol. 199, p. 1311-1312.
- Aomine, S., Wada, K. 1962. Differential weathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hydrated halloysite. *The American Mineralogist*, Vol. 47, p. 1024-1048.
- Aravena, J., Armesto, J., Denton, G., Fuenzalida, H., Garleff, K., Heusser, C., Pino, M., Varela, J., Veit, H., Villagrán, C. 1993. El cuaternario de la region de Los Lagos del sur de Chile. Guia de Excursion. In International workshop "El cuaternario de Chile" (Villagrán, C.; editor), 123 p. Santiago.
- Bertrand, S., Charlet, F., Renson, V., Boës, X., Vargas-Ramirez, L., Arnaud, F., Lignier, V., Chapron, E., Beck, C., Magand, O., Fagel, N., De Batist, M. 2003. Holocene sedimentation in Icalma and Puyehue Lakes: instantaneous vs continuous records. 10° Congresso Geologico Chileno, Concepción, Chile. 10 p.
- Besoain, E. 1963. Clay formation in some Chilean soils derived from volcanic materials. *New Zealand journal of science*, Vol. 7, No 1, p. 79-86.

- Besoain, E. 1968. Imogolite in volcanic soils of Chile. *Geoderma*, Vol. 2, p. 151-169.
- Besoain, E. 1985. Los suelos. In *Suelos volcánicos de Chile* (Tosso, J.; editor). Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), p. 23-106. Santiago.
- Besoain, E., Sadzawka, A., Sepúlveda, W. 1992a. Genesis de los suelos ñadis, aquands y duranquands de la region centro-sur de Chile. *Terra*, Vol. 10, p. 74-88.
- Besoain, E., Sepúlveda, G., Sadzawka, A. 1992b. La erupcion del Lonquimay y sus efectos en la agricultura. *Agricultura tecnica (Chile)*, Vol. 52 (4), p. 354-358.
- Besoain, E., Sepulveda, G. 1981. Características y propiedades de algunos Dystrandeps de la Región de Los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. *Agricultura tecnica (Chile)*, Vol. 41 (4), p. 197-220.
- Brindley, G.W., Brown, G. 1980. Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. Mineralogical Society Monograph, Vol. 5, 495 p. London.
- Buurman, P., García Rodeja, E., Martínez Cortizas, A., van Doesburg, J.D.J. 2004. Stratification of parental material in European volcanic and related soils studied by laser-diffraction grain-sizing and chemical analyses. *Catena*, Vol. 56, p. 127-144.
- Cook, H.E., Johnson, P.D., Matti, J.C., Zemmels, I. 1975. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory. In Initial reports of the DSDP (Kaneps, A.G.; editor), p. 997-1007. Washington DC.
- De Vleeschouwer, F. 2002. Etude téphrostratigraphique de dépôts holocènes des bassins versants de deux lacs chiliens – Exemples des lacs Icalma et Galletue (Chili – 38°S, 71°W). Unpublished graduate thesis, University of Liege, 46 p.
- De Vleeschouwer, F., Juvigné, E., Renson, V. (Submitted). Mineral chemistry of Llaima pumice, Southern Chile: Evidence of magma mixing. Submitted to *Geologica Belgica*.
- Fieldes, M., Perrot, K.W. 1966. The nature of allophane in soils. 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand Journal of Science*, Vol. 9, p. 623-629.
- Folk, R.L., Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 27, No 1, p. 3-26.
- Gerlach, D.C., Frey, F.A., Moreno-Roa, H., Lopez-Escobar, L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology*, Vol. 29, No 2, p. 333-382.
- González-Ferrán, O. 1994. Volcanes de Chile. Instituto Geografico militar, 635 p. Santiago.
- González-Ferrán, O., Baker, P.E., Acevedo, P. 1989. La erupción del volcán Lonquimay 1988 y su impacto en el medio ambiente, Chile. *Revista Geofísica*, Vol. 31, p. 39-107.
- Gustafsson, J.P., Bhattacharya, P., Karlton, E. 1999. Mineralogy of poorly crystalline aluminium phases in the B horizon of Podzols in southern Sweden. *Applied Geochemistry*, Vol. 14, p. 707-718.
- Henmi, T., Tange, K., Minagawa, T., Yoshinaga, N. 1981. Effect of SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio on the thermal reactions of allophane. II. Infrared and x-ray powder diffraction data. *Clays and clay minerals*, Vol. 29, No. 2, p. 124-128.
- Henmi, T., Wada, K. 1976. Morphology and composition of allophane. *American Mineralogist*, Vol. 61, p. 379-390.
- Kawano, M., Tomita, K. 1992. Formation of allophane and beidellite during hydrothermal alteration of volcanic glass below 200°C. *Clays and clay minerals*, Vol. 40, No. 3, p. 666-674.
- Langhor, R. 1971. The volcanic ash soils of the central valley of Chile. *Pédologie*, Vol. 21, No. 3, p. 259-293.
- Langhor, R. 1974. The volcanic ash soils of the central valley of central Chile. II. The parent materials of the Trumao and Nadi soils of the Lake District in relation with the geomorphology and quaternary geology. *Pédologie*, Vol. 24, No. 3, p. 238-255.
- Laugenie, C. 1982. La région des lacs, Chili méridional. PhD Thesis, Université de Bordeaux III, 822 p.
- Laugenie, C., Colmet-Daage, F., Besoain, E., Delaune, M. 1975. Note sur les limons volcaniques des piémonts glaciaires chiliens méridionaux. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, Vol. 426, p. 187-193.

- Manil, G., Delecour, F. 1957. Identification en Belgique de loess typiques anté-rissiens, probablement d'âge Mindel. *Bulletin de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, Vol. 66, p. 203-211.
- Mardones, M., Ugarte, E., Rondanelli, M., Rodriguez, A., Barrientos, C. 1993. Planificación ecológica en el sector Icalma-Liucura (IX Region): proposición de un método. Monografías científicas EULA, Vol. 6., 92 p. Concepción.
- Martínez Cortizas, A., García-Rodeja Gayoso, E., Nóvoa Muñoz, J.C., Pontevedra Pombal, X., Buurman, P. & Terribile, F. 2003. Distribution of some selected major and trace elements in four Italian soils developed from the deposits of the Gauro and Vico volcanoes. *Geoderma*, Vol. 117, p. 215-224.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, Vol. 6, p. 125-166.
- Molloy, L. 1993. Soils in the New Zealand Landscape: the living mantle. New Zealand Society of Soil Science, 239 p. Hong Kong.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C.J. 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 332 p. Oxford.
- Moreno, H., Valera, J. 1985. Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la región central y sur de Chile. In *Suelos volcánicos de Chile* (Tosso, J.; editor). Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), p. 492-526. Santiago.
- Muñoz Schick, M. 1980. Flora del parque nacional Puyehue. Universitaria, 557 p. Santiago.
- Naranjo, J.A., Moreno, H. 1991. Actividad explosiva postglacial en el volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1, p. 69-80.
- Naranjo, J.A., Moreno, H., Empanan, C., Murphy, M. 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipuli, Andes del Sur (39°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 2, p. 167-191.
- Orton, G.J. 1996. Volcanic environments. In *Sedimentary environments – Processes, facies and stratigraphy* (Reading, H.G.; editor). Blackwell Science, p. 485-567, London.
- Porter, S.C. 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, Vol. 16, p. 263-292.
- Quantin, P. 1972. Les andosols, Revue bibliographique des connaissances actuelles. *Cahier de l'ORSTOM, série Pédologie*, Vol. 10, No. 3, p. 273-301.
- Righi, R., Meunier, A. 1995. Origin of clays by rock weathering and soil formation. In *Origin and mineralogy of clays, Clays and the environment* (Velde, B.; editor). Springer Verlag, p. 43-161. New-York.
- Snetsinger, K.G. 1967. High-alumina allophane as a weathering product of plagioclase. *The American Mineralogist*, Vol. 52, p. 254-262.
- Suárez, M., Empanan, C. 1997. Carta geológica de Chile, Hoja Curacautin, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio nacional de Geología y minería, subdirección nacional de geología, No. 71, 105 p. Santiago.
- Sun, Y., Lu, H., An, Z. 2000. Grain size distribution of quartz isolated from Chinese loess/paleosol. *Chinese Science Bulletin*, Vol. 45, No. 24, p. 2296-2299.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Geochemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and process. In *Magmatism in ocean basins* (Saunders, A.D. & Norry, M.G., editors). Geological Society Special Publication, Vol. 42, p. 313-345.
- Veit, H. 1994. Estratigrafía de capas sedimentarias y suelos correspondientes en el centro-sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. 67, p. 395-403.
- Wislon, M.J. 1994. Clay mineralogy: spectroscopic and chemical determinative methods. Chapman & Hall, 367 p. London.

## ANNEXE II

### CARACTÉRISTIQUES, PHOTOGRAPHIES ET PROFONDEURS COMPOSITES DES DIFFÉRENTS TRONÇONS FORMANT LES CAROTTES LONGUES PRÉLEVÉES DANS LES LACS ICALMA ET PUYEHUE

#### 1. Caractéristiques des carottes longues

Les carottes longues ont été prélevées selon le schéma présenté dans la Fig. 1. Les caractéristiques de chaque site et la profondeur théorique de chaque tronçon sont reportées ci-dessous.

##### PU-I

Latitude : S 40° 39,766'

Longitude : W 72° 22,155'

Bathymétrie : 122,4 m

Carottes prélevées :

PU-I-01a (0 – 1,6 m), PU-I-01a bis (0 – 1,6 m), PU-I-01b (1,6 – 4,6 m), PU-I-01c (4,6 – 7,6 m)

PU-I-02a (0 – 2,6 m)

PU-I-03a (0 – 2,6 m), PU-I-03b (2,6 – 5,6 m)

Pénétration maximale : 7,60 m

Recouvrement utile : 2,36 m (voir Fig. 2)

Observations : des bulles de gaz ont été observées dans les carottes, le sédiment est toujours très liquéfié. Suite à l'expulsion du gaz contenu dans le sédiment, celui-ci est fortement compacté.

##### PU-II

Latitude : S 40° 41,843'

Longitude : W 72° 25,341'

Bathymétrie : 48,5 m

Carottes prélevées :

PU-II-01a (0 – 1,5 m), PU-II-01b (1,5 – 4,5 m), PU-II-01c (4,5 – 7,5 m), PU-II-01d (7,5 – 10,5 m)

PU-II-02a (0 – 2,5 m), PU-II-02b (2,5 – 5,5 m), PU-II-02c (5,5 – 8,5 m), PU-II-02d (8,5 – 11,5 m)

Pénétration maximale : 11,50 m

Recouvrement utile : 11,22 m (voir Fig. 2)

Observations : le carottage s'est très bien déroulé, le sédiment est compact, paraît finement laminé et très peu de perte est à observer. Cette carotte devrait constituer un bon enregistrement continu.

##### ICA-I

Latitude : S 38° 47,694'

Longitude : W 71° 17,748'

Bathymétrie : 77,3 m

Carottes prélevées :

ICA-I-01a (0 – 2,7 m), ICA-I-01b (2,7 – 5,7 m), ICA-I-01c (5,7 – 8,7 m)

ICA-I-02a (0 – 1,7 m), ICA-I-02b (1,7 – 4,7 m), ICA-I-02c (4,7 – 7,7 m)

Pénétration maximale : 8,70 m

Recouvrement utile : 7,77 m (voir Fig. 2)

Observations : suite à une tempête sur le lac, le site de carottage est situé à 50 m à l'Est du point initialement prévu (S 38°47,717', W 71°17,763')

## ICA-II

Latitude : S 38° 47,303'

Longitude : W 71° 16,637'

Bathymétrie : 134,7 m

Carottes prélevées :

ICA-II-01a (0 – 2,3 m), ICA-II-01b (2,3 – 5,3 m), ICA-II-01c (5,3 – 8,3 m)

ICA-II-02a (0 – 1,3 m), ICA-II-02b (1,3 – 4,3 m), ICA-II-02c (4,3 – 7,3 m)

Pénétration maximale : 8,30 m

Recouvrement utile : 8,16 m (voir Fig. 2)

Observations : plusieurs niveaux de bois et/ou de ponces ont été observés lors de l'extraction des carottes. Leur présence explique la difficulté de pénétration du carottier dans le sédiment ainsi que le déchirement des « core catcher » en caoutchouc. La section ICA-II-01c contient des bulles de gaz et a été légèrement compactée après dégazage.

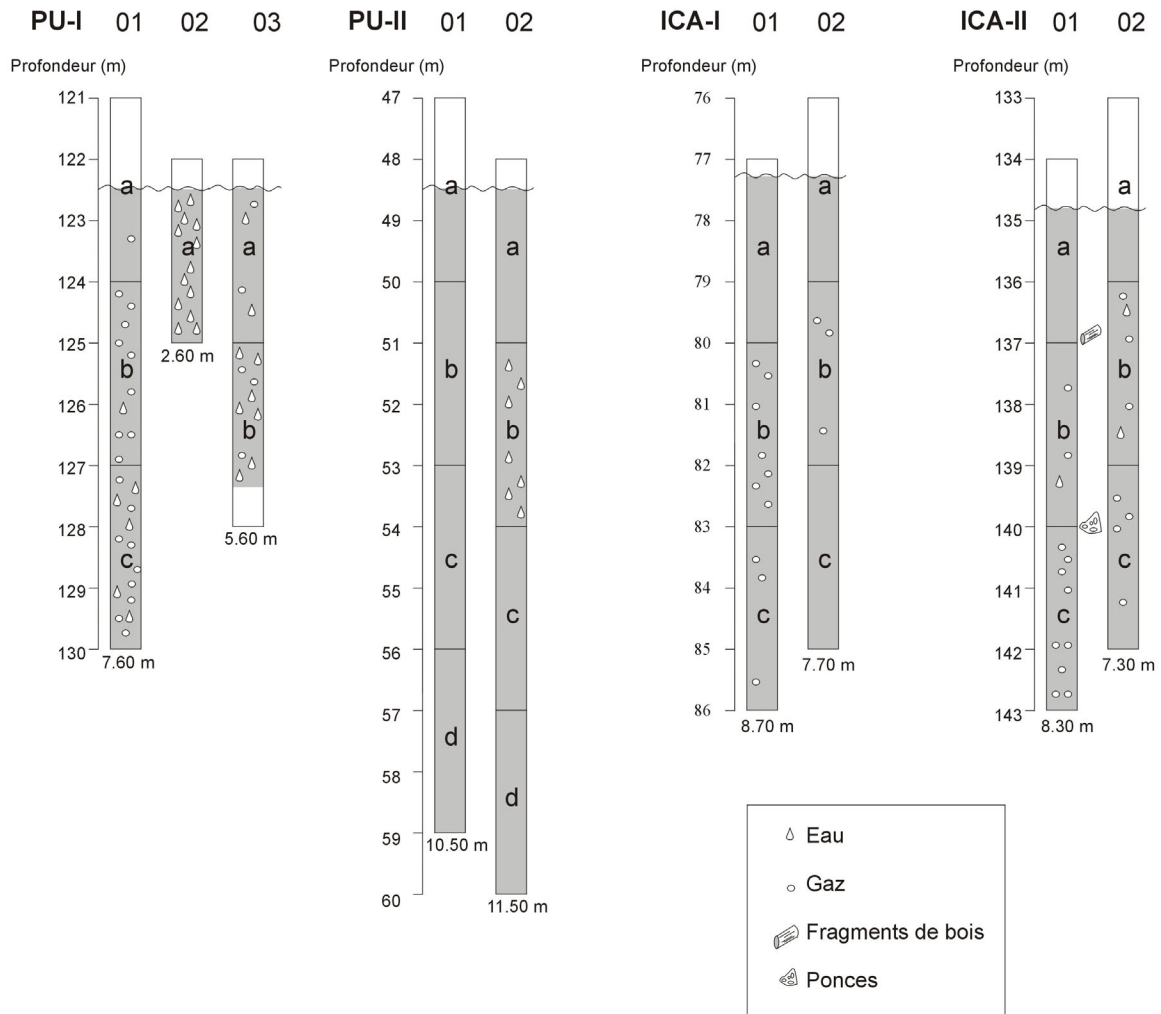


Figure 1 – Schéma de carottage des carottes longues prélevées des lacs Icalma et Puyehue.

## 2. Profondeur composite de chaque tronçon de carotte

Les résultats repris ci-dessous résultent des corrélations effectuées sur base des descriptions macroscopiques et des résultats de susceptibilité magnétique. Les sections de trois mètres ayant été découpées en tronçons de 1,50 m afin de faciliter leur transport et de permettre leur utilisation sur le banc GEOTEK, les tableaux ci-dessous détaillent les profondeurs composites de chacun de ces tronçons (p. ex. la section PU-I-01b a été découpée en PU-I-01b1 et PU-I-01b2, cf Fig. 2). Les portions échantillonnées pour constituer la série composite sont indiquées. Les résultats sont représentés schématiquement à la figure 2.

PU-I (S40°39,766' ; W72°22,155' ; 122,4 m)				
Carotte	Profondeur composite (cm)		Portion échantillonnée (cm)	
	Sommet	Base	Sommet	Base
PU-I-01a1 bis	0,0	106,5	0,0	106,5
PU-I-01a2 bis	106,5	236,2	0,0	129,7

**Tableau 1** – Profondeurs composites des sections de la carotte PU-I et emplacement des portions échantillonnées pour constituer la série composite. Le sédiment des sections de carotte prélevées au site PU-I ayant subi une importante compaction après dégazage et étant très fluide, les différents tronçons ne sont pas recouverts.

PU-II (S40°41,843' ; W72°25,341' ; 48,4 m)				
Carotte	Profondeur composite (cm)		Portion échantillonnée (cm)	
	Sommet	Base	Sommet	Base
PU-II-01a1	0,0	75,3	0,0	75,3
PU-II-01a2	75,3	157,3	0,0	55,5
PU-II-01b1	149,3	281,8	36,5	132,5
PU-II-01b2	281,8	421,3	0,0	125,3
PU-II-01c1	425,4	553,9	50,0	128,5
PU-II-01c2	553,9	689,2	0,0	79,3
PU-II-01d1	716,0	865,0	28,0	149,0
PU-II-01d2	865,0	1012,5	0,0	34,5
PU-II-02a1	0,0	115,2	-	-
PU-II-02a2	115,2	236,2	15,6	70,6
PU-II-02b1	273,6	381,6	-	-
PU-II-02b2	381,6	488,8	25,5	93,9
PU-II-02c1	522,0	666,0	111,2	144,0
PU-II-02c2	666,0	813,2	0,0	78,5
PU-II-02d1	824,0	971,0	75,5	147,0
PU-II-02d2	971,0	1122,0	0,0	151,0

**Tableau 2** – Profondeurs composites des sections de la carotte PU-II et emplacement des portions échantillonnées pour constituer la série composite.



ICA-I (S38°47,694' ; W71°17,748' ; 77,3 m)				
Carotte	Profondeur composite (cm)		Portion échantillonnée (cm)	
	Sommet	Base	Sommet	Base
ICA-I-01a1	0,0	85,5	0,0	85,5
ICA-I-01a2	85,5	190,7	0,0	98,0
ICA-I-01b1	249,5	351,3	-	-
ICA-I-01b2	351,3	463,8	47,0	84,3
ICA-I-01c1	540,6	654,6	-	-
ICA-I-01c2	654,6	776,9	54,9	122,3
ICA-I-02a1	-8,0	62,0	-	-
ICA-I-02a2	62,0	145,4	-	-
ICA-I-02b1	155,0	277,8	28,5	122,8
ICA-I-02b2	277,8	407,8	0,0	120,5
ICA-I-02c1	428,7	566,7	6,9	138,0
ICA-I-02c2	566,7	711,5	0,0	142,8

**Tableau 3** – Profondeurs composites des sections de la carotte ICA-I et emplacement des portions échantillonnées pour constituer la série composite.

ICA-II (S38°47,303' ; W71°16,637' ; 134,7 m)				
Carotte	Profondeur composite (cm)		Portion échantillonnée (cm)	
	Sommet	Base	Sommet	Base
ICA-II-P2	0,0	56,0	0,0	48,5
ICA-II-01a1	3,90	110,2	-	-
ICA-II-01a2	110,2	224,5	4,5	103,7
ICA-II-01b1	268,7	393,0	63,8	124,3
ICA-II-01b2	393,0	524,0	0,0	107,9
ICA-II-01c1	551,2	681,2	31,8	130,0
ICA-II-01c2	681,2	816,2	0,0	135,0
ICA-II-02a1	-8,0	66,7	56,5	74,7
ICA-II-02a2	66,7	147,2	0,0	48,0
ICA-II-02b1	161,4	278,2	52,5	116,8
ICA-II-02b2	278,2	403,2	0,0	54,3
ICA-II-02c1	466,15	602,8	34,7	116,8
ICA-II-02c2	602,8	741,8	-	-

**Tableau 4** – Profondeurs composites des sections de la carotte ICA-II et emplacement des portions échantillonnées pour constituer la série composite. Le sommet des sections ICA-II-01a1 et ICA-II-02a2 étant liquéfié, la carotte pilote ICA-II-P2 a été utilisée en tant que sommet de la carotte composite.

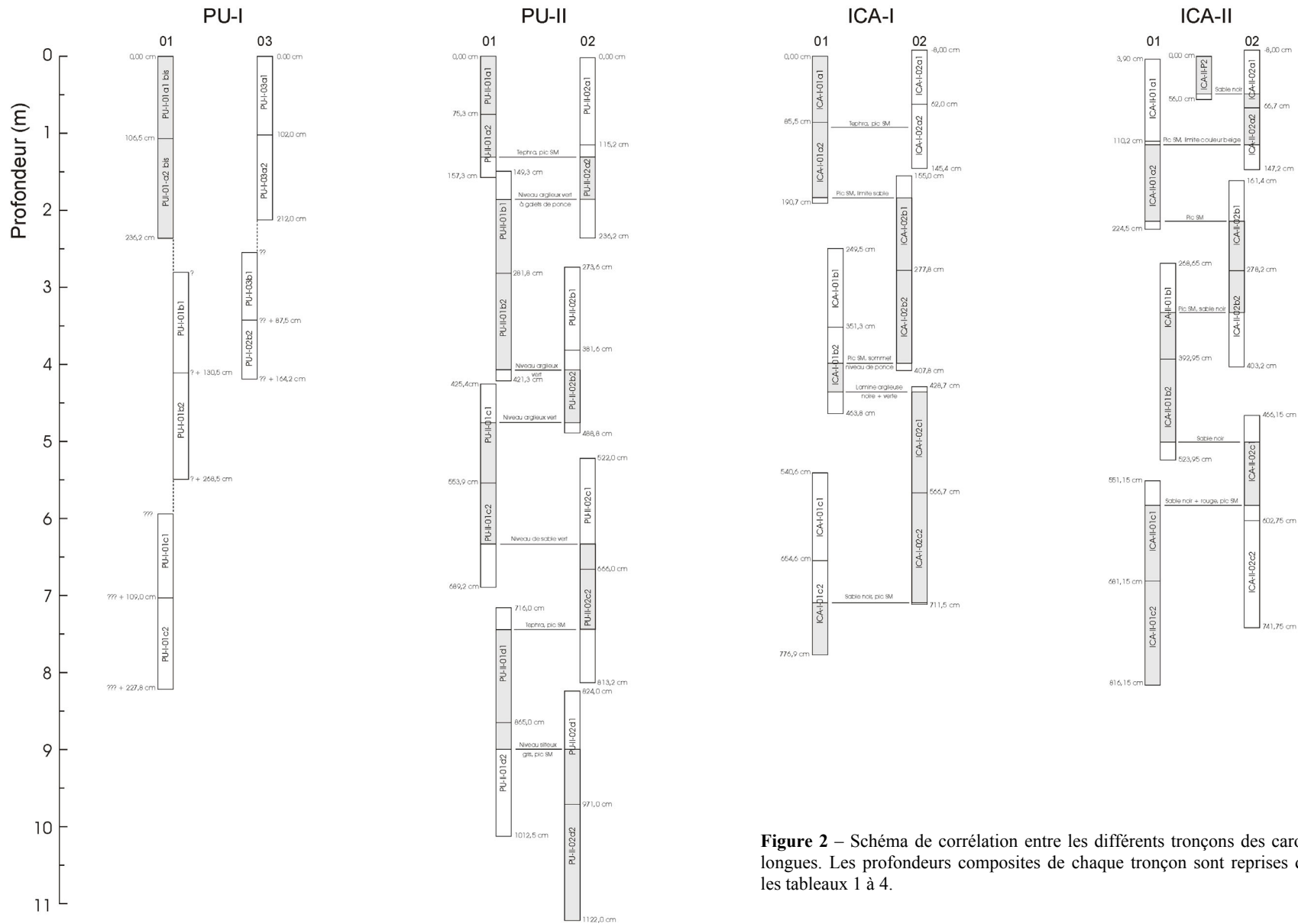
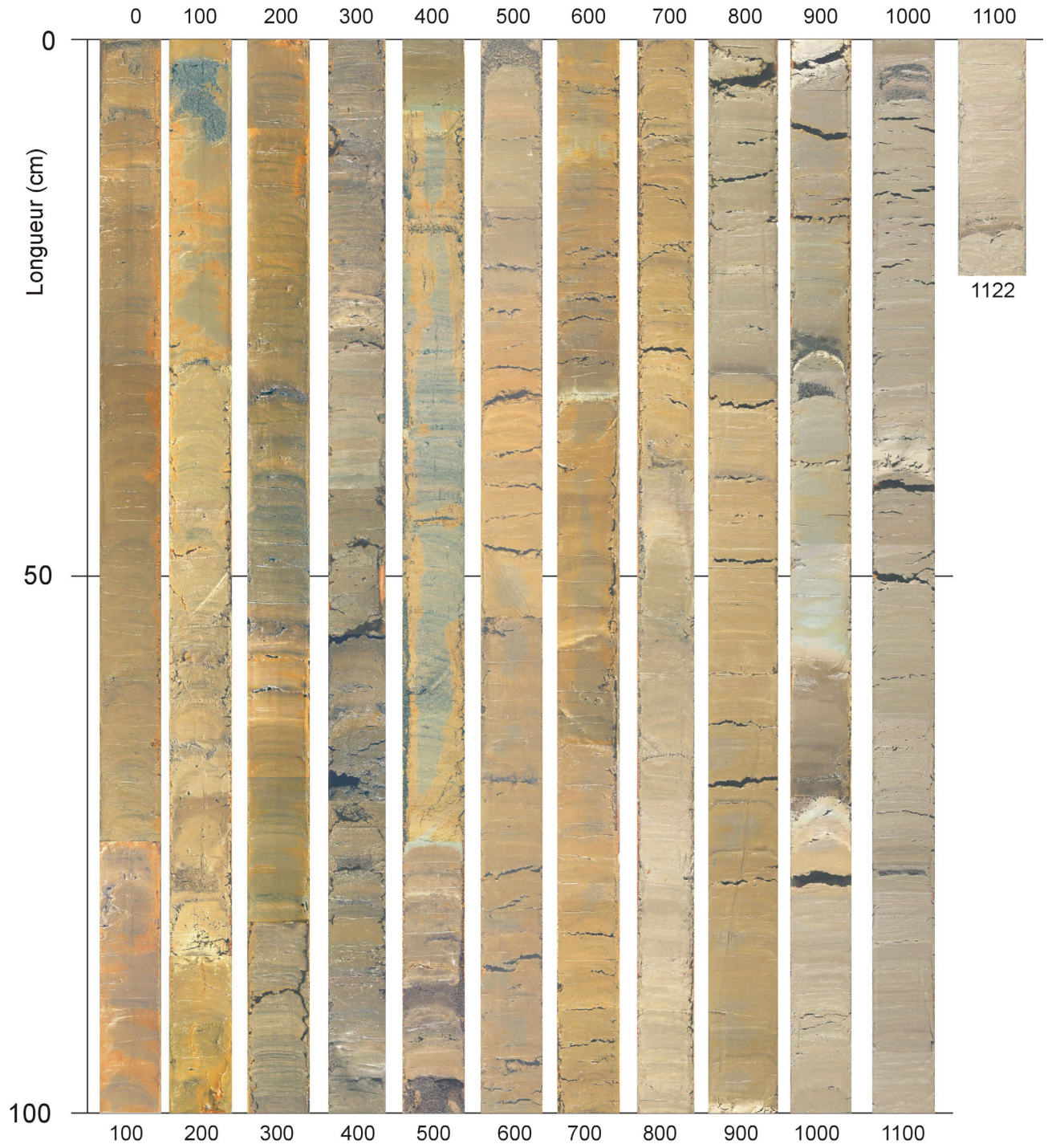


Figure 2 – Schéma de corrélation entre les différents tronçons des carottes longues. Les profondeurs composites de chaque tronçon sont reprises dans les tableaux 1 à 4.

**3. Photographies des carottes composites**

PU-II

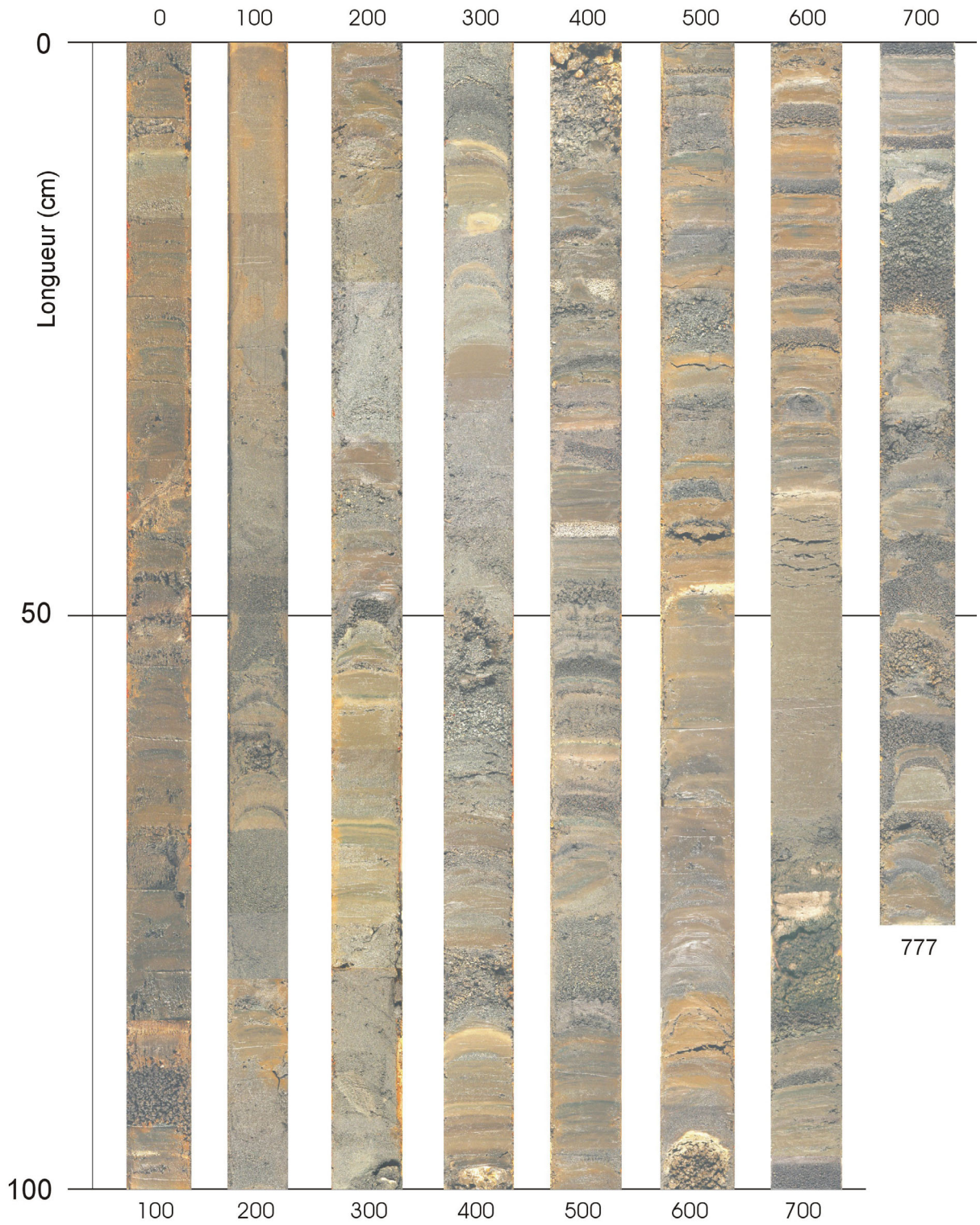
Longueur totale : 1122 cm





ICA-I

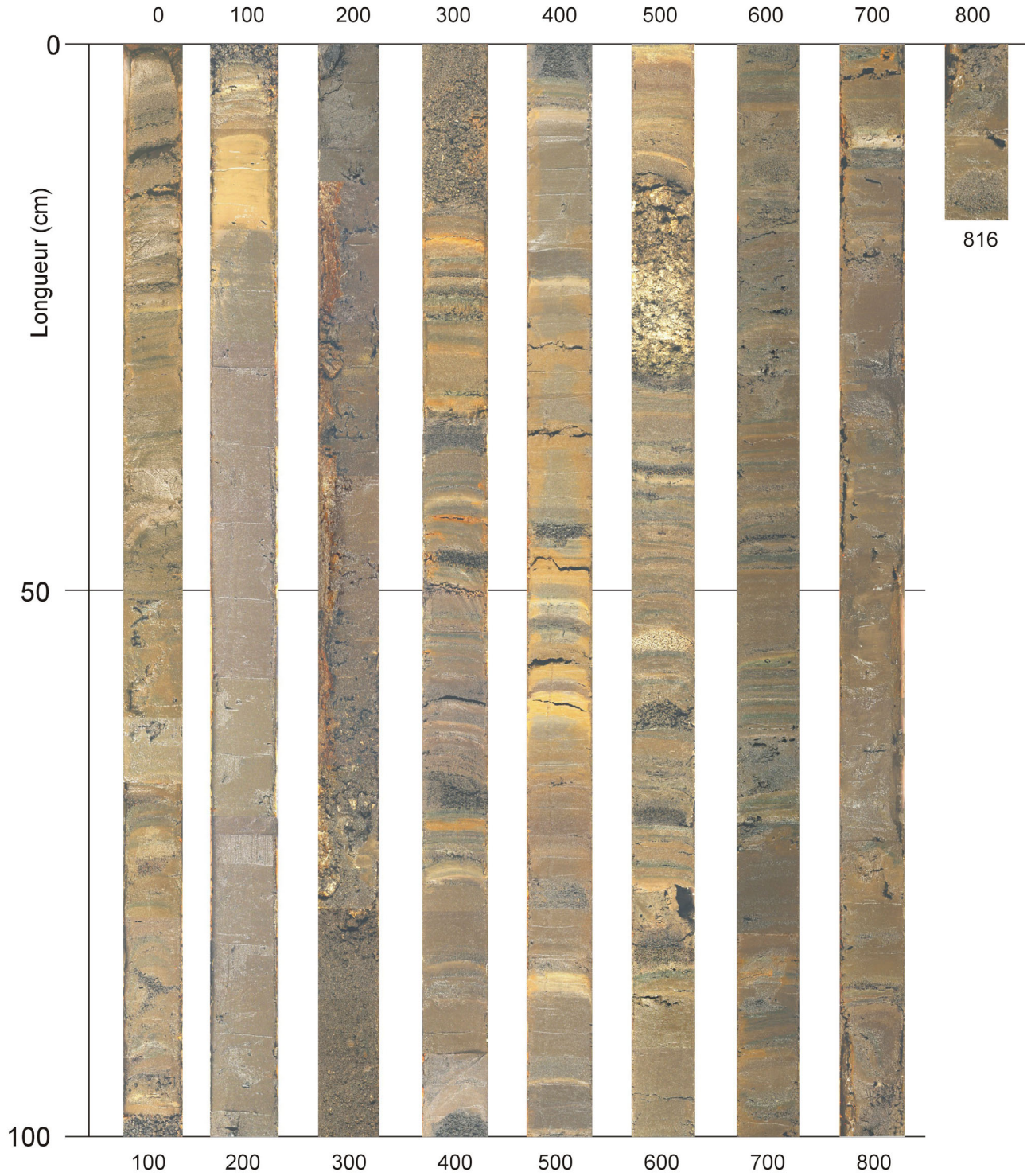
Longueur totale : 777 cm





ICA-II

Longueur totale : 816 cm



## ANNEXE III

### DONNÉES ANALYTIQUES RELATIVES AU CHAPITRE 3 (CAROTTES PU-II-P5 ET PU-II-P1, LAC PUYEHUE)

Profondeur PU-II-P5	Densité humide	Densité sèche	$\gamma$ densité (humide)	$\gamma$ densité (sèche)	LOI <sub>105</sub> (%)	LOI <sub>550</sub> (%)	LOI <sub>950</sub> (%)	TOC (wt %)	TON (wt %)	C/N atomique	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
0,5	0,64	0,19	1,25	0,36	70,9	10,3	0,9	3,61	0,33	12,9	-28,2
1,5	0,73	0,21	1,21	0,34	71,9	9,4	0,9	3,56	0,32	13,1	-27,8
2,5	0,71	0,21	1,22	0,37	69,8	9,9	0,9	3,33	0,28	13,8	-28,5
3,5	0,76	0,24	1,22	0,38	69,0	9,6	1,1	3,16	0,26	14,0	-28,5
4,5	0,74	0,24	1,23	0,40	67,8	8,8	1,0	2,80	0,23	14,1	-28,4
5,5	0,86	0,25	1,19	0,35	70,9	8,9	1,0	3,04	0,25	14,1	-28,1
6,5	0,75	0,18	1,18	0,29	75,4	9,7	1,3	3,29	0,29	13,3	-28,0
7,5	0,84	0,21	1,24	0,31	74,7	9,5	1,3	3,19	0,28	13,4	-28,6
8,5	0,83	0,25	1,30	0,40	69,5	8,3	1,0	2,80	0,22	14,7	-28,6
9,5	0,91	0,33	1,28	0,46	64,0	5,9	0,9	1,88	0,16	13,6	-28,4
10,5	0,86	0,25	1,29	0,37	71,2	8,4	1,3	2,72	0,25	12,8	-28,3
11,5	0,88	0,28	1,30	0,41	68,3	7,6	1,2	2,61	0,24	12,9	-28,4
12,5	0,97	0,32	1,49	0,49	66,9	7,5	0,8	2,30	0,20	13,5	-28,3
13,5	1,08	0,65	1,43	0,86	39,9	1,8	0,3	0,63	0,05	14,1	-29,0
14,5	0,81	0,23	1,28	0,37	71,0	8,5	1,1	2,73	0,24	13,3	-28,4
15,5	0,98	0,26	1,28	0,34	73,5	8,8	1,3	2,88	0,26	13,0	-28,4
16,5	0,86	0,21	1,31	0,32	75,4	9,4	1,3	3,04	0,28	12,8	-28,8
17,5	0,92	0,23	1,33	0,33	75,2	9,3	1,2	2,97	0,26	13,5	-28,6
18,5	0,88	0,24	1,36	0,37	72,4	8,0	1,2	2,44	0,22	13,0	-28,4
19,5	0,99	0,28	1,35	0,39	71,4	8,3	1,3	2,77	0,25	13,0	-28,3
20,5	0,92	0,27	1,32	0,39	70,2	8,2	1,3	2,68	0,24	12,9	-28,4
21,5	0,87	0,25	1,34	0,39	70,6	9,2	1,1	2,89	0,26	13,1	-28,1
22,5	0,90	0,24	1,34	0,36	72,8	9,5	1,4	3,15	0,29	12,9	-28,2
23,5	0,91	0,25	1,36	0,38	72,1	9,4	1,2	3,05	0,28	12,5	-27,9
24,5	0,86	0,26	1,39	0,42	69,9	9,1	1,3	3,05	0,28	12,8	-28,1
25,5	1,07	0,34	1,34	0,42	68,5	8,3	1,0	2,56	0,24	12,7	-28,2
26,5	0,99	0,31	1,33	0,42	68,7	8,4	1,3	2,73	0,24	13,4	-28,1
27,5	1,04	0,29	1,38	0,39	71,9	9,8	1,3	3,15	0,28	13,1	-27,7
28,5	1,21	0,41	1,41	0,48	66,1	8,1	0,9	2,53	0,23	12,9	-28,4
29,5	1,06	0,41	1,34	0,52	61,4	6,9	1,0	2,06	0,19	12,7	-27,6
30,5	0,94	0,30	1,35	0,44	67,8	9,2	1,2	2,96	0,28	12,3	-27,7
31,5	1,06	0,33	1,37	0,42	69,1	8,8	1,3	2,83	0,27	12,4	-27,5
32,5	1,09	0,38	1,37	0,48	65,4	7,7	1,1	2,25	0,22	11,9	-27,8
33,5	1,06	0,32	1,37	0,42	69,4	8,8	1,5	2,73	0,26	12,1	-27,3
34,5	1,02	0,33	1,43	0,46	67,5	8,5	1,2	2,63	0,25	12,2	-28,0
35,5	1,21	0,46	1,41	0,54	61,9	7,0	1,3	1,89	0,15	14,3	-28,1
36,5	1,03	0,38	1,41	0,52	63,4	7,8	1,2	2,07	0,18	13,6	-27,5
37,5	1,18	0,41	1,38	0,47	65,8	7,9	1,4	2,22	0,21	12,3	-27,9
38,5	1,02	0,34	1,37	0,45	67,0	8,2	1,3	2,25	0,22	11,8	-27,6
39,5	1,19	0,42	1,43	0,50	65,0	7,8	1,6	2,35	0,25	11,2	-28,1
40,5	1,13	0,42	1,40	0,52	62,7	7,5	1,2	2,10	0,21	11,9	-27,7

Annexe 3.1 – Paramètres physiques et organiques mesurés sur les sédiments de la carotte PU-II-P5.

Profondeur PU-II-P5	Densité humide	Densité sèche	$\gamma$ densité (humide)	$\gamma$ densité (sèche)	LOI <sub>105</sub> (%)	LOI <sub>550</sub> (%)	LOI <sub>950</sub> (%)	TOC (wt %)	TON (wt %)	C/N atomique	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
41,5	1,17	0,39	1,41	0,47	66,7	8,3	1,6	2,39	0,24	11,7	-27,7
42,5	1,04	0,37	1,48	0,53	64,0	7,3	1,2	2,07	0,21	11,8	-27,5
43,5	1,22	0,52	1,40	0,60	56,9	5,0	1,1	1,50	0,15	11,5	-27,5
44,5	1,32	0,48	1,41	0,51	64,0	7,4	1,4	2,09	0,20	12,0	-27,7
45,5	1,03	0,39	1,41	0,53	62,4	7,1	1,3	1,91	0,18	12,3	-27,2
46,5	1,20	0,45	1,39	0,52	62,6	7,0	1,4	1,94	0,20	11,6	-28,3
47,5	1,07	0,38	1,41	0,50	64,5	7,4	1,4	1,96	0,20	11,6	-28,1
48,5	1,10	0,41	1,45	0,54	63,1	7,1	1,4	1,86	0,19	11,7	-27,7
49,5	1,36	0,53	1,48	0,58	60,8	7,0	1,3	1,81	0,17	12,3	-28,0
50,5	1,16	0,42	1,47	0,54	63,4	7,0	1,3	1,79	0,18	11,9	-28,0
51,5	1,08	0,42	1,33	0,52	61,0	6,5	1,2	1,68	0,16	12,1	-27,9
52,5	1,38	0,52			61,9	6,8	1,3	1,74	0,17	12,3	-28,5

Annexe 3.1 (suite et fin) – Paramètres physiques et organiques mesurés sur les sédiments de la carotte PU-II-P5.

Profondeur PU-II-P5	SiO <sub>2</sub> bio (wt %)	SiO <sub>2</sub> bio (wt %) (norme)
0,5	19,0	20,2
1,5	17,7	18,0
2,5	13,0	12,4
3,5	13,4	13,2
4,5	15,9	14,4
5,5	22,5	22,8
6,5	30,9	36,0
7,5	30,7	34,6
8,5	25,3	26,7
9,5	21,6	26,3
10,5	28,9	30,7
12,5	22,9	23,2
14,5	32,1	34,6
16,5	35,3	42,8
18,5	32,0	30,3
20,5	29,5	30,9
22,5	30,8	28,7
24,5	26,1	25,6
26,5	25,9	24,1
28,5	23,8	22,2
30,5	29,0	30,7
32,5	22,2	21,6
34,5	24,3	23,2
36,5	19,2	13,4
38,5	24,8	25,4
40,5	20,7	16,8
42,5	24,7	18,1
44,5	23,8	19,3
46,5	22,2	21,0
48,5	21,5	18,4
50,5	18,6	16,7
52,5	21,3	21,1

Annexe 3.2 – Contenu en silice biogénique de la carotte PU-II-P5, mesuré par spectrophotométrie après dissolution alcaline (Mortlock & Froelich, 1989). Pour comparaison, les valeurs correspondantes de silice biogénique calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977) sur base des analyses géochimiques sont présentées en regard (cf annexe 3.3 pour la totalité des analyses).

Profondeur PU-II-P5	Minéralogie (%)					Géochimie (wt %)											
	Amorphes	Plagioclase	Pyroxène	Quartz	Olivine	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	SiO <sub>2</sub> bio
0,5	78	13	7	2	0	67,1	0,84	13,4	9,29	0,33	1,74	3,37	2,27	1,15	0,53	<b>100,0</b>	20,2
1,5	81	11	6	2	0	65,5	0,83	13,6	9,87	0,23	1,75	3,25	2,37	1,18	0,49	<b>99,1</b>	18,0
2,5	80	12	7	2	0	63,6	0,92	14,6	10,14	0,25	1,93	3,43	2,38	1,19	0,51	<b>99,0</b>	12,4
3,5	80	12	5	2	0	64,3	0,92	14,6	10,15	0,24	2,01	3,30	2,34	1,22	0,50	<b>99,6</b>	13,2
4,5	77	13	4	2	4	65,1	0,91	14,5	9,58	0,27	1,87	3,18	2,51	1,36	0,48	<b>99,8</b>	14,4
5,5	85	9	4	1	0	68,9	0,80	13,2	8,21	0,28	1,52	2,91	2,40	1,30	0,48	<b>99,9</b>	22,8
6,5	85	10	5	1	0	73,2	0,68	10,6	7,78	0,25	1,32	2,72	1,71	0,87	0,47	<b>99,6</b>	36,0
7,5	86	9	4	1	0	72,2	0,67	10,7	8,56	0,22	1,33	2,69	1,85	0,93	0,48	<b>99,7</b>	34,6
8,5	87	7	4	2	0	70,2	0,74	12,4	7,68	0,21	1,38	2,94	2,41	1,22	0,46	<b>99,7</b>	26,7
9,5	87	7	4	1	0	70,4	0,73	12,6	6,60	0,20	1,15	2,65	3,04	1,64	0,36	<b>99,4</b>	26,3
10,5	81	11	6	2	0	70,9	0,70	11,5	7,92	0,22	1,65	3,16	1,87	0,90	0,50	<b>99,3</b>	30,7
11,5	78	15	6	2	0	67,7	0,76	12,7	8,64	0,24	1,96	3,78	2,07	0,89	0,50	<b>99,2</b>	23,4
12,5	76	16	5	2	0	68,9	0,69	13,1	7,25	0,19	1,78	3,52	2,32	0,97	0,33	<b>99,0</b>	23,2
13,5	52	40	6	2	0	61,5	0,68	16,4	7,13	0,15	2,36	5,50	3,18	0,76	0,17	<b>97,9</b>	4,1
14,5	82	12	5	1	0	72,7	0,66	10,9	7,36	0,20	1,66	3,16	1,64	0,73	0,34	<b>99,4</b>	34,6
15,5	82	12	5	1	0	76,1	0,62	9,5	6,58	0,19	1,49	2,69	1,36	0,66	0,35	<b>99,6</b>	42,8
16,5	83	9	4	2	2	75,3	0,62	9,3	8,16	0,24	1,53	2,65	1,25	0,62	0,52	<b>100,2</b>	42,8
17,5	79	11	5	2	3	73,9	0,65	9,7	8,15	0,24	1,70	2,80	1,34	0,66	0,50	<b>99,7</b>	40,0
18,5	83	10	6	1	0	70,1	0,72	11,4	9,11	0,23	1,95	3,36	1,71	0,80	0,46	<b>99,8</b>	30,3
19,5	84	9	5	1	0	71,0	0,69	11,0	8,63	0,22	1,85	3,34	1,61	0,72	0,55	<b>99,6</b>	32,7
20,5	81	13	5	1	0	70,2	0,71	11,2	8,88	0,24	1,96	3,60	1,59	0,72	0,59	<b>99,7</b>	30,9
21,5	83	10	5	1	0	71,9	0,72	11,5	8,47	0,25	1,82	3,32	1,69	0,79	0,51	<b>100,9</b>	31,8
22,5	80	10	5	2	3	69,3	0,74	11,6	9,95	0,29	1,77	3,19	1,66	0,81	0,65	<b>100,0</b>	28,7
23,5	81	12	6	1	0	71,9	0,72	11,4	9,24	0,24	1,69	3,05	1,73	0,85	0,64	<b>101,5</b>	31,8
24,5	82	11	5	1	0	69,1	0,78	12,4	8,63	0,24	1,77	3,36	1,85	0,90	0,49	<b>99,5</b>	25,6
25,5	75	16	7	2	0	68,1	0,82	13,0	9,74	0,25	2,05	3,86	2,02	0,84	0,58	<b>101,2</b>	22,7
26,5	80	13	6	1	0	68,4	0,79	12,6	9,25	0,24	1,85	3,41	1,95	0,94	0,56	<b>100,0</b>	24,1

**Annexe 3.3** – Résultats des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X et géochimiques par fluorescence X obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II-P5. La minéralogie totale a été déterminée de manière semi-quantitative en tenant compte des facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). Les teneurs en silice biogénique ont été calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977).



Profondeur <b>PU-II-P5</b>	Minéralogie (%)					Géochimie (wt %)											
	Amorphes	Plagioclase	Pyroxène	Quartz	Olivine	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>Total</b>	SiO <sub>2</sub> bio
27,5	82	11	5	2	0	70,1	0,74	11,9	9,67	0,24	1,70	3,18	1,86	0,82	0,65	<b>100,9</b>	28,5
28,5	78	13	6	3	0	67,7	0,77	13,0	8,41	0,24	1,86	3,62	2,12	0,99	0,54	<b>99,3</b>	22,2
29,5	73	15	6	2	4	66,9	0,80	14,2	8,48	0,23	2,01	4,01	2,45	1,08	0,45	<b>100,5</b>	17,3
31,5	80	12	6	2	0	70,6	0,72	11,5	8,59	0,25	1,60	3,01	1,71	0,85	0,62	<b>100,8</b>	27,4
32,5	78	15	6	1	0	68,1	0,76	12,3	8,47	0,24	1,75	3,21	1,96	0,95	0,56	<b>99,7</b>	21,6
33,5	82	12	4	2	0	68,5	0,79	13,3	8,43	0,23	1,79	3,20	2,23	1,18	0,49	<b>100,1</b>	24,0
34,5	79	13	6	2	0	68,2	0,79	12,7	9,31	0,26	1,70	3,30	1,99	0,98	0,65	<b>99,6</b>	23,2
35,5	77	16	5	2	0	66,1	0,79	12,9	8,87	0,25	1,75	3,33	2,03	1,01	0,56	<b>99,9</b>	16,1
36,5	77	13	9	2	0	64,3	0,88	14,3	8,67	0,22	1,93	3,51	2,50	1,22	0,49	<b>98,9</b>	13,4
37,5	81	12	6	2	0	68,8	0,89	14,5	9,46	0,23	1,95	3,53	2,32	1,15	0,48	<b>100,4</b>	22,5
38,5	82	11	6	1	0	69,1	0,81	13,2	8,53	0,22	1,77	3,35	2,21	1,04	0,50	<b>99,7</b>	25,4
39,5	82	11	5	1	0	68,9	0,78	12,5	8,70	0,22	1,74	3,16	2,00	0,98	0,49	<b>100,6</b>	22,8
40,5	81	12	6	1	0	65,9	0,81	13,2	8,45	0,23	1,88	3,46	2,13	1,02	0,50	<b>99,5</b>	16,8
41,5	79	12	7	2	0	68,8	0,86	14,0	8,91	0,23	2,11	3,78	2,22	1,04	0,44	<b>101,0</b>	22,4
42,5	79	14	6	1	0	66,2	0,81	13,3	8,95	0,25	1,80	3,36	2,11	1,03	0,58	<b>99,3</b>	18,1
43,5	79	13	6	2	0	62,1	0,84	13,7	8,66	0,23	2,06	3,79	2,22	1,06	0,45	<b>99,7</b>	10,6
44,5	83	11	4	2	0	66,3	0,94	14,7	9,23	0,21	3,22	5,71	2,39	0,91	0,35	<b>99,1</b>	19,3
45,5	81	13	5	2	0	68,4	0,84	13,4	8,98	0,23	2,06	3,62	2,13	1,04	0,44	<b>101,4</b>	20,7
46,5	79	14	5	2	0	67,3	0,87	13,6	8,77	0,22	2,05	3,62	2,30	1,09	0,44	<b>99,4</b>	21,0
47,5	81	12	5	2	0	68,5	0,82	13,2	8,70	0,23	1,99	3,44	2,17	1,09	0,41	<b>101,1</b>	21,3
48,5	81	12	6	1	0	66,7	0,84	13,5	9,13	0,24	1,95	3,25	2,22	1,11	0,43	<b>99,2</b>	18,4
49,5	77	16	5	2	0	67,1	0,81	13,8	8,60	0,24	1,76	3,26	2,34	1,23	0,45	<b>101,4</b>	15,8
50,5	81	12	5	2	0	65,8	0,87	14,7	8,94	0,24	1,97	3,48	2,51	1,26	0,44	<b>100,2</b>	16,7
51,5	80	13	6	2	0	65,8	0,84	14,0	9,88	0,27	1,87	3,37	2,34	1,22	0,55	<b>100,2</b>	15,3
52,5	83	11	5	1	0	69,1	0,86	14,4	9,02	0,22	2,05	3,65	2,50	1,24	0,42	<b>100,6</b>	21,1

**Annexe 3.3** (suite et fin) – Résultats des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X et géochimiques par fluorescence X obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II-P5. La minéralogie totale a été déterminée de manière semi-quantitative en tenant compte des facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). Les teneurs en silice biogénique ont été calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977).

Prof. PU-II-P1 (cm)	Prof.équ. PU-II-P5 (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Susc. mag. ( $10^{-6}$ S.I.)
0,0	0,00	24,0	22,6	23,8	16,2	83,5	0,3	1,40	0,00	1,00	36
0,5	0,45	23,5	20,3	22,7	16,7	83,0	0,3	1,45	-0,05	1,02	41
1,0	0,91	20,7	18,8	20,1	13,3	86,2	0,5	1,42	-0,05	1,07	64
1,5	1,36	20,7	19,1	20,1	13,2	86,3	0,5	1,43	-0,06	1,11	51
2,0	1,82	21,2	19,1	20,6	13,3	86,3	0,4	1,39	-0,04	1,03	55
2,5	2,27	18,0	18,1	18,0	8,7	90,8	0,5	1,32	0,00	1,04	71
3,0	2,72	16,7	16,9	16,8	8,8	90,4	0,8	1,39	-0,01	1,03	73
3,5	3,18	17,3	17,3	17,2	9,5	89,8	0,8	1,41	-0,01	1,02	83
4,0	3,63	15,7	16,1	15,8	7,1	91,9	0,9	1,36	0,01	1,01	83
4,5	4,09	16,2	16,8	16,3	8,1	91,0	1,0	1,39	0,01	1,03	80
5,0	4,54	13,9	14,7	14,0	4,9	94,3	0,9	1,27	0,01	1,04	88
5,5	5,00	13,0	12,9	12,9	4,0	95,0	1,0	1,31	-0,01	0,96	91
6,0	5,57	14,7	12,2	14,0	12,2	85,9	1,9	1,70	-0,10	0,97	68
6,5	6,13	24,4	24,1	24,4	15,5	84,2	0,3	1,36	0,01	1,04	55
7,0	6,70	24,6	23,8	24,5	15,0	84,7	0,3	1,33	-0,01	1,07	60
7,5	7,27	24,3	22,8	24,0	15,2	84,4	0,4	1,35	-0,01	1,07	58
8,0	7,83	22,9	20,9	22,4	14,3	85,3	0,4	1,38	-0,05	1,10	50
8,5	8,40	26,2	22,1	25,0	17,1	82,5	0,4	1,33	-0,07	1,06	62
9,0	8,97	22,2	21,5	22,0	13,6	85,9	0,5	1,39	-0,01	1,07	78
9,5	9,53	20,4	20,8	20,5	12,4	86,9	0,7	1,43	0,02	1,06	81
10,0	10,10	19,9	21,8	20,4	10,9	88,6	0,5	1,37	0,04	1,03	91
10,5	10,67	16,0	19,1	16,6	7,2	92,0	0,8	1,38	0,05	0,96	81
11,0	11,23	26,3	25,0	25,9	18,6	81,0	0,4	1,49	-0,04	1,13	78
11,5	11,80	20,9	20,4	20,7	13,6	85,8	0,6	1,46	-0,03	1,09	104
12,0	12,37	26,7	24,1	25,9	21,2	78,3	0,5	1,64	-0,06	1,10	132
12,5	12,93	21,7	18,1	20,0	14,7	84,8	0,5	1,45	-0,13	1,17	153
13,0	13,50	35,2	21,0	30,3	33,5	66,1	0,4	1,93	-0,11	0,83	514
13,25	13,93	48,7	26,3	45,1	42,6	56,9	0,5	1,99	-0,02	0,82	656,5
13,5	14,37	32,3	25,3	29,6	25,9	73,8	0,3	1,71	-0,13	1,12	799
14,0	14,80	22,4	20,9	21,8	16,0	83,7	0,3	1,56	-0,09	1,15	123
14,5	15,24	25,5	20,0	23,6	17,2	82,4	0,4	1,34	-0,11	1,04	66
15,0	15,67	27,4	22,1	25,5	20,2	79,5	0,3	1,51	-0,12	1,13	70
15,5	16,10	24,1	19,5	22,6	15,2	84,4	0,4	1,34	-0,14	1,10	69
16,0	16,54	27,5	19,3	25,0	20,8	79,0	0,2	1,47	-0,17	1,05	67
16,5	16,97	24,8	19,1	23,1	17,6	82,1	0,3	1,40	-0,11	1,02	77
17,0	17,40	28,1	21,0	25,8	21,3	78,4	0,3	1,51	-0,14	1,09	73
17,5	17,84	24,4	18,9	22,5	17,0	82,7	0,3	1,39	-0,12	1,03	63
18,0	18,27	28,1	21,2	25,9	21,6	78,1	0,3	1,54	-0,13	1,09	80
18,5	18,71	26,0	19,5	24,1	20,0	79,5	0,5	1,48	-0,10	1,01	97
19,0	19,14	21,9	18,6	20,9	14,8	84,7	0,5	1,43	-0,07	1,07	96
19,5	19,57	19,1	16,0	17,8	14,9	84,0	1,1	1,59	-0,09	1,06	136
20,0	20,01	24,1	21,5	23,3	16,2	83,5	0,3	1,42	-0,06	1,08	101
20,5	20,44	24,9	22,3	24,3	17,8	82,0	0,3	1,45	-0,04	1,03	109
21,0	20,87	26,1	23,6	25,3	19,0	80,7	0,3	1,52	-0,07	1,13	101
21,5	21,31	23,2	20,4	22,2	17,3	82,2	0,5	1,61	-0,11	1,17	88
22,0	21,74	26,1	23,0	25,3	19,8	79,9	0,3	1,52	-0,05	1,06	95
22,5	22,18	21,9	21,7	21,8	15,7	83,7	0,7	1,53	-0,01	1,05	106
23,0	22,61	18,8	19,4	18,9	7,9	91,9	0,3	1,23	0,01	1,04	90
23,5	23,04	20,9	20,8	20,9	12,5	87,0	0,5	1,39	0,00	1,07	97
24,0	23,48	20,0	20,1	20,0	11,3	88,3	0,4	1,37	-0,01	1,05	90
24,5	23,91	20,8	21,2	20,9	10,9	88,7	0,4	1,31	0,01	1,05	97
25,0	24,35	19,3	19,5	19,3	12,6	86,7	0,7	1,49	-0,03	1,07	76
25,5	24,78	19,9	21,5	20,3	12,8	86,4	0,8	1,48	0,02	1,02	64

**Annexe 3.4** – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) et de granulométrie effectuées sur la carotte PU-II-P1. La profondeur équivalente dans la carotte PU-II-P5 est indiquée. Celle-ci est basée sur les corrélations de niveaux lithologiques particuliers. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957).

Prof. PU-II-P1 (cm)	Prof. éq. PU-II-P5 (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Susc. mag. ( $10^{-6}$ S.I.)
26,5	25,65	22,3	20,6	21,8	17,4	81,9	0,7	1,65	-0,07	1,11	117
27,0	26,08	19,3	19,3	19,2	13,2	86,0	0,8	1,54	-0,03	1,07	112
27,5	26,51	21,9	19,3	19,5	14,8	84,7	0,5	1,43	-0,07	1,07	109
28,0	26,95	23,2	21,7	22,8	15,4	84,2	0,4	1,42	-0,02	1,05	87
28,5	27,38	21,1	20,9	21,0	12,9	86,7	0,4	1,40	-0,01	1,04	92
29,0	27,82	21,7	21,9	21,8	14,6	84,9	0,6	1,46	0,00	1,03	115
29,5	28,25	20,4	20,0	20,3	13,5	85,9	0,6	1,47	-0,02	1,04	127
30,0	28,68	15,9	16,7	16,1	7,9	91,1	1,0	1,40	0,01	1,01	159
30,5	29,12	21,7	13,6	13,7	8,1	84,9	0,6	1,46	0,00	1,03	185
31,0	29,55	20,4	19,5	19,1	13,5	85,9	0,6	1,47	-0,02	1,04	110
31,5	29,98	15,9	21,1	21,5	7,9	91,1	1,0	1,40	0,01	1,01	99
32,0	30,42	13,7	21,8	21,7	8,1	90,1	1,9	1,53	-0,03	0,97	106
32,5	30,85	19,1	19,2	18,8	11,9	87,4	0,6	1,46	-0,01	1,04	107
33,0	31,29	21,7	21,3	22,3	13,6	86,1	0,4	1,40	-0,01	1,04	99
33,5	31,72	21,7	19,2	18,5	14,8	84,7	0,6	1,52	-0,04	1,12	130
34,0	32,15	18,8	17,8	16,4	10,0	89,4	0,6	1,36	0,00	1,05	127
34,5	32,59	16,4	17,2	16,6	7,8	91,5	0,7	1,35	0,00	1,04	111
35,0	33,02	18,8	19,3	18,9	10,2	89,4	0,4	1,37	0,00	1,03	107
35,5	33,45	16,6	17,9	16,9	5,8	93,8	0,5	1,24	0,03	1,01	126
36,0	33,89	16,9	18,4	17,2	8,0	91,2	0,7	1,37	0,03	1,00	107
36,5	34,32	17,2	17,8	17,3	9,0	90,2	0,7	1,39	0,00	1,02	76
37,0	34,76	16,6	21,7	21,4	5,8	93,8	0,5	1,24	0,03	1,01	96
37,5	35,19	16,9	19,4	17,9	8,0	91,2	0,7	1,37	0,03	1,00	103
38,0	35,62	17,2	15,1	14,4	9,0	90,2	0,7	1,39	0,00	1,02	115
38,5	36,06	21,6	15,7	15,6	14,6	85,0	0,4	1,51	-0,04	1,11	128
39,0	36,49	17,5	20,9	19,2	7,4	92,1	0,5	1,30	0,04	1,01	134
39,5	36,93	20,0	21,2	20,2	12,5	86,8	0,6	1,46	0,01	1,04	148
40,0	37,36	17,2	17,7	17,3	9,1	90,1	0,8	1,40	0,01	1,01	125
40,5	37,79	17,6	19,5	18,0	9,2	90,0	0,8	1,40	0,03	1,03	131
41,0	38,23	17,5	19,0	17,9	8,8	90,5	0,7	1,38	0,03	1,01	132
41,5	38,66	18,0	19,6	18,3	9,4	89,9	0,7	1,39	0,03	1,02	127
42,0	39,09	18,6	20,4	19,0	10,1	89,1	0,7	1,40	0,03	1,03	159
42,5	39,53	18,6	19,7	18,8	11,7	87,4	0,8	1,50	-0,01	1,06	163
43,0	39,96	16,0	18,8	16,6	7,0	92,0	1,0	1,38	0,05	0,98	200
43,5	40,40	17,9	17,2	17,6	12,0	87,2	0,8	1,52	-0,05	1,07	110
44,0	40,83	16,4	17,9	16,7	7,8	91,3	0,9	1,38	0,03	1,02	106
44,5	41,26	17,7	20,6	18,3	9,5	89,7	0,8	1,42	0,03	1,03	131
45,0	41,70	17,0	19,1	17,4	9,2	89,9	0,9	1,44	0,03	1,00	137
45,5	42,13	18,9	21,1	19,3	11,4	87,8	0,8	1,46	0,03	1,01	140
46,0	42,56	15,9	17,5	16,2	7,8	91,2	1,0	1,40	0,02	0,99	157
46,5	43,00	16,9	18,1	17,1	8,3	91,0	0,7	1,37	0,01	1,02	172
46,75	43,25	34,3	21,5	27,1	28,4	71,3	0,4	2,03	-0,21	1,00	179,5
47,0	43,68	18,6	19,5	18,8	8,6	91,1	0,4	1,29	0,01	1,04	187
47,5	44,12	17,2	18,4	17,4	7,9	91,6	0,6	1,33	0,02	1,03	140
48,0	44,55	16,1	16,9	16,2	8,8	90,2	1,0	1,44	-0,01	1,03	149
48,5	44,99	16,4	17,3	16,5	8,9	90,1	1,0	1,44	0,00	1,01	175
49,0	45,42	20,3	19,8	20,1	14,3	85,1	0,6	1,53	-0,04	1,06	211
49,5	45,85	17,3	17,9	17,4	9,9	89,3	0,8	1,44	0,00	1,01	159
50,0	46,29	18,2	19,3	18,4	10,2	89,1	0,7	1,42	0,01	1,01	158
50,5	46,72	16,7	18,5	17,0	8,3	90,8	0,8	1,39	0,02	1,01	192
51,0	47,15	15,5	17,4	15,8	7,0	92,0	1,0	1,38	0,03	1,01	184
51,5	47,59	16,0	17,0	16,2	7,3	92,0	0,7	1,35	0,00	1,02	141
52,0	48,02	15,3	16,7	15,6	4,9	94,5	0,6	1,25	0,03	1,00	73

**Annexe 3.4** (suite et fin) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) et de granulométrie effectuées sur la carotte PU-II-P1. La profondeur équivalente dans la carotte PU-II-P5 est indiquée. Celle-ci est basée sur les corrélations de niveaux lithologiques particuliers. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957).

PU-II-P5 Profondeur (cm)	Age (yr. AD)	Tx sed (mm/an)	MAR tot (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )	MAR SiO <sub>2</sub> bio (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )	MAR MO (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )	MAR terrig (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )
0,25	2001	0,87	163	29	17	116
0,75	1997	0,87	163	29	17	116
1,25	1992	0,87	179	29	17	133
1,75	1987	0,87	179	29	17	133
2,25	1980	0,87	188	21	19	148
2,75	1972	0,87	188	21	19	148
3,25	1965	0,87	206	25	20	162
3,75	1962	>>	-	-	-	-
4,25	1962	>>	-	-	-	-
4,75	1962	>>	-	-	-	-
5,25	1962	>>	-	-	-	-
5,75	1962	>>	-	-	-	-
6,25	1962	>>	-	-	-	-
6,75	1962	>>	-	-	-	-
7,25	1960	1,73	367	115	35	217
7,75	1955,5	1,73	367	115	35	217
8,25	1951	1,73	436	107	36	293
8,75	1947,5	1,73	436	107	36	293
9,25	1945	1,73	570	141	34	395
9,75	1944	1,73	570	141	34	395
10,25	1944	1,73	430	121	36	273
10,75	1942	1,73	430	121	36	273
11,25	1938,5	1,73	482	104	37	341
11,75	1935,5	1,73	482	104	37	341
12,25	1932	1,73	556	119	41	395
12,75	1928	1,73	556	119	41	395
13,25	1926	1,73	1126	45	21	1060
13,75	1924,5	1,73	1126	45	21	1060
14,25	1921,5	1,73	404	128	34	242
14,75	1919	1,73	404	128	34	242
15,25	1915,5	1,73	451	176	40	235
15,75	1909	0,74	193	75	17	101
16,25	1900,5	0,74	157	61	15	81
16,75	1892	0,74	157	61	15	81
17,25	1884,5	0,74	169	61	16	92
17,75	1878	0,74	169	61	16	92
18,25	1872,5	0,74	180	50	14	115
18,75	1866	0,74	180	50	14	115
19,25	1860	0,74	210	63	17	129
19,75	1855	0,74	210	63	17	129
20,25	1848,5	0,74	202	57	17	128
20,75	1845	0,79	216	61	18	137
21,25	1842	0,79	201	58	18	125
21,75	1835,5	0,79	201	58	18	125
22,25	1830	0,79	193	50	18	125
22,75	1825,5	0,79	193	50	18	125
23,25	1819,5	0,79	201	58	19	124
23,75	1813	0,79	201	58	19	124
24,25	1807	0,79	204	48	18	138
24,75	1801,5	0,79	204	48	18	138
25,25	1795,5	0,79	266	55	22	189
25,75	1789	0,79	266	55	22	189
26,25	1782,5	0,79	244	54	21	169
26,75	1776	0,79	244	54	21	169
27,25	1769,5	0,79	230	59	22	149

**Annexe 3.5** – Taux d'accumulation massique (MAR) total et pour les trois principaux composants sédimentaires (silice biogénique (SiO<sub>2</sub> bio), matière organique (MO) et particules terrigènes (terrigen.). Les âges indiqués proviennent du modèle réalisé par comptages de varves (Boës *et al.*, soumis). Ces résultats sont obtenus sur la carotte PU-II-P5.

PU-II-P5 Profondeur (cm)	Age (yr. AD)	Tx sed (mm/an)	MAR tot (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )	MAR SiO <sub>2</sub> bio (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )	MAR MO (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )	MAR terrig (g.m <sup>-2</sup> .yr <sup>-1</sup> )
27,75	1762,5	0,79	230	59	22	149
28,25	1755	0,79	324	66	26	232
28,75	1747,5	0,79	324	66	26	232
29,25	1739,5	0,79	323	52	22	249
29,75	1733	0,79	323	52	22	249
30,25	1727	0,79	239	67	22	150
30,75	1721	0,79	239	67	22	150
31,25	1716	0,79	259	65	23	171
31,75	1709	0,79	259	65	23	171
32,25	1702	0,79	299	60	23	216
32,75	1695	0,79	299	60	23	216
33,25	1688	0,79	255	56	22	177
33,75	1682,5	0,79	255	56	22	177
34,25	1675,5	0,79	262	56	22	184
34,75	1667,5	0,79	262	56	22	184
35,25	1660	0,79	363	54	25	283
35,75	1651,5	0,79	363	54	25	283
36,25	1644	0,79	299	37	23	239
36,75	1637,5	0,79	299	37	23	239
37,25	1631	0,79	320	66	25	228
37,75	1625,5	0,79	320	66	25	228
38,25	1620	0,79	267	62	22	183
38,75	1612,5	0,79	267	62	22	183
39,25	1606	0,79	330	69	26	235
39,75	1601,5	0,79	330	69	26	235
40,25	1597	0,79	333	52	25	256
40,75	1592,5	0,79	333	52	25	256
41,25	1590	0,79	308	63	25	219
41,75	1587,5	0,79	308	63	25	219
42,25	1581,5	0,79	295	50	21	224
42,75	1573,5	0,79	295	50	21	224
43,25	1566,5	0,79	413	42	21	351
43,75	1560,5	0,79	413	42	21	351
44,25	1554,5	0,79	377	67	28	282
44,75	1548	0,79	377	67	28	282
45,25	1541	0,79	306	59	22	226
45,75	1534,5	0,79	306	59	22	226
46,25	1528	0,79	353	69	25	259
46,75	1521,5	0,79	353	69	25	259
47,25	1513,5	0,79	302	60	22	220
47,75	1505,5	0,79	302	60	22	220
48,25	1499	0,79	322	55	23	244
48,75	1492,5	0,79	322	55	23	244
49,25	1486,5	0,49	261	38	18	205
49,75	1479	0,49	261	38	18	205
50,25	1469	0,49	208	32	15	161
50,75	1458,5	0,49	208	32	15	161
51,25	1448,5	0,49	206	29	13	163
51,75	1439	0,49	206	29	13	163
52,25	1428	0,49	257	51	17	189
52,75	1417	0,49	257	51	17	189

**Annexe 3.5** (suite et fin) – Taux d'accumulation massique (MAR) total et pour les trois principaux composants sédimentaires (silice biogénique (SiO<sub>2</sub> bio), matière organique (MO) et particules terrigènes (terr.)). Les âges indiqués proviennent du modèle réalisé par comptages de varves (Boës *et al.*, soumis). Ces résultats sont obtenus sur la carotte PU-II-P5.

## ANNEXE IV

### DONNÉES ANALYTIQUES RELATIVES AU CHAPITRE 4 (CAROTTE PU-II, LAC PUYEHUE)

Profondeur (cm)	Minéralogie totale (%)				Argiles cristallisées (coups)
	Amorphes	Plagioclase	Pyroxène	Quartz	
5 - 6	77	13	8	2	29
15 - 16	81	12	3	4	-
25 - 26	79	15	5	1	-
35 - 36	83	12	4	1	-
45 - 46	77	14	7	2	-
55 - 56	82	12	4	2	-
65 - 66	77	14	8	1	-
75 - 76	78	14	6	2	-
85 - 86	78	16	4	2	-
95 - 96	76	16	6	1	-
105 - 106	54	31	12	3	38
115 - 116	73	17	8	2	-
125 - 126	69	17	10	4	-
135 - 136	76	17	6	2	-
145 - 146	73	18	7	2	-
155 - 156	73	17	7	2	-
165 - 166	67	22	9	2	-
175 - 176	69	23	6	2	-
185 - 186	77	18	4	1	-
195 - 196	73	19	7	2	-
205 - 206	83	11	4	1	-
215 - 216	81	13	5	1	-
225 - 226	76	16	6	2	-
235 - 236	74	18	7	2	-
245 - 246	76	16	6	1	-
255 - 256	81	13	4	1	-
265 - 266	77	16	5	2	-
275 - 276	76	16	5	2	-
285 - 286	80	14	4	2	-
295 - 296	78	16	5	1	-
305 - 306	75	18	6	1	-
315 - 316	70	19	8	2	-
325 - 326	78	15	6	0	-
335 - 336	77	17	4	2	-
345 - 346	80	15	5	1	-
355 - 356	59	29	10	2	-
365 - 366	76	15	6	2	23
375 - 376	76	17	6	1	-
385 - 386	78	15	5	2	-
395 - 396	76	16	7	1	-
405 - 406	77	13	6	3	25

**Annexe 4.1** – Analyses semi-quantitatives de la minéralogie totale par diffraction des rayons X. La semi-quantification est basée sur les facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). Lorsqu'un minéral argileux cristallisé a été identifié sur les spectres obtenus sur la fraction inférieure à 2 µm après séchage à l'air libre, le nombre de coups du pic principal (entre 14 et 15 Å) est indiqué dans la dernière colonne.

Profondeur (cm)	Minéralogie totale (%)			Quartz	Argiles cristallisées (coups)
	Amorphes	Plagioclase	Pyroxène		
415 - 416	76	16	6	1	-
425 - 426	77	14	8	1	-
435 - 436	79	14	6	1	-
445 - 446	70	21	7	2	-
455 - 456	79	14	6	1	-
465 - 466	72	18	8	2	-
475 - 476	89	6	3	1	78
485 - 486	78	16	5	1	-
495 - 496	63	24	11	2	-
505 - 506	71	20	8	2	-
515 - 516	72	19	7	2	-
525 - 526	77	15	7	1	-
535 - 536	75	15	8	1	-
545 - 546	77	17	5	1	29
555 - 556	76	17	6	1	-
565 - 566	71	19	8	2	-
575 - 576	76	16	6	2	-
585 - 586	71	19	9	1	-
595 - 596	79	14	5	2	-
605 - 606	76	15	7	2	-
615 - 616	75	18	5	2	-
625 - 626	71	21	7	2	-
635 - 636	74	16	8	2	-
645 - 646	75	18	6	1	-
655 - 656	84	11	4	1	-
665 - 666	75	17	7	2	-
675 - 676	79	14	5	2	-
685 - 686	82	14	4	1	-
695 - 696	83	11	5	1	-
705 - 706	78	15	6	2	-
715 - 716	82	12	5	2	-
725 - 726	81	13	5	2	26
735 - 736	76	16	6	2	26
745 - 746	78	15	5	1	-
755 - 756	79	15	5	2	-
765 - 766	83	11	4	1	-
775 - 776	77	16	6	1	-
785 - 786	80	14	5	1	28
795 - 796	80	14	5	1	20
805 - 806	75	16	7	1	24
815 - 816	73	17	8	1	25
825 - 826	66	23	9	1	39
835 - 836	68	21	9	1	31
845 - 846	62	28	9	1	34
855 - 856	63	25	11	1	38
865 - 866	65	24	10	1	41
875 - 876	69	20	9	2	45
885 - 886	70	20	9	1	31
895 - 896	72	19	7	1	40
905 - 906	66	22	10	2	44
915 - 916	67	21	11	2	39
925 - 926	74	18	6	1	32

**Annexe 4.1** (suite) – Analyses semi-quantitatives de la minéralogie totale par diffraction des rayons X. La semi-quantification est basée sur les facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). Lorsqu'un minéral argileux cristallisé a été identifié sur les spectres obtenus sur la fraction inférieure à 2 µm après séchage à l'air libre, le nombre de coups du pic principal (entre 14 et 15 Å) est indiqué dans la dernière colonne.

Profondeur (cm)	Minéralogie totale (%)			Quartz	Argiles cristallisées (coups)
	Amorphes	Plagioclase	Pyroxène		
935 - 936	80	14	5	1	80
945 - 946	76	16	6	1	84
955 - 956	82	11	6	1	186
965 - 966	76	15	6	2	30
975 - 976	80	14	5	1	29
985 - 986	78	15	6	1	30
995 - 996	65	25	9	2	30
1005 - 1006	61	24	13	2	26
1015 - 1016	70	21	7	2	38
1025 - 1026	68	21	8	3	37
1035 - 1036	74	16	8	2	25
1045 - 1046	65	25	8	2	38
1055 - 1056	67	22	9	2	42
1065 - 1066	73	19	7	1	41
1075 - 1076	72	21	6	2	29
1085 - 1086	68	22	8	2	36
1095 - 1096	67	21	10	2	40
1105 - 1106	65	25	8	2	37
1115 - 1116	70	21	7	2	37

**Annexe 4.1** (suite et fin) – Analyses semi-quantitatives de la minéralogie totale par diffraction des rayons X. La semi-quantification est basée sur les facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). Lorsqu'un minéral argileux cristallisé a été identifié sur les spectres obtenus sur la fraction inférieure à 2 µm après séchage à l'air libre, le nombre de coups du pic principal (entre 14 et 15 Å) est indiqué dans la dernière colonne.



Profondeur (cm)	Age (cal. yr. BP)	Perte-au-feu (%)			Géochimie (wt %)											
		LOI <sub>105</sub>	LOI <sub>550</sub>	LOI <sub>950</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	SiO <sub>2</sub> bio
0 - 1	48	73,1	10,5	1,4	66,1	0,71	13,4	11,29	1,85	0,44	3,38	2,21	1,14	0,54	101,1	19,3
10 - 11	16	75,4	9,3	1,7	75,2	0,57	10,4	7,11	1,28	0,23	2,72	1,65	0,86	0,46	100,5	38,8
20 - 21	78	73,8	9,2	1,7	76,9	0,54	9,6	7,16	1,53	0,27	2,80	1,26	0,62	0,52	101,1	43,4
30 - 31	141	71,9	9,2	1,7	71,6	0,64	11,6	8,89	1,74	0,28	3,18	1,65	0,83	0,61	101,0	30,8
40 - 41	205	68,8	8,5	1,6	69,9	0,68	12,9	8,25	1,85	0,26	3,39	2,02	1,00	0,55	100,8	24,7
50 - 51	269	65,3	7,8	1,8	69,4	0,71	13,2	8,38	1,88	0,24	3,38	2,04	1,03	0,45	100,7	23,2
60 - 61	413	59,6	6,1	1,4	63,1	0,83	14,7	9,10	3,25	0,24	5,70	2,27	0,93	0,38	100,6	11,6
70 - 71	718	60,7	6,7	1,6	66,6	0,76	14,4	8,94	2,08	0,26	3,62	2,40	1,23	0,44	100,7	16,3
83 - 84	1099	61,5	6,7	1,4	67,5	0,73	14,3	7,95	1,93	0,23	3,57	2,85	1,44	0,40	100,8	17,5
90 - 91	1313	61,2	7,5	1,6	67,9	0,72	13,5	8,83	2,27	0,23	4,17	2,02	0,89	0,49	101,0	20,7
100 - 101	1609	56,8	7,2	1,2	63,6	0,83	14,9	9,58	2,94	0,24	5,13	2,29	0,80	0,44	100,8	11,5
111 - 112	1716	62,8	7,9	1,5	64,8	0,81	14,8	9,34	2,65	0,25	4,81	2,15	0,82	0,50	100,9	13,0
120 - 121	1984	56,5	6,6	1,2	63,3	0,83	15,3	9,57	2,79	0,22	5,07	2,23	0,82	0,46	100,6	9,6
132 - 133	2335	57,5	5,9	0,7	62,1	0,83	15,3	9,85	3,23	0,23	5,42	2,14	0,77	0,41	100,3	8,7
140 - 141	2579	59,6	7,4	1,0	66,2	0,79	14,3	8,88	2,54	0,24	4,64	2,07	0,82	0,47	100,9	16,3
150 - 151	2884	60,3	7,2	1,0	67,9	0,74	13,5	8,18	2,51	0,24	4,52	1,85	0,74	0,47	100,7	20,7
160 - 161	3035	53,9	5,4	0,8	62,3	0,84	15,6	9,19	3,26	0,21	5,92	2,22	0,79	0,36	100,8	7,6
170 - 171	3150	48,3	4,7	0,6	59,3	0,92	17,3	9,58	3,28	0,21	5,83	2,66	1,03	0,36	100,5	-1,3
182 - 183	3266	40,8	3,8	0,5	60,2	0,87	17,0	8,68	3,10	0,19	5,81	3,02	1,28	0,33	100,5	0,6
190 - 191	3361	60,0	6,6	1,2	64,4	0,72	14,8	8,88	2,64	0,24	4,59	2,35	1,11	0,40	100,2	12,5
200 - 201	3468	60,4	6,5	1,4	64,7	0,74	15,1	9,15	2,62	0,24	4,93	2,28	1,03	0,40	101,1	11,9
211 - 212	3598	66,6	7,9	1,4	69,5	0,67	12,2	9,43	2,00	0,28	3,73	1,82	0,78	0,54	100,9	26,8
220 - 221	3708	60,3	6,8	1,4	67,1	0,70	13,9	8,82	2,16	0,25	4,17	2,09	0,86	0,53	100,6	18,5
230 - 231	3827	55,9	6,3	1,2	63,7	0,83	15,0	9,58	2,53	0,23	4,59	2,43	1,00	0,45	100,3	11,3
240 - 241	3949	54,6	5,8	0,9	65,0	0,86	14,9	8,84	1,96	0,23	3,91	2,69	1,30	0,43	100,1	12,9
250 - 251	4068	47,0	4,1	0,6	65,6	0,81	15,5	7,67	1,50	0,20	3,66	3,65	1,85	0,39	100,8	11,3
261 - 262	4173	57,1	6,2	0,9	66,7	0,76	14,5	8,17	1,89	0,23	3,75	2,85	1,40	0,43	100,6	16,1
270 - 271	4283	62,8	8,0	1,1	66,7	0,78	14,1	9,21	2,17	0,26	3,93	2,22	1,06	0,51	101,0	17,3
280 - 281	4405	60,8	7,3	1,2	66,2	0,74	14,0	9,56	2,18	0,27	3,82	2,22	1,09	0,59	100,7	17,0
290 - 291	4526	61,6	6,4	1,2	68,2	0,74	13,6	8,68	2,01	0,24	3,67	2,28	1,11	0,40	101,0	20,5
300 - 301	4648	57,5	5,9	1,2	63,5	0,81	15,0	10,11	2,27	0,27	3,98	2,56	1,21	0,45	100,1	11,1
313 - 314	4806	58,0	5,5	1,5	65,7	0,76	14,6	9,25	1,96	0,28	3,82	2,79	1,34	0,44	100,9	14,7
320 - 321	4892	48,3	4,6	0,9	66,4	0,78	15,2	7,52	1,68	0,19	3,65	3,29	1,73	0,36	100,8	13,2

**Annexe 4.2** – Analyses géochimiques et par perte-au-feu effectuées sur les échantillons de la carotte PU-II. Pour chaque échantillon, l'âge estimé à partir du modèle d'âge basé sur les datations radiocarbone est repris dans la seconde colonne. Les teneurs en silice biogénique ont été calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977).

Profondeur (cm)	Age (cal. yr. BP)	Perte-au-feu (%)			Géochimie (wt %)											
		LOI <sub>105</sub>	LOI <sub>550</sub>	LOI <sub>950</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	SiO <sub>2</sub> bio
330 - 331	5007	58,4	6,9	1,5	66,2	0,76	14,6	9,04	2,36	0,26	3,92	2,31	1,12	0,35	100,9	14,9
340 - 341	5129	62,4	6,9	1,5	66,9	0,69	13,7	9,68	2,05	0,32	3,77	2,28	1,09	0,50	100,9	19,0
350 - 351	5251	50,2	5,1	1,2	64,0	0,80	15,2	9,08	2,78	0,22	4,86	2,46	0,99	0,31	100,6	10,9
360 - 361	5373	39,7	3,8	0,7	66,2	0,68	15,8	7,17	1,58	0,21	3,45	3,58	1,90	0,34	100,8	11,0
370 - 371	5382	59,4	4,8	0,6	59,4	0,70	15,6	10,35	4,23	0,26	6,52	2,27	0,81	0,38	100,5	4,8
382 - 383	5570	61,9	8,5	1,3	60,8	0,89	17,8	9,46	2,47	0,23	4,33	2,33	1,14	0,58	100,0	-1,5
391 - 392	5677	49,6	4,8	0,7	59,9	0,85	16,0	9,53	4,04	0,20	6,42	2,43	0,96	0,30	100,7	3,8
400 - 401	5774	61,1	7,6	1,3	66,2	0,66	14,1	9,88	2,08	0,32	3,56	2,42	1,25	0,63	101,1	16,9
411 - 412	5896	63,8	8,2	1,4	66,7	0,71	14,0	9,01	2,38	0,30	4,33	1,98	0,90	0,60	100,9	17,9
420 - 421	6003	58,2	6,9	1,3	65,6	0,69	14,3	8,99	2,75	0,30	4,72	2,22	1,01	0,62	101,2	15,4
431 - 432	6125	58,1	6,5	1,4	65,7	0,70	14,5	8,79	2,31	0,25	4,38	2,37	1,11	0,45	100,6	14,8
440 - 441	6246	62,2	7,4	1,5	66,6	0,72	13,7	8,99	2,36	0,27	4,28	2,10	0,90	0,50	100,4	18,5
450 - 451	6362	55,7	5,7	1,4	68,1	0,65	13,8	7,44	2,33	0,25	4,21	2,52	1,08	0,34	100,7	19,9
460 - 461	6484	49,0	5,4	1,5	68,7	0,57	14,6	6,81	1,55	0,18	3,15	3,07	1,88	0,24	100,8	17,8
470 - 471	6603	61,7	7,3	2,0	72,4	0,68	11,9	7,26	2,12	0,27	3,61	1,56	0,73	0,43	101,0	30,7
481 - 482	6737	56,8	5,9	1,1	67,0	0,71	13,5	8,58	3,08	0,30	5,10	1,76	0,59	0,55	101,2	19,6
491 - 492	6829	35,7	2,8	0,5	58,8	0,87	16,7	8,37	4,02	0,17	6,56	2,70	1,12	0,32	99,7	0,2
503 - 504	6902	62,5	8,4	1,5	67,3	0,73	13,2	9,19	2,61	0,30	4,40	1,64	0,63	0,79	100,8	21,1
510 - 511	6987	57,0	6,8	1,1	64,0	0,83	15,0	9,02	3,06	0,25	5,49	2,00	0,67	0,52	100,9	11,4
520 - 521	7109	57,1	6,3	1,2	65,8	0,76	14,0	8,70	2,87	0,25	5,14	1,95	0,67	0,52	100,7	16,6
531 - 532	7243	58,6	6,5	1,2	64,3	0,78	14,9	8,64	2,97	0,22	5,46	1,90	0,66	0,57	100,3	12,3
540 - 541	7352	62,4	7,6	1,6	68,6	0,77	13,4	8,44	2,60	0,27	4,41	1,59	0,62	0,58	101,3	21,9
550 - 551	7474	58,3	6,9	2,2	65,2	0,81	14,7	9,27	2,64	0,26	4,60	1,77	0,67	0,62	100,5	13,6
560 - 561	7596	56,8	6,7	1,4	64,4	0,82	15,1	8,60	2,90	0,20	4,98	1,92	0,79	0,37	100,1	11,6
570 - 571	7711	57,0	6,6	1,7	64,2	0,83	15,2	9,08	2,96	0,22	5,04	1,94	0,68	0,50	100,6	11,0
580 - 581	7833	58,1	6,6	1,5	68,4	0,74	13,5	7,62	2,67	0,21	4,93	1,71	0,59	0,33	100,7	21,3
590 - 591	7952	66,6	7,7	2,0	77,0	0,54	9,5	6,62	1,80	0,25	3,36	1,07	0,44	0,60	101,2	43,7
600 - 601	8074	62,3	7,7	1,5	66,6	0,78	14,4	8,34	2,62	0,24	4,66	1,73	0,65	0,54	100,6	16,3
610 - 611	8194	47,3	4,7	1,0	64,3	0,78	15,7	8,07	2,84	0,21	4,31	2,52	1,21	0,43	100,4	9,2
620 - 621	8313	63,9	8,0	1,2	71,3	0,67	12,1	7,58	2,27	0,25	4,27	1,53	0,60	0,57	101,2	29,0
630 - 631	8427	60,9	8,3	1,1	66,5	0,81	13,6	8,73	2,63	0,27	4,94	1,94	0,73	0,73	100,9	18,7
640 - 641	8539	65,5	8,4	1,1	66,5	0,75	13,7	8,65	2,50	0,25	4,75	1,93	0,79	0,72	100,6	18,6

**Annexe 4.2** (suite) – Analyses géochimiques et par perte-au-feu effectuées sur les échantillons de la carotte PU-II. Pour chaque échantillon, l'âge estimé à partir du modèle d'âge basé sur les datations radiocarbone est repris dans la seconde colonne. Les teneurs en silice biogénique ont été calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977).

Profondeur (cm)	Age (cal. yr. BP)	Perte-au-feu (%)			Géochimie (wt %)											
		LOI <sub>105</sub>	LOI <sub>550</sub>	LOI <sub>950</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	SiO <sub>2</sub> bio
650 - 651	8735	61,5	7,1	1,1	68,5	0,74	13,4	7,78	2,43	0,23	4,76	2,04	0,83	0,44	101,1	21,6
660 - 661	8943	61,5	8,5	1,1	67,5	0,74	13,6	8,04	2,75	0,21	5,29	1,79	0,63	0,49	101,0	19,9
670 - 671	9147	62,2	6,4	1,1	68,2	0,72	13,1	7,64	2,76	0,21	5,27	1,80	0,58	0,49	100,7	22,4
680 - 681	9349	60,7	6,2	1,2	69,8	0,66	13,1	7,20	2,29	0,21	4,77	2,04	0,81	0,38	101,3	24,1
690 - 691	9557	63,9	7,6	1,5	69,8	0,70	12,7	7,57	2,50	0,23	4,82	1,58	0,57	0,45	101,0	25,3
701 - 702	9767	61,1	5,7	1,2	69,2	0,69	12,4	7,56	2,82	0,22	5,18	1,71	0,51	0,53	100,9	25,6
711 - 712	9975	45,3	3,1	1,0	59,5	0,79	15,7	9,02	4,49	0,18	7,50	2,14	0,49	0,27	100,2	4,4
720 - 721	10162	59,1	6,0	1,0	68,7	0,76	12,7	7,96	2,80	0,22	4,83	1,76	0,62	0,54	100,8	24,3
730 - 731	10366	62,5	6,1	1,1	73,2	0,66	11,2	6,69	2,24	0,20	4,02	1,61	0,62	0,44	100,9	34,1
740 - 741	10574	44,3	3,4	0,5	63,3	0,85	15,0	7,77	3,31	0,17	6,06	2,45	0,91	0,28	100,2	10,7
750 - 751	10762	55,1	4,6	0,9	67,4	0,78	14,0	7,26	2,81	0,17	4,89	2,19	0,90	0,28	100,7	18,3
760 - 761	10970	50,6	3,9	0,7	65,8	0,74	13,6	8,11	3,18	0,22	5,89	2,20	0,65	0,50	100,9	18,0
770 - 771	11178	58,4	6,0	1,1	70,3	0,75	12,3	7,03	2,46	0,19	4,43	1,80	0,79	0,45	100,5	27,3
780 - 781	11380	60,1	5,3	1,1	71,7	0,74	11,8	6,72	2,50	0,16	4,49	1,62	0,67	0,25	100,7	30,3
790 - 791	11588	59,8	5,1	1,1	69,2	0,83	12,7	7,67	2,73	0,18	4,78	1,74	0,70	0,33	100,9	24,9
800 - 801	11796	64,0	5,4	1,3	73,7	0,72	11,0	6,47	2,35	0,17	4,19	1,44	0,59	0,31	100,9	35,4
811 - 812	12025	51,4	4,0	1,0	62,8	0,94	15,1	9,03	3,34	0,20	5,93	2,09	0,78	0,42	100,6	10,0
820 - 821	12212	53,2	4,3	1,1	65,8	0,90	14,0	8,28	3,03	0,18	5,28	1,95	0,76	0,29	100,4	16,9
830 - 831	12420	51,9	3,7	1,0	60,5	1,01	16,2	9,16	3,55	0,18	6,16	2,27	0,85	0,28	100,1	4,0
840 - 841	12611	47,4	3,5	0,7	60,9	1,00	15,9	9,05	3,40	0,18	6,01	2,50	0,95	0,33	100,2	5,1
850 - 851	12820	47,0	3,4	0,7	59,5	1,01	16,5	9,49	3,66	0,18	6,43	2,44	0,92	0,31	100,5	1,6
860 - 861	13017	49,8	3,9	0,8	59,3	1,04	16,4	9,58	3,65	0,19	6,17	2,30	0,91	0,32	99,9	1,9
870 - 871	13225	51,2	3,5	0,8	62,6	0,93	15,3	8,81	3,44	0,17	5,95	2,24	0,80	0,28	100,6	9,0
880 - 881	13429	51,7	3,8	0,9	61,0	1,01	15,9	9,17	3,42	0,18	6,01	2,36	0,92	0,31	100,3	5,3
890 - 891	13637	49,9	3,8	0,8	61,9	0,99	15,6	8,84	3,35	0,18	5,95	2,35	0,91	0,31	100,4	7,2
904 - 905	13856	45,8	3,3	0,8	60,2	1,02	16,0	9,20	3,37	0,18	6,15	2,57	0,97	0,31	100,0	4,0
911 - 912	13997	51,3	4,4	1,0	60,2	1,06	16,1	9,52	3,64	0,19	5,88	2,28	0,95	0,30	100,2	3,9
921 - 922	14201	49,4	3,8	1,0	61,0	1,10	15,5	9,49	3,28	0,18	5,70	2,42	1,08	0,31	100,0	6,9
934 - 935	14413	52,1	3,8	1,0	64,1	1,00	14,0	8,82	2,89	0,17	4,99	2,35	1,11	0,28	99,7	15,1
940 - 941	14538	43,1	3,6	1,0	60,9	1,13	15,1	10,11	3,13	0,20	5,22	2,59	1,31	0,31	100,0	8,0
950 - 951	14746	39,9	3,5	0,9	59,4	1,26	15,3	11,02	3,15	0,21	5,28	2,82	1,44	0,37	100,3	5,9

**Annexe 4.2** (suite) – Analyses géochimiques et par perte-au-feu effectuées sur les échantillons de la carotte PU-II. Pour chaque échantillon, l'âge estimé à partir du modèle d'âge basé sur les datations radiocarbone est repris dans la seconde colonne. Les teneurs en silice biogénique ont été calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977).

Profondeur (cm)	Age (cal. yr. BP)	Perte-au-feu (%)			Géochimie (wt %)											
		LOI <sub>105</sub>	LOI <sub>550</sub>	LOI <sub>950</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	SiO <sub>2</sub> bio
960 - 961	14861	34,4	3,1	0,3	62,8	1,04	15,1	8,42	2,28	0,18	5,00	3,63	1,75	0,31	100,5	9,8
971 - 972	14871	31,3	2,3	0,2	61,0	1,06	15,5	8,74	2,94	0,18	5,93	3,45	1,47	0,29	100,6	6,6
980 - 981	15058	51,1	3,6	0,6	62,3	0,95	15,3	8,52	3,17	0,17	6,01	2,35	0,90	0,27	99,9	8,7
990 - 991	15262	51,1	3,4	0,6	62,9	0,92	15,1	8,29	3,20	0,16	6,13	2,40	0,92	0,26	100,2	10,0
1000 - 1001	15470	50,0	3,6	0,7	62,6	0,93	15,3	8,40	3,17	0,17	6,02	2,44	1,00	0,27	100,2	9,2
1011 - 1012	15656	47,8	3,5	0,7	61,9	0,94	15,7	8,53	3,32	0,17	5,95	2,53	1,09	0,25	100,4	7,0
1020 - 1021	15835	51,6	3,8	0,8	64,0	0,91	15,0	8,24	3,06	0,16	5,41	2,42	1,09	0,26	100,6	11,5
1030 - 1031	16039	49,7	4,0	0,9	64,6	0,89	14,9	8,13	2,90	0,17	4,97	2,46	1,20	0,27	100,5	12,3
1041 - 1042	16257	48,3	3,9	0,8	65,2	0,80	14,7	7,65	2,52	0,17	4,83	2,70	1,38	0,27	100,3	13,7
1050 - 1051	16444	56,2	3,8	1,0	65,3	0,88	14,4	7,99	3,14	0,15	5,62	2,01	0,80	0,24	100,5	14,9
1060 - 1061	16652	53,8	3,7	1,0	64,4	0,92	14,6	8,04	3,20	0,15	5,75	2,01	0,75	0,26	100,0	13,3
1070 - 1071	16860	53,7	3,8	1,0	66,2	0,88	14,0	7,88	3,09	0,15	5,63	2,00	0,77	0,26	100,9	17,1
1080 - 1081	17058	60,1	4,4	0,8	69,6	0,85	12,7	7,34	2,79	0,15	4,85	1,77	0,71	0,25	101,0	25,0
1090 - 1091	17266	50,7	3,4	0,6	60,6	1,03	16,0	8,92	3,50	0,16	6,47	2,36	0,86	0,27	100,2	4,7
1100 - 1101	17470	47,1	3,3	0,6	59,5	1,06	16,2	9,11	3,67	0,16	6,60	2,36	0,86	0,27	99,8	2,8
1110 - 1111	17674	48,8	3,4	0,6	60,0	1,22	15,8	9,60	3,49	0,17	6,39	2,39	0,90	0,31	100,2	4,7
1120 - 1121	17882	45,1	3,2	0,7	59,5	1,05	16,6	9,19	3,72	0,17	6,54	2,46	0,91	0,27	100,3	1,5

**Annexe 4.2** (suite et fin) – Analyses géochimiques et par perte-au-feu effectuées sur les échantillons de la carotte PU-II. Pour chaque échantillon, l'âge estimé à partir du modèle d'âge basé sur les datations radiocarbone est repris dans la seconde colonne. Les teneurs en silice biogénique ont été calculées par la méthode la norme (Leinen, 1977).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
0	20,8	20,2	21,0	15,6	80,6	3,8	1,64	0,04	1,11	
0,5	23,7	22,8	24,0	17,4	79,5	3,1	1,55	0,07	1,07	
1	19,4	19,8	19,8	13,0	83,0	4,0	1,59	0,06	1,15	
1,5	15,4	17,5	16,1	9,0	85,7	5,2	1,60	0,08	1,15	
2	15,2	17,6	16,0	8,5	86,2	5,3	1,60	0,10	1,09	
2,5	16,5	18,6	17,2	10,1	84,8	5,1	1,62	0,10	1,08	
3	16,2	18,1	16,9	9,8	85,4	4,9	1,60	0,08	1,12	
3,5	18,0	18,9	18,5	13,2	82,0	4,8	1,69	0,06	1,10	
4	14,9	16,9	15,6	8,3	86,3	5,4	1,59	0,09	1,12	
4,5	15,8	17,3	16,4	9,6	85,1	5,3	1,62	0,09	1,10	
5	13,5	16,2	14,3	6,9	86,8	6,4	1,61	0,11	1,08	
5,5	15,7	18,3	16,6	9,4	85,1	5,5	1,63	0,11	1,08	
6	12,7	15,5	13,4	6,1	87,1	6,8	1,63	0,10	1,02	
6,5	16,9	20,8	18,0	14,9	78,9	6,2	1,89	0,07	1,06	
7	17,1	20,8	18,1	12,1	82,9	5,0	1,69	0,09	1,08	
7,5	27,5	27,5	28,0	21,4	76,1	2,5	1,58	0,06	1,13	
8	20,4	23,6	21,6	15,0	80,8	4,2	1,69	0,09	1,17	
8,5	24,2	25,8	25,0	17,3	79,6	3,1	1,57	0,08	1,17	
9	24,9	24,8	25,2	16,9	80,3	2,8	1,50	0,07	1,18	
9,5	23,9	22,6	23,8	15,2	81,9	2,9	1,46	0,05	1,20	
10	24,5	23,0	24,3	16,6	80,6	2,8	1,52	0,03	1,23	
10,5	24,7	23,8	24,8	17,0	80,1	2,9	1,51	0,06	1,16	
11	18,4	23,1	19,9	10,8	84,8	4,3	1,57	0,15	1,10	
11,5	14,5	20,6	15,8	8,7	85,2	6,2	1,68	0,12	1,04	
12	20,1	22,9	21,2	12,7	83,3	4,0	1,56	0,11	1,16	
12,5	20,1	22,6	21,0	13,6	82,4	4,0	1,61	0,09	1,15	
13	20,0	23,0	21,0	14,1	81,8	4,1	1,66	0,08	1,16	
13,5	19,1	22,5	20,2	12,8	82,8	4,4	1,66	0,08	1,22	
14	23,8	22,3	23,3	19,9	76,2	4,0	1,85	-0,02	1,25	
14,5	19,2	20,3	19,7	14,6	80,7	4,7	1,78	0,01	1,27	
15	18,7	22,9	20,0	12,4	83,0	4,6	1,67	0,09	1,21	
15,5	19,5	22,4	20,3	14,7	80,7	4,6	1,76	0,05	1,22	
16	28,4	22,5	25,7	27,7	67,8	4,5	2,12	-0,04	1,03	Téphra
16,5	23,3	20,8	21,6	20,3	75,9	3,9	1,92	-0,08	1,20	
17	22,2	22,9	22,3	16,6	80,1	3,3	1,69	-0,02	1,23	
17,5	24,0	22,2	23,4	18,5	78,2	3,3	1,73	-0,04	1,29	
18	23,9	22,3	23,6	17,1	79,6	3,3	1,59	0,02	1,25	
18,5	23,4	19,9	22,5	17,0	79,5	3,5	1,61	-0,01	1,23	
19	22,7	19,0	21,6	15,9	80,9	3,2	1,57	-0,03	1,24	
19,5	24,0	20,4	23,1	17,2	79,6	3,2	1,58	-0,01	1,22	
20	23,2	20,6	22,6	15,6	81,2	3,2	1,52	0,02	1,21	
20,5	22,2	20,6	21,8	15,7	80,6	3,8	1,62	0,02	1,26	
21	21,6	20,1	21,3	14,4	82,2	3,4	1,55	0,02	1,25	
21,5	21,3	19,8	21,0	14,5	81,8	3,7	1,57	0,03	1,23	
22	21,1	19,0	20,5	15,9	79,9	4,2	1,69	0,00	1,26	
22,5	21,1	19,5	20,8	15,2	80,9	3,9	1,65	0,01	1,25	
23	22,2	20,0	21,7	15,9	80,6	3,6	1,60	0,01	1,22	
23,5	21,7	20,0	21,4	15,8	80,4	3,8	1,64	0,02	1,22	
24	17,8	18,7	18,3	12,0	83,1	4,9	1,64	0,07	1,19	
24,5	22,1	20,3	21,5	16,2	80,4	3,4	1,66	-0,02	1,27	
25	23,9	22,9	24,0	18,6	78,1	3,3	1,63	0,05	1,11	
25,5	20,6	21,4	21,0	13,3	83,2	3,5	1,55	0,05	1,17	
26	19,9	21,2	20,4	13,6	82,4	4,0	1,63	0,05	1,19	

**Annexe 4.3** – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
26,5	18,9	21,6	19,7	12,2	83,8	4,0	1,61	0,06	1,18	
27	18,5	21,5	19,5	11,2	84,6	4,2	1,57	0,10	1,15	
27,5	19,2	21,5	20,0	13,2	82,7	4,2	1,65	0,06	1,17	
28	18,8	21,5	19,8	11,9	83,9	4,2	1,58	0,10	1,14	
28,5	17,7	19,9	18,4	12,1	83,4	4,5	1,67	0,05	1,19	
29	15,3	18,3	16,2	7,8	87,3	5,0	1,54	0,10	1,16	
29,5	21,3	21,8	21,5	15,7	80,7	3,6	1,69	0,01	1,23	
30	17,4	19,9	18,2	8,8	87,3	3,9	1,47	0,10	1,14	
30,5	20,4	21,4	20,9	13,6	82,5	3,8	1,57	0,08	1,13	
31	18,3	21,5	19,2	11,2	84,7	4,1	1,57	0,09	1,12	
31,5	17,1	20,0	17,9	10,7	84,7	4,6	1,62	0,07	1,15	
32	17,7	21,8	18,9	11,2	83,9	4,9	1,63	0,12	1,11	
32,5	19,0	21,3	19,8	12,5	83,1	4,3	1,61	0,09	1,13	
33	17,3	20,3	18,2	10,9	84,3	4,8	1,62	0,09	1,13	
33,5	17,9	20,3	18,6	12,3	83,1	4,6	1,66	0,07	1,13	
34	19,1	20,1	19,5	12,8	83,3	3,9	1,60	0,05	1,16	
34,5	17,4	19,4	18,0	10,1	85,8	4,1	1,55	0,07	1,16	
35	18,7	20,7	19,4	10,5	85,8	3,7	1,49	0,08	1,13	
35,5	19,0	20,7	19,5	12,5	83,8	3,8	1,58	0,06	1,13	
36	15,9	18,6	16,7	8,5	86,8	4,8	1,55	0,10	1,11	
36,5	14,3	17,0	15,1	8,1	85,8	6,1	1,64	0,10	1,14	
37	17,3	20,3	18,1	10,7	84,8	4,5	1,60	0,08	1,12	
37,5	19,4	22,3	20,3	12,9	83,0	4,2	1,61	0,09	1,13	
38	19,3	21,6	20,1	12,5	83,6	3,9	1,60	0,06	1,20	
38,5	18,1	19,2	18,5	10,4	85,9	3,7	1,50	0,06	1,16	
39	16,6	18,8	17,4	9,4	86,0	4,6	1,56	0,09	1,18	
39,5	18,8	19,9	19,2	10,7	85,5	3,8	1,50	0,07	1,19	
40	16,0	18,1	16,7	7,1	88,5	4,4	1,45	0,10	1,15	
40,5	15,3	17,9	16,0	8,7	86,2	5,1	1,59	0,09	1,10	
41	13,6	16,7	14,5	6,7	87,2	6,1	1,59	0,11	1,10	
41,5	13,6	16,2	14,3	6,8	87,5	5,7	1,57	0,09	1,10	
42	15,6	18,0	16,3	8,3	87,3	4,4	1,53	0,08	1,14	
42,5	15,9	18,3	16,7	6,5	89,2	4,3	1,42	0,11	1,17	
43	16,1	18,4	16,8	7,1	88,6	4,3	1,44	0,11	1,15	
43,5	14,6	17,5	15,4	6,6	88,6	4,8	1,50	0,10	1,10	
44	16,5	18,7	17,2	8,5	87,3	4,2	1,50	0,08	1,15	
44,5	13,5	16,4	14,3	5,3	89,2	5,5	1,50	0,12	1,10	
45	12,4	15,2	13,1	5,4	88,1	6,5	1,57	0,11	1,08	
45,5	11,2	13,8	11,8	4,9	87,3	7,8	1,62	0,10	1,06	
46	11,5	14,2	12,2	4,8	88,0	7,3	1,59	0,11	1,06	
46,5	11,5	14,0	12,1	4,6	88,0	7,4	1,59	0,11	1,05	
47	13,1	17,6	14,0	7,3	86,0	6,8	1,67	0,11	1,05	
47,5	15,3	18,5	16,1	8,9	85,9	5,2	1,62	0,08	1,14	
48	14,5	18,0	15,4	8,5	85,9	5,6	1,64	0,08	1,12	
49	14,0	17,1	14,8	6,7	88,0	5,3	1,54	0,10	1,11	
49,5	14,9	18,7	15,9	7,4	87,5	5,1	1,55	0,11	1,11	
50	14,8	19,5	16,0	7,8	86,8	5,4	1,59	0,12	1,10	
50,5	15,3	19,7	16,5	7,5	87,5	5,0	1,55	0,13	1,09	
51	14,6	19,0	15,7	5,8	89,0	5,1	1,50	0,15	1,09	
51,5	15,8	19,6	16,9	8,3	86,9	4,8	1,55	0,11	1,13	
52	15,3	19,6	16,4	6,9	88,1	5,0	1,52	0,14	1,10	
52,5	15,0	18,7	16,0	8,4	86,2	5,4	1,61	0,10	1,11	
53	13,6	17,2	14,5	6,8	87,1	6,1	1,60	0,11	1,09	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
53,5	13,5	16,5	14,2	7,8	85,9	6,2	1,65	0,08	1,08	
54	14,9	17,8	15,8	9,4	84,8	5,7	1,68	0,07	1,16	
54,5	15,2	18,0	16,1	8,7	86,0	5,3	1,61	0,09	1,17	
55	13,5	17,3	14,6	5,7	88,3	6,0	1,55	0,14	1,10	
55,5	14,1	18,0	15,1	7,1	87,0	5,9	1,60	0,12	1,10	
56	14,8	19,2	15,9	7,7	87,0	5,3	1,58	0,11	1,10	
56,5	14,7	18,6	15,6	8,6	85,8	5,6	1,64	0,09	1,11	
57	13,5	17,5	14,4	7,3	86,4	6,3	1,63	0,10	1,09	
57,5	15,1	17,3	15,6	8,7	86,3	5,0	1,60	0,05	1,17	
58	13,6	16,6	14,5	5,8	88,6	5,7	1,52	0,12	1,12	
58,5	14,9	18,1	15,7	7,5	87,2	5,3	1,56	0,11	1,12	
59	20,9	16,7	18,1	19,1	76,3	4,5	2,05	-0,15	1,25	Téphra
59,5	14,5	16,8	15,2	7,2	87,6	5,1	1,54	0,08	1,16	
60	13,5	16,6	14,3	5,5	89,1	5,4	1,50	0,12	1,11	
60,5	14,5	18,0	15,5	6,5	88,3	5,2	1,52	0,12	1,10	
61	13,8	17,2	14,7	6,2	88,1	5,7	1,55	0,12	1,09	
61,5	12,2	15,2	12,9	6,5	86,6	7,0	1,64	0,09	1,10	
62	13,4	16,9	14,2	8,4	85,0	6,6	1,71	0,08	1,10	
62,5	14,2	17,2	15,0	7,8	86,4	5,8	1,61	0,09	1,13	
63	13,9	17,7	14,9	6,8	87,4	5,8	1,58	0,12	1,09	
63,5	14,0	17,5	14,8	8,2	85,9	5,9	1,66	0,08	1,12	
64	15,5	18,3	16,2	11,0	83,5	5,5	1,79	0,01	1,23	
64,5	15,6	18,6	16,3	11,4	83,0	5,6	1,80	0,01	1,23	
65	11,9	15,3	12,7	4,3	88,9	6,8	1,55	0,13	1,05	
65,5	12,8	17,1	13,7	6,4	87,1	6,5	1,62	0,11	1,06	
66	14,5	18,0	15,4	7,2	87,4	5,3	1,56	0,11	1,10	
66,5	12,9	15,6	13,6	5,2	89,2	5,6	1,50	0,11	1,09	
67	11,7	14,4	12,4	4,9	88,1	6,9	1,58	0,10	1,06	
67,5	11,5	13,5	12,0	6,1	86,5	7,4	1,65	0,07	1,07	
68	12,1	14,1	12,6	6,3	86,8	6,9	1,63	0,07	1,09	
68,5	11,1	13,3	11,6	5,1	87,4	7,5	1,59	0,09	1,09	
69	10,9	13,0	11,4	4,7	87,8	7,5	1,58	0,09	1,08	
69,5	10,8	12,6	11,3	5,7	86,7	7,6	1,62	0,06	1,11	
70	11,5	13,8	12,1	5,7	87,1	7,2	1,61	0,08	1,10	
70,5	10,4	11,9	10,8	6,5	85,1	8,4	1,70	0,03	1,15	
71	11,4	13,6	12,0	6,4	85,9	7,6	1,66	0,07	1,11	
71,5	11,6	14,2	12,3	5,9	86,5	7,5	1,64	0,09	1,10	
72	13,4	16,1	14,2	7,5	86,1	6,3	1,64	0,09	1,11	
72,5	12,8	15,4	13,6	7,1	86,4	6,5	1,64	0,08	1,10	
73	11,3	13,7	11,9	6,2	86,3	7,6	1,64	0,08	1,12	
73,5	10,9	14,0	11,8	5,8	85,8	8,4	1,67	0,10	1,09	
74	10,9	13,7	11,6	6,7	84,6	8,7	1,72	0,07	1,10	
74,5	10,9	13,5	11,5	7,0	84,2	8,8	1,75	0,06	1,12	
75	9,9	12,7	10,7	4,9	85,7	9,4	1,67	0,10	1,08	
75,5	8,3	10,4	8,7	3,6	84,7	11,7	1,68	0,07	1,05	
76	9,3	11,7	9,8	5,1	84,7	10,3	1,70	0,07	1,07	
76,5	9,2	11,1	9,5	5,7	83,5	10,8	1,75	0,04	1,05	
77	8,4	9,3	8,4	6,4	81,5	12,0	1,81	-0,02	1,09	
77,5	7,5	7,6	7,4	5,8	80,6	13,7	1,80	-0,04	1,10	
78	7,0	6,2	6,8	4,5	81,3	14,2	1,75	-0,05	1,06	
78,5	6,3	5,3	5,9	3,8	79,7	16,5	1,75	-0,07	1,06	
79	22,3	6,3	12,6	26,4	64,8	8,8	2,92	-0,32	0,86	Téphra
79,5	27,8	6,2	15,5	33,4	57,7	8,9	3,19	-0,30	0,66	Téphra
80	10,8	10,9	10,8	5,4	88,1	6,5	1,57	0,01	1,04	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
80,5	15,7	19,6	16,5	11,2	83,2	5,6	1,74	0,06	1,12	
81	14,2	17,5	14,8	10,8	83,0	6,3	1,79	0,03	1,10	
81,5	13,1	16,3	13,7	9,4	83,7	6,9	1,78	0,04	1,10	
82	10,1	8,5	9,6	9,7	80,3	10,0	1,94	-0,08	1,12	
82,5	12,8	15,1	13,2	9,7	83,1	7,2	1,85	0,00	1,17	
83	16,1	18,8	16,8	9,6	85,4	5,0	1,62	0,07	1,17	
83,5	14,6	17,1	15,3	7,2	88,0	4,9	1,52	0,08	1,16	
84	15,3	18,3	16,2	7,9	87,1	5,0	1,55	0,10	1,15	
84,5	16,6	19,2	17,4	9,8	85,4	4,8	1,60	0,08	1,17	
85	16,7	19,3	17,5	9,7	85,5	4,7	1,59	0,08	1,16	
85,5	16,5	18,7	17,2	9,9	85,4	4,7	1,61	0,06	1,19	
86	16,9	19,3	17,7	9,6	85,8	4,6	1,56	0,09	1,14	
86,5	15,7	18,7	16,6	9,3	85,4	5,4	1,63	0,09	1,18	
87	15,1	18,2	16,0	9,3	84,8	5,9	1,68	0,08	1,19	
87,5	13,6	17,7	14,7	7,0	86,4	6,5	1,63	0,13	1,13	
88	14,7	17,6	15,5	9,3	84,7	6,0	1,70	0,07	1,19	
88,5	15,4	17,6	16,0	11,3	82,7	6,0	1,81	0,02	1,26	
89	14,0	17,0	14,9	9,4	83,9	6,7	1,76	0,06	1,20	
89,5	14,3	17,7	15,3	8,4	85,2	6,4	1,67	0,10	1,15	
90	14,8	18,0	15,8	8,4	85,6	6,0	1,64	0,11	1,17	
90,5	16,4	18,5	17,0	11,1	83,6	5,3	1,75	0,03	1,29	
91	15,6	17,7	16,2	10,2	84,3	5,5	1,71	0,04	1,26	
91,5	15,4	17,6	16,0	10,7	83,8	5,5	1,76	0,01	1,29	
92	14,5	17,1	15,3	9,6	84,5	5,9	1,74	0,03	1,25	
92,5	15,1	18,1	16,0	9,3	84,9	5,8	1,69	0,07	1,22	
93	17,6	19,4	18,1	13,3	81,7	5,1	1,81	0,00	1,27	
93,5	14,6	17,5	15,5	9,4	84,3	6,3	1,72	0,08	1,18	
94	14,9	17,1	15,5	11,1	82,8	6,1	1,80	0,03	1,18	
94,5	15,4	18,1	16,2	10,2	83,9	6,0	1,71	0,07	1,18	
95	13,0	16,1	13,9	8,0	84,6	7,4	1,72	0,09	1,16	
95,5	13,3	16,2	14,1	8,6	84,4	7,1	1,74	0,07	1,19	
96	14,6	17,6	15,3	9,5	84,6	6,0	1,73	0,05	1,18	
96,5	13,0	15,7	13,7	8,5	84,1	7,4	1,76	0,07	1,16	
97	14,0	16,4	14,7	9,2	84,1	6,7	1,74	0,07	1,17	
97,5	17,2	18,5	17,8	12,6	81,9	5,4	1,72	0,09	1,06	Téphra
98	17,2	19,0	17,8	11,8	83,4	4,8	1,68	0,05	1,17	Téphra
98,5	15,0	17,4	15,5	10,6	83,7	5,7	1,80	0,00	1,28	
99	16,6	17,9	17,0	12,0	82,8	5,3	1,73	0,03	1,19	
99,5	13,8	15,3	14,2	9,8	83,6	6,5	1,81	0,00	1,28	
100	12,3	13,7	12,6	9,5	82,2	8,3	1,86	0,02	1,16	
100,5	11,7	12,6	11,9	9,5	81,3	9,2	1,88	0,03	1,14	
101	10,2	11,4	10,5	7,5	81,9	10,5	1,85	0,04	1,10	
101,5	9,7	11,6	10,1	7,1	81,5	11,4	1,86	0,05	1,12	
102	9,3	10,9	9,7	3,2	87,1	9,7	1,61	0,09	1,06	
102,5	47,5	393,3	49,3	47,3	45,6	7,1	2,97	0,09	0,68	Téphra
103	356,0	384,1	366,9	88,5	9,4	2,1	1,26	0,48	4,65	Téphra
104	186,6	380,0	353,4	82,1	15,4	2,4	1,97	0,79	4,17	Téphra
105	260,2	447,9	417,2	84,5	13,4	2,1	1,83	0,74	3,97	Téphra
106	344,1	567,3	535,5	84,5	13,6	1,9	2,11	0,60	2,62	Téphra
107	164,9	522,6	461,6	76,4	20,6	3,0	2,52	0,82	1,14	Téphra
107,5	52,5	458,2	46,1	45,7	49,5	4,8	2,83	-0,01	0,68	Téphra
108	14,4	17,6	15,2	6,6	88,0	5,3	1,55	0,11	1,06	
108,5	13,0	15,8	13,7	6,9	86,3	6,8	1,64	0,10	1,11	
109	13,4	15,7	14,0	8,2	85,2	6,7	1,69	0,07	1,14	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).



Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
109,5	12,4	15,5	13,2	7,0	85,6	7,4	1,68	0,10	1,14	
110	15,8	17,3	16,1	12,6	81,6	5,8	1,88	-0,02	1,28	
110,5	15,0	17,2	15,7	9,9	84,4	5,7	1,72	0,04	1,24	
111	14,1	16,5	14,8	9,6	83,9	6,4	1,78	0,03	1,25	
111,5	13,3	16,3	14,1	7,9	85,5	6,6	1,68	0,08	1,16	
112	14,1	16,7	14,9	9,4	84,1	6,5	1,74	0,06	1,19	
112,5	12,2	15,4	13,0	7,2	85,1	7,7	1,72	0,09	1,11	
113	13,7	17,2	14,6	8,5	84,7	6,8	1,72	0,09	1,15	
113,5	13,3	16,2	14,2	8,0	84,9	7,1	1,71	0,09	1,19	
114	12,8	16,0	13,6	8,5	84,0	7,4	1,77	0,07	1,17	
114,5	14,2	17,3	15,1	9,5	83,6	6,9	1,76	0,08	1,19	
115	11,9	15,4	12,8	6,5	85,2	8,3	1,71	0,12	1,13	
115,5	13,0	16,6	13,9	7,5	85,2	7,3	1,70	0,11	1,11	
116	13,3	15,8	14,0	9,5	83,0	7,4	1,85	0,03	1,26	
116,5	14,6	16,5	15,1	12,1	80,8	7,1	1,86	0,04	1,15	Téphra
117	12,4	15,9	13,4	6,7	85,7	7,6	1,68	0,11	1,13	
117,5	14,8	19,4	16,0	9,0	84,6	6,4	1,70	0,11	1,16	
118	13,8	17,4	14,8	8,5	84,5	7,0	1,72	0,10	1,16	
118,5	15,8	19,3	16,8	10,2	84,1	5,7	1,69	0,09	1,16	
119	13,2	17,6	14,3	7,3	85,7	7,0	1,68	0,12	1,10	
119,5	13,6	15,4	14,1	10,9	81,8	7,3	1,91	-0,01	1,30	
120	11,2	13,8	11,9	6,2	84,9	8,8	1,73	0,10	1,08	
120,5	10,4	12,6	10,9	6,6	83,7	9,7	1,78	0,06	1,11	
121	11,6	14,0	12,2	7,2	84,7	8,1	1,73	0,07	1,13	
121,5	11,6	14,6	12,4	6,0	86,3	7,8	1,65	0,10	1,12	
122	12,1	14,7	12,7	8,5	83,1	8,5	1,84	0,05	1,17	
122,5	11,2	13,4	11,8	7,5	83,6	8,9	1,80	0,05	1,13	
123	9,8	11,6	10,2	6,1	83,5	10,4	1,78	0,06	1,08	
123,5	6,9	8,1	7,2	0,8	87,3	12,0	1,47	0,09	1,04	
124	11,5	15,3	12,3	7,6	83,5	8,9	1,80	0,08	1,07	
124,5	11,1	14,1	11,8	6,7	84,5	8,8	1,75	0,08	1,12	
125	9,0	11,2	9,5	4,0	84,8	11,2	1,71	0,09	1,04	
125,5	11,9	17,5	13,0	6,6	84,9	8,5	1,74	0,13	1,06	
126	12,6	16,8	13,7	8,3	83,9	7,8	1,79	0,08	1,17	
126,5	13,3	17,4	14,4	8,1	84,8	7,1	1,73	0,10	1,17	
127	12,4	16,6	13,4	8,8	82,4	8,7	1,87	0,08	1,19	
127,5	14,9	19,9	16,4	9,2	84,3	6,4	1,75	0,10	1,23	
128	12,1	16,7	13,3	5,1	87,2	7,7	1,62	0,16	1,09	
128,5	12,3	16,5	13,6	6,7	84,9	8,4	1,72	0,15	1,14	
129	11,8	16,1	13,1	6,0	85,1	8,9	1,71	0,16	1,13	
129,5	13,7	17,8	14,9	10,4	81,4	8,2	1,85	0,11	1,14	
130	10,7	15,5	11,8	5,4	84,7	9,9	1,75	0,14	1,05	
130,5	173,6	570,5	481,5	72,2	25,5	2,3	2,62	0,76	0,78	Téphra
131	14,7	17,4	15,5	5,9	89,9	4,2	1,44	0,10	1,09	
131,5	11,7	15,1	12,7	4,1	88,3	7,6	1,58	0,15	1,10	
132	11,9	15,9	12,8	6,8	84,9	8,3	1,73	0,11	1,09	
132,5	11,4	15,7	12,5	5,3	86,0	8,7	1,68	0,15	1,09	
133	13,1	16,5	14,1	7,1	85,9	7,0	1,66	0,12	1,14	
133,5	13,5	17,6	14,6	8,0	85,1	7,0	1,71	0,10	1,17	
134	12,0	15,6	13,0	5,9	86,5	7,6	1,65	0,13	1,12	
134,5	12,2	15,7	13,2	6,7	85,3	7,9	1,70	0,12	1,15	
135	14,2	16,8	14,9	11,4	81,4	7,2	1,96	0,00	1,33	
135,5	11,3	15,0	12,3	4,5	87,2	8,3	1,62	0,15	1,10	
136	15,0	18,0	16,0	9,9	83,7	6,4	1,77	0,07	1,27	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
136,5	13,8	17,7	15,0	6,9	86,5	6,6	1,62	0,14	1,13	
137	14,0	18,4	15,2	7,5	85,9	6,5	1,65	0,13	1,13	
137,5	13,2	16,8	14,1	8,4	84,3	7,3	1,75	0,08	1,15	
138	14,1	17,7	15,2	9,2	83,8	6,9	1,76	0,09	1,18	
138,5	12,9	16,1	13,8	7,4	85,2	7,3	1,70	0,10	1,18	
139	13,6	17,0	14,6	8,1	85,0	6,9	1,70	0,11	1,15	
139,5	11,1	14,1	11,9	5,9	85,3	8,8	1,71	0,11	1,11	
140	15,9	19,2	16,8	11,4	82,7	5,9	1,79	0,05	1,22	
140,5	12,3	15,1	12,9	9,7	81,7	8,6	1,93	0,02	1,22	
141	13,2	15,6	13,9	8,1	85,1	6,8	1,70	0,06	1,22	
141,5	13,1	15,8	13,9	7,7	85,2	7,1	1,70	0,09	1,17	
142	14,1	16,8	15,0	9,6	83,7	6,7	1,78	0,05	1,25	
142,5	15,3	18,5	16,2	11,5	82,0	6,4	1,83	0,05	1,20	
143	15,5	19,4	16,5	10,7	83,1	6,1	1,81	0,05	1,27	
143,5	15,1	17,8	15,8	11,8	81,7	6,5	1,91	0,01	1,31	
144	13,4	16,8	14,3	10,0	82,2	7,7	1,89	0,04	1,23	
144,5	12,6	15,1	13,3	8,0	84,4	7,6	1,76	0,06	1,20	
145	13,8	16,2	14,4	9,7	83,6	6,8	1,81	0,03	1,24	
145,5	11,0	15,6	11,9	7,8	81,6	10,5	1,90	0,09	1,10	
146	13,7	18,3	14,9	8,2	84,7	7,0	1,72	0,12	1,14	
146,5	14,0	20,1	15,5	8,5	84,4	7,1	1,75	0,13	1,15	
147	15,2	19,5	16,3	7,9	87,1	5,1	1,57	0,11	1,13	
147,5	15,3	19,7	16,4	7,7	87,3	5,0	1,55	0,12	1,09	
148	17,1	21,3	18,2	11,5	83,4	5,1	1,74	0,06	1,25	--
148,5	15,2	18,4	15,9	12,4	80,7	6,9	1,93	0,02	1,25	
149	12,6	16,0	13,5	8,1	84,2	7,7	1,77	0,07	1,20	
149,5	15,6	18,9	16,5	11,4	82,6	6,0	1,82	0,03	1,27	
150	16,5	20,2	17,5	12,6	81,3	6,0	1,85	0,05	1,23	
150,5	16,1	20,0	16,9	14,0	79,3	6,7	2,00	0,01	1,29	
151	14,0	18,9	15,5	9,7	82,7	7,6	1,84	0,10	1,22	
151,5	10,9	14,9	11,8	7,8	81,9	10,3	1,89	0,08	1,13	
152	9,2	11,9	9,8	5,4	82,4	12,2	1,82	0,09	1,05	
152,5	11,6	15,3	12,4	8,2	82,4	9,5	1,85	0,08	1,09	
153	11,5	15,6	12,6	6,9	83,8	9,2	1,78	0,12	1,13	
153,5	12,0	17,5	13,4	6,7	84,6	8,8	1,75	0,15	1,09	
154	12,7	18,3	14,1	7,3	84,5	8,1	1,75	0,14	1,11	
154,5	12,7	16,5	13,7	8,0	84,1	7,9	1,76	0,10	1,12	
155	13,2	16,9	14,1	9,6	82,6	7,8	1,86	0,05	1,21	
155,5	13,7	20,2	14,8	7,6	85,6	6,8	1,68	0,13	1,05	
156	12,2	17,2	12,9	7,8	83,9	8,3	1,79	0,08	1,04	
156,5	10,9	12,7	11,4	6,7	84,0	9,2	1,77	0,07	1,09	
157	10,2	13,5	11,0	4,2	86,5	9,3	1,65	0,12	1,06	
157,5	20,6	16,0	18,2	22,7	71,1	6,2	2,19	-0,07	1,01	Téphra
158	9,9	12,6	10,6	2,4	88,6	9,0	1,57	0,13	1,06	
158,5	10,3	11,9	10,7	7,3	82,9	9,9	1,82	0,03	1,11	
159	10,7	12,7	11,2	5,6	85,7	8,7	1,69	0,08	1,08	
159,5	18,7	15,5	15,7	20,0	72,1	7,9	2,37	-0,12	1,13	Téphra
160	11,5	14,7	12,2	7,4	84,1	8,5	1,77	0,07	1,10	
160,5	11,7	15,5	12,5	7,2	84,1	8,6	1,77	0,09	1,08	
161	11,7	14,3	12,3	5,7	87,0	7,3	1,62	0,09	1,09	
161,5	13,5	17,6	14,6	7,5	85,6	6,8	1,67	0,12	1,11	
162	8,3	10,1	8,8	3,3	85,0	11,7	1,66	0,09	1,06	
162,5	9,7	11,5	10,1	6,4	82,9	10,7	1,81	0,05	1,09	
163	8,0	7,8	8,1	5,9	79,8	14,3	1,89	0,00	1,05	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
163,5	7,6	7,2	7,6	5,0	80,7	14,2	1,82	0,00	1,05	
164	7,6	7,8	7,6	6,0	79,4	14,7	1,87	-0,01	1,09	
164,5	7,1	6,8	7,0	5,2	79,5	15,3	1,83	-0,03	1,08	
165	7,1	6,2	6,9	4,7	79,8	15,6	1,83	-0,03	1,03	
165,5	8,7	7,0	8,4	8,8	76,7	14,4	2,05	-0,05	1,04	
166	9,8	7,5	9,5	10,5	76,1	13,4	2,09	-0,03	1,00	
166,5	22,2	81,2	23,3	30,8	63,1	6,1	2,17	0,08	0,81	Téphra
167	10,8	11,6	10,9	7,9	84,0	8,1	1,79	-0,02	1,17	Téphra
167,5	19,9	11,2	17,1	27,5	66,0	6,5	2,29	-0,10	0,85	Téphra
168	15,0	7,9	11,6	22,0	66,3	11,7	2,70	-0,21	1,04	
168,5	6,8	6,5	6,7	4,4	81,6	14,0	1,71	-0,04	1,11	
169	5,3	5,7	5,4	2,4	78,2	19,4	1,68	0,00	1,07	
169,5	5,7	5,5	5,6	3,3	77,5	19,2	1,77	-0,03	1,05	
170	6,0	5,2	5,7	4,6	76,2	19,2	1,87	-0,07	1,06	
170,5	5,7	4,9	5,2	7,2	72,2	20,6	1,98	-0,14	1,19	
171	5,6	5,3	5,5	1,3	81,0	17,7	1,62	-0,01	1,05	
171,5	5,9	5,9	5,9	2,0	81,8	16,2	1,62	0,00	1,06	
172	7,0	6,7	6,9	5,6	80,0	14,3	1,80	-0,05	1,16	
172,5	7,3	6,9	7,1	5,5	79,9	14,6	1,82	-0,03	1,11	
173	6,6	7,0	6,7	4,0	81,1	14,9	1,71	-0,01	1,13	
173,5	6,2	6,9	6,3	4,7	79,5	15,8	1,72	-0,01	1,17	
174	5,8	7,0	6,1	0,9	84,4	14,7	1,45	0,09	1,07	
174,5	6,4	6,7	6,5	2,9	82,8	14,4	1,61	0,01	1,08	
175	6,3	6,8	6,4	2,8	81,3	15,9	1,68	0,01	1,07	
175,5	5,8	6,1	5,9	1,6	83,8	14,6	1,49	0,02	1,09	
176	5,4	6,3	5,6	0,3	83,6	16,1	1,42	0,08	1,05	
176,5	6,3	6,7	6,4	1,5	84,7	13,8	1,52	0,03	1,08	
177	5,6	6,2	5,8	0,9	84,1	15,1	1,45	0,04	1,06	
177,5	5,5	6,1	5,7	0,9	83,6	15,6	1,45	0,05	1,06	
178	5,5	5,6	5,5	1,6	81,7	16,6	1,54	0,01	1,08	
178,5	31,2	80,8	48,3	40,0	54,0	6,0	2,05	0,47	0,93	Téphra
179	45,8	62,2	51,3	38,1	59,3	2,6	1,32	0,34	1,42	Téphra
179,5	38,9	52,6	43,4	29,2	67,8	2,9	1,34	0,32	1,38	Téphra
180	30,6	40,1	33,7	16,9	79,8	3,3	1,31	0,30	1,35	Téphra
180,5	17,4	22,1	19,1	2,1	92,9	5,0	1,28	0,28	1,33	Téphra
181	15,7	6,8	9,4	25,5	61,9	12,6	2,80	-0,30	0,83	Téphra
181,5	6,8	7,9	7,1	2,6	85,4	12,0	1,50	0,05	1,09	
182	7,1	8,0	7,3	2,9	85,1	11,9	1,55	0,03	1,07	
182,5	6,8	7,6	7,0	2,4	85,7	11,9	1,48	0,04	1,09	
183	6,3	7,1	6,5	2,2	84,5	13,3	1,49	0,04	1,09	
183,5	6,0	7,2	6,3	0,9	85,0	14,1	1,44	0,08	1,04	
184	5,9	7,0	6,2	1,0	84,4	14,6	1,46	0,08	1,03	
184,5	6,0	7,8	6,4	0,5	85,1	14,4	1,43	0,11	1,02	
185	6,2	7,4	6,4	1,4	85,1	13,6	1,44	0,08	1,05	
185,5	5,3	6,6	5,6	0,5	82,2	17,3	1,47	0,08	1,00	
186	7,0	10,2	7,2	3,6	79,3	17,1	1,83	0,02	0,93	
186,5	7,5	5,7	7,5	4,1	80,5	15,5	1,84	0,00	0,92	
187	12,9	14,4	13,3	9,0	83,9	7,1	1,76	0,03	1,16	
187,5	12,4	14,0	12,8	8,3	84,6	7,1	1,72	0,04	1,16	Téphra
188	12,5	15,4	13,3	7,5	85,3	7,2	1,70	0,08	1,14	
188,5	14,4	16,4	14,9	11,4	82,0	6,5	1,91	-0,02	1,31	
189	9,0	10,2	9,3	2,2	89,2	8,6	1,49	0,08	1,07	
189,5	13,4	16,3	14,1	9,9	82,9	7,1	1,85	0,02	1,21	
190	15,5	18,1	16,3	10,6	83,8	5,7	1,76	0,04	1,25	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
190,5	13,7	16,5	14,5	8,8	84,7	6,6	1,74	0,06	1,19	
191	16,7	19,0	17,5	11,3	83,6	5,0	1,70	0,05	1,20	
191,5	16,3	17,7	16,8	11,9	82,6	5,5	1,74	0,04	1,22	
192	14,9	16,2	15,5	11,1	82,1	6,9	1,79	0,08	1,05	Téphra
192,5	14,2	16,5	15,0	8,1	85,7	6,1	1,64	0,09	1,15	
193	13,7	15,5	14,3	7,4	86,3	6,3	1,65	0,09	1,01	
193,5	12,3	14,7	12,9	6,6	86,4	7,0	1,66	0,09	1,04	
194	9,1	12,2	9,7	2,1	88,6	9,4	1,55	0,12	1,02	
194,5	10,9	13,8	11,5	5,6	86,6	7,8	1,64	0,08	1,06	
195	9,6	13,9	10,5	3,0	86,5	10,5	1,67	0,14	1,02	
195,5	12,0	17,1	13,3	7,6	83,2	9,1	1,81	0,13	1,03	
196	12,8	17,5	14,1	7,0	85,7	7,3	1,69	0,13	1,05	
196,5	7,7	8,2	7,9	3,0	83,8	13,2	1,72	0,04	1,01	
197	4,5	5,9	4,8	0,2	80,5	19,3	1,32	0,13	1,00	
197,5	9,1	8,7	8,7	10,3	74,9	14,9	2,09	-0,04	1,01	
198	40,3	91,5	46,7	40,4	56,6	3,0	1,75	0,25	1,00	Téphra
198,5	14,0	17,8	14,9	6,6	88,0	5,4	1,56	0,11	1,07	
199	15,6	17,8	16,2	12,8	81,1	6,1	1,93	-0,01	1,25	
199,5	12,5	14,4	12,9	10,2	81,4	8,4	1,87	0,03	1,09	
200	10,4	12,8	10,8	7,9	81,5	10,6	1,88	0,04	1,08	
200,5	16,3	19,5	17,3	10,9	83,6	5,4	1,72	0,07	1,20	
201	12,7	15,0	13,4	6,1	87,6	6,3	1,58	0,09	1,10	
201,5	10,8	13,2	11,4	6,1	84,8	9,1	1,73	0,08	1,06	
202	8,7	10,3	9,0	5,3	83,5	11,2	1,73	0,04	1,10	
202,5	6,8	8,5	7,2	1,5	84,4	14,1	1,60	0,09	1,05	
203	6,3	6,7	6,4	0,5	87,4	12,1	1,39	0,04	1,04	
203,5	7,4	6,9	7,3	1,4	87,1	11,5	1,55	0,01	0,98	
204	14,1	17,2	15,0	6,9	87,6	5,6	1,56	0,11	1,13	
204,5	14,6	18,5	15,9	8,8	84,7	6,5	1,71	0,11	1,20	
205	14,5	17,9	15,6	7,6	86,6	5,8	1,60	0,11	1,19	
205,5	18,2	20,8	19,2	10,0	85,6	4,4	1,54	0,11	1,25	
206	14,3	18,1	15,5	5,3	89,8	4,9	1,45	0,15	1,13	
206,5	17,3	20,3	18,3	8,9	86,6	4,5	1,52	0,11	1,22	
207	14,1	18,9	15,6	5,5	88,6	5,9	1,53	0,18	1,13	
207,5	16,3	18,5	17,1	10,7	84,3	5,0	1,74	0,01	1,35	
208	16,8	18,5	17,5	9,6	85,6	4,8	1,58	0,08	1,26	
208,5	15,4	17,8	16,4	8,9	85,5	5,7	1,62	0,10	1,23	
209	15,8	18,3	16,7	10,6	83,5	5,8	1,71	0,08	1,17	
209,5	14,4	17,1	15,4	7,3	86,9	5,8	1,58	0,12	1,17	
210	29,0	18,5	25,6	31,2	64,7	4,1	2,13	-0,05	0,88	Téphra
210,5	16,5	18,0	17,2	10,8	83,8	5,3	1,74	0,02	1,33	
211	15,5	18,1	16,4	7,3	87,7	5,0	1,52	0,12	1,15	
211,5	16,5	19,6	17,5	8,4	87,1	4,5	1,52	0,11	1,15	
212	15,8	18,4	16,6	8,0	87,6	4,4	1,51	0,09	1,17	
212,5	15,0	18,5	16,1	9,9	84,1	6,1	1,72	0,09	1,16	
213	17,4	19,9	18,2	11,0	84,5	4,6	1,69	0,03	1,30	
213,5	15,3	20,1	16,8	9,1	85,0	6,0	1,68	0,12	1,17	
214	17,0	19,6	18,0	9,8	85,5	4,7	1,58	0,09	1,19	
214,5	16,8	18,6	17,5	11,3	83,9	4,7	1,77	-0,01	1,39	
215	15,2	17,4	15,9	9,7	85,1	5,2	1,71	0,01	1,29	
215,5	15,9	18,4	16,7	11,1	83,4	5,5	1,81	0,01	1,35	
216	14,5	17,0	15,3	8,0	86,7	5,3	1,59	0,07	1,19	
216,5	18,4	19,1	18,7	12,7	82,8	4,4	1,74	-0,01	1,36	
217	16,1	19,6	17,3	8,2	86,7	5,1	1,55	0,13	1,17	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
217,5	17,8	20,3	18,7	9,9	86,1	4,0	1,55	0,06	1,26	
218	16,9	19,1	17,8	8,9	86,5	4,6	1,53	0,10	1,25	
218,5	15,4	18,9	16,7	6,7	88,0	5,3	1,51	0,16	1,17	
219	16,7	18,8	17,6	10,3	84,6	5,2	1,67	0,06	1,28	
219,5	15,1	17,3	16,0	10,0	83,8	6,2	1,74	0,07	1,26	
220	13,3	16,3	14,2	8,1	85,4	6,5	1,68	0,07	1,19	
220,5	13,3	15,3	13,9	10,2	82,4	7,4	1,80	0,05	1,15	
221	10,4	13,7	11,2	3,5	87,3	9,1	1,65	0,12	1,01	
221,5	14,8	16,6	15,4	8,7	86,0	5,3	1,62	0,06	1,18	
222	12,2	15,0	13,2	7,8	84,0	8,2	1,76	0,09	1,17	
222,5	12,8	15,2	13,5	8,4	84,0	7,6	1,76	0,07	1,15	
223	12,7	15,2	13,4	7,5	85,3	7,3	1,70	0,09	1,10	
223,5	14,4	17,3	15,5	8,6	85,0	6,4	1,68	0,10	1,19	
224	16,7	18,1	17,4	11,3	83,0	5,6	1,75	0,04	1,29	
224,5	14,2	16,0	14,9	9,4	84,0	6,6	1,77	0,04	1,27	
225	15,1	15,3	15,1	7,9	91,1	1,1	1,43	-0,03	1,06	
225,5	14,1	15,2	14,5	10,7	82,2	7,1	1,87	0,01	1,25	
226	9,7	11,7	10,3	6,0	83,3	10,7	1,77	0,07	1,10	
226,5	12,9	14,8	13,6	8,3	84,3	7,5	1,73	0,08	1,17	
227	13,8	15,6	14,5	8,6	84,8	6,6	1,69	0,08	1,14	
227,5	10,4	12,2	10,9	4,8	87,6	7,5	1,56	0,07	1,11	
228	15,9	18,0	16,6	10,7	83,8	5,5	1,71	0,06	1,18	
228,5	15,3	17,3	16,1	7,6	87,0	5,3	1,54	0,11	1,17	
229	15,4	16,7	15,9	10,9	83,2	5,9	1,75	0,04	1,23	
229,5	13,1	15,5	13,9	8,1	84,8	7,2	1,71	0,08	1,16	
230	12,0	15,1	13,0	7,3	84,6	8,1	1,74	0,09	1,15	
230,5	10,3	12,9	11,0	5,5	84,9	9,5	1,70	0,10	1,11	
231	12,3	14,4	12,9	8,0	83,8	8,2	1,77	0,08	1,11	
231,5	11,6	13,7	12,3	7,4	84,1	8,5	1,75	0,07	1,15	
232	12,5	14,5	13,3	8,7	82,7	8,6	1,82	0,08	1,17	
232,5	6,9	9,0	7,3	1,4	84,3	14,3	1,63	0,09	1,02	
233	28,2	62,7	38,8	32,9	60,2	6,9	2,07	0,36	1,06	--
233,5	14,8	15,6	15,2	9,5	84,7	5,8	1,66	0,06	1,13	
234	13,6	15,1	14,1	7,2	86,9	5,9	1,59	0,08	1,15	
234,5	9,2	11,2	9,8	2,9	87,5	9,5	1,58	0,10	1,09	
235	14,7	15,4	14,9	12,6	80,7	6,7	1,98	-0,05	1,34	
236	12,3	14,8	13,2	6,7	86,0	7,4	1,65	0,10	1,16	
236,5	13,9	15,9	14,6	8,6	84,8	6,6	1,69	0,08	1,15	
237	16,2	17,6	16,7	12,5	81,7	5,8	1,85	0,00	1,27	
237,5	12,9	15,9	13,8	5,7	87,8	6,4	1,57	0,12	1,10	
238	13,2	17,0	14,2	7,3	86,0	6,6	1,66	0,10	1,13	
238,5	9,1	10,9	9,7	4,5	84,6	10,9	1,70	0,08	1,07	
239	13,5	12,5	12,7	15,2	76,0	8,8	2,27	-0,13	1,29	
239,5	8,3	8,8	8,4	4,2	84,1	11,7	1,70	0,03	1,04	
240	6,8	9,4	7,3	2,1	82,1	15,8	1,71	0,08	1,01	
240,5	11,6	13,1	12,1	7,1	85,2	7,7	1,69	0,06	1,13	
241	9,6	11,1	10,1	4,9	85,3	9,7	1,67	0,07	1,12	
241,5	8,1	8,9	8,3	5,8	81,4	12,8	1,80	0,01	1,12	
242	10,2	9,8	9,8	10,2	79,8	10,0	2,05	-0,12	1,36	
242,5	8,1	9,2	8,4	2,3	87,2	10,5	1,55	0,06	1,09	
243	7,0	8,3	7,3	0,9	88,1	11,0	1,42	0,07	1,07	
243,5	8,0	9,2	8,3	4,6	83,4	11,9	1,69	0,03	1,11	
244	9,4	10,1	9,5	7,3	82,2	10,4	1,82	-0,02	1,18	
244,5	9,0	10,4	9,4	4,5	85,6	9,8	1,64	0,05	1,09	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
245	6,3	7,7	6,6	0,7	87,0	12,3	1,38	0,09	1,06	
245,5	7,2	8,6	7,5	2,8	86,0	11,3	1,50	0,05	1,10	
246	8,6	10,7	9,2	1,8	88,6	9,6	1,51	0,11	1,06	
246,5	7,5	8,7	7,8	0,8	88,8	10,4	1,45	0,08	1,05	
247	8,3	8,7	8,1	10,1	77,7	12,2	1,91	-0,09	1,26	
247,5	7,8	9,3	8,1	2,0	87,4	10,7	1,52	0,07	1,08	
248	7,8	8,6	7,9	5,9	82,5	11,6	1,72	-0,02	1,21	
248,5	7,5	9,1	7,9	2,2	86,9	11,0	1,51	0,07	1,09	
249	9,1	10,5	9,5	2,7	87,5	9,8	1,61	0,08	1,03	
249,5	10,0	13,3	10,6	3,5	88,6	7,9	1,55	0,09	1,02	
250	7,3	10,0	7,8	3,4	83,6	13,0	1,63	0,07	1,10	
250,5	6,2	8,0	6,6	1,0	85,7	13,3	1,40	0,11	1,04	
251	5,3	6,5	5,5	0,2	84,7	15,1	1,32	0,09	1,01	
251,5	4,8	5,7	5,0	0,3	83,8	15,9	1,25	0,09	1,03	
252	4,7	5,0	4,7	1,3	79,8	18,9	1,41	0,01	1,06	
252,5	7,0	6,8	6,8	1,7	87,7	10,6	1,48	-0,03	1,08	
253	4,9	5,8	5,1	0,7	83,9	15,3	1,23	0,09	1,04	
253,5	6,2	6,2	6,1	6,6	78,5	14,9	1,79	-0,12	1,33	
254	25,7	143,0	24,1	39,1	55,1	5,8	2,40	-0,01	0,70	Téphra
254,5	34,9	108,0	49,2	43,8	50,9	5,2	2,24	0,33	0,84	Téphra
255	40,6	249,3	45,7	44,3	50,8	4,9	2,52	0,14	0,75	Téphra
255,5	11,7	5,6	7,0	20,2	66,0	13,8	2,59	-0,36	1,04	Téphra
256	9,6	6,2	6,9	14,9	72,6	12,4	2,28	-0,32	1,36	Téphra
256,5	6,3	6,7	6,3	3,2	81,9	14,9	1,65	-0,02	1,11	
257	12,6	15,1	13,4	6,9	85,6	7,5	1,70	0,10	1,03	
257,5	12,9	13,6	13,3	9,4	82,6	8,0	1,81	0,06	1,06	
258	12,9	13,0	13,0	10,0	82,3	7,8	1,82	0,03	1,09	
258,5	12,1	15,6	13,1	5,3	86,7	8,0	1,68	0,14	1,02	
259	12,4	14,5	13,1	7,7	83,9	8,4	1,78	0,09	1,01	
259,5	12,7	10,5	12,8	11,7	78,8	9,5	1,98	0,03	0,94	
260	9,0	8,4	9,0	6,3	80,3	13,5	1,92	0,02	0,93	
260,5	25,1	19,3	25,6	28,4	66,5	5,2	2,00	0,09	0,92	Téphra
261	12,1	13,6	12,8	4,7	88,0	7,4	1,62	0,12	1,03	
261,5	12,0	13,9	12,7	7,3	84,5	8,3	1,75	0,09	1,03	
262	12,5	13,0	12,7	10,8	80,5	8,7	1,94	0,01	1,02	
262,5	9,9	10,4	10,0	7,6	81,8	10,6	1,85	0,00	1,07	
263	8,2	8,8	8,2	7,5	78,4	14,1	1,94	-0,04	1,06	
263,5	17,5	22,6	18,8	13,0	81,6	5,4	1,83	0,06	1,19	
264	13,0	18,8	14,2	7,5	84,8	7,7	1,73	0,13	1,06	
264,5	16,1	18,0	16,9	10,0	84,5	5,5	1,65	0,10	1,12	
265	15,1	16,2	15,6	8,7	85,9	5,4	1,61	0,08	1,08	
265,5	13,8	18,7	14,8	7,7	85,7	6,7	1,68	0,12	1,04	
266	16,2	19,8	17,2	9,0	86,0	5,0	1,59	0,11	1,08	
266,5	16,3	18,4	17,1	9,4	85,7	5,0	1,59	0,09	1,17	
267	15,8	17,2	16,4	8,7	86,4	4,9	1,57	0,09	1,13	
267,5	16,8	18,8	17,6	10,4	84,7	4,9	1,62	0,08	1,15	
268	15,6	18,5	16,5	9,3	85,2	5,5	1,64	0,10	1,13	
268,5	12,8	18,8	13,8	7,4	85,0	7,5	1,72	0,11	1,05	
269	12,2	19,7	13,3	5,8	86,1	8,0	1,69	0,14	1,01	
269,5	13,7	21,7	14,9	7,6	85,6	6,8	1,69	0,12	1,06	
270	16,2	25,4	18,0	10,5	84,0	5,6	1,78	0,08	1,20	
270,5	17,9	29,9	19,6	10,3	84,9	4,8	1,60	0,17	1,02	
271	16,5	25,4	17,8	10,7	83,8	5,5	1,70	0,12	1,05	
271,5	16,1	33,4	17,9	9,4	84,4	6,1	1,69	0,18	0,98	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
272	15,0	18,2	15,9	8,0	86,4	5,6	1,61	0,12	1,06	
272,5	18,4	22,6	19,5	11,9	83,5	4,6	1,67	0,08	1,17	
273	10,3	13,1	11,0	6,0	83,2	10,8	1,81	0,10	1,01	
273,5	12,6	16,3	13,7	5,8	86,7	7,5	1,64	0,15	1,09	
274	14,5	18,7	15,8	7,4	86,3	6,3	1,63	0,15	1,10	
274,5	12,0	13,6	12,7	5,0	87,0	8,0	1,67	0,12	1,01	
275	15,1	20,3	16,6	8,2	85,8	6,0	1,64	0,15	1,08	
275,5	12,4	14,5	13,2	4,6	88,5	6,9	1,58	0,12	1,05	
276	13,1	15,6	13,9	6,0	87,5	6,6	1,60	0,12	1,06	
276,5	13,7	16,8	14,6	9,3	83,2	7,5	1,79	0,09	1,11	
277	14,0	17,5	14,9	8,6	84,5	6,9	1,72	0,10	1,10	
277,5	13,9	16,8	14,8	7,4	86,0	6,6	1,66	0,12	1,05	
278	15,1	19,8	16,3	8,0	86,1	5,9	1,63	0,14	1,04	
278,5	12,9	17,2	14,2	7,0	85,3	7,7	1,71	0,14	1,06	
279	15,7	19,6	16,7	5,9	89,4	4,7	1,48	0,15	1,05	
279,5	15,4	18,0	16,2	8,0	86,8	5,2	1,57	0,11	1,07	
280	12,3	15,0	13,1	5,1	88,3	6,6	1,58	0,12	1,04	
280,5	11,5	14,5	12,2	7,7	83,1	9,2	1,82	0,08	1,03	
281	13,8	16,3	14,7	6,7	87,0	6,3	1,61	0,12	1,08	
281,5	9,6	13,1	10,5	4,1	84,8	11,1	1,73	0,13	1,02	
282,5	9,5	11,7	10,0	3,7	86,3	10,0	1,65	0,10	1,03	
283	16,4	18,7	17,2	11,3	83,1	5,5	1,72	0,08	1,10	
283,5	16,1	16,8	16,7	9,0	85,7	5,3	1,58	0,09	1,18	
284	18,0	19,9	18,8	11,6	83,5	4,8	1,64	0,10	1,14	
284,5	16,3	17,5	17,0	9,4	85,4	5,3	1,60	0,10	1,13	
285	12,6	14,1	13,2	7,1	85,4	7,5	1,69	0,09	1,08	
285,5	10,3	11,8	10,8	5,4	84,7	10,0	1,74	0,09	1,04	
286	8,6	11,0	9,2	3,9	83,8	12,3	1,74	0,09	1,02	
286,5	14,3	15,8	14,9	8,2	86,2	5,6	1,61	0,07	1,13	
287	13,5	17,2	14,6	7,6	85,3	7,1	1,69	0,13	1,07	
287,5	17,7	20,9	18,6	10,8	84,4	4,7	1,62	0,09	1,14	
288	15,7	17,4	16,5	8,4	86,3	5,3	1,58	0,11	1,14	
288,5	15,1	16,3	15,9	9,9	83,5	6,6	1,73	0,11	1,05	
289	18,3	21,7	19,6	11,8	83,3	4,9	1,63	0,14	1,06	
289,5	18,2	22,2	19,4	11,2	84,0	4,8	1,61	0,13	1,08	
290	14,5	15,7	15,3	7,0	86,7	6,3	1,63	0,13	1,02	
290,5	15,7	17,9	16,8	10,4	83,5	6,1	1,72	0,11	1,09	
291	14,3	15,4	15,0	8,4	85,2	6,4	1,66	0,09	1,11	
291,5	12,8	15,2	13,7	7,3	85,1	7,6	1,70	0,12	1,10	
292	15,6	38,5	16,8	9,3	84,1	6,6	1,71	0,15	0,95	
292,5	9,0	11,9	9,8	5,9	82,5	11,6	1,77	0,08	1,11	
293	8,2	9,9	8,6	5,0	81,9	13,1	1,78	0,05	1,08	
293,5	12,5	15,2	13,3	7,5	84,7	7,8	1,73	0,10	1,06	
294	11,8	17,7	12,7	6,7	84,3	9,0	1,77	0,12	1,00	
294,5	8,7	10,7	9,2	3,4	84,7	11,9	1,71	0,09	1,04	
295	10,5	13,7	11,3	4,2	87,7	8,1	1,59	0,11	1,05	
295,5	9,0	10,0	9,3	2,4	87,6	9,9	1,61	0,07	1,01	
296	15,1	34,2	16,7	10,1	82,3	7,5	1,79	0,17	0,96	
296,5	13,5	15,4	14,2	8,4	84,6	7,0	1,71	0,09	1,05	
297	13,2	15,4	14,0	7,6	85,2	7,2	1,70	0,10	1,06	
297,5	14,2	17,3	15,2	7,7	85,7	6,6	1,66	0,13	1,06	
298	12,6	15,4	13,4	5,3	87,5	7,1	1,62	0,13	1,05	
298,5	12,2	13,0	12,6	7,3	84,6	8,1	1,73	0,07	1,08	
299	10,8	13,1	11,5	4,7	86,4	8,9	1,67	0,11	1,05	
299,5	12,5	16,2	13,5	6,4	85,8	7,8	1,69	0,13	1,05	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
300	14,0	20,6	15,2	7,8	85,3	6,9	1,70	0,14	1,02	
300,5	10,6	12,0	11,1	3,9	87,7	8,3	1,63	0,09	1,00	
301	10,6	11,6	11,0	3,4	88,8	7,7	1,58	0,08	1,01	
301,5	12,2	13,9	13,0	6,9	84,5	8,5	1,75	0,11	1,02	
302	13,1	15,0	14,0	6,5	86,3	7,2	1,65	0,13	1,08	
302,5	12,1	12,1	12,3	5,6	88,0	6,5	1,59	0,05	1,05	
303	10,4	12,2	11,0	5,4	84,7	9,9	1,73	0,10	1,07	
303,5	8,3	10,4	8,8	2,4	87,1	10,4	1,57	0,09	1,06	
304,5	7,2	8,1	7,4	2,0	85,1	12,8	1,59	0,05	1,05	
305	5,9	7,2	6,2	1,0	84,5	14,5	1,44	0,08	1,08	
305,5	5,7	6,5	5,9	1,4	84,1	14,4	1,44	0,04	1,11	
306	5,1	5,9	5,3	1,1	82,8	16,1	1,37	0,05	1,09	
306,5	5,1	6,2	5,4	0,9	83,6	15,5	1,31	0,09	1,06	
307	5,5	6,3	5,7	1,5	83,8	14,6	1,39	0,04	1,10	
307,5	4,8	6,0	5,1	0,5	82,2	17,3	1,33	0,10	1,02	
308	4,1	4,5	4,2	0,7	78,1	21,3	1,33	0,04	1,04	
308,5	4,0	4,6	4,2	0,4	78,1	21,5	1,29	0,06	1,03	
309	4,3	4,6	4,4	1,0	78,6	20,4	1,38	0,00	1,09	
309,5	5,9	4,7	5,4	4,5	75,7	19,8	1,87	-0,12	1,04	
310	24,4	28,3	27,4	27,4	66,1	6,5	2,06	0,17	0,98	--
310,5	24,0	84,4	28,5	30,3	62,2	7,5	2,22	0,20	0,91	--
311	28,1	78,1	41,1	35,5	57,9	6,6	2,07	0,40	0,95	--
311,5	8,7	4,9	6,4	14,6	68,4	17,0	2,35	-0,26	1,02	
312	9,8	8,9	9,7	7,5	81,4	11,1	1,87	0,00	0,98	
312,5	9,5	9,2	9,6	4,0	85,2	10,8	1,75	0,05	0,94	
313	6,3	5,8	6,0	4,2	80,1	15,6	1,72	-0,07	1,11	
313,5	9,5	9,7	9,6	5,7	83,3	11,0	1,79	0,03	0,99	
314	13,8	16,1	14,6	6,6	87,5	5,9	1,58	0,11	1,09	
314,5	13,9	15,7	14,7	6,1	88,3	5,6	1,53	0,11	1,11	
315	11,6	13,6	12,2	5,7	86,6	7,7	1,66	0,09	1,05	
315,5	13,1	14,8	13,8	8,2	84,6	7,2	1,72	0,09	1,04	
316	13,5	17,1	14,5	7,5	85,6	6,9	1,68	0,12	1,04	
316,5	9,2	11,7	9,8	4,3	84,6	11,2	1,73	0,09	1,02	
317	9,0	9,4	9,1	2,7	88,2	9,1	1,57	0,04	1,02	
317,5	8,8	10,2	9,1	2,7	87,5	9,8	1,58	0,07	1,04	
318	11,6	14,6	12,4	6,6	84,6	8,8	1,76	0,10	0,99	
318,5	7,6	8,4	7,7	2,0	86,8	11,3	1,56	0,04	1,03	
319	8,8	9,9	8,9	4,1	85,5	10,4	1,68	0,02	1,01	
319,5	8,9	10,5	9,3	2,2	88,4	9,3	1,56	0,07	1,00	
320	7,2	7,4	7,2	2,3	85,4	12,3	1,59	0,01	1,01	
320,5	7,0	7,2	7,0	2,2	85,3	12,4	1,57	0,00	1,02	
321	6,1	4,8	5,8	3,4	80,0	16,5	1,71	-0,08	1,05	
321,5	5,9	5,2	5,6	3,1	79,7	17,2	1,70	-0,08	1,09	
322	5,8	6,0	5,8	1,8	85,1	13,1	1,42	-0,03	1,08	
322,5	4,8	5,4	4,9	0,7	84,1	15,2	1,21	0,06	1,04	
323	4,1	4,8	4,3	0,0	82,7	17,3	1,09	0,11	1,00	
323,5	6,0	5,0	5,4	6,5	74,8	18,7	1,89	-0,15	1,16	
323,75	28,6	88,6	35,8	36,1	57,8	6,2	2,21	0,23	0,91	Téphra
324	5,5	5,4	5,4	4,0	83,1	12,9	1,46	-0,11	1,30	
324,5	10,0	5,8	7,1	15,9	70,8	13,3	2,27	-0,28	1,07	Téphra
325	7,3	5,7	6,9	6,3	78,7	15,0	1,87	-0,08	1,05	
325,5	5,1	5,7	5,2	1,1	83,8	15,1	1,32	0,02	1,09	
326	4,0	4,5	4,1	0,3	81,3	18,5	1,10	0,09	1,01	
326,5	8,4	4,7	6,3	12,1	72,5	15,4	2,15	-0,26	1,03	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).



Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
327	11,9	6,1	8,6	19,2	69,1	11,8	2,33	-0,24	0,87	
327,5	14,7	9,0	13,1	17,1	75,8	7,2	2,07	-0,10	0,95	
328	13,4	14,3	13,8	10,4	82,0	7,6	1,83	0,05	1,05	
328,5	14,6	18,1	15,7	8,1	85,4	6,5	1,66	0,14	1,07	
329	15,5	18,8	16,6	7,2	87,2	5,6	1,57	0,15	1,07	
329,5	15,0	17,9	16,1	7,9	86,1	6,1	1,62	0,14	1,09	
330	13,2	16,1	14,2	6,1	87,2	6,7	1,60	0,13	1,10	
330,5	13,4	15,3	14,1	4,7	90,1	5,2	1,45	0,11	1,11	
331	11,4	14,0	12,2	3,6	89,4	7,0	1,53	0,13	1,05	
331,5	9,2	10,9	9,7	4,7	83,9	11,4	1,75	0,07	1,04	
332	14,2	16,3	15,1	9,4	83,8	6,8	1,73	0,09	1,14	
332,5	12,6	15,7	13,5	5,5	87,5	7,0	1,61	0,13	1,08	
333	12,1	16,1	13,2	4,9	87,3	7,8	1,63	0,15	1,06	
333,5	13,8	18,0	15,0	6,0	87,8	6,2	1,57	0,15	1,10	
334	17,6	23,4	19,0	9,8	85,5	4,7	1,58	0,14	1,11	
334,5	18,9	20,8	19,7	11,7	84,0	4,3	1,57	0,11	1,08	
335	13,9	17,5	15,1	6,3	87,2	6,4	1,60	0,15	1,08	
335,5	13,4	17,8	14,6	6,2	86,9	6,9	1,63	0,15	1,07	
336	10,7	13,9	11,6	4,8	85,6	9,6	1,71	0,13	1,05	
336,5	13,4	17,6	14,4	4,5	90,0	5,5	1,49	0,14	1,05	
337	14,8	19,4	16,2	7,1	86,9	6,0	1,59	0,16	1,10	
337,5	14,1	19,0	15,6	6,6	86,9	6,6	1,61	0,17	1,11	
338	12,5	15,6	13,4	7,2	84,6	8,2	1,74	0,12	1,06	
338,5	12,9	17,4	14,2	5,9	86,8	7,2	1,64	0,15	1,07	
339	12,9	18,4	14,4	7,1	84,7	8,1	1,73	0,16	1,07	
339,5	11,9	17,5	13,0	5,4	86,4	8,2	1,68	0,15	1,03	
340	13,5	17,8	14,7	6,8	86,2	7,0	1,65	0,14	1,09	
340,5	15,0	19,3	16,3	8,4	85,5	6,1	1,65	0,14	1,12	
341	15,4	17,8	16,2	7,9	87,1	5,1	1,55	0,11	1,12	
341,5	18,8	20,2	19,5	11,3	84,4	4,3	1,56	0,09	1,17	
342	13,5	16,5	14,5	6,6	86,5	6,9	1,64	0,13	1,09	
342,5	15,5	18,1	16,5	8,2	86,1	5,7	1,60	0,13	1,13	
343	16,6	19,7	17,6	8,6	86,7	4,7	1,54	0,12	1,13	
343,5	17,3	20,6	18,5	8,7	86,7	4,6	1,52	0,14	1,15	
344	17,0	19,2	18,0	9,4	85,9	4,7	1,55	0,12	1,15	
344,5	14,3	18,0	15,4	7,4	86,0	6,6	1,66	0,14	1,05	
345	11,9	16,1	13,0	6,1	85,4	8,6	1,71	0,14	1,06	
345,5	16,2	18,9	17,1	9,5	85,6	5,0	1,60	0,09	1,14	
346	15,9	19,3	17,0	8,1	86,6	5,3	1,57	0,14	1,10	
346,5	17,3	19,8	18,3	9,1	86,4	4,5	1,52	0,12	1,14	
347	18,4	19,6	19,1	11,5	84,0	4,5	1,60	0,09	1,15	
347,5	15,1	17,3	16,1	8,8	85,3	5,9	1,63	0,11	1,15	
348	14,2	16,2	15,1	7,4	86,3	6,3	1,62	0,12	1,14	
348,5	13,6	15,6	14,5	7,4	86,0	6,6	1,63	0,11	1,15	
349	12,3	14,3	13,1	7,5	84,4	8,1	1,72	0,10	1,14	
349,5	12,3	15,5	13,4	7,2	84,7	8,1	1,72	0,12	1,12	
350	10,6	13,7	11,5	6,5	83,1	10,4	1,80	0,11	1,05	
350,5	10,3	13,8	11,3	4,8	84,4	10,8	1,77	0,14	1,02	
351	10,9	14,3	12,0	6,9	82,2	10,9	1,85	0,13	1,04	
351,5	11,5	13,5	12,5	8,1	80,7	11,2	1,92	0,12	0,96	
352	15,7	56,6	20,0	18,8	69,1	12,1	2,19	0,26	0,85	
352,5	20,9	60,6	30,7	25,0	64,6	10,4	2,15	0,41	0,98	
353	15,5	16,9	16,1	10,1	84,4	5,5	1,67	0,08	1,07	
353,5	11,8	13,3	12,3	4,4	89,4	6,3	1,52	0,09	1,06	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
354	11,4	15,6	12,5	5,1	86,4	8,5	1,68	0,14	1,04	
354,5	11,1	11,8	11,3	6,4	85,1	8,5	1,72	0,05	1,04	
356	8,8	10,2	9,1	2,6	88,0	9,4	1,55	0,07	1,05	
356,5	14,4	20,1	16,0	8,6	84,7	6,7	1,71	0,15	1,07	
357	11,9	14,4	12,6	5,4	87,0	7,6	1,64	0,11	1,06	
357,5	8,5	10,9	8,9	2,7	87,5	9,8	1,56	0,07	1,02	
358	7,0	6,6	6,9	2,3	85,0	12,7	1,59	0,00	1,02	
358,5	6,7	5,4	6,4	2,7	83,2	14,1	1,66	-0,06	1,02	
359	5,1	5,4	5,2	1,7	79,4	18,9	1,59	-0,01	1,08	
359,5	4,8	5,2	4,9	0,6	83,1	16,2	1,29	0,03	1,07	
360	5,2	5,6	5,3	2,9	79,8	17,2	1,54	-0,03	1,14	
360,5	10,1	5,1	6,9	17,4	67,0	15,6	2,43	-0,28	0,99	
361	4,7	4,5	4,6	1,4	77,9	20,7	1,56	-0,05	1,10	
361,5	5,0	5,0	5,0	1,9	78,9	19,2	1,59	-0,05	1,09	
362	3,9	4,3	4,0	0,7	77,9	21,4	1,26	0,04	1,06	
362,5	8,5	5,7	7,2	11,2	74,2	14,6	2,13	-0,18	1,09	
363	8,6	4,9	6,1	14,5	68,8	16,7	2,34	-0,30	1,12	Téphra
363,5	5,8	5,1	5,3	7,4	75,0	17,5	1,84	-0,17	1,29	
364	6,1	4,9	5,5	7,6	73,9	18,5	1,94	-0,18	1,18	
364,5	8,8	9,6	9,1	3,2	86,3	10,5	1,65	0,06	0,99	
365	13,9	19,4	15,2	7,5	85,8	6,7	1,67	0,13	1,12	
365,5	13,0	21,7	14,6	5,9	86,1	7,9	1,69	0,18	1,03	
366	14,8	18,7	16,0	6,8	87,7	5,5	1,54	0,14	1,16	
366,5	14,8	18,9	16,0	7,0	87,5	5,5	1,56	0,14	1,09	
367	13,0	17,0	14,1	5,4	87,9	6,7	1,58	0,15	1,09	
367,5	13,9	16,9	14,8	7,3	86,6	6,1	1,62	0,10	1,13	
368	13,7	16,6	14,7	6,5	87,3	6,3	1,59	0,12	1,12	
368,5	14,9	16,7	15,6	11,3	82,1	6,6	1,98	-0,03	1,36	
369	15,6	17,5	16,4	9,2	85,3	5,6	1,63	0,09	1,15	
369,5	31,4	16,1	18,8	23,6	70,4	6,0	2,80	-0,27	1,22	Téphra
370	17,2	16,0	16,4	16,8	76,9	6,4	2,20	-0,12	1,37	
370,5	16,1	16,4	16,1	14,3	79,6	6,1	2,10	-0,09	1,40	
371	16,8	19,3	17,5	11,8	83,1	5,1	1,79	0,02	1,22	
371,5	14,9	17,5	15,7	6,6	88,2	5,2	1,53	0,12	1,07	
372	18,6	17,9	18,2	16,3	78,6	5,1	2,09	-0,11	1,43	Téphra
372,5	25,2	18,1	20,5	22,3	72,9	4,8	2,40	-0,21	1,36	Téphra
373	44,8	22,8	27,8	29,3	67,2	3,5	2,68	-0,29	1,23	Téphra
373,5	15,5	18,0	16,3	9,3	85,3	5,4	1,64	0,07	1,18	Téphra
374	13,6	16,9	14,6	5,3	88,7	5,9	1,52	0,14	1,11	
374,5	13,3	19,0	14,5	4,8	89,0	6,2	1,54	0,16	1,06	
375	14,9	21,2	16,3	6,8	87,6	5,6	1,57	0,16	1,08	
375,5	14,8	20,9	16,1	6,7	87,6	5,7	1,57	0,16	1,07	
376	15,4	22,0	16,8	7,4	87,1	5,6	1,58	0,16	1,08	
376,5	17,8	19,6	18,0	15,2	79,6	5,2	2,01	-0,06	1,32	
377	96,0	353,6	138,8	67,7	30,6	1,7	2,17	0,37	0,85	Téphra
377,5	219,7	384,4	313,7	84,2	15,1	0,7	1,65	0,57	1,80	Téphra
378	23,8	27,9	24,1	21,0	75,0	4,0	2,01	-0,04	1,26	--
378,5	13,2	19,6	14,4	5,0	88,7	6,3	1,56	0,16	1,04	--
379	14,0	18,2	15,0	7,4	86,3	6,3	1,64	0,12	1,06	--
379,5	11,1	12,1	11,5	5,9	85,2	9,0	1,73	0,08	1,03	Tur.
380	12,3	14,5	13,0	6,7	85,4	8,0	1,71	0,11	1,04	Tur.
380,5	16,5	19,8	17,6	10,4	84,3	5,4	1,66	0,11	1,09	Tur.
381	44,3	157,3	44,8	43,5	53,4	3,1	1,96	0,10	0,85	
381,5	9,2	10,6	9,6	1,3	91,1	7,6	1,41	0,10	1,04	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
382	11,6	12,7	12,0	4,4	89,9	5,7	1,49	0,06	1,04	
382,5	8,3	9,2	8,5	1,3	89,6	9,1	1,45	0,08	1,05	
383	9,6	9,9	9,9	1,5	90,7	7,9	1,49	0,08	0,99	
383,5	7,5	7,2	7,4	1,5	88,2	10,3	1,49	0,00	1,03	
384	6,1	6,4	6,1	1,0	87,7	11,3	1,34	0,01	1,11	
384,5	13,4	23,2	14,7	7,1	85,7	7,2	1,70	0,14	1,02	
385	12,3	15,1	13,0	8,0	83,7	8,3	1,79	0,08	1,05	
385,5	14,5	22,9	16,0	7,1	86,6	6,4	1,63	0,17	1,05	
386	13,7	21,5	15,1	6,5	87,1	6,4	1,62	0,15	1,07	
386,5	15,5	21,6	16,9	7,0	87,8	5,2	1,54	0,16	1,08	
387	13,3	18,5	14,4	6,8	86,0	7,2	1,67	0,13	1,07	
387,5	15,3	22,0	16,6	9,1	84,8	6,0	1,68	0,13	1,08	
388	14,8	21,8	16,3	8,0	85,9	6,1	1,65	0,14	1,11	
388,5	14,0	20,3	15,2	7,4	86,4	6,3	1,65	0,12	1,09	
389	13,3	21,7	14,8	5,0	88,3	6,7	1,59	0,18	1,03	
389,5	15,1	20,8	16,5	6,9	88,0	5,1	1,53	0,14	1,11	
390	17,5	21,0	18,3	13,0	81,9	5,1	1,73	0,07	1,14	
390,5	16,3	26,7	18,6	6,6	88,1	5,3	1,55	0,23	1,04	
391	53,3	234,4	59,1	49,4	47,7	2,9	2,24	0,15	0,74	Téphra
391,5	14,4	11,7	13,5	14,3	78,8	6,9	1,91	-0,05	1,04	
392	14,3	18,7	15,3	3,5	92,3	4,2	1,37	0,15	1,04	
392,5	14,4	22,7	16,1	5,4	89,0	5,6	1,53	0,19	1,06	
393	14,5	20,7	15,9	6,2	88,0	5,8	1,56	0,16	1,07	
393,5	11,0	12,1	11,4	2,5	91,3	6,2	1,45	0,09	1,03	
394	9,3	9,9	9,5	3,4	87,5	9,1	1,59	0,05	1,02	
394,5	13,2	20,7	14,6	5,3	87,5	7,2	1,63	0,17	1,02	
395	11,8	13,6	12,3	3,7	90,5	5,9	1,48	0,10	1,03	
395,5	13,2	20,0	14,2	5,1	89,2	5,8	1,54	0,13	1,01	
396	14,2	24,5	15,9	6,3	87,1	6,6	1,63	0,18	1,01	
396,5	12,9	20,2	14,1	5,0	87,7	7,3	1,62	0,17	1,03	Tur.
397	13,2	17,1	14,1	7,9	84,8	7,4	1,72	0,10	1,08	Tur.
397,25	26,6	28,6	28,9	25,8	69,3	4,9	1,81	0,18	1,03	Tur.
397,5	23,4	24,4	23,8	20,9	74,8	4,3	1,82	0,06	1,08	
398	13,6	18,7	14,6	4,7	90,1	5,3	1,48	0,14	1,05	
398,5	13,1	22,2	14,2	3,7	91,3	5,1	1,45	0,15	0,98	
399	12,9	22,2	14,2	6,1	87,1	6,8	1,64	0,14	1,02	
399,5	11,4	19,8	12,2	6,1	85,6	8,2	1,71	0,09	1,01	
400	21,5	23,2	18,1	18,3	76,4	5,4	2,24	-0,13	1,22	
400,5	14,5	25,2	16,1	8,5	84,8	6,7	1,71	0,15	1,01	
401	12,9	22,2	14,2	5,4	87,6	7,0	1,63	0,15	1,00	
401,5	13,0	19,7	14,1	5,5	88,0	6,5	1,59	0,14	1,03	
402	12,5	20,0	13,5	3,1	90,9	5,9	1,49	0,16	1,00	
402,5	11,2	16,4	11,9	2,8	90,5	6,7	1,49	0,13	0,99	
403	14,2	23,7	15,9	6,1	87,7	6,2	1,60	0,18	1,04	
403,5	13,7	23,5	15,4	5,3	88,2	6,5	1,59	0,20	1,02	
404	12,0	22,8	13,4	2,5	90,8	6,7	1,52	0,19	0,96	
404,5	11,4	22,6	12,3	2,8	89,3	7,9	1,60	0,15	0,96	
405	9,8	11,6	10,4	1,7	89,6	8,7	1,55	0,12	0,98	
405,5	11,1	22,8	12,1	2,7	89,4	7,9	1,58	0,16	0,94	
406	7,6	8,6	7,9	0,6	87,8	11,6	1,53	0,09	0,99	
406,5	9,4	10,9	9,9	1,9	89,0	9,1	1,56	0,10	0,98	
407	5,9	6,8	6,1	0,6	83,8	15,6	1,52	0,06	1,02	
407,5	6,8	6,0	6,5	2,0	82,8	15,2	1,69	-0,03	0,95	
408	13,0	20,9	14,4	3,9	89,8	6,2	1,52	0,18	1,03	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
408,5	11,1	17,8	12,2	1,7	90,7	7,6	1,53	0,17	0,99	
409	10,2	12,3	10,8	2,8	88,5	8,7	1,60	0,11	0,97	
409,5	11,0	15,8	11,6	2,4	90,9	6,7	1,49	0,12	0,97	
410	9,8	9,2	9,9	2,9	89,2	7,8	1,55	0,05	0,98	
410,5	15,1	23,3	16,9	6,3	88,1	5,5	1,55	0,19	1,06	
411	14,0	21,4	15,6	5,4	88,6	5,9	1,55	0,18	1,06	
411,5	15,1	21,3	16,5	4,1	91,4	4,5	1,40	0,19	1,07	
412	12,6	18,3	13,8	4,2	89,1	6,7	1,54	0,17	1,06	
412,5	14,9	22,1	16,4	5,9	89,3	4,9	1,49	0,17	1,06	
413	14,7	21,5	16,1	5,5	89,5	5,1	1,49	0,17	1,06	
413,5	13,4	22,5	15,0	4,6	89,3	6,1	1,54	0,19	1,01	
414	14,8	24,1	16,8	6,1	88,3	5,6	1,56	0,20	1,05	
414,5	20,1	24,0	20,7	16,7	78,9	4,4	1,92	-0,02	1,28	
415	12,3	21,8	13,6	3,2	90,2	6,5	1,53	0,18	0,98	
415,5	12,0	21,9	13,2	3,1	89,9	6,9	1,55	0,17	0,97	
416	11,0	17,6	11,8	3,0	89,6	7,4	1,55	0,13	0,98	
416,5	7,2	6,4	7,2	2,6	82,5	14,9	1,73	0,02	0,94	
417	14,2	23,1	16,2	4,9	89,2	5,9	1,53	0,22	1,05	
417,5	17,7	22,2	18,4	13,6	82,3	4,1	1,75	0,01	1,23	Téphra
418	12,8	20,9	14,3	3,9	90,4	5,8	1,48	0,18	1,02	
419	> laser	--	--	--	--	--	--	--	--	Téphra
419,5	12,9	22,3	14,6	5,2	87,8	7,0	1,61	0,19	1,03	
420	12,2	20,3	13,6	3,3	90,4	6,3	1,49	0,19	1,00	
420,5	13,0	24,1	15,5	4,3	88,3	7,3	1,61	0,26	0,99	
421	12,2	21,3	13,7	3,2	89,8	7,0	1,54	0,20	1,00	
421,5	13,0	23,2	15,0	5,1	87,3	7,6	1,65	0,21	1,01	
422	13,1	22,6	14,9	5,3	87,5	7,2	1,63	0,20	1,03	
422,5	13,5	21,4	15,1	4,2	89,8	6,0	1,51	0,19	1,04	
423	12,7	22,4	14,5	3,4	89,5	7,1	1,56	0,23	1,02	
423,5	13,6	23,4	15,4	4,2	89,7	6,1	1,53	0,22	1,02	
424	14,6	22,6	16,2	7,3	86,9	5,9	1,62	0,15	1,08	
424,5	11,9	20,9	13,1	2,8	90,7	6,5	1,50	0,17	0,98	
425	13,5	22,4	15,2	4,6	89,2	6,2	1,55	0,20	1,03	
425,5	13,0	23,1	15,1	3,7	89,4	7,0	1,57	0,24	1,01	
426	14,1	23,9	16,1	4,8	89,1	6,1	1,55	0,22	1,03	
426,5	12,9	22,7	14,7	3,9	89,3	6,8	1,57	0,21	1,00	
427	15,7	23,2	17,4	6,2	89,6	4,2	1,46	0,17	1,07	
427,5	12,2	22,4	13,6	2,2	91,5	6,3	1,49	0,20	0,96	
428	13,0	23,4	14,6	4,2	89,9	5,9	1,53	0,18	0,97	
428,5	12,7	22,0	14,1	5,0	88,0	7,0	1,61	0,17	1,01	
429	13,4	21,9	14,8	5,7	88,0	6,3	1,59	0,16	1,03	
429,5	12,0	22,0	13,1	5,9	86,2	7,9	1,69	0,13	1,00	
430	11,8	21,9	13,2	1,7	91,9	6,4	1,47	0,19	0,96	
430,5	11,5	21,4	12,7	4,3	87,4	8,3	1,65	0,16	0,97	
431	12,7	22,7	14,3	4,2	88,9	7,0	1,58	0,20	1,00	
433	13,0	22,5	14,7	4,5	88,8	6,7	1,57	0,20	1,01	
435	12,7	22,0	14,2	4,8	88,1	7,0	1,60	0,18	1,01	
437	10,9	18,6	12,2	4,3	86,5	9,3	1,67	0,17	1,01	
439	11,9	17,3	13,0	7,9	83,5	8,6	1,87	0,05	1,21	
440	11,5	15,4	12,4	3,2	90,7	6,1	1,45	0,14	1,04	
441	13,4	20,4	14,9	6,2	87,6	6,3	1,59	0,15	1,11	
443	13,5	20,2	15,0	7,1	86,5	6,3	1,64	0,13	1,13	
445	9,3	14,9	10,2	2,1	87,9	10,1	1,59	0,16	0,97	
445,35	94,5	516,0	207,5	55,5	39,5	5,0	2,95	0,53	0,68	Téphra

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
446	11,1	19,0	12,7	4,2	87,0	8,8	1,65	0,19	1,00	
447	11,3	20,3	13,0	4,1	86,9	8,9	1,66	0,20	1,00	
449	11,7	19,0	13,5	5,0	86,7	8,3	1,65	0,19	1,05	
451	11,5	18,5	13,2	4,3	87,4	8,3	1,61	0,20	1,05	
453	10,8	19,2	12,5	3,7	86,8	9,4	1,66	0,20	1,00	
455	12,0	19,8	13,7	4,5	87,8	7,7	1,61	0,20	1,03	
457	12,7	20,6	14,5	6,2	86,3	7,5	1,67	0,17	1,07	
459	11,4	18,6	12,9	2,9	89,3	7,9	1,57	0,20	1,00	
461	7,8	8,1	7,9	1,6	88,4	10,0	1,49	0,04	1,02	
463	13,9	21,1	15,9	5,2	88,8	6,0	1,52	0,21	1,12	
465	11,3	18,7	12,7	3,3	89,4	7,4	1,51	0,20	1,03	
467	13,1	21,6	15,3	5,3	87,8	7,0	1,59	0,22	1,09	
469	12,6	22,0	14,9	5,7	85,9	8,3	1,69	0,22	1,08	
471	13,4	22,0	15,8	5,8	86,7	7,4	1,64	0,23	1,11	
473	11,1	22,7	13,4	3,0	87,1	9,9	1,68	0,27	0,96	
475	10,0	25,6	12,1	1,2	86,2	12,6	1,78	0,26	0,88	
477	12,9	20,2	15,0	5,3	86,7	8,0	1,65	0,23	1,11	
479	11,4	20,3	13,2	2,3	89,8	7,9	1,54	0,24	0,99	
480	11,0	20,6	12,5	4,5	86,6	9,0	1,68	0,17	0,94	
481	13,9	23,9	16,1	6,3	86,6	7,1	1,65	0,21	1,08	
483	14,5	20,8	16,4	4,3	89,8	5,9	1,47	0,23	1,16	
484,5	91,3	220,1	124,7	65,8	32,4	1,8	1,93	0,38	0,94	Téphra
485	12,9	22,6	15,3	5,3	86,4	8,3	1,68	0,24	1,07	
487	14,8	21,9	16,8	7,9	85,5	6,6	1,66	0,17	1,17	
488	8,7	13,4	9,6	2,9	84,3	12,7	1,73	0,13	0,94	
489	42,5	94,3	64,4	50,9	45,0	4,1	1,90	0,50	1,01	
490	45,8	95,4	64,5	51,0	45,2	3,8	1,83	0,46	1,09	
491	7,8	27,4	7,6	0,5	85,2	14,3	1,76	0,02	0,80	
493	12,5	17,6	13,5	9,2	82,4	8,3	2,01	-0,01	1,34	
495	7,5	7,0	7,7	0,5	84,6	14,9	1,74	0,08	0,91	
497	11,4	21,1	13,1	4,3	85,9	9,7	1,73	0,20	0,98	Téphra
498	389,9	408,5	396,4	92,9	5,9	1,2	1,08	0,41	3,55	Téphra
500	383,8	411,2	394,9	90,0	8,4	1,5	1,22	0,44	3,89	Téphra
501,5	251,8	470,4	435,3	83,9	13,8	2,3	1,96	0,75	3,95	Téphra
502,5	195,1	572,0	493,5	77,3	20,1	2,6	2,58	0,74	2,57	Téphra
503,5	13,0	20,6	15,0	3,5	89,1	7,4	1,55	0,25	1,10	
505	13,6	23,0	15,9	5,0	88,0	6,9	1,58	0,24	1,08	
507	10,5	23,8	12,6	4,3	83,6	12,1	1,83	0,23	0,94	
509	10,9	24,3	12,5	1,0	89,6	9,4	1,63	0,23	0,96	
511	16,3	23,6	18,9	8,7	85,6	5,7	1,72	0,13	1,42	
513	16,5	19,4	17,7	7,0	87,3	5,6	1,50	0,17	1,28	
515	12,2	23,3	14,5	5,9	84,7	9,4	1,77	0,22	1,05	
517	13,3	22,4	15,5	6,6	85,2	8,2	1,73	0,21	1,13	
519	12,7	22,4	15,1	6,0	85,1	8,9	1,74	0,23	1,09	
521	12,5	23,4	15,1	4,9	86,2	9,0	1,70	0,27	1,05	
523	14,1	18,3	15,9	5,9	86,6	7,5	1,60	0,21	1,24	
525	13,3	21,2	15,6	3,8	89,0	7,2	1,54	0,27	1,12	
527	12,1	21,1	14,2	3,1	88,4	8,5	1,61	0,26	1,06	
529	11,3	21,4	13,5	3,5	86,4	10,0	1,70	0,26	1,03	
531	11,4	19,2	13,0	4,0	86,9	9,1	1,66	0,21	1,05	
533	9,7	21,1	11,5	0,7	87,5	11,8	1,69	0,26	0,95	
535	13,3	22,4	16,4	4,5	87,5	8,0	1,62	0,30	1,13	
537	11,8	21,5	14,0	3,3	87,6	9,1	1,65	0,26	1,03	
539	13,7	21,7	16,1	5,1	87,8	7,1	1,59	0,25	1,12	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
541	13,5	21,9	15,9	6,6	85,7	7,7	1,70	0,21	1,15	
543	13,5	22,8	16,2	5,9	86,4	7,7	1,67	0,24	1,12	
545	13,3	22,2	16,0	6,2	85,8	8,0	1,69	0,24	1,14	
547	13,1	22,3	15,5	5,2	86,9	7,9	1,64	0,25	1,09	
549	11,1	22,3	13,3	1,1	89,2	9,6	1,63	0,29	0,97	
551	12,1	23,2	14,9	3,4	87,4	9,2	1,67	0,30	1,00	
553	15,6	23,4	18,0	7,1	86,8	6,0	1,60	0,22	1,18	
555	14,3	22,1	16,9	5,2	88,1	6,7	1,56	0,26	1,17	
557	12,9	20,1	15,3	4,7	87,3	8,0	1,62	0,26	1,13	
559	12,4	21,5	14,9	4,1	87,4	8,5	1,64	0,27	1,07	
561	12,0	21,2	14,4	4,3	86,6	9,1	1,67	0,26	1,06	
563	13,4	21,2	16,0	4,5	87,9	7,6	1,60	0,27	1,13	
565	13,3	22,1	16,0	6,2	85,6	8,2	1,70	0,24	1,13	
567	12,2	22,4	15,5	5,0	85,0	10,0	1,76	0,30	1,05	
568,5	12,3	21,5	15,0	5,3	85,3	9,5	1,73	0,27	1,08	
569,15	85,5	198,4	143,0	69,5	27,7	2,8	2,00	0,58	1,00	Téphra
570	12,4	20,8	14,9	2,2	89,3	8,5	1,60	0,30	1,08	
571	11,7	20,9	13,9	1,3	90,2	8,6	1,57	0,28	1,04	
573	10,7	19,8	13,0	2,6	86,7	10,7	1,69	0,28	1,01	
575	11,8	21,9	14,7	3,4	86,8	9,8	1,68	0,31	1,04	
577	14,0	22,7	16,8	4,7	88,0	7,3	1,59	0,29	1,14	
579	11,7	20,8	14,0	5,0	85,0	10,0	1,75	0,24	1,05	
581	14,3	22,1	16,9	7,2	85,5	7,3	1,69	0,22	1,19	
583	12,5	22,3	14,9	6,4	84,6	9,0	1,77	0,21	1,09	
585	12,9	22,3	15,5	1,9	90,4	7,7	1,56	0,30	1,07	
587	15,2	23,6	17,6	1,8	92,7	5,5	1,40	0,30	1,13	
589	17,2	23,0	19,3	4,7	90,6	4,7	1,37	0,25	1,25	
591	14,9	22,4	17,3	4,5	89,7	5,9	1,47	0,27	1,17	
593	13,8	22,2	16,2	5,0	88,0	7,0	1,57	0,25	1,13	
595	13,2	21,4	15,6	5,1	87,2	7,8	1,62	0,25	1,13	
597	13,8	23,0	16,4	1,5	91,7	6,8	1,48	0,31	1,10	
599	13,9	22,0	16,2	5,5	87,7	6,8	1,58	0,23	1,16	
601	12,2	21,1	14,3	1,5	90,4	8,1	1,56	0,28	1,05	
603	13,8	22,2	16,4	3,9	89,4	6,7	1,52	0,28	1,11	
605	12,9	24,9	16,1	1,1	90,9	8,0	1,57	0,35	1,02	
607	13,1	25,5	16,4	3,8	88,0	8,2	1,64	0,32	1,01	
609	12,0	22,3	15,1	4,3	85,9	9,9	1,72	0,30	1,03	
611	11,7	22,4	14,8	6,0	83,2	10,8	1,83	0,26	1,01	
613	15,6	22,9	18,3	1,6	92,5	5,9	1,38	0,33	1,25	
615	14,5	22,5	17,1	7,4	86,3	6,3	1,81	0,10	1,49	
617	15,2	24,2	17,7	1,7	93,1	5,2	1,39	0,30	1,10	
619	16,7	22,8	18,5	9,8	84,8	5,3	1,76	0,06	1,46	
621	12,9	24,0	15,6	1,0	91,6	7,4	1,52	0,32	1,02	
623	14,1	24,8	16,6	2,1	91,2	6,6	1,51	0,30	1,05	
623,9	118,9	374,5	256,4	64,9	32,6	2,5	2,43	0,64	0,75	Téphra
624,5	12,6	22,7	15,0	1,3	91,1	7,6	1,53	0,30	1,04	
627	14,3	23,3	17,1	3,7	89,9	6,3	1,49	0,30	1,12	
629	11,9	20,2	13,9	4,1	87,6	8,3	1,60	0,24	1,08	
631	14,2	22,0	16,3	4,2	89,7	6,0	1,47	0,25	1,14	
632,5	12,6	20,8	14,9	4,6	87,6	7,7	1,59	0,25	1,11	
633,15	69,6	141,3	82,0	58,2	39,6	2,2	1,77	0,28	1,05	Téphra
634	11,1	19,8	13,2	4,0	86,9	9,2	1,63	0,25	1,05	
635	11,1	19,2	12,9	3,8	87,0	9,2	1,63	0,24	1,05	
637	11,7	19,7	13,7	4,2	87,5	8,3	1,59	0,24	1,08	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
639	11,7	18,4	13,3	3,8	88,3	7,9	1,57	0,21	1,08	
641	13,2	19,2	14,7	4,7	88,6	6,7	1,52	0,20	1,14	
643	14,7	23,0	17,0	4,9	89,5	5,6	1,49	0,24	1,11	
645	13,5	21,3	15,4	5,3	88,2	6,5	1,55	0,20	1,12	
647	13,1	19,5	14,9	4,7	88,3	7,1	1,55	0,21	1,13	
649	14,3	25,3	16,9	2,4	91,1	6,5	1,51	0,29	1,05	
651	11,7	20,2	13,1	5,6	85,5	8,9	1,71	0,16	1,05	
653	12,7	21,9	14,8	4,9	87,3	7,7	1,62	0,23	1,07	
655	9,3	21,1	10,3	2,2	87,0	10,8	1,64	0,16	0,89	
657	14,2	23,1	16,6	5,7	87,2	7,0	1,60	0,24	1,14	
659	14,4	20,8	16,2	4,9	88,8	6,3	1,49	0,22	1,19	
661	14,2	22,7	16,4	6,3	86,9	6,8	1,62	0,21	1,13	
663	13,3	21,4	15,0	5,2	87,6	7,3	1,60	0,20	1,09	
665	12,7	23,0	15,1	4,4	87,0	8,7	1,66	0,26	1,06	
667	14,9	24,4	17,4	5,3	88,4	6,2	1,55	0,26	1,10	
669	15,2	23,6	17,9	3,8	90,2	6,0	1,46	0,30	1,16	
671	13,7	22,8	16,5	1,0	92,5	6,4	1,44	0,33	1,09	
673	16,4	25,6	19,2	5,1	89,5	5,4	1,47	0,28	1,15	Téphra
675	13,0	23,5	16,2	0,8	91,7	7,5	1,51	0,36	1,05	
677	13,2	23,7	16,0	1,2	91,4	7,4	1,51	0,33	1,06	
679	14,1	23,7	17,0	4,3	88,7	7,0	1,56	0,29	1,10	
681	14,0	23,0	16,1	2,5	90,9	6,7	1,50	0,27	1,08	
683	14,0	23,0	17,0	1,1	92,2	6,7	1,45	0,35	1,14	
685	15,3	25,5	18,1	1,8	92,8	5,4	1,42	0,32	1,07	
687	14,9	24,0	17,7	3,9	90,2	5,9	1,48	0,30	1,11	
689	14,9	22,8	17,3	3,4	90,6	6,0	1,46	0,28	1,15	
691	13,8	24,4	17,6	4,7	86,9	8,4	1,65	0,34	1,14	
693	15,2	24,7	18,5	4,0	89,9	6,2	1,49	0,32	1,14	
695	17,0	26,4	20,0	1,4	93,9	4,6	1,32	0,34	1,17	
697	16,6	23,7	18,7	3,7	91,7	4,6	1,34	0,27	1,19	
699	16,9	27,6	20,1	1,8	93,2	4,9	1,37	0,34	1,12	
701	17,4	27,1	19,6	3,5	91,9	4,7	1,38	0,27	1,12	
703	18,0	26,0	20,3	7,4	87,6	5,0	1,49	0,23	1,20	
705	17,7	26,8	20,1	5,6	89,8	4,6	1,42	0,25	1,15	
707	16,1	27,7	18,5	3,2	91,1	5,7	1,46	0,28	1,09	
709	15,3	25,6	18,1	5,5	87,6	6,9	1,58	0,28	1,13	
711	14,6	22,9	16,0	2,2	93,2	4,6	1,38	0,20	1,03	
713	18,3	30,8	21,2	3,8	91,4	4,8	1,40	0,31	1,11	
715	15,8	25,8	18,4	2,6	91,7	5,7	1,44	0,30	1,12	
717	15,6	29,9	18,3	3,1	90,6	6,4	1,52	0,30	1,04	
719	15,2	27,8	17,9	2,1	91,8	6,1	1,48	0,31	1,05	
721	15,2	30,1	18,0	3,2	89,9	6,9	1,56	0,30	1,03	
723	17,4	26,9	19,4	4,2	91,0	4,8	1,41	0,25	1,12	
725	16,7	25,2	19,5	1,7	93,3	5,1	1,34	0,34	1,21	
727	14,5	23,6	16,7	2,5	90,8	6,7	1,48	0,27	1,12	
729	15,3	24,3	17,2	2,7	91,3	6,1	1,45	0,27	1,13	
731	15,3	30,3	18,5	3,0	90,1	7,0	1,56	0,32	1,04	
733	15,7	33,0	19,4	2,9	89,9	7,2	1,59	0,35	1,01	
735	11,2	26,5	13,2	1,5	88,5	10,0	1,67	0,25	0,96	
737	15,8	30,0	19,6	2,6	90,8	6,6	1,53	0,36	1,06	
739	10,4	25,7	12,8	1,4	86,2	12,4	1,78	0,28	0,92	
741	14,3	28,6	17,9	2,2	89,8	8,0	1,61	0,36	1,04	
743	13,6	27,6	17,1	1,8	89,6	8,6	1,63	0,36	1,03	
744	31,2	388,6	21,7	33,2	59,3	7,5	2,87	-0,16	0,72	Téphra

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
745	20,0	23,7	20,8	25,2	66,0	8,8	2,30	0,08	0,93	
747	15,7	26,3	18,9	1,5	92,4	6,1	1,43	0,36	1,15	
749	9,5	25,9	12,1	1,0	84,4	14,5	1,85	0,29	0,87	
751	12,0	27,9	16,0	1,1	88,0	10,9	1,74	0,38	0,93	
753	17,4	26,0	20,1	1,5	93,7	4,8	1,31	0,33	1,22	
755	15,7	26,7	18,7	1,7	92,5	5,8	1,43	0,34	1,11	
757	14,7	23,5	17,7	1,6	92,1	6,3	1,44	0,34	1,16	
759	20,4	29,7	24,0	10,5	85,2	4,4	1,69	0,15	1,52	
761	15,5	24,9	18,1	4,2	89,6	6,2	1,49	0,29	1,14	
763	15,3	26,4	18,8	1,5	92,3	6,2	1,46	0,37	1,11	
765	16,0	23,1	18,2	4,4	89,9	5,7	1,44	0,27	1,21	
767	18,3	24,1	20,5	3,9	91,9	4,2	1,28	0,28	1,32	
769	11,2	23,8	13,8	1,1	88,8	10,1	1,66	0,31	0,95	
771	12,6	23,7	15,9	1,2	90,3	8,5	1,59	0,35	1,03	
773	13,9	23,9	17,5	1,2	92,0	6,8	1,49	0,37	1,09	
773,65	30,8	22,1	21,2	27,6	64,9	7,5	2,87	-0,17	0,72	Téphra
774,5	13,8	25,7	17,7	1,3	90,8	7,9	1,58	0,39	1,05	
777	16,0	26,0	19,7	1,4	92,8	5,8	1,42	0,38	1,19	
779	15,6	28,8	20,1	1,0	92,5	6,5	1,50	0,41	1,08	
781	15,8	25,4	19,0	2,3	91,6	6,1	1,46	0,34	1,17	
783	15,5	25,7	19,5	1,0	92,7	6,3	1,44	0,41	1,20	
785	13,6	26,6	17,6	0,8	90,7	8,6	1,60	0,39	1,07	
787	15,4	28,2	20,1	2,3	90,4	7,3	1,58	0,41	1,12	
789	13,9	27,4	18,0	2,3	88,9	8,8	1,66	0,38	1,05	
791	12,9	23,2	16,8	1,9	88,9	9,2	1,65	0,38	1,10	
793	13,2	22,4	17,1	1,8	89,6	8,6	1,61	0,39	1,16	
795	16,1	28,2	21,0	2,3	90,8	6,9	1,54	0,42	1,18	
797	15,1	24,8	18,9	1,9	90,8	7,3	1,52	0,39	1,23	
799	18,5	25,6	21,3	2,7	92,0	5,3	1,34	0,34	1,36	
801	17,1	23,3	19,8	1,1	93,6	5,4	1,28	0,36	1,40	
803	12,0	28,8	16,9	1,7	86,3	12,0	1,82	0,41	0,91	
805	15,8	25,0	19,3	1,2	91,8	7,0	1,46	0,39	1,29	
807	17,2	28,0	21,7	1,9	91,1	6,9	1,49	0,43	1,32	
808	14,4	25,1	19,5	0,7	91,1	8,2	1,57	0,47	1,25	
808,5	12,3	27,8	16,9	2,6	85,9	11,5	1,82	0,39	0,93	
809	10,0	19,7	12,3	2,2	85,1	12,8	1,80	0,26	0,95	
810	12,6	26,8	17,6	2,4	86,7	10,9	1,78	0,42	0,97	
811	9,4	15,9	11,5	1,6	85,7	12,7	1,72	0,27	0,99	
813	10,9	19,8	14,2	3,3	84,5	12,2	1,82	0,32	1,00	
815	11,3	16,9	13,9	2,6	86,6	10,8	1,72	0,29	1,12	
817	13,5	20,4	17,0	3,1	87,8	9,1	1,65	0,35	1,26	
819	7,9	15,0	8,9	2,9	81,6	15,5	1,82	0,15	0,93	
821	8,2	14,8	9,5	2,7	82,7	14,6	1,78	0,18	0,95	
823	7,0	13,9	7,7	0,9	82,3	16,9	1,76	0,13	0,90	
825	8,6	14,8	10,3	2,1	83,8	14,1	1,77	0,22	0,96	
827	10,6	18,0	13,1	2,9	85,3	11,8	1,77	0,27	1,01	
829	6,4	11,2	7,0	1,0	80,3	18,7	1,77	0,12	0,92	
831	8,5	18,3	10,1	3,0	81,5	15,5	1,87	0,21	0,91	
833	7,0	15,3	7,7	1,7	80,5	17,8	1,83	0,12	0,89	
835	8,0	14,8	9,3	2,6	82,1	15,3	1,80	0,19	0,93	
836	8,0	15,5	9,0	1,2	84,2	14,6	1,75	0,17	0,92	
836,5	21,9	26,5	23,1	17,7	75,1	7,1	2,05	0,08	1,48	Téphra
837,5	5,8	8,2	6,2	0,9	79,8	19,3	1,71	0,08	0,95	
839	6,7	12,6	7,5	1,4	81,0	17,7	1,78	0,14	0,93	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).



Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
840	5,4	4,0	4,9	3,1	73,1	23,8	1,94	-0,09	0,95	
841	6,2	11,2	6,7	1,6	78,9	19,5	1,80	0,10	0,92	
843	7,5	16,4	8,5	1,2	82,5	16,3	1,79	0,17	0,91	
845	4,3	5,0	4,5	0,7	75,5	23,9	1,59	0,03	1,02	
847	4,0	4,0	4,0	0,2	73,6	26,2	1,55	0,00	0,99	
848,5	7,2	4,7	5,5	12,7	65,5	21,8	2,34	-0,22	1,05	
849	7,3	14,9	8,6	1,4	81,4	17,2	1,80	0,20	0,91	
850,5	6,8	14,2	7,6	1,1	80,4	18,5	1,82	0,15	0,89	
851,75	11,3	14,8	13,1	10,7	76,5	12,7	2,43	-0,01	1,51	Téphra
853	8,4	14,5	10,2	1,6	84,4	14,0	1,72	0,25	0,99	
855	10,2	16,1	12,8	2,9	84,9	12,2	1,77	0,29	1,08	
857	7,4	15,4	8,5	1,2	82,3	16,4	1,79	0,17	0,91	
859	6,2	9,9	7,0	0,9	81,8	17,3	1,65	0,16	1,00	
861	5,3	10,1	5,7	0,6	76,2	23,2	1,79	0,08	0,88	
863	8,3	18,6	9,6	1,4	83,3	15,3	1,82	0,20	0,91	
865	9,1	17,4	11,4	1,5	84,6	13,9	1,77	0,29	0,93	
867	15,1	22,6	18,4	2,8	89,7	7,5	1,52	0,35	1,31	
869	8,2	15,1	9,6	1,1	84,8	14,1	1,70	0,22	0,95	
871	10,3	16,8	12,7	3,7	84,9	11,4	1,73	0,27	1,05	
873	7,2	10,1	7,8	5,2	77,5	17,3	1,92	0,07	1,04	
874,5	9,7	16,0	12,2	3,0	83,8	13,2	1,80	0,28	1,02	
875	17,7	17,8	20,1	22,2	68,0	9,8	2,18	0,17	0,92	Téphra
875,5	9,9	16,4	12,5	2,1	85,4	12,4	1,74	0,30	1,04	
877	8,2	14,1	9,9	1,3	84,9	13,8	1,69	0,24	0,98	
879	8,5	15,2	10,4	0,7	85,7	13,7	1,68	0,28	0,97	
879,5	10,1	19,4	13,3	3,1	83,0	14,0	1,87	0,32	0,94	
881	7,3	12,8	8,2	1,1	82,4	16,5	1,78	0,15	0,91	
883	9,7	16,3	12,3	2,6	84,1	13,3	1,79	0,29	1,01	
885	9,6	15,6	11,8	1,5	86,7	11,8	1,67	0,29	1,03	
887	9,2	16,4	11,5	2,2	83,1	14,7	1,85	0,28	0,96	
889	8,0	16,7	9,4	0,7	84,0	15,3	1,76	0,22	0,91	
891	10,1	16,1	13,0	2,3	85,4	12,3	1,75	0,32	1,09	
893	14,2	20,1	16,8	2,0	89,8	8,2	1,51	0,33	1,34	
895	9,2	13,8	11,0	1,2	87,7	11,2	1,59	0,26	1,08	
897	9,3	15,6	11,5	1,2	86,4	12,3	1,67	0,29	1,00	
899	12,6	28,0	16,9	1,5	88,3	10,3	1,72	0,39	0,97	Téphra
900	5,5	6,7	5,7	0,2	83,8	16,0	1,44	0,05	0,97	Téphra
901	14,4	19,5	16,2	0,0	94,1	5,9	1,24	0,33	1,32	Téphra
902	21,9	30,3	25,3	7,9	86,8	5,3	1,43	0,34	1,38	Téphra
903	73,2	154,9	90,4	60,5	37,1	2,4	1,78	0,35	1,07	Téphra
904	8,6	15,3	10,6	1,1	85,2	13,7	1,71	0,27	0,96	
905	7,9	14,6	9,4	1,3	83,5	15,2	1,74	0,22	0,93	
907	5,4	10,2	5,9	0,7	77,4	21,9	1,74	0,11	0,91	
909	7,9	14,1	9,4	1,5	83,3	15,2	1,74	0,23	0,95	
910	7,2	15,0	8,0	0,6	82,6	16,8	1,76	0,16	0,90	
910,7	15,2	17,3	16,4	16,7	72,7	10,6	2,38	0,01	1,37	Téphra
911,5	6,7	11,4	7,5	0,7	82,4	17,0	1,69	0,17	0,94	
913	8,0	13,1	9,5	1,8	83,7	14,5	1,73	0,22	0,99	
915	10,7	15,2	13,0	3,4	85,0	11,5	1,75	0,27	1,15	
917	7,8	13,5	9,0	1,8	83,5	14,7	1,72	0,19	0,96	
919	10,4	20,9	13,4	1,5	86,6	11,9	1,73	0,33	0,96	
921	11,1	17,1	13,7	2,4	87,2	10,4	1,68	0,30	1,11	
923	6,6	10,5	7,2	0,7	83,2	16,1	1,65	0,12	0,95	
925	7,1	12,5	8,1	0,4	84,7	14,9	1,62	0,18	0,95	

**Annexe 4.3 (suite)** – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
927	7,1	12,8	7,9	0,8	83,6	15,5	1,67	0,15	0,93	
928,2	9,0	14,7	10,9	2,4	84,6	13,0	1,73	0,24	1,00	
929	79,2	108,4	86,9	64,5	34,1	1,4	1,28	0,24	1,13	Téphra
929,5	119,9	189,5	147,6	78,1	20,5	1,3	1,49	0,41	1,33	Téphra
930,5	21,2	36,3	24,3	16,2	78,1	5,7	1,72	0,24	1,06	Téphra
931	7,5	13,9	8,5	0,6	84,5	14,8	1,67	0,19	0,93	
932	5,4	8,4	5,8	0,3	79,5	20,2	1,64	0,09	0,92	
933	9,0	16,2	11,0	1,0	86,6	12,4	1,65	0,28	0,96	
933,5	122,4	364,5	294,8	74,8	21,8	3,4	2,56	0,70	1,07	Téphra
934,5	11,0	20,0	14,1	1,6	87,5	10,9	1,70	0,33	1,01	
936	13,7	20,4	16,7	0,6	92,3	7,2	1,41	0,38	1,31	
937	6,4	10,6	7,1	0,8	83,0	16,2	1,59	0,16	0,97	
939	5,9	9,6	6,4	0,6	81,4	18,0	1,64	0,11	0,94	
941	6,2	12,8	7,4	3,3	75,3	21,4	1,90	0,18	0,91	
943	5,0	6,4	5,3	0,4	79,4	20,2	1,57	0,08	0,99	
945	5,5	8,6	5,9	0,5	81,5	18,0	1,52	0,13	0,97	
947	7,0	13,2	8,0	1,0	83,0	16,0	1,68	0,17	0,92	
949	4,7	6,3	4,9	0,2	79,3	20,5	1,44	0,10	0,96	
951	4,7	6,6	5,1	0,1	81,3	18,5	1,32	0,16	0,99	
953	4,3	5,8	4,6	0,3	78,9	20,8	1,33	0,13	0,97	
954	3,9	5,7	4,2	0,1	74,7	25,1	1,43	0,13	0,94	
955	2,8	2,5	2,8	0,0	63,3	36,7	1,37	-0,02	0,93	Tur.
956	2,3	1,9	2,1	0,6	51,6	47,9	1,46	-0,17	1,07	Tur.
957	3,0	3,2	3,0	0,0	72,9	27,1	0,99	0,08	1,05	Tur.
958	5,5	6,7	5,9	0,0	89,8	10,2	1,06	0,18	1,11	Tur.
959	16,4	21,7	18,2	1,1	93,7	5,2	1,29	0,29	1,29	Tur.
960	19,8	27,4	22,5	4,7	90,2	5,1	1,38	0,32	1,31	Tur.
961	16,2	28,2	19,7	6,6	86,1	7,4	1,66	0,31	1,10	Tur.
962	17,4	30,9	21,3	9,2	83,4	7,3	1,71	0,31	1,10	Tur.
963	15,9	26,6	19,4	6,7	85,4	7,8	1,69	0,31	1,12	Tur.
964	14,8	26,7	18,1	7,5	83,8	8,7	1,78	0,29	1,05	Tur.
965	19,2	35,0	23,4	13,0	79,9	7,1	1,77	0,31	1,09	Tur.
966	22,0	44,2	28,5	17,8	75,4	6,8	1,81	0,37	1,08	Tur.
967	22,3	48,6	29,9	20,4	72,3	7,2	1,89	0,38	1,04	Tur.
968	28,5	59,0	38,7	29,1	64,9	6,1	1,85	0,42	1,12	Tur.
969	42,1	74,3	55,6	43,8	52,1	4,1	1,70	0,44	1,32	Tur.
970	52,3	83,5	66,5	52,4	43,8	3,9	1,81	0,37	1,39	Tur.
971	32,7	80,0	42,6	38,9	54,5	6,6	2,27	0,27	1,05	Tur.
972	6,6	19,1	7,2	0,1	81,7	18,3	1,73	0,14	0,82	
973	5,3	6,0	5,5	0,6	86,1	13,3	1,26	0,06	1,08	
974	5,6	6,9	5,9	1,1	80,5	18,3	1,63	0,07	1,00	
975	10,1	7,9	8,9	12,5	74,4	13,1	2,13	-0,11	0,97	
976	7,7	14,1	8,7	2,2	83,0	14,8	1,73	0,17	0,96	
977	10,3	19,6	13,1	1,5	86,8	11,7	1,71	0,33	1,01	
979	11,2	24,2	15,2	0,4	88,3	11,2	1,71	0,41	0,95	
981	12,8	23,1	18,1	0,6	89,9	9,5	1,63	0,48	1,16	
983	12,0	22,0	16,2	5,4	83,6	11,0	1,82	0,35	1,06	
985	11,5	23,8	15,8	2,0	86,2	11,8	1,78	0,40	0,94	
987	13,8	24,2	18,7	2,9	88,0	9,1	1,69	0,42	1,17	
989	10,1	23,1	12,9	2,3	84,7	13,0	1,81	0,30	0,89	
991	8,6	18,6	10,2	2,7	83,0	14,3	1,78	0,22	0,92	
993	11,3	20,7	14,9	0,9	88,6	10,4	1,66	0,38	1,06	
995	9,5	17,8	12,1	2,4	84,1	13,5	1,79	0,30	0,97	
997	7,8	19,9	9,6	0,4	82,6	17,0	1,81	0,27	0,86	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
999	8,4	16,2	9,9	1,4	84,7	13,9	1,72	0,23	0,94	
1001	8,8	17,4	10,2	1,1	85,9	13,0	1,70	0,22	0,95	
1002	8,9	21,1	10,8	0,6	85,8	13,6	1,73	0,28	0,89	
1002,7	111,8	217,4	180,0	78,3	20,1	1,6	1,83	0,60	1,75	Téphra
1003,25	5,9	5,4	6,1	1,3	79,8	18,8	1,72	0,06	0,93	
1003,8	40,0	157,4	70,4	51,6	38,9	9,5	2,80	0,41	0,76	Téphra
1004,5	8,8	19,4	9,8	5,1	81,3	13,6	1,85	0,13	1,00	
1005,4	54,0	153,5	109,4	66,2	28,3	5,5	2,34	0,62	0,87	Téphra
1006	8,7	20,3	10,5	1,3	84,3	14,3	1,78	0,25	0,90	
1007	13,2	25,7	18,4	0,7	90,1	9,2	1,65	0,46	1,02	
1009	8,0	20,8	8,9	1,4	82,8	15,7	1,82	0,16	0,88	
1011	7,4	13,7	8,2	3,1	80,8	16,1	1,79	0,13	0,96	
1013	10,4	22,6	12,6	3,3	85,1	11,5	1,77	0,25	0,92	
1015	12,5	21,6	16,7	1,6	89,1	9,3	1,64	0,41	1,13	
1017	10,6	23,9	14,1	2,0	85,1	12,9	1,82	0,35	0,88	
1019	10,8	21,6	13,8	4,4	83,7	11,9	1,82	0,29	0,97	
1021	10,4	25,6	13,5	1,7	85,0	13,3	1,84	0,32	0,88	
1023	10,3	21,8	13,0	2,0	86,7	11,3	1,71	0,30	0,93	
1025	10,3	20,1	13,2	3,6	84,0	12,4	1,80	0,30	0,98	
1027	10,2	21,0	12,4	3,6	84,6	11,8	1,78	0,25	0,94	
1029	9,5	18,8	11,9	2,6	84,0	13,4	1,80	0,28	0,94	
1031	11,4	23,7	15,0	1,6	87,5	10,9	1,73	0,36	0,93	
1033	8,5	18,7	10,0	1,0	85,9	13,1	1,67	0,23	0,90	
1035	7,7	15,6	9,0	0,3	85,7	14,0	1,62	0,23	0,90	
1037	6,0	6,5	6,2	0,7	81,3	18,0	1,66	0,06	0,94	
1037,5	29,0	10,0	12,8	28,7	60,6	10,7	3,50	-0,37	0,63	Téphra
1038	6,4	7,0	6,7	0,2	83,6	16,2	1,62	0,09	0,92	
1039	2,5	2,5	2,5	0,0	62,2	37,8	1,12	-0,01	1,03	
1040	5,5	6,7	5,8	0,0	89,7	10,3	1,06	0,16	1,06	
1041	4,6	5,5	4,8	0,0	85,9	14,1	1,08	0,14	1,05	
1042	11,8	21,4	15,9	0,7	89,5	9,8	1,63	0,42	1,07	
1043	10,5	22,5	14,1	0,8	86,9	12,4	1,75	0,39	0,92	
1045	8,1	15,9	9,9	1,5	83,6	14,9	1,73	0,26	0,94	
1047	9,4	20,0	12,2	2,1	84,8	13,0	1,73	0,33	0,91	
1049	10,5	21,8	14,0	1,0	86,8	12,2	1,74	0,38	0,96	
1051	11,7	22,7	15,4	1,0	88,8	10,2	1,67	0,38	0,98	
1053	11,9	26,4	16,5	1,3	87,6	11,1	1,75	0,41	0,90	
1055	9,4	21,4	12,5	1,1	84,5	14,4	1,80	0,34	0,87	
1057	8,6	18,6	10,4	0,4	86,0	13,6	1,68	0,27	0,91	
1059	9,6	19,5	12,6	0,9	86,3	12,8	1,72	0,34	0,93	
1061	11,4	21,0	14,8	1,3	88,6	10,1	1,65	0,36	1,02	
1063	10,8	19,8	14,5	1,1	87,6	11,3	1,68	0,39	1,03	
1065	14,4	23,0	18,6	0,8	92,0	7,3	1,47	0,43	1,31	
1067	15,3	19,5	17,3	1,5	92,4	6,1	1,31	0,31	1,41	
1069	12,1	21,1	16,3	0,4	90,3	9,2	1,57	0,43	1,16	
1071	13,6	20,4	17,4	4,7	87,5	7,8	1,57	0,36	1,40	
1073	14,6	20,5	17,9	0,8	92,3	6,9	1,38	0,40	1,47	
1075	13,8	20,2	17,0	1,4	91,3	7,3	1,47	0,37	1,32	
1077	11,1	19,8	14,8	0,6	89,0	10,3	1,62	0,41	1,05	
1077,7	11,4	19,9	15,0	5,0	84,5	10,6	1,75	0,32	1,06	
1078,25	93,4	195,6	145,2	70,2	28,6	1,2	1,72	0,53	0,82	Téphra
1079	11,1	18,7	14,6	0,6	89,3	10,1	1,60	0,39	1,11	
1081	17,1	21,1	18,9	0,2	94,5	5,2	1,17	0,34	1,55	
1083	13,7	21,0	17,4	0,7	91,7	7,6	1,47	0,41	1,33	

**Annexe 4.3** (suite) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Remarque
1085	9,6	18,8	12,3	0,5	87,0	12,5	1,69	0,33	0,97	
1087	13,0	23,0	17,5	0,2	91,2	8,6	1,54	0,45	1,20	
1089	10,0	19,1	13,3	0,2	88,5	11,4	1,62	0,39	0,99	
1091	7,4	13,4	8,4	0,1	84,7	15,2	1,67	0,19	0,92	
1093	6,0	10,4	7,0	0,1	83,1	16,8	1,52	0,23	0,96	
1095	5,9	12,6	6,6	0,1	80,9	19,0	1,66	0,15	0,88	
1097	4,9	8,0	5,3	0,1	78,2	21,7	1,59	0,11	0,92	
1099	7,1	13,4	8,7	0,3	84,1	15,7	1,62	0,27	0,92	
1101	5,9	9,8	6,3	1,8	80,0	18,2	1,64	0,10	0,95	
1103	8,1	15,6	10,4	0,6	84,1	15,3	1,72	0,32	0,92	
1105	7,3	13,4	8,9	1,3	83,1	15,6	1,65	0,26	0,93	
1107	7,0	14,1	8,5	0,3	82,6	17,1	1,67	0,26	0,88	
1109	7,3	14,6	8,5	0,3	84,3	15,4	1,65	0,21	0,89	
1111	6,6	12,7	7,6	1,4	81,9	16,7	1,62	0,20	0,92	
1113	6,1	12,3	6,7	0,4	81,8	17,8	1,61	0,15	0,90	
1115	4,1	5,4	4,3	0,1	78,5	21,4	1,28	0,14	0,98	
1116	3,6	5,8	3,9	0,0	72,6	27,4	1,40	0,13	0,90	
1117	3,7	4,3	3,9	0,4	75,0	24,6	1,31	0,07	0,99	
1117,75	20,7	29,8	23,6	5,8	89,1	5,1	1,40	0,32	1,28	--
1118,5	8,7	14,8	11,3	1,0	85,6	13,3	1,66	0,33	1,02	
1119,5	7,7	13,4	9,8	0,4	85,1	14,5	1,61	0,32	0,97	
1121	6,8	12,9	8,3	0,6	81,9	17,6	1,69	0,26	0,91	

**Annexe 4.3** (suite et fin) – Résultats granulométriques obtenus sur les sédiments de la carotte PU-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Les échantillons qui n'ont pas été utilisés dans le chapitre 4 sont indiqués dans la colonne remarque : téphras, turbidites (tur.) ou niveaux perturbés (--).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
0	22	27	91	54	119	81	120	108	1117
0,5	58	27,5	85	54,5	123	81,5	120	108,5	1084
1	62	28	81	55	118	82	135	109	1079
1,5	72	28,5	83	55,5	117	82,5	128	109,5	880
2	92	29	77	56	120	83	114	110	515
2,5	96	29,5	66	56,5	122	83,5	106	110,5	189
3	89	30	78	57	130	84	98	111	148
3,5	93	30,5	85	57,5	142	84,5	98	111,5	146
4	92	31	96	58	157	85	111	112	153
4,5	91	31,5	110	58,5	208	85,5	139	112,5	155
5	94	32	124	59	157	86	185	113	150
5,5	100	32,5	120	59,5	131	86,5	184	113,5	155
6	99	33	104	60	133	87	168	114	157
6,5	95	33,5	90	60,5	148	87,5	146	114,5	150
7	61	34	74	61	158	88	133	115	157
7,5	57	34,5	78	61,5	173	88,5	127	115,5	176
8	58	35	88	62	167	89	119	116	226
8,5	55	35,5	102	62,5	141	89,5	118	116,5	303
9	49	36	110	63	132	90	114	117	178
9,5	43	36,5	146	63,5	151	90,5	131	117,5	153
10	44	37	121	64	168	91	129	118	143
10,5	57	37,5	89	64,5	172	91,5	134	118,5	147
11	65	38	86	65	151	92	137	119	155
11,5	62	38,5	87	65,5	119	92,5	145	119,5	190
12	61	39	93	66	116	93	150	120	210
12,5	69	39,5	95	66,5	129	93,5	156	120,5	207
13	86	40	108	67	140	94	153	121	190
13,5	116	40,5	118	67,5	140	94,5	154	121,5	172
14	104	41	96	68	146	95	149	122	165
14,5	106	41,5	94	68,5	139	95,5	145	122,5	166
15	126	42	99	69	137	96	139	123	159
15,5	314	42,5	102	69,5	142	96,5	153	123,5	164
16	464	43	100	70	144	97	167	124	169
16,5	155	43,5	104	70,5	133	97,5	192	124,5	172
17	90	44	113	71	125	98	192	125	188
17,5	63	44,5	136	71,5	124	98,5	153	125,5	186
18	58	45	140	72	116	99	168	126	171
18,5	60	45,5	149	72,5	129	99,5	179	126,5	160
19	55	46	149	73	137	100	193	127	166
19,5	57	46,5	133	73,5	140	100,5	223	127,5	161
20	59	47	123	74	81	101	253	128	155
20,5	67	47,5	116	74,5	55	101,5	419	128,5	152
21	68	48	118	75	77	102	863	129	185
21,5	79	48,5	119	75,5	141	102,5	1258	129,5	220
22	83	49	124	76	163	103	1104	130	398
22,5	87	49,5	117	76,5	158	103,5	987	130,5	543
23	90	50	110	77	165	104	991	131	145
23,5	103	50,5	113	77,5	167	104,5	1060	131,5	144
24	90	51	114	78	167	105	1085	132	139
24,5	82	51,5	120	78,5	209	105,5	1082	132,5	143
25	103	52	141	79	237	106	1173	133	154
25,5	71	52,5	146	79,5	202	106,5	1225	133,5	157
26	69	53	147	80	164	107	1259	134	139
26,5	79	53,5	122	80,5	134	107,5	1194	134,5	127

Annexe 4.4 – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
135	127	162	282	189	153	216	116	243	203
135,5	139	162,5	271	189,5	138	216,5	129	243,5	181
136	148	163	260	190	128	217	113	244	170
136,5	146	163,5	287	190,5	129	217,5	97	244,5	159
137	144	164	325	191	160	218	100	245	168
137,5	146	164,5	370	191,5	168	218,5	99	245,5	178
138	133	165	592	192	190	219	125	246	168
138,5	141	165,5	808	192,5	197	219,5	135	246,5	179
139	159	166	740	193	186	220	173	247	204
139,5	125	166,5	397	193,5	155	220,5	213	247,5	213
140	127	167	307	194	135	221	156	248	193
140,5	131	167,5	307	194,5	139	221,5	135	248,5	216
141	135	168	318	195	144	222	154	249	177
141,5	140	168,5	367	195,5	146	222,5	150	249,5	165
142	146	169	339	196	178	223	138	250	209
142,5	154	169,5	292	196,5	199	223,5	143	250,5	201
143	153	170	282	197	214	224	154	251	202
143,5	153	170,5	293	197,5	365	224,5	142	251,5	194
144	148	171	282	198	326	225	155	252	205
144,5	141	171,5	276	198,5	149	225,5	155	252,5	184
145	129	172	286	199	149	226	175	253	207
145,5	116	172,5	261	199,5	171	226,5	213	253,5	259
146	109	173	259	200	109	227	164	254	394
146,5	109	173,5	272	200,5	90	227,5	202	254,5	408
147	135	174	269	201	136	228	167	255	393
147,5	150	174,5	281	201,5	148	228,5	160	255,5	341
148	152	175	273	202	168	229	225	256	272
148,5	160	175,5	281	202,5	159	229,5	224	256,5	243
149	156	176	287	203	140	230	201	257	197
149,5	178	176,5	321	203,5	115	230,5	238	257,5	180
150	198	177	308	204	139	231	238	258	197
150,5	172	177,5	219	204,5	133	231,5	267	258,5	191
151	162	178	160	205	112	232	340	259	199
151,5	160	178,5	153	205,5	112	232,5	608	259,5	310
152	140	179	190	206	94	233	1277	260	834
152,5	161	179,5	315	206,5	94	233,5	881	260,5	299
153	164	180	272	207	96	234	212	261	164
153,5	161	180,5	253	207,5	96	234,5	150	261,5	167
154	164	181	262	208	104	235	134	262	169
154,5	169	181,5	255	208,5	112	235,5	117	262,5	180
155	192	182	252	209	132	236	134	263	177
155,5	195	182,5	255	209,5	155	236,5	136	263,5	159
156	212	183	263	210	200	237	128	264	165
156,5	175	183,5	247	210,5	107	237,5	134	264,5	156
157	184	184	214	211	96	238	143	265	147
157,5	220	184,5	225	211,5	96	238,5	169	265,5	141
158	239	185	215	212	100	239	178	266	127
158,5	191	185,5	204	212,5	111	239,5	197	266,5	128
159	173	186	236	213	114	240	216	267	118
159,5	160	186,5	238	213,5	136	240,5	173	267,5	112
160	164	187	168	214	110	241	140	268	117
160,5	196	187,5	164	214,5	105	241,5	194	268,5	141
161	279	188	120	215	109	242	188	269	146
161,5	304	188,5	152	215,5	101	242,5	182	269,5	143

Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
270	133	297	173	324	194	351	175	378	158
270,5	119	297,5	161	324,5	173	351,5	160	378,5	133
271	116	298	167	325	141	352	388	379	170
271,5	124	298,5	177	325,5	117	352,5	488	379,5	208
272	126	299	177	326	134	353	434	380	192
272,5	122	299,5	162	326,5	164	353,5	373	380,5	250
273	186	300	161	327	215	354	300	381	356
273,5	160	300,5	159	327,5	193	354,5	111	381,5	199
274	164	301	131	328	135	355	302	382	164
274,5	167	301,5	146	328,5	144	355,5	292	382,5	171
275	153	302	155	329	173	356	193	383	158
275,5	153	302,5	144	329,5	194	356,5	166	383,5	140
276	148	303	162	330	207	357	159	384	137
276,5	149	303,5	151	330,5	217	357,5	168	384,5	159
277	152	304	154	331	249	358	179	385	173
277,5	157	304,5	186	331,5	194	358,5	186	385,5	173
278	152	305	205	332	157	359	192	386	160
278,5	145	305,5	218	332,5	167	359,5	204	386,5	176
279	120	306	229	333	206	360	213	387	262
279,5	122	306,5	228	333,5	207	360,5	249	387,5	191
280	153	307	223	334	154	361	272	388	174
280,5	124	307,5	236	334,5	167	361,5	227	388,5	178
281	75	308	231	335	160	362	259	389	155
281,5	14	308,5	233	335,5	207	362,5	271	389,5	152
282	27	309	222	336	211	363	280	390	180
282,5	39	309,5	223	336,5	181	363,5	248	390,5	247
283	122	310	258	337	159	364	252	391	572
283,5	119	310,5	379	337,5	165	364,5	202	391,5	309
284	134	311	315	338	171	365	207	392	171
284,5	152	311,5	171	338,5	167	365,5	198	392,5	153
285	179	312	150	339	181	366	159	393	171
285,5	179	312,5	188	339,5	169	366,5	142	393,5	206
286	127	313	151	340	154	367	142	394	224
286,5	117	313,5	140	340,5	143	367,5	125	394,5	188
287	99	314	130	341	133	368	148	395	164
287,5	97	314,5	152	341,5	150	368,5	155	395,5	164
288	80	315	153	342	153	369	159	396	152
288,5	103	315,5	143	342,5	120	369,5	176	396,5	209
289	120	316	170	343	123	370	177	397	340
289,5	120	316,5	174	343,5	137	370,5	169	397,5	226
290	145	317	179	344	143	371	138	398	122
290,5	133	317,5	155	344,5	196	371,5	131	398,5	122
291	148	318	144	345	183	372	134	399	155
291,5	167	318,5	151	345,5	158	372,5	164	399,5	239
292	190	319	132	346	144	373	168	400	285
292,5	169	319,5	142	346,5	144	373,5	176	400,5	186
293	156	320	141	347	162	374	153	401	173
293,5	171	320,5	150	347,5	163	374,5	158	401,5	169
294	172	321	149	348	139	375	148	402	194
294,5	168	321,5	153	348,5	126	375,5	158	402,5	181
295	155	322	166	349	132	376	173	403	166
295,5	145	322,5	169	349,5	147	376,5	238	403,5	168
296	144	323	210	350	164	377	345	404	180
296,5	149	323,5	209	350,5	189	377,5	260	404,5	211

Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
405	214	432	177	459	148	486	193	513	232
405,5	194	432,5	166	459,5	133	486,5	354	513,5	238
406	202	433	137	460	139	487	295	514	206
406,5	197	433,5	137	460,5	136	487,5	438	514,5	200
407	171	434	164	461	160	488	482	515	211
407,5	156	434,5	170	461,5	216	488,5	474	515,5	238
408	162	435	185	462	209	489	529	516	212
408,5	158	435,5	171	462,5	145	489,5	558	516,5	195
409	166	436	178	463	152	490	526	517	210
409,5	155	436,5	163	463,5	151	490,5	702	517,5	218
410	138	437	186	464	147	491	1097	518	211
410,5	184	437,5	234	464,5	135	491,5	791	518,5	202
411	159	438	221	465	183	492	340	519	186
411,5	177	438,5	196	465,5	237	492,5	391	519,5	175
412	159	439	198	466	217	493	287	520	184
412,5	152	439,5	200	466,5	158	493,5	303	520,5	169
413	163	440	178	467	140	494	326	521	118
413,5	203	440,5	153	467,5	121	494,5	276	521,5	150
414	214	441	158	468	123	495	240	522	151
414,5	206	441,5	177	468,5	126	495,5	247	522,5	155
415	194	442	195	469	146	496	303	523	164
415,5	188	442,5	251	469,5	157	496,5	347	523,5	163
416	229	443	246	470	145	497	306	524	139
416,5	169	443,5	203	470,5	126	497,5	354	524,5	126
417	193	444	214	471	127	498	377	525	113
417,5	200	444,5	225	471,5	125	498,5	384	525,5	162
418	136	445	277	472	129	499	415	526	179
418,5	120	445,5	350	472,5	152	499,5	420	526,5	171
419	175	446	209	473	163	500	407	527	175
419,5	184	446,5	173	473,5	136	500,5	366	527,5	194
420	157	447	169	474	133	501	282	528	182
420,5	175	447,5	156	474,5	122	501,5	201	528,5	203
421	198	448	168	475	120	502	200	529	217
421,5	191	448,5	162	475,5	131	502,5	130	529,5	195
422	163	449	179	476	138	503	153	530	163
422,5	164	449,5	180	476,5	130	503,5	197	530,5	199
423	153	450	177	477	133	504	192	531	230
423,5	165	450,5	164	477,5	123	504,5	174	531,5	217
424	195	451	161	478	127	505	191	532	184
424,5	182	451,5	167	478,5	130	505,5	212	532,5	79
425	171	452	182	479	118	506	222	533	81
425,5	170	452,5	198	479,5	144	506,5	247	533,5	165
426	153	453	190	480	162	507	272	534	180
426,5	139	453,5	175	480,5	178	507,5	193	534,5	158
427	153	454	175	481	137	508	213	535	131
427,5	161	454,5	176	481,5	142	508,5	225	535,5	147
428	169	455	177	482	140	509	239	536	175
428,5	174	455,5	194	482,5	152	509,5	217	536,5	196
429	185	456	200	483	274	510	206	537	173
429,5	175	456,5	196	483,5	340	510,5	156	537,5	157
430	209	457	188	484	181	511	151	538	149
430,5	183	457,5	180	484,5	171	511,5	186	538,5	160
431	189	458	162	485	210	512	180	539	170
431,5	178	458,5	147	485,5	204	512,5	184	539,5	155

Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).



Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
540	161	567	190	594	115	621	164	648	176
540,5	150	567,5	191	594,5	124	621,5	237	648,5	145
541	139	568	210	595	85	622	321	649	158
541,5	165	568,5	223	595,5	121	622,5	242	649,5	162
542	162	569	284	596	120	623	337	650	171
542,5	163	569,5	191	596,5	147	623,5	557	650,5	180
543	160	570	167	597	155	624	430	651	166
543,5	155	570,5	156	597,5	136	624,5	207	651,5	150
544	166	571	143	598	124	625	173	652	151
544,5	177	571,5	163	598,5	112	625,5	154	652,5	182
545	179	572	165	599	110	626	158	653	137
545,5	178	572,5	160	599,5	141	626,5	133	653,5	135
546	168	573	165	600	158	627	146	654	140
546,5	167	573,5	128	600,5	167	627,5	214	654,5	145
547	106	574	106	601	175	628	244	655	136
547,5	144	574,5	147	601,5	204	628,5	241	655,5	125
548	186	575	160	602	156	629	202	656	131
548,5	190	575,5	103	602,5	152	629,5	147	656,5	148
549	176	576	95	603	172	630	173	657	160
549,5	165	576,5	91	603,5	171	630,5	191	657,5	152
550	157	577	92	604	148	631	175	658	150
550,5	141	577,5	109	604,5	128	631,5	168	658,5	143
551	140	578	164	605	138	632	257	659	154
551,5	135	578,5	168	605,5	172	632,5	172	659,5	156
552	134	579	192	606	157	633	167	660	170
552,5	140	579,5	160	606,5	146	633,5	212	660,5	207
553	107	580	120	607	181	634	202	661	166
553,5	79	580,5	158	607,5	199	634,5	189	661,5	171
554	62	581	195	608	199	635	154	662	119
554,5	119	581,5	270	608,5	217	635,5	151	662,5	125
555	124	582	208	609	177	636	161	663	169
555,5	145	582,5	218	609,5	185	636,5	158	663,5	154
556	158	583	270	610	187	637	173	664	153
556,5	166	583,5	216	610,5	172	637,5	177	664,5	117
557	162	584	179	611	181	638	157	665	89
557,5	161	584,5	171	611,5	164	638,5	146	665,5	78
558	167	585	118	612	136	639	140	666	138
558,5	150	585,5	85	612,5	140	639,5	142	666,5	144
559	160	586	131	613	133	640	134	667	173
559,5	192	586,5	150	613,5	142	640,5	137	667,5	161
560	218	587	127	614	129	641	149	668	136
560,5	172	587,5	129	614,5	126	641,5	149	668,5	148
561	166	588	129	615	182	642	159	669	137
561,5	182	588,5	105	615,5	168	642,5	178	669,5	101
562	163	589	99	616	170	643	162	670	86
562,5	150	589,5	104	616,5	176	643,5	149	670,5	85
563	160	590	96	617	145	644	143	671	97
563,5	149	590,5	111	617,5	114	644,5	146	671,5	86
564	175	591	131	618	114	645	147	672	86
564,5	196	591,5	142	618,5	140	645,5	137	672,5	132
565	170	592	138	619	189	646	151	673	222
565,5	166	592,5	149	619,5	129	646,5	159	673,5	154
566	164	593	145	620	112	647	148	674	120
566,5	170	593,5	124	620,5	134	647,5	175	674,5	106

Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
675	106	702	92	729	145	756	128	783	123
675,5	127	702,5	88	729,5	114	756,5	140	783,5	122
676	134	703	98	730	127	757	151	784	143
676,5	130	703,5	97	730,5	138	757,5	154	784,5	148
677	125	704	94	731	121	758	145	785	134
677,5	132	704,5	101	731,5	77	758,5	185	785,5	135
678	130	705	119	732	105	759	210	786	123
678,5	142	705,5	125	732,5	146	759,5	212	786,5	106
679	124	706	132	733	155	760	250	787	130
679,5	97	706,5	141	733,5	167	760,5	257	787,5	155
680	108	707	138	734	165	761	230	788	144
680,5	115	707,5	141	734,5	167	761,5	167	788,5	153
681	145	708	215	735	156	762	183	789	173
681,5	147	708,5	231	735,5	144	762,5	155	789,5	169
682	123	709	390	736	138	763	101	790	163
682,5	125	709,5	396	736,5	153	763,5	91	790,5	113
683	123	710	92	737	153	764	107	791	164
683,5	110	710,5	120	737,5	151	764,5	138	791,5	153
684	86	711	118	738	184	765	131	792	117
684,5	104	711,5	124	738,5	154	765,5	132	792,5	137
685	107	712	102	739	163	766	125	793	159
685,5	108	712,5	108	739,5	157	766,5	110	793,5	160
686	108	713	132	740	178	767	112	794	139
686,5	100	713,5	118	740,5	242	767,5	143	794,5	136
687	130	714	118	741	259	768	166	795	149
687,5	150	714,5	126	741,5	247	768,5	157	795,5	149
688	123	715	108	742	262	769	124	796	160
688,5	107	715,5	133	742,5	318	769,5	129	796,5	147
689	108	716	151	743	360	770	165	797	134
689,5	104	716,5	115	743,5	398	770,5	179	797,5	151
690	103	717	105	744	498	771	183	798	128
690,5	110	717,5	131	744,5	464	771,5	179	798,5	127
691	143	718	141	745	358	772	161	799	110
691,5	152	718,5	139	745,5	313	772,5	160	799,5	85
692	135	719	124	746	211	773	179	800	139
692,5	127	719,5	199	746,5	180	773,5	433	800,5	139
693	111	720	153	747	187	774	241	801	112
693,5	131	720,5	129	747,5	207	774,5	164	801,5	185
694	121	721	120	748	223	775	135	802	187
694,5	85	721,5	131	748,5	222	775,5	130	802,5	194
695	69	722	108	749	211	776	127	803	191
695,5	98	722,5	103	749,5	213	776,5	126	803,5	231
696	107	723	110	750	207	777	120	804	181
696,5	72	723,5	110	750,5	228	777,5	146	804,5	183
697	68	724	100	751	244	778	146	805	173
697,5	101	724,5	113	751,5	172	778,5	130	805,5	227
698	141	725	131	752	133	779	134	806	196
698,5	129	725,5	133	752,5	136	779,5	137	806,5	128
699	149	726	140	753	136	780	131	807	148
699,5	188	726,5	154	753,5	135	780,5	126	807,5	134
700	105	727	160	754	139	781	125	808	160
700,5	87	727,5	146	754,5	131	781,5	120	808,5	203
701	88	728	147	755	131	782	156	809	211
701,5	118	728,5	163	755,5	128	782,5	152	809,5	167

Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
810	150	837	236	864	165	891	245	918	156
810,5	183	837,5	263	864,5	108	891,5	229	918,5	153
811	235	838	257	865	138	892	209	919	152
811,5	222	838,5	267	865,5	212	892,5	184	919,5	155
812	195	839	324	866	203	893	169	920	184
812,5	230	839,5	483	866,5	178	893,5	193	920,5	170
813	195	840	347	867	155	894	201	921	168
813,5	139	840,5	258	867,5	192	894,5	204	921,5	198
814	138	841	278	868	204	895	179	922	198
814,5	136	841,5	255	868,5	194	895,5	226	922,5	186
815	138	842	214	869	191	896	179	923	178
815,5	87	842,5	195	869,5	246	896,5	159	923,5	180
816	43	843	228	870	282	897	189	924	204
816,5	151	843,5	256	870,5	309	897,5	191	924,5	198
817	201	844	256	871	269	898	190	925	202
817,5	184	844,5	264	871,5	278	898,5	186	925,5	192
818	261	845	303	872	257	899	168	926	220
818,5	255	845,5	255	872,5	246	899,5	80	926,5	241
819	266	846	237	873	194	900	116	927	273
819,5	211	846,5	290	873,5	95	900,5	193	927,5	292
820	188	847	276	874	201	901	187	928	255
820,5	224	847,5	280	874,5	245	901,5	173	928,5	292
821	215	848	321	875	316	902	206	929	224
821,5	246	848,5	251	875,5	212	902,5	379	929,5	161
822	226	849	220	876	208	903	931	930	143
822,5	223	849,5	243	876,5	240	903,5	820	930,5	207
823	229	850	235	877	250	904	594	931	223
823,5	213	850,5	228	877,5	247	904,5	277	931,5	189
824	170	851	232	878	232	905	279	932	176
824,5	218	851,5	231	878,5	209	905,5	276	932,5	187
825	244	852	242	879	251	906	280	933	160
825,5	220	852,5	263	879,5	224	906,5	268	933,5	135
826	214	853	240	880	240	907	245	934	163
826,5	190	853,5	240	880,5	218	907,5	246	934,5	161
827	265	854	242	881	217	908	241	935	151
827,5	254	854,5	230	881,5	142	908,5	257	935,5	133
828	244	855	203	882	185	909	232	936	186
828,5	242	855,5	205	882,5	203	909,5	174	936,5	175
829	247	856	246	883	196	910	250	937	174
829,5	250	856,5	220	883,5	214	910,5	277	937,5	174
830	230	857	248	884	212	911	278	938	201
830,5	231	857,5	266	884,5	205	911,5	292	938,5	201
831	215	858	229	885	220	912	272	939	210
831,5	151	858,5	233	885,5	215	912,5	254	939,5	163
832	180	859	270	886	256	913	218	940	142
832,5	240	859,5	256	886,5	250	913,5	220	940,5	167
833	255	860	250	887	230	914	222	941	192
833,5	264	860,5	227	887,5	266	914,5	201	941,5	184
834	279	861	183	888	260	915	213	942	192
834,5	256	861,5	232	888,5	256	915,5	196	942,5	185
835	209	862	215	889	224	916	187	943	164
835,5	215	862,5	180	889,5	233	916,5	172	943,5	157
836	286	863	156	890	248	917	145	944	151
836,5	219	863,5	159	890,5	248	917,5	159	944,5	154

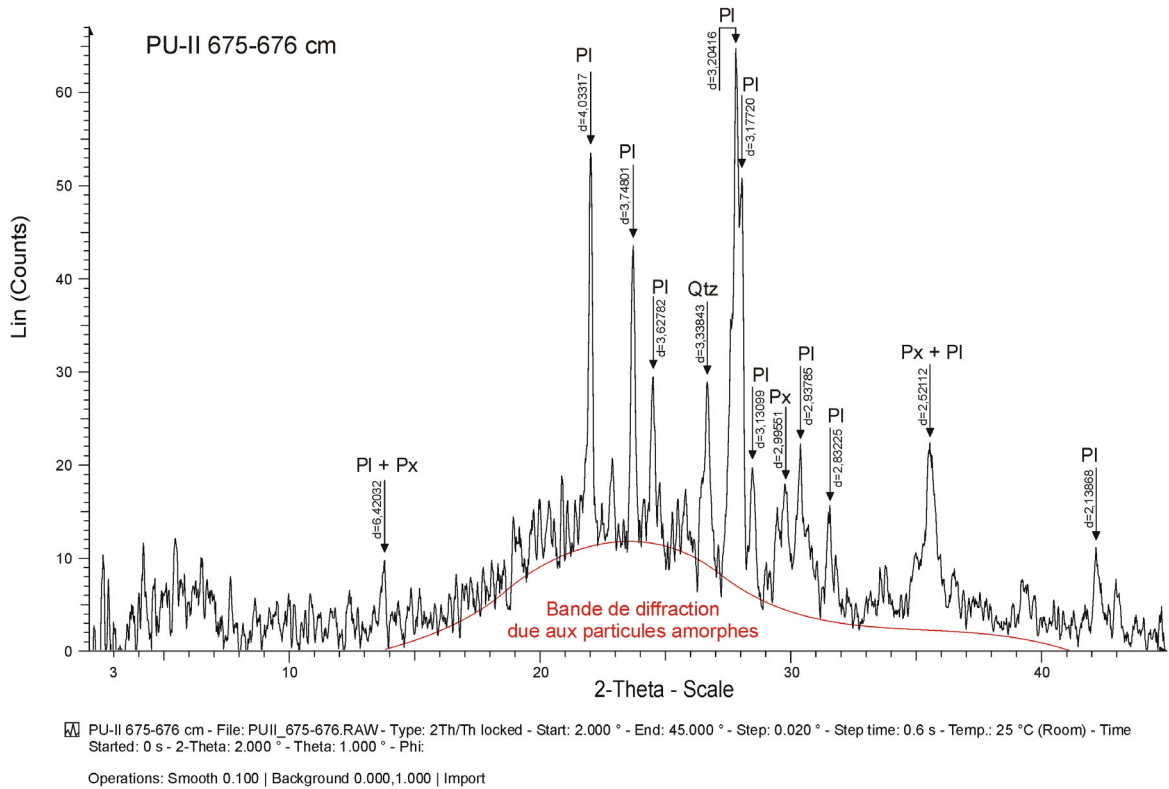
Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
945	147	972	132	999	250	1026	200	1053	152
945,5	146	972,5	104	999,5	234	1026,5	174	1053,5	167
946	129	973	153	1000	183	1027	197	1054	168
946,5	138	973,5	225	1000,5	214	1027,5	178	1054,5	182
947	142	974	213	1001	239	1028	220	1055	208
947,5	143	974,5	161	1001,5	257	1028,5	229	1055,5	206
948	140	975	136	1002	303	1029	210	1056	178
948,5	143	975,5	188	1002,5	383	1029,5	236	1056,5	168
949	142	976	200	1003	384	1030	221	1057	199
949,5	138	976,5	191	1003,5	433	1030,5	195	1057,5	163
950	127	977	171	1004	414	1031	194	1058	185
950,5	127	977,5	173	1004,5	424	1031,5	195	1058,5	195
951	124	978	123	1005	552	1032	194	1059	204
951,5	133	978,5	40	1005,5	436	1032,5	193	1059,5	175
952	121	979	71	1006	243	1033	158	1060	178
952,5	115	979,5	188	1006,5	225	1033,5	176	1060,5	187
953	113	980	206	1007	191	1034	195	1061	190
953,5	110	980,5	184	1007,5	199	1034,5	201	1061,5	186
954	99	981	148	1008	220	1035	180	1062	179
954,5	75	981,5	163	1008,5	217	1035,5	197	1062,5	155
955	58	982	186	1009	237	1036	218	1063	157
955,5	55	982,5	185	1009,5	230	1036,5	218	1063,5	172
956	61	983	193	1010	235	1037	130	1064	128
956,5	68	983,5	213	1010,5	307	1037,5	119	1064,5	119
957	76	984	225	1011	268	1038	141	1065	144
957,5	85	984,5	215	1011,5	228	1038,5	104	1065,5	139
958	99	985	173	1012	192	1039	69	1066	109
958,5	92	985,5	190	1012,5	224	1039,5	69	1066,5	127
959	85	986	230	1013	194	1040	60	1067	122
959,5	87	986,5	215	1013,5	161	1040,5	78	1067,5	127
960	131	987	217	1014	143	1041	169	1068	152
960,5	169	987,5	293	1014,5	137	1041,5	160	1068,5	132
961	196	988	229	1015	190	1042	83	1069	154
961,5	209	988,5	248	1015,5	197	1042,5	131	1069,5	143
962	206	989	229	1016	183	1043	178	1070	187
962,5	203	989,5	175	1016,5	189	1043,5	214	1070,5	204
963	215	990	163	1017	178	1044	197	1071	182
963,5	218	990,5	147	1017,5	219	1044,5	205	1071,5	232
964	249	991	209	1018	230	1045	214	1072	202
964,5	256	991,5	200	1018,5	172	1045,5	220	1072,5	173
965	274	992	216	1019	180	1046	213	1073	133
965,5	267	992,5	189	1019,5	215	1046,5	207	1073,5	147
966	265	993	169	1020	191	1047	188	1074	155
966,5	272	993,5	205	1020,5	186	1047,5	211	1074,5	188
967	257	994	206	1021	184	1048	193	1075	162
967,5	235	994,5	207	1021,5	205	1048,5	177	1075,5	171
968	238	995	195	1022	209	1049	188	1076	215
968,5	213	995,5	249	1022,5	201	1049,5	185	1076,5	185
969	194	996	253	1023	170	1050	171	1077	204
969,5	275	996,5	224	1023,5	179	1050,5	75	1077,5	280
970	336	997	208	1024	194	1051	159	1078	337
970,5	248	997,5	176	1024,5	194	1051,5	196	1078,5	278
971	240	998	189	1025	192	1052	188	1079	206
971,5	148	998,5	245	1025,5	204	1052,5	177	1079,5	167

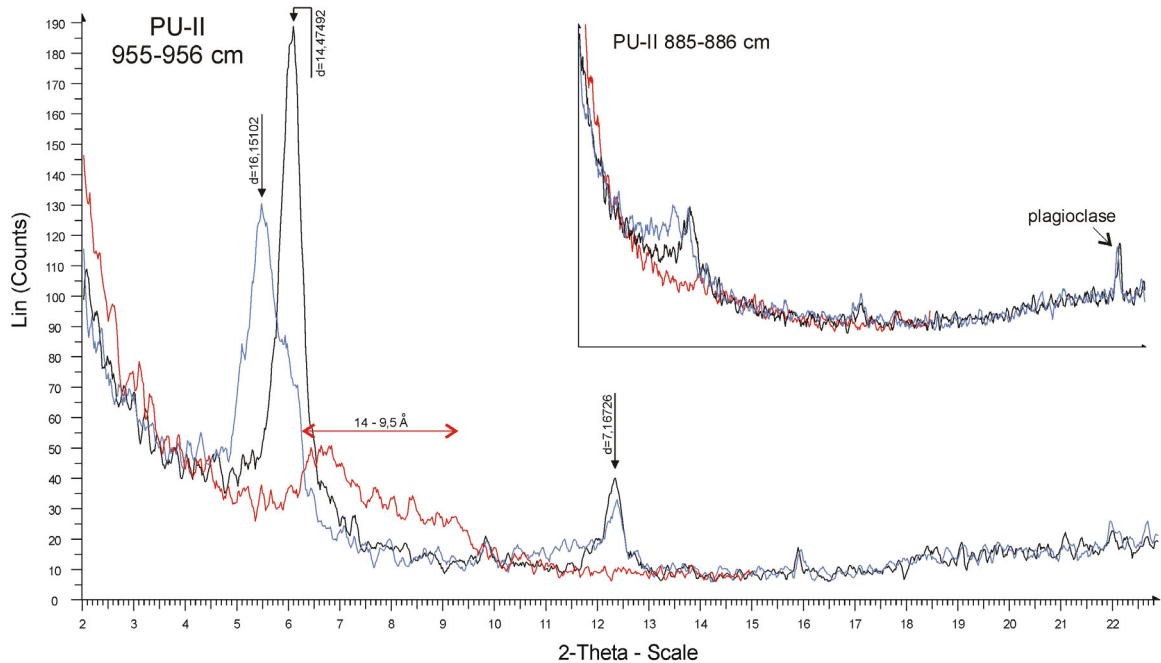
Annexe 4.4 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
1080	194	1088,5	123	1097	215	1105,5	235	1114	185
1080,5	149	1089	148	1097,5	202	1106	235	1114,5	211
1081	128	1089,5	142	1098	206	1106,5	240	1115	206
1081,5	153	1090	144	1098,5	242	1107	207	1115,5	213
1082	177	1090,5	224	1099	228	1107,5	203	1116	203
1082,5	172	1091	210	1099,5	247	1108	216	1116,5	179
1083	164	1091,5	230	1100	220	1108,5	200	1117	128
1083,5	147	1092	214	1100,5	250	1109	190	1117,5	132
1084	136	1092,5	245	1101	270	1109,5	179	1118	189
1084,5	108	1093	263	1101,5	240	1110	194	1118,5	198
1085	184	1093,5	203	1102	221	1110,5	184	1119	190
1085,5	209	1094	201	1102,5	207	1111	183	1119,5	207
1086	194	1094,5	203	1103	213	1111,5	215	1120	202
1086,5	144	1095	215	1103,5	224	1112	217	1120,5	201
1087	128	1095,5	212	1104	232	1112,5	211	1121	163
1087,5	131	1096	213	1104,5	231	1113	195	1121,5	179
1088	133	1096,5	220	1105	198	1113,5	200	1122	81

Annexe 4.4 (suite et fin) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet).



**Annexe 4.5** – Diffractogramme de poudre d'un échantillon représentatif des sédiments du lac Puyehue (675-676 cm) obtenu après retrait du bruit de fond (degré de courbure 0) et lissage du spectre (facteur de lissage 0,1). Le spectre a été traité avec le logiciel Eva 8.0. Le minéral correspondant à chaque réflexion est indiqué : plagioclase (PI), pyroxène (Px) et quartz (Qtz).



**Annexe 4.6** – Diffractogramme obtenu sur la fraction argileuse (< 2  $\mu\text{m}$ ) de l'échantillon contenant la plus grande quantité d'argiles cristallisées (955-956 cm). Les diffractogrammes obtenus après séchage à l'air libre (noir), saturation pendant 24h à l'éthylène glycol (bleu) et chauffage à 500°C pendant 4h (rouge) sont présentés. Pour comparaison, les spectres d'un échantillon représentatif de la base de la carotte PU-II est annexé (885-886 cm). Les diffractogrammes sont présentés sans soustraction du bruit de fond mais après lissage du spectre (facteur de lissage 0,1).

## ANNEXE V

### DONNÉES ANALYTIQUES RELATIVES AU CHAPITRE 8 (CAROTTES ICA-I ET ICA-II, LAC ICALMA)

ICA-I Profondeur (cm)	Amorphes (%)	Plagioclase (%)	Pyroxène (%)	Quartz (%)	Olivine (%)	Amphibole (%)	Argiles crist. (présence)
5 - 6	75	17	4	1	1	2	
15 - 16	53	27	7	3	4	7	
25 - 26	61	24	6	3	4	2	
35 - 36	76	17	4	1	2	0	
45 - 46	74	15	3	1	4	2	
55 - 56	47	35	7	4	2	5	
65 - 66	66	18	9	2	2	3	
75 - 76	63	23	5	2	3	3	
85 - 86	60	30	6	1	2	0	
95 - 96	80	13	5	2	0	0	
105 - 106	60	27	8	1	2	2	
115 - 116	63	22	10	2	2	2	
125 - 126	62	22	10	2	3	2	
135 - 136	57	26	10	2	2	3	
145 - 146	36	32	8	15	4	4	
155 - 156	32	49	11	3	3	2	
165 - 166	54	30	9	2	3	2	
175 - 176	38	36	8	8	3	7	*
185 - 186	57	24	9	2	3	5	
195 - 196	31	44	10	7	4	4	
205 - 206	54	31	4	4	3	4	
215 - 216	31	39	8	11	6	6	*
225 - 226	29	38	7	12	3	12	*
235 - 236	50	32	10	3	3	2	
245 - 246	40	42	15	3	0	0	
255 - 256	68	18	5	3	3	3	
265 - 266	63	18	5	8	3	3	
275 - 276	35	32	5	7	15	6	
285 - 286	33	26	8	19	6	8	*
295 - 296	30	39	6	11	4	11	*
305 - 306	30	41	10	12	4	5	*
315 - 316	33	40	4	12	5	6	*
325 - 326	37	32	5	11	3	12	*
335 - 336	38	37	7	9	2	8	*
345 - 346	40	28	7	12	4	8	*
355 - 356	36	39	5	10	5	5	*
365 - 366	37	35	7	8	3	10	*
375 - 376	45	31	5	6	4	8	
385 - 386	25	51	5	10	3	6	*
395 - 396	66	21	5	2	3	2	
405 - 406	64	25	6	2	3	1	

**Annexe 5.1** – Résultats des analyses minéralogiques effectuées par diffraction des rayons X sur les sédiments de la carotte ICA-I. La minéralogie totale a été déterminée de manière semi-quantitative en tenant compte des facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). La présence de minéraux argileux cristallisés est indiquée par un astérisque.

ICA-I Profondeur (cm)	Amorphes (%)	Plagioclase (%)	Pyroxène (%)	Quartz (%)	Olivine (%)	Amphibole (%)	Argiles crist. (présence)
415 - 416	52	37	7	1	2	0	
425 - 426	49	36	10	1	3	0	
435 - 436	59	25	12	2	2	0	
445 - 446	42	50	5	1	2	0	
455 - 456	52	29	8	4	3	4	
465 - 466	73	16	7	2	3	0	
475 - 476	42	34	9	8	3	4	
485 - 486	62	23	11	2	2	0	
495 - 496	45	37	9	3	4	2	
505 - 506	49	30	9	5	3	5	
515 - 516	46	34	14	2	3	2	
525 - 526	42	34	11	5	5	4	
535 - 536	60	21	7	3	6	3	
545 - 546	66	22	7	2	2	2	
555 - 556	47	34	13	2	3	2	
565 - 566	45	42	9	2	2	0	
575 - 576	47	36	11	1	6	0	
585 - 586	72	15	7	1	3	3	
595 - 596	69	23	7	1	1	0	
605 - 606	69	18	4	3	3	2	
615 - 616	52	29	8	4	5	3	
625 - 626	56	24	12	3	3	1	
635 - 636	69	21	6	2	3	0	
645 - 646	62	24	7	2	3	2	
655 - 656	59	25	8	3	3	2	
665 - 666	62	23	8	2	3	2	
675 - 676	66	21	6	2	3	2	
685 - 686	42	24	28	2	2	1	
695 - 696	69	18	4	3	3	2	
705 - 706	60	24	9	1	4	2	
715 - 716	46	35	14	2	3	0	
725 - 726	56	26	7	2	4	5	
735 - 736	45	39	10	1	3	2	
745 - 746	53	29	12	1	4	1	
755 - 756	60	25	10	1	3	1	
765 - 766	45	27	8	4	7	9	
775 - 776	55	30	9	2	3	0	

**Annexe 5.1** (suite et fin) – Résultats des analyses minéralogiques effectuées par diffraction des rayons X sur les sédiments de la carotte ICA-I. La minéralogie totale a été déterminée de manière semi-quantitative en tenant compte des facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). La présence de minéraux argileux cristallisés est indiquée par un astérisque.



ICA-II Profondeur (cm)	Amorphes (%)	Plagioclase (%)	Pyroxène (%)	Quartz (%)	Olivine (%)	Amphibole (%)	Argiles crist. (présence)
5 - 6	67	18	9	1	5	0	
15 - 16	77	12	6	2	3	0	
25 - 26	80	11	5	2	3	0	
35 - 36	76	12	8	2	2	0	
45 - 46	69	24	6	1	0	0	
55 - 56	71	18	8	1	3	0	
65 - 66	75	15	6	2	3	0	
75 - 76	65	21	9	3	2	0	
85 - 86	63	26	6	2	3	0	
95 - 96	75	16	5	1	2	0	
105 - 106	79	14	5	1	0	0	
115 - 116	68	21	9	2	0	0	
125 - 126	57	30	9	1	3	0	
135 - 136	63	22	8	5	2	0	
145 - 146	60	27	8	1	3	0	
155 - 156	64	22	9	2	3	0	
165 - 166	68	17	10	2	3	0	
175 - 176	67	18	10	1	4	0	
185 - 186	69	23	8	1	0	0	
195 - 196	66	25	7	2	0	0	
205 - 206	63	23	9	1	3	0	
215 - 216	59	30	10	1	0	0	
225 - 226	60	26	9	1	4	0	
235 - 236	59	31	8	2	0	0	
265 - 266	60	26	10	1	3	0	
275 - 276	52	39	6	1	2	0	
285 - 286	55	33	11	1	0	0	
295 - 296	51	31	12	2	3	0	
315 - 316	56	26	12	3	2	0	
325 - 326	71	18	9	2	0	0	
335 - 336	74	15	7	1	3	0	
345 - 346	66	21	9	2	2	0	
355 - 356	63	24	12	1	0	0	
365 - 366	39	44	15	2	0	0	
375 - 376	54	29	9	5	3	0	
385 - 386	48	32	14	2	4	0	
395 - 396	47	38	14	1	0	0	
405 - 406	61	26	9	1	3	0	
415 - 416	71	18	6	3	1	0	
425 - 426	71	21	6	2	0	0	
435 - 436	71	18	7	2	3	0	
445 - 446	70	19	7	2	3	0	
455 - 456	69	22	5	1	2	0	*
465 - 466	58	30	5	4	0	4	*
475 - 476	73	21	5	1	0	0	
485 - 486	68	20	7	5	0	0	
495 - 496	74	19	3	2	2	0	
505 - 506	71	18	6	2	3	0	
515 - 516	81	9	8	1	0	0	
525 - 526	76	20	4	1	0	0	
535 - 536	62	22	8	4	4	0	
545 - 546	82	13	4	1	0	0	
555 - 556	69	26	4	1	0	0	

**Annexe 5.2** – Résultats des analyses minéralogiques effectuées par diffraction des rayons X sur les sédiments de la carotte ICA-II. La minéralogie totale a été déterminée de manière semi-quantitative en tenant compte des facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). La présence de minéraux argileux cristallisés est indiquée par un astérisque.

ICA-II Profondeur (cm)	Amorphes (%)	Plagioclase (%)	Pyroxène (%)	Quartz (%)	Olivine (%)	Amphibole (%)	Argiles crist. (présence)
565 - 566	63	23	10	2	3	0	
575 - 576	61	30	7	2	0	0	
585 - 586	71	24	4	0	0	0	
595 - 596	70	20	8	1	0	0	
605 - 606	75	15	6	4	0	0	
615 - 616	66	19	9	1	4	0	
625 - 626	76	15	6	2	0	0	
635 - 636	60	26	7	3	4	0	
645 - 646	72	18	8	1	0	0	
655 - 656	52	31	10	2	4	0	
665 - 666	46	36	16	2	0	0	
675 - 676	49	32	11	5	4	0	
685 - 686	68	24	7	1	0	0	
695 - 696	61	27	9	3	0	0	
705 - 706	66	21	8	2	4	0	
715 - 716	55	28	11	3	3	0	
725 - 726	57	29	13	1	0	0	
735 - 736	52	32	14	2	0	0	
745 - 746	57	30	11	1	0	0	
755 - 756	50	37	11	1	0	0	
765 - 766	47	38	14	2	0	0	
775 - 776	61	25	8	2	4	0	
785 - 786	63	26	8	3	0	0	
795 - 796	55	33	12	1	0	0	
805 - 806	64	27	8	1	0	0	
815 - 816	55	28	11	5	0	0	

**Annexe 5.2** (suite et fin) – Résultats des analyses minéralogiques effectuées par diffraction des rayons X sur les sédiments de la carotte ICA-II. La minéralogie totale a été déterminée de manière semi-quantitative en tenant compte des facteurs correctifs suivants (Cook *et al.*, 1975 ; Bertrand, 2002) : amorphes (75), plagioclase (2,8), olivine (5), quartz (1) et olivine (5). La présence de minéraux argileux cristallisés est indiquée par un astérisque.

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
0,5	22,5	23,4	13,0	86,4	0,6	1,38	0,08	1,05	L
2,5	71,9	72,2	55,4	44,5	0,1	1,65	0,03	1,14	L
4,5	23,1	25,4	15,6	83,7	0,7	1,49	0,13	0,99	L
6,5	19,2	19,6	10,0	89,6	0,4	1,35	0,03	1,00	L
8,5	123,4	153,4	67,6	32,3	0,1	1,96	0,26	0,82	L
9,5	19,4	19,4	11,0	88,7	0,4	1,38	0,00	0,97	L
10,5	23,2	24,8	13,0	86,5	0,5	1,34	0,14	0,99	L
11,5	47,7	51,7	38,2	61,6	0,1	1,14	0,25	1,21	L
12,5	30,9	33,6	24,3	75,5	0,2	1,42	0,15	0,98	L
14,5	28,6	30,8	24,2	75,5	0,3	1,52	0,12	0,93	L
16,5	25,8	28,0	16,8	82,9	0,4	1,37	0,15	0,98	L
18,5	23,0	23,1	16,4	83,3	0,2	1,45	0,02	0,93	L
20,5	17,2	17,1	8,3	91,2	0,5	1,34	-0,01	0,97	L
22,5	17,2	16,9	8,5	91,1	0,4	1,33	-0,03	0,97	L
24,5	56,3	51,8	45,5	54,4	0,1	2,06	-0,04	0,79	L
26,5	25,4	25,0	21,1	78,7	0,2	1,54	-0,01	0,92	L
28,5	18,6	18,5	8,7	91,1	0,2	1,26	-0,03	1,03	L
30,5	19,7	19,2	11,8	87,9	0,3	1,37	-0,05	0,99	L
32,5	17,6	18,0	7,0	92,6	0,4	1,28	0,04	0,99	L
34,5	18,2	18,3	6,4	93,4	0,2	1,18	0,01	1,02	L
36,5	17,4	17,4	7,9	91,7	0,4	1,31	0,00	0,99	L
38,5	18,9	19,1	8,7	90,9	0,4	1,30	0,03	0,98	L
39	19,0	19,4	8,7	90,8	0,4	1,31	0,04	0,97	L
39,5	30,1	32,7	22,1	77,2	0,6	1,40	0,18	1,06	L
40	38,3	42,0	30,7	68,8	0,5	1,33	0,22	1,09	L
40,5	18,3	18,3	8,6	91,1	0,4	1,31	0,01	0,96	L
41,5	18,8	19,1	7,2	92,6	0,2	1,22	0,03	1,00	L
42,5	18,9	18,9	8,2	91,6	0,2	1,24	0,00	1,01	L
43,5	70,5	38,6	41,7	58,3	0,1	2,76	-0,34	0,62	L+T
44,5	18,7	18,6	9,5	90,2	0,3	1,32	-0,01	0,99	L
45,5	18,9	18,8	8,8	90,9	0,2	1,27	-0,01	1,00	L
47,5	93,0	44,3	44,1	55,9	0,0	3,28	-0,40	0,78	L+T
48,5	16,8	17,1	4,6	95,1	0,3	1,16	0,04	1,01	L
50,5	29,0	24,8	24,0	75,9	0,1	2,23	-0,29	1,52	L+T
52,5	19,6	19,5	11,6	88,0	0,4	1,40	0,01	0,94	L
53,5	84,5	123,2	67,1	32,8	0,2	1,87	0,42	0,90	L
55,5	17,5	18,2	7,5	91,9	0,6	1,33	0,06	0,98	L
56,5	19,8	19,6	10,4	89,5	0,2	1,30	-0,03	1,02	L
58,5	18,8	18,7	9,5	90,2	0,3	1,33	0,00	0,97	L
60,5	21,3	21,3	12,9	86,9	0,2	1,37	0,01	0,96	L
62,5	16,1	16,3	5,4	94,2	0,4	1,22	0,01	1,02	L
64,5	21,2	21,8	13,1	86,5	0,4	1,41	0,05	0,95	L
66,5	17,5	17,4	8,5	91,1	0,4	1,32	-0,02	1,01	L
68,5	19,5	19,5	11,5	88,1	0,4	1,40	0,00	0,95	L
69,5	56,5	44,5	43,6	56,2	0,2	2,33	-0,14	0,66	L
70,5	20,8	22,5	11,6	87,6	0,8	1,41	0,14	0,95	L
72,5	26,5	26,3	22,6	77,1	0,3	1,58	-0,01	0,93	L
74,5	15,5	15,8	4,0	95,7	0,4	1,17	0,04	1,01	L
76,5	19,1	18,9	10,1	89,6	0,3	1,33	-0,02	0,98	L
78,5	75,3	62,6	49,9	49,9	0,2	2,54	-0,09	0,66	L
80,5	18,1	17,9	8,8	90,8	0,4	1,31	-0,02	1,00	L
82,5	58,0	32,3	36,9	62,9	0,3	2,77	-0,37	0,82	L+T
84,5	118,9	42,0	44,0	55,8	0,2	3,76	-0,47	0,77	L+T

**Annexe 5.3** – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
85,5	20,6	19,8	15,9	83,6	0,5	1,63	-0,10	1,06	L
86,5	49,5	53,9	46,8	52,8	0,4	1,94	0,12	0,79	L
87	18,0	18,4	8,5	90,9	0,6	1,36	0,05	0,92	L
88,5	25,3	24,2	22,9	76,7	0,4	1,76	-0,08	1,00	L
90,5	235,3	495,5	66,6	33,2	0,1	2,87	0,49	0,68	L+T
93,5	383,0	976,8	78,3	21,6	0,1	2,77	0,65	0,92	L+T
95	15,9	16,1	4,9	94,8	0,3	1,20	0,02	1,01	L
96	16,5	16,6	5,1	94,7	0,2	1,17	0,00	1,01	L
97	31,4	31,5	30,5	69,2	0,3	1,75	0,01	0,89	L
97,3	22,2	23,3	13,0	86,3	0,7	1,37	0,10	0,95	L
98	18,1	17,8	8,6	91,1	0,2	1,29	-0,02	0,99	L
98,75	114,2	186,9	65,9	33,9	0,1	2,21	0,45	0,77	L
99,5	19,5	19,8	10,1	89,5	0,4	1,35	0,04	0,94	L
100	19,2	19,5	9,5	90,1	0,4	1,34	0,05	0,93	L
100,5	8,9	6,9	9,0	82,9	8,2	1,83	-0,29	0,88	L
101,5	20,0	19,8	11,9	87,8	0,3	1,38	0,00	0,94	L
102,5	20,7	20,4	12,7	87,1	0,2	1,37	-0,02	0,96	L
104,5	22,2	22,0	14,0	85,8	0,2	1,37	0,00	0,96	L
106,5	23,2	23,1	15,1	84,7	0,2	1,37	0,00	0,96	L
108,5	22,5	22,4	14,4	85,4	0,2	1,37	0,00	0,96	L
110,5	22,0	22,0	13,7	86,1	0,2	1,36	0,00	0,96	L
112,5	21,0	20,9	13,2	86,6	0,3	1,39	0,00	0,95	L
114,5	22,1	21,9	14,3	85,5	0,2	1,38	0,00	0,94	L
116,5	22,0	21,7	15,3	84,5	0,2	1,43	-0,01	0,94	L
118,5	21,4	21,0	14,4	85,4	0,2	1,42	-0,02	0,93	L
120,5	21,9	21,7	14,4	85,4	0,2	1,39	0,00	0,93	L
122,5	21,5	21,1	15,2	84,5	0,3	1,45	-0,02	0,92	L
124,5	21,8	21,4	15,0	84,8	0,2	1,42	-0,02	0,94	L
126,5	22,4	22,0	16,3	83,4	0,2	1,45	-0,01	0,91	L
128,5	24,0	23,7	19,4	80,4	0,2	1,50	0,00	0,89	L
130,5	26,0	26,5	21,4	78,4	0,3	1,52	0,04	0,91	L
132,5	26,5	26,2	24,0	75,8	0,3	1,59	0,00	0,87	L
134,5	34,2	39,4	32,0	67,6	0,3	1,61	0,19	0,96	L
136,5	45,8	54,9	43,5	56,3	0,2	1,50	0,29	1,13	L
138,5	75,5	80,1	63,6	36,2	0,1	1,22	0,24	1,44	L
140,5	87,9	92,7	71,5	28,4	0,1	1,20	0,25	1,50	L
142,5	99,3	106,5	76,6	23,2	0,1	1,22	0,29	1,50	L
144,5	72,7	98,4	65,1	34,8	0,1	1,68	0,39	0,99	L
146,5	130,5	144,7	82,3	17,6	0,1	1,33	0,33	1,48	L
148,5	212,0	241,5	86,9	13,1	0,0	1,36	0,39	1,63	L
150,5	242,8	269,4	88,5	11,5	0,0	1,30	0,37	1,65	L
152,5	261,6	291,9	88,5	11,5	0,0	1,32	0,40	1,79	L
154,5	177,3	237,6	83,2	16,7	0,1	1,62	0,49	1,59	L
156,5	18,2	18,1	9,1	90,6	0,3	1,32	-0,02	1,01	L
157,5	39,2	40,5	38,2	61,3	0,5	1,97	0,02	0,93	L
158,5	32,2	29,0	28,8	70,8	0,3	1,83	-0,10	0,93	L
159,25	89,2	113,0	66,7	33,3	0,0	1,69	0,32	0,94	L
160,5	19,0	18,6	11,3	88,3	0,4	1,39	-0,04	1,00	L
161,7	29,9	34,5	25,2	74,3	0,5	1,49	0,23	0,94	L
162,5	215,9	257,2	85,3	14,6	0,1	1,64	0,35	1,25	L
163,5	83,7	62,2	50,1	49,7	0,2	2,82	-0,18	0,76	L+T
164,5	70,1	69,4	52,2	47,8	0,0	2,37	-0,04	0,92	L+T
166	17,5	17,4	7,3	92,4	0,3	1,26	-0,01	1,00	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
167	17,9	17,9	7,8	91,8	0,4	1,29	0,01	0,97	L
168	22,6	23,6	14,4	85,2	0,4	1,40	0,08	0,95	L
169	61,3	77,2	57,6	42,2	0,2	1,60	0,32	0,99	L
169,5	16,3	16,9	4,5	95,0	0,5	1,25	0,07	0,96	L
170,2	22,4	22,6	16,8	82,7	0,5	1,48	0,04	0,88	L
171	141,2	149,3	84,5	15,4	0,1	1,29	0,25	1,44	L
172,5	166,2	172,2	90,8	9,2	0,0	1,07	0,26	1,53	L
174,5	180,6	189,2	91,2	8,8	0,0	1,05	0,29	1,54	L
176,5	213,2	228,9	90,6	9,4	0,0	1,15	0,32	1,51	L
178,5	167,9	185,9	86,3	13,6	0,0	1,29	0,33	1,42	L
180,5	121,0	140,4	79,1	20,8	0,1	1,43	0,34	1,34	L
182,5	153,2	166,5	85,8	14,1	0,1	1,29	0,32	1,54	L
183,5	18,2	18,3	6,1	93,7	0,2	1,18	0,02	0,99	L
184,5	17,9	18,1	6,1	93,6	0,3	1,21	0,03	0,98	L
185,5	151,1	220,6	69,3	30,5	0,2	2,48	0,32	0,79	L
186,5	18,1	18,3	5,8	94,0	0,3	1,19	0,04	0,99	L
187,15	20,8	19,3	17,7	81,5	0,9	1,96	-0,20	1,34	L
187,5	19,5	19,8	10,0	89,6	0,4	1,34	0,04	0,96	L
188,5	19,2	19,4	9,8	89,7	0,4	1,35	0,03	0,94	L
189,5	23,2	23,5	17,0	82,6	0,4	1,45	0,04	0,90	L
190,5	88,2	114,4	69,0	30,8	0,2	1,75	0,36	1,10	L
192,5	63,5	80,0	58,1	41,5	0,4	1,75	0,30	1,00	L
194,5	81,8	106,4	66,9	32,8	0,3	1,74	0,35	1,07	L
196,5	112,8	132,0	77,0	22,9	0,1	1,44	0,33	1,25	L
198,5	222,8	229,6	94,5	5,5	0,0	0,93	0,17	1,16	L
199,5	178,3	184,4	92,7	7,3	0,0	0,97	0,24	1,37	L
200,5	28,6	30,9	25,2	74,1	0,6	1,60	0,11	0,94	L
201,7	67,4	84,9	62,2	37,6	0,2	1,53	0,35	1,10	L
202,5	67,1	82,6	57,1	42,5	0,4	1,84	0,26	0,88	L
203,5	23,6	24,0	16,5	83,2	0,3	1,41	0,04	0,92	L
204,5	18,0	18,2	6,8	93,0	0,3	1,22	0,02	1,01	L
205,5	19,8	20,1	9,3	90,4	0,3	1,29	0,04	0,95	L
206,2	49,3	55,2	45,5	54,3	0,2	1,71	0,15	0,98	L
206,5	22,5	22,8	14,6	85,1	0,3	1,38	0,04	0,90	L
207,5	35,5	41,0	35,7	63,8	0,5	1,66	0,20	0,87	L
208	60,7	76,9	55,9	43,9	0,2	1,74	0,30	0,89	L
209	23,1	23,2	16,3	83,5	0,2	1,42	0,03	0,90	L
210	22,2	22,8	13,3	86,4	0,3	1,35	0,06	0,92	L
210,4	62,0	64,4	50,7	49,0	0,4	2,06	0,06	0,96	L
211	36,4	40,3	36,1	63,4	0,5	1,76	0,13	0,91	L
212,5	34,4	38,1	32,7	66,8	0,5	1,63	0,15	0,92	L
214,5	95,5	119,1	71,0	28,9	0,2	1,68	0,34	1,14	L
216,5	97,4	120,1	71,7	28,1	0,2	1,62	0,34	1,16	L
218,5	62,0	73,1	55,4	44,3	0,2	1,64	0,25	1,04	L
220,5	67,6	82,2	58,7	41,0	0,3	1,76	0,26	1,00	L
222,5	84,6	98,1	66,7	33,1	0,2	1,59	0,26	1,16	L
224,5	133,3	140,0	83,8	16,1	0,1	1,23	0,23	1,36	L
226,5	164,0	168,7	90,3	9,7	0,0	1,06	0,17	1,23	L
228,5	234,9	243,5	93,2	6,8	0,0	1,11	0,25	1,45	L
230,5	219,5	230,3	91,2	8,7	0,1	1,21	0,28	1,56	L
232	218,0	230,3	91,3	8,6	0,1	1,17	0,31	1,62	L
233	59,4	67,8	52,8	46,9	0,3	1,65	0,20	1,06	L
234,5	22,0	23,1	14,7	84,5	0,8	1,46	0,10	0,94	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
236,5	38,5	47,7	39,4	59,7	1,0	1,68	0,30	0,97	L
237,5	117,4	111,0	68,3	31,6	0,0	2,49	-0,11	1,49	L+T
238,5	150,1	161,5	83,4	16,6	0,0	1,64	0,12	1,65	L+T
239,5	92,0	114,4	67,5	32,3	0,2	1,94	0,24	1,10	L+T
240,5	37,2	39,6	36,9	62,4	0,6	1,80	0,10	0,88	L
241,5	69,6	85,2	61,7	38,1	0,2	1,63	0,30	1,11	L
242,5	42,5	52,6	42,4	57,0	0,6	1,55	0,32	0,99	L
243,5	36,8	45,2	37,8	61,3	0,9	1,69	0,28	0,93	L
244,5	80,2	90,9	62,4	37,3	0,3	1,87	0,17	1,07	L
245,5	94,1	120,5	67,0	32,8	0,2	1,77	0,32	0,94	L
247,5	136,6	141,8	67,8	32,0	0,2	2,64	0,06	0,90	L+T
249	56,5	72,2	56,0	43,8	0,2	1,54	0,36	1,10	L
250,5	19,8	20,3	9,9	89,8	0,3	1,32	0,04	0,99	L
251,5	27,4	28,4	26,5	72,8	0,7	1,73	0,04	0,90	L
252,25	66,1	74,4	57,1	42,8	0,2	1,55	0,20	1,17	L
252,6	16,0	15,9	7,7	91,6	0,7	1,37	-0,01	0,98	L
253,5	21,7	22,6	11,3	88,4	0,3	1,31	0,08	0,96	L
254,5	18,8	19,5	8,0	91,6	0,4	1,30	0,07	0,96	L
255,5	23,0	23,5	15,5	84,2	0,3	1,41	0,04	0,95	L
256,5	19,7	19,6	11,3	88,3	0,4	1,37	0,00	0,97	L
257,5	20,5	20,7	12,2	87,4	0,4	1,38	0,02	0,95	L
258,5	20,8	20,4	13,2	86,5	0,3	1,40	-0,02	0,95	L
259,5	24,6	23,7	20,6	79,1	0,3	1,56	-0,04	0,93	L
261	28,2	27,3	25,2	74,5	0,2	1,62	-0,03	0,92	L
262	85,4	105,0	71,4	28,5	0,2	1,48	0,37	1,30	L
262,5	26,7	28,8	19,9	79,7	0,3	1,43	0,13	0,93	L
263,5	46,0	54,2	45,3	54,4	0,3	1,80	0,19	0,90	L
264,5	75,6	95,7	66,3	33,5	0,2	1,62	0,36	1,18	L
265,5	22,3	23,9	12,5	87,2	0,4	1,35	0,13	0,93	L
266,5	17,4	17,6	5,5	94,2	0,3	1,19	0,03	1,00	L
267,5	18,1	18,2	9,1	90,4	0,5	1,36	0,01	0,96	L
268,5	20,8	21,0	11,4	88,4	0,3	1,33	0,03	0,95	L
269,5	25,5	26,9	18,1	81,7	0,3	1,39	0,10	0,91	L
270,5	30,4	34,8	25,5	74,0	0,5	1,47	0,22	0,95	L
271,5	18,0	18,0	6,8	92,8	0,3	1,24	0,02	0,97	L
272,5	27,2	30,1	22,6	76,9	0,5	1,52	0,15	0,92	L
273,5	25,7	27,8	19,2	80,4	0,4	1,45	0,14	0,92	L
274,5	48,8	57,6	46,9	52,7	0,4	1,80	0,20	0,99	L
275,5	74,6	88,2	62,7	37,1	0,2	1,65	0,27	1,13	L
276,5	68,1	81,2	59,5	40,4	0,2	1,68	0,25	1,10	L
277,5	71,0	83,7	60,5	39,3	0,2	1,67	0,25	1,09	L
278,5	72,4	87,4	62,0	37,8	0,2	1,68	0,28	1,11	L
280,5	74,3	89,6	62,6	37,2	0,2	1,71	0,27	1,09	L
282,5	77,6	92,4	64,5	35,3	0,2	1,64	0,28	1,16	L
284,5	87,5	101,0	68,3	31,6	0,2	1,56	0,27	1,20	L
286,5	82,3	97,7	67,0	32,9	0,1	1,54	0,29	1,15	L
288,5	46,1	55,1	44,8	54,8	0,4	1,62	0,25	0,99	L
290,5	50,4	60,3	48,4	51,2	0,4	1,69	0,25	1,00	L
292,5	99,6	112,3	72,1	27,8	0,1	1,50	0,26	1,21	L
294,5	73,5	79,2	60,8	39,0	0,1	1,33	0,19	1,19	L
296,5	116,3	127,1	76,0	23,9	0,1	1,50	0,22	1,22	L
298,5	162,4	174,3	86,6	13,4	0,0	1,27	0,27	1,37	L
300,5	105,7	143,6	71,5	28,3	0,2	1,82	0,39	1,02	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
302,5	256,5	268,2	92,7	7,3	0,0	1,09	0,29	1,57	L
304,5	154,4	166,3	84,6	15,3	0,0	1,43	0,24	1,43	L+T
306,5	188,3	200,8	88,8	11,1	0,1	1,30	0,28	1,45	L
308,5	101,8	107,5	72,9	27,0	0,1	1,39	0,18	1,24	L
309,5	22,5	23,5	16,0	83,2	0,8	1,49	0,09	0,94	L
310,5	51,3	54,4	42,9	56,9	0,2	1,31	0,14	1,11	L
311,5	25,3	27,6	20,1	79,2	0,6	1,53	0,13	0,94	L
312,5	19,8	21,3	13,2	85,6	1,2	1,53	0,11	0,92	L
313,5	27,3	30,7	22,8	76,4	0,8	1,55	0,19	0,96	L
314,5	40,4	46,5	38,8	60,7	0,5	1,68	0,19	1,00	L
315,5	14,2	17,9	21,4	63,2	15,5	2,42	0,19	0,79	L
316,5	33,7	38,8	32,2	63,6	4,3	1,77	0,25	1,12	L
317,5	122,4	126,4	80,8	19,2	0,0	1,19	0,15	1,17	L
318,5	163,3	173,2	87,0	12,9	0,0	1,26	0,24	1,35	L
319,5	132,9	175,8	78,9	20,7	0,4	1,69	0,44	1,31	L
320	41,0	47,5	40,0	58,9	1,1	1,83	0,19	1,05	L
320,5	211,4	230,0	90,1	9,9	0,0	1,22	0,28	1,29	L
321,5	69,5	88,8	58,0	40,7	1,2	2,39	0,25	0,91	L
322,5	72,3	78,4	60,7	39,2	0,1	1,31	0,22	1,22	L
324,5	65,4	78,9	57,4	42,4	0,2	1,81	0,23	1,00	L
326,5	75,0	83,4	62,1	37,8	0,1	1,45	0,23	1,18	L
327,5	21,4	22,8	14,5	84,7	0,8	1,49	0,10	0,95	L
328,5	23,6	25,5	18,7	80,4	0,9	1,58	0,12	0,94	L
330,5	35,9	42,2	36,6	62,8	0,6	1,70	0,22	0,90	L
332,5	53,3	66,4	52,0	47,6	0,4	1,70	0,29	1,03	L
334,5	82,8	99,7	69,7	30,1	0,2	1,49	0,35	1,32	L
336,5	118,0	129,5	80,6	19,3	0,1	1,29	0,31	1,46	L
338,5	146,3	178,5	78,3	21,6	0,1	1,75	0,32	1,15	L
340,5	120,1	155,0	73,7	26,1	0,1	1,81	0,35	1,05	L
342,5	136,7	172,8	73,1	26,7	0,1	2,02	0,29	0,98	L
344,5	129,6	126,9	70,3	29,5	0,2	2,21	0,06	0,93	L+T
346,5	66,7	74,1	58,2	41,8	0,1	1,61	0,15	1,33	L+T
348,5	81,7	95,5	67,0	33,0	0,0	1,58	0,25	1,19	L+T
350,5	80,8	92,7	64,8	35,2	0,1	1,85	0,14	1,27	L+T
352,5	57,4	41,0	42,4	57,3	0,3	2,85	-0,24	0,87	L+T
354,5	259,4	342,0	85,1	14,9	0,0	1,83	0,40	1,27	L+T
356,5	285,3	399,2	84,8	15,1	0,0	2,04	0,37	1,26	L+T
358,5	683,6	710,2	92,9	7,1	0,0	1,89	0,14	1,54	L+T
360,5	818,5	877,6	94,9	5,1	0,0	1,50	0,25	1,42	L+T
362,5	121,8	126,7	81,5	18,4	0,1	1,23	0,20	1,34	L
364,5	51,2	62,3	49,7	50,1	0,2	1,78	0,23	0,94	L
366,5	121,8	140,6	77,8	22,0	0,1	1,53	0,30	1,27	L
368,5	57,7	62,7	49,9	49,9	0,2	2,00	0,09	0,93	L
370,5	25,9	28,7	21,3	78,1	0,6	1,53	0,16	0,90	L
371,5	70,8	73,9	53,7	46,1	0,2	2,27	0,04	0,88	L
372,5	129,7	137,8	79,5	20,5	0,0	1,48	0,20	1,29	L
374,5	53,7	62,0	49,3	50,5	0,2	1,54	0,23	1,15	L
376,5	44,7	56,8	45,5	54,1	0,4	1,56	0,35	0,99	L
378,5	25,9	28,1	19,9	79,7	0,5	1,47	0,14	0,92	L
380,5	121,3	117,2	64,8	35,0	0,2	2,69	-0,02	0,93	L+T
382,5	108,2	112,8	65,7	34,0	0,2	2,51	0,02	1,06	L+T
384,5	204,3	239,6	86,3	13,6	0,1	1,44	0,39	1,44	L
386,5	20,4	21,4	12,0	87,2	0,8	1,43	0,09	0,95	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
388,5	30,8	32,9	29,0	70,5	0,4	1,64	0,10	0,90	L
390,5	40,7	47,1	39,4	60,3	0,3	1,67	0,19	0,97	L
392,5	26,7	29,6	22,5	76,8	0,7	1,57	0,16	0,93	L
394,5	21,2	23,3	11,7	87,4	0,9	1,42	0,17	0,95	L
396,5	19,8	21,0	10,7	88,4	0,8	1,41	0,11	0,94	L
398	24,9	28,0	19,8	79,4	0,8	1,53	0,18	0,90	L
402	1521,9	7746,4	68,1	31,7	0,1	4,30	0,70	0,53	L+T
406	1547,5	4899,7	85,2	14,7	0,1	3,31	0,72	0,86	L+T
409,5	822,3	3634,5	74,0	25,9	0,1	3,74	0,75	0,60	L+T
410,5	46,8	48,1	43,6	56,2	0,2	1,93	0,04	0,83	L
411,5	18,8	18,8	9,5	90,3	0,3	1,31	-0,01	1,01	L
412,5	17,4	17,9	3,8	96,0	0,2	1,12	0,07	1,00	L
413,5	55,0	57,6	47,6	52,1	0,3	1,96	0,07	0,88	L
414,5	20,3	19,7	15,8	83,5	0,7	1,61	-0,06	1,02	L
415,5	87,9	128,8	69,4	30,4	0,2	1,86	0,42	0,97	L
416,5	18,4	19,2	8,6	90,4	1,0	1,37	0,09	0,98	L
417,5	19,5	19,2	11,2	88,6	0,3	1,37	-0,02	0,97	L
418,5	19,7	19,7	10,2	89,6	0,3	1,31	0,00	0,99	L
420,5	167,8	355,3	77,1	22,6	0,3	2,24	0,68	1,89	L
422,5	103,2	65,5	50,9	48,9	0,2	3,19	-0,24	0,65	L+T
423,5	32,3	32,7	32,4	67,2	0,3	1,79	0,02	0,86	L
424,5	54,8	59,9	48,2	51,6	0,2	1,65	0,15	1,00	L
425,5	43,9	52,5	43,3	56,3	0,4	1,60	0,26	0,93	L
426,5	296,0	419,2	85,8	14,2	0,0	1,73	0,51	1,53	L
427,5	17,0	17,7	3,6	96,1	0,3	1,17	0,10	0,99	L
428,5	25,5	25,3	23,8	75,4	0,8	1,77	-0,02	0,97	L
429,5	57,2	71,9	54,1	45,7	0,2	1,81	0,27	0,91	L
430,5	18,1	19,2	5,1	94,5	0,4	1,24	0,12	0,96	L
431,5	14,9	15,2	7,3	90,9	1,8	1,46	0,03	0,96	L
432,5	117,2	146,2	75,6	24,1	0,3	1,68	0,36	1,19	L
433,5	334,4	389,5	90,1	9,6	0,3	1,49	0,44	1,80	L
435,5	15,6	16,2	3,7	95,7	0,6	1,24	0,08	0,97	L
436,5	22,3	22,4	12,4	87,4	0,2	1,30	0,02	0,98	L
438	53,0	63,8	50,4	49,5	0,2	1,68	0,25	0,84	L
440,5	154,7	326,1	73,7	26,0	0,4	2,32	0,64	0,90	L
441,5	33,5	35,4	30,8	68,9	0,3	1,63	0,08	0,93	L
443,5	37,4	36,3	35,3	64,2	0,5	1,90	-0,01	0,90	L
445	26,2	26,0	20,7	79,0	0,4	1,62	-0,05	1,09	L
447,5	26,0	26,3	22,0	77,6	0,4	1,59	0,02	0,95	L
449,5	39,9	42,6	37,4	62,2	0,4	1,76	0,08	0,97	L
450,5	24,1	24,1	16,7	82,9	0,3	1,41	0,01	0,97	L
452	331,1	386,7	87,9	12,1	0,0	1,51	0,44	1,92	L
452,5	205,4	336,8	79,3	20,7	0,0	1,97	0,52	1,00	L
453,5	15,7	16,5	3,4	96,1	0,5	1,23	0,10	0,97	L
455	33,5	35,8	32,1	67,4	0,5	1,69	0,10	0,92	L
456	40,1	41,2	39,6	60,2	0,3	1,85	0,05	0,83	L
457	60,7	75,6	56,2	43,6	0,2	1,75	0,27	0,98	L
458	50,6	56,3	47,1	52,7	0,3	1,89	0,13	0,87	L
458,5	19,9	20,4	9,1	90,6	0,3	1,28	0,06	0,97	L
459,5	20,2	20,7	11,3	88,1	0,6	1,38	0,06	0,96	L
460	10,0	11,2	6,1	81,3	12,6	1,89	0,14	1,01	L
460,5	23,6	22,8	22,6	76,7	0,7	1,73	-0,04	0,89	L
461,5	27,2	26,0	27,9	71,2	1,0	1,94	-0,06	0,92	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).



Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
462,5	120,7	154,8	73,2	26,5	0,3	1,71	0,36	1,01	L
463,5	176,4	271,5	75,8	23,9	0,3	1,94	0,50	0,92	L
464,5	236,9	421,8	76,4	23,2	0,4	2,16	0,60	0,88	L
465,5	18,3	19,3	5,3	94,4	0,3	1,22	0,11	0,97	L
466,5	23,0	22,9	15,2	84,6	0,2	1,38	0,00	0,96	L
467,5	49,7	60,8	48,8	51,0	0,2	1,62	0,27	0,91	L
468,5	17,3	17,5	6,4	93,2	0,4	1,25	0,02	0,99	L
469,5	20,2	20,6	8,8	90,9	0,2	1,25	0,05	0,99	L
470,5	20,2	21,1	7,4	92,4	0,2	1,21	0,09	0,98	L
471,5	27,1	29,2	23,2	76,1	0,7	1,60	0,11	0,97	L
472,5	43,1	51,2	42,1	57,6	0,3	1,62	0,25	0,97	L
473,5	91,6	121,0	71,0	28,7	0,2	1,82	0,36	1,18	L
474,5	158,8	194,5	81,0	18,8	0,2	1,75	0,35	1,30	L
475,5	163,0	185,2	85,1	14,8	0,1	1,39	0,39	1,63	L
476,5	161,0	251,4	79,7	20,2	0,2	1,93	0,54	1,34	L
477,5	219,2	362,9	80,4	19,4	0,2	2,06	0,56	1,18	L
478,5	261,3	478,4	78,9	20,9	0,2	2,41	0,53	0,96	L+T
479,5	147,7	237,0	61,5	38,2	0,3	2,85	0,33	0,66	L+T
480,5	19,3	20,2	11,0	88,2	0,7	1,43	0,08	0,94	L
482,5	44,5	38,5	37,9	61,9	0,2	2,00	-0,11	0,85	L
484,5	31,4	30,4	29,9	69,8	0,3	1,71	-0,03	0,89	L
486,5	17,9	17,9	8,4	91,2	0,4	1,30	-0,01	1,01	L
488,5	29,9	30,9	28,4	71,3	0,4	1,68	0,05	0,90	L
490,5	24,0	23,6	17,6	82,1	0,2	1,43	-0,01	0,94	L
492,5	21,2	21,3	13,7	85,9	0,4	1,41	0,02	0,94	L
493,5	94,0	122,0	74,5	25,3	0,2	1,59	0,41	1,32	L
494,5	17,7	18,8	5,3	94,0	0,7	1,27	0,12	0,98	L
495,5	43,9	52,9	45,1	54,4	0,5	1,86	0,22	0,86	L
496,5	56,4	78,1	57,6	41,9	0,5	1,77	0,40	0,96	L
497,5	54,7	62,8	49,9	49,6	0,5	2,10	0,15	0,83	L
498,5	108,2	166,7	69,1	30,5	0,4	2,14	0,43	0,89	L
499,5	16,0	16,7	3,2	96,3	0,5	1,19	0,10	0,98	L
500,5	17,6	18,0	5,9	93,8	0,3	1,20	0,05	1,03	L
501,5	22,8	22,4	17,3	82,3	0,4	1,48	-0,01	0,91	L
502,5	114,7	155,4	59,8	39,8	0,4	2,62	0,25	0,68	L
503,5	75,4	118,1	64,5	35,0	0,5	1,95	0,48	0,85	L
504,5	99,9	120,9	65,9	33,9	0,2	2,03	0,23	0,90	L
505,5	27,7	27,6	24,4	75,3	0,3	1,59	0,00	0,92	L
506,5	32,4	33,6	34,0	65,5	0,5	1,85	0,04	0,85	L
507,5	154,4	169,8	85,0	14,9	0,2	1,37	0,33	1,57	L
508,5	61,7	89,6	59,9	39,8	0,4	1,88	0,41	0,84	L
509,5	17,3	17,2	9,1	90,3	0,6	1,38	-0,02	1,01	L
510,5	15,0	15,5	2,8	96,7	0,5	1,16	0,07	1,00	L
512,5	20,5	20,6	12,5	87,1	0,4	1,40	0,02	0,97	L
514,5	17,4	17,6	6,2	93,5	0,3	1,21	0,02	1,04	L
515,5	26,0	27,5	24,5	74,5	1,0	1,71	0,08	0,92	L
516,5	70,7	88,7	62,4	37,3	0,3	1,62	0,33	1,04	L
517,5	90,5	120,2	69,1	30,7	0,1	1,63	0,38	0,97	L
518,5	49,7	47,1	42,9	56,7	0,4	2,12	-0,02	0,86	L
519,5	20,5	20,4	12,2	87,4	0,4	1,38	0,01	0,98	L
520,5	18,1	18,4	8,7	90,6	0,6	1,36	0,04	0,98	L
521,5	27,0	25,9	25,2	74,5	0,3	1,70	-0,05	0,92	L
522,5	183,9	276,4	77,5	22,3	0,2	2,41	0,35	1,10	L+T

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
523,5	196,5	324,8	75,4	24,4	0,2	2,64	0,37	1,01	L+T
524,5	401,0	517,7	85,4	14,6	0,0	2,38	0,28	1,33	L+T
527,5	16,4	16,5	7,6	91,6	0,8	1,37	0,01	0,98	L
528,5	28,3	32,0	20,2	79,4	0,4	1,38	0,22	0,98	L
529,5	23,9	24,4	17,6	82,0	0,4	1,46	0,05	0,93	L
530,5	70,4	92,1	63,4	36,4	0,2	1,69	0,36	1,05	L
531,5	186,8	237,0	82,2	17,7	0,2	1,77	0,39	1,24	L
532,5	30,6	33,0	29,3	70,1	0,6	1,71	0,10	0,93	L
533,5	40,6	46,2	40,8	58,8	0,4	1,75	0,17	0,88	L
534,5	61,3	84,8	60,2	39,4	0,4	1,76	0,40	0,96	L
535,5	55,5	72,9	54,3	45,4	0,3	1,83	0,32	0,87	L
536,5	18,7	20,4	6,2	93,2	0,6	1,31	0,16	0,94	L
537,5	18,5	18,8	8,9	90,7	0,5	1,31	0,02	1,04	L
538,5	74,2	62,3	49,7	50,0	0,3	2,45	-0,09	0,72	L
539,5	231,0	457,2	78,1	21,7	0,2	2,27	0,63	1,00	L
540	17,1	17,3	6,8	92,7	0,5	1,28	0,02	1,00	L
541	17,8	17,9	7,2	92,4	0,4	1,25	0,01	1,03	L
541,8	85,2	123,0	68,0	31,9	0,2	1,90	0,40	0,94	L
542,5	16,8	17,1	5,1	94,5	0,4	1,21	0,04	1,00	L
543,5	16,9	17,2	5,3	94,3	0,4	1,20	0,04	1,03	L
544,5	19,3	18,7	11,8	87,8	0,4	1,41	-0,07	1,07	L
545,5	16,2	16,3	6,6	92,7	0,6	1,30	0,01	1,01	L
546,5	17,7	17,7	9,2	90,2	0,7	1,37	0,00	1,01	L
547,5	14,0	14,8	5,0	92,5	2,5	1,41	0,09	0,99	L
548,5	17,3	17,7	5,0	94,5	0,4	1,21	0,06	0,98	L
550,5	16,6	16,7	6,3	93,1	0,6	1,25	0,01	1,02	L
552,5	24,6	25,9	17,1	82,5	0,4	1,41	0,10	0,93	L
554,5	26,7	29,8	23,7	75,4	0,9	1,61	0,16	0,91	L
556,5	28,8	31,7	24,8	74,6	0,6	1,54	0,16	0,94	L
558,5	56,0	66,7	51,7	47,7	0,6	2,09	0,17	0,94	L
560,5	26,6	29,3	26,9	71,8	1,3	1,77	0,12	0,88	L
562,5	49,6	56,2	46,1	53,7	0,2	1,57	0,19	0,91	L
563,5	71,6	85,4	64,1	35,7	0,1	1,33	0,34	1,15	L
564,5	15,7	15,7	12,9	84,3	2,8	1,71	0,00	0,89	L
565,5	53,2	64,3	50,6	48,9	0,6	1,86	0,23	0,88	L
566,5	48,4	57,6	47,2	52,2	0,6	1,76	0,23	0,91	L
567,5	20,9	20,3	24,3	72,7	3,1	2,03	-0,02	0,86	L
568,5	23,9	25,4	19,3	79,7	1,0	1,57	0,10	0,94	L
570,5	62,6	84,0	59,6	40,1	0,3	1,72	0,37	0,95	L
572,5	38,4	44,2	39,0	60,5	0,5	1,69	0,19	0,86	L
574,5	30,5	33,2	30,8	68,3	0,9	1,75	0,12	0,88	L
576,5	25,1	27,1	23,4	75,6	1,0	1,67	0,11	0,88	L
578,5	26,7	27,3	23,6	75,3	1,1	1,67	0,04	0,98	L
580,5	34,1	35,8	33,4	65,5	1,2	1,74	0,10	0,92	L
582,5	49,6	60,2	48,8	50,6	0,6	1,80	0,24	0,87	L
584,5	14,7	14,9	2,9	96,4	0,7	1,18	0,04	1,00	L
586,5	15,3	15,8	3,3	96,1	0,6	1,21	0,06	0,97	L
588,5	16,3	16,5	6,8	92,5	0,7	1,34	0,03	0,96	L
589,5	53,2	67,3	52,1	47,6	0,3	1,74	0,29	0,91	L
590,5	30,4	33,6	30,1	69,1	0,8	1,69	0,14	0,88	L
591,5	14,2	14,1	8,3	89,5	2,1	1,53	-0,01	0,97	L
592,5	48,4	59,1	48,0	51,3	0,7	1,77	0,26	0,93	L
593,5	129,0	168,6	78,0	21,9	0,1	1,51	0,43	1,15	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
594,5	73,7	103,9	60,4	39,1	0,5	2,02	0,36	0,83	L
595,5	19,7	20,9	8,3	90,7	1,0	1,32	0,13	1,00	L
597	249,0	206,4	63,7	36,1	0,3	3,54	-0,04	0,60	L+T
599	596,2	1953,5	74,2	25,6	0,2	3,44	0,63	0,71	L+T
600,5	15,6	16,4	2,5	96,9	0,6	1,18	0,12	0,98	L
601,5	61,6	68,1	52,0	47,8	0,2	1,93	0,13	0,85	L
602,5	16,4	16,8	6,5	92,6	0,9	1,34	0,05	0,96	L
603,5	11,9	12,1	3,4	93,8	2,9	1,40	0,03	0,95	L
604,5	25,8	26,6	21,7	77,6	0,7	1,55	0,07	0,93	L
605,5	17,3	17,6	7,9	91,4	0,7	1,34	0,03	1,00	L
606,5	170,4	448,9	73,5	26,1	0,4	2,49	0,75	0,84	L
607,5	212,6	376,0	77,8	21,8	0,3	2,31	0,53	1,03	L
608,5	19,1	19,6	8,7	90,9	0,4	1,30	0,05	1,01	L
609,5	17,9	18,5	5,6	94,0	0,4	1,21	0,07	0,99	L
610,5	22,0	23,6	14,4	84,8	0,7	1,46	0,12	0,94	L
611,5	28,0	28,5	26,5	72,9	0,6	1,73	0,02	0,93	L
612,5	20,4	19,8	16,1	83,1	0,8	1,61	-0,05	1,00	L
613,5	243,1	252,1	92,3	7,6	0,1	1,19	0,32	1,87	L
614,5	17,2	17,4	6,3	93,2	0,4	1,25	0,03	1,00	L
615,5	35,9	40,5	36,0	63,5	0,5	1,76	0,15	0,92	L
616,5	18,0	19,1	4,3	95,3	0,4	1,20	0,13	0,99	L
618	18,1	18,3	7,1	92,6	0,4	1,26	0,03	0,99	L
619	188,7	386,2	79,9	19,8	0,3	2,04	0,76	3,01	L
620	17,4	17,6	7,2	92,3	0,5	1,29	0,03	1,01	L
621	19,5	19,3	13,9	85,3	0,8	1,55	-0,02	1,01	L
622	111,1	158,7	72,9	26,7	0,3	2,01	0,40	1,07	L
623	31,5	35,4	22,9	76,8	0,3	1,34	0,23	1,05	L
624	17,6	18,6	6,7	92,6	0,7	1,32	0,10	0,96	L
625	18,5	18,6	9,0	90,6	0,4	1,32	0,01	0,97	L
625,5	344,1	354,3	90,7	9,2	0,1	1,13	0,38	2,65	L
626,5	428,0	454,4	86,9	12,9	0,2	1,33	0,46	3,22	L
627,5	26,9	29,6	22,6	76,7	0,7	1,58	0,14	0,95	L
628,5	18,6	19,0	8,7	90,8	0,5	1,33	0,04	0,95	L
630,5	17,4	17,7	7,1	92,5	0,4	1,28	0,03	1,01	L
631,5	52,1	66,5	52,4	47,2	0,4	1,52	0,36	1,04	L
633	67,9	78,7	59,2	40,6	0,2	1,62	0,22	1,16	L
634	17,1	17,5	5,4	94,2	0,5	1,23	0,06	0,98	L
635	17,4	17,8	6,4	93,1	0,4	1,25	0,04	1,01	L
636,5	17,5	17,9	5,5	94,1	0,4	1,21	0,05	0,98	L
638,5	17,3	17,7	6,1	93,4	0,5	1,25	0,05	1,00	L
639,5	22,6	23,8	16,6	82,5	0,8	1,50	0,10	0,91	L
640	19,8	20,9	13,2	85,4	1,5	1,52	0,10	0,91	L
640,5	14,8	14,8	8,8	89,3	1,9	1,54	0,00	0,90	L
641	10,8	10,4	3,9	93,9	2,1	1,39	-0,07	0,96	L
641,5	19,4	19,6	10,8	88,7	0,4	1,38	0,02	0,97	L
642,5	23,9	24,4	18,0	81,6	0,4	1,50	0,03	0,97	L
644,5	19,8	19,9	11,0	88,6	0,4	1,36	0,02	0,97	L
646,5	19,3	19,2	11,2	88,4	0,4	1,39	0,00	0,97	L
648,5	19,0	19,1	10,4	89,2	0,5	1,37	0,02	0,97	L
650,5	18,8	18,7	10,4	89,2	0,4	1,38	0,01	0,96	L
652,5	19,1	19,1	10,9	88,7	0,4	1,39	0,01	0,96	L
654,5	19,0	18,8	11,7	87,8	0,5	1,43	-0,01	0,96	L
656,5	19,4	19,1	12,4	87,2	0,5	1,43	-0,01	0,95	L

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
658,5	19,8	19,4	12,9	86,6	0,4	1,44	-0,01	0,95	L
660,5	20,3	19,9	14,1	85,5	0,5	1,47	-0,02	0,96	L
662,5	20,5	19,9	14,8	84,7	0,5	1,50	-0,03	0,96	L
664,5	21,1	20,2	16,3	83,3	0,5	1,53	-0,05	0,95	L
666,5	25,3	23,7	23,8	75,8	0,4	1,65	-0,05	0,87	L
668,5	49,8	64,1	50,4	49,3	0,3	1,84	0,29	0,79	L
670,5	48,0	48,3	45,6	54,1	0,3	2,03	0,05	0,74	L
672,5	38,8	33,3	36,5	63,1	0,5	2,11	-0,11	0,80	L
674,5	111,4	147,0	78,6	21,3	0,1	1,57	0,45	1,42	L
675,5	17,6	17,8	6,9	92,7	0,4	1,27	0,03	0,99	L
677	17,0	17,1	7,5	92,0	0,5	1,31	0,01	1,00	L
678,5	154,7	239,1	79,2	20,7	0,2	1,92	0,52	1,32	L
680,5	60,8	51,1	46,9	52,7	0,4	2,41	-0,09	0,70	L
682,5	40,7	30,9	32,7	66,5	0,8	2,34	-0,19	0,94	L
684,5	133,4	213,1	64,4	35,3	0,3	2,46	0,39	0,75	L
686,5	166,3	332,0	69,4	30,4	0,2	2,44	0,55	0,75	L
687,5	16,7	17,5	3,6	95,9	0,5	1,19	0,10	0,98	L
689,5	22,4	23,0	17,6	81,7	0,8	1,57	0,05	0,94	L
690,8	241,3	287,6	85,8	14,1	0,1	1,51	0,44	1,74	L
691,5	15,0	15,8	0,9	98,8	0,4	1,10	0,12	0,99	L
693	17,6	18,1	5,7	93,8	0,5	1,24	0,07	0,98	L
694	19,9	20,1	11,4	88,2	0,4	1,37	0,02	0,98	L
694,5	54,9	63,3	50,1	49,6	0,2	1,82	0,17	0,90	L
695	16,0	16,6	2,9	96,7	0,4	1,16	0,09	0,99	L
696,5	18,9	19,6	8,6	90,9	0,5	1,33	0,07	0,96	L
697	25,5	24,9	24,8	74,5	0,8	1,73	-0,01	0,88	L
697,5	24,5	27,1	16,7	82,7	0,7	1,44	0,17	0,96	L
698,5	60,0	79,6	57,6	42,0	0,4	1,80	0,34	0,95	L
699,5	294,1	351,3	87,3	12,6	0,1	1,60	0,42	1,66	L
700,5	93,2	149,9	61,3	38,2	0,5	2,38	0,40	0,74	L
701,5	87,0	81,8	54,0	45,5	0,5	2,69	0,01	0,67	L
702	16,8	16,9	7,2	92,2	0,5	1,31	0,01	1,00	L
703	22,3	22,8	15,8	83,7	0,6	1,49	0,04	0,98	L
704,5	18,1	18,3	9,7	89,6	0,7	1,39	0,02	0,97	L
705,5	71,9	91,7	63,2	36,7	0,1	1,61	0,33	1,00	L
706	31,4	34,6	32,9	66,5	0,7	1,76	0,13	0,84	L
707,5	16,8	17,8	5,1	94,2	0,7	1,29	0,11	0,96	L
708	60,1	80,1	58,5	41,4	0,2	1,63	0,38	0,92	L
708,5	21,0	19,4	18,5	80,5	1,0	1,81	-0,13	1,09	L
709,5	446,8	494,9	87,6	12,4	0,0	1,32	0,46	2,51	L
710,5	15,4	15,9	3,4	96,0	0,6	1,22	0,08	0,98	L
712,5	15,3	14,7	10,2	88,4	1,3	1,54	-0,07	1,01	L
714	88,0	88,9	53,1	46,5	0,4	2,91	0,01	0,68	L+T
718	546,1	686,8	86,1	13,8	0,1	2,38	0,33	1,84	L+T
722	526,6	868,7	86,0	13,9	0,1	2,35	0,51	1,68	L+T
724,5	21,1	20,5	20,1	78,8	1,2	1,78	-0,04	0,92	L
726,5	24,2	24,4	22,2	77,0	0,8	1,72	0,01	0,93	L
728,5	23,7	23,7	19,0	80,6	0,4	1,54	0,01	0,93	L
729,5	95,2	106,2	71,4	28,5	0,1	1,37	0,25	1,17	L
730,5	19,5	19,4	15,0	84,0	1,0	1,61	-0,02	0,98	L
732,5	31,4	35,2	23,7	75,8	0,4	1,37	0,22	1,02	L
733,3	30,7	35,6	26,4	73,1	0,5	1,49	0,24	0,95	L
734,5	100,0	58,1	48,7	50,9	0,3	3,43	-0,31	0,87	L+T

**Annexe 5.3** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
735,5	199,4	335,7	71,0	28,8	0,2	2,93	0,29	0,90	L+T
736,5	27,9	27,8	27,2	72,1	0,7	1,77	0,01	0,90	L
738	29,1	30,8	28,2	71,2	0,6	1,68	0,09	0,88	L
738,5	37,5	40,7	37,9	61,7	0,4	1,79	0,11	0,86	L
739	59,0	77,7	56,5	43,3	0,2	1,68	0,35	0,86	L
740	38,2	44,8	37,3	62,0	0,7	1,68	0,21	0,99	L
741	22,8	22,7	19,6	79,5	0,8	1,66	0,00	0,96	L
742,5	20,6	21,5	14,7	84,3	1,0	1,54	0,06	0,96	L
744,5	106,2	123,8	57,0	42,7	0,3	2,73	0,15	0,62	L+T
748,5	458,5	602,8	87,6	12,4	0,1	1,48	0,65	3,36	L+T
750	18,8	19,7	7,2	92,3	0,5	1,29	0,10	0,96	L
751	19,3	20,2	9,3	90,1	0,6	1,36	0,09	0,95	L
752,5	192,9	402,3	62,0	37,7	0,3	3,08	0,40	0,76	L+T
754,5	544,3	1272,8	77,4	22,4	0,2	3,47	0,48	0,85	L+T
756,2	49,5	57,5	47,6	51,8	0,7	2,00	0,15	0,90	L
757	16,1	16,4	6,0	93,2	0,7	1,30	0,04	1,00	L
758	13,1	13,1	6,7	90,9	2,4	1,53	0,00	0,89	L
760,5	233,1	432,6	76,4	23,5	0,1	2,59	0,46	0,93	L+T
761,5	17,4	18,1	7,0	92,4	0,7	1,33	0,08	0,97	L
762,5	358,1	376,3	88,1	11,8	0,0	1,16	0,44	2,91	L
763,5	18,1	19,5	8,7	90,1	1,2	1,43	0,13	0,94	L
764,5	31,8	35,8	24,1	75,5	0,4	1,37	0,23	1,03	L
766	36,2	42,2	31,2	68,4	0,4	1,41	0,28	1,04	L
767,5	105,4	113,9	58,1	41,7	0,2	2,57	0,11	0,68	L+T
768,5	16,7	18,1	4,4	94,7	0,8	1,31	0,14	0,93	L
769,5	20,9	20,4	16,2	83,0	0,8	1,58	-0,04	1,00	L
770,5	17,0	17,1	7,5	91,9	0,6	1,31	0,01	1,01	L
771,5	183,2	202,8	86,6	13,3	0,0	1,28	0,38	1,72	L
772,5	17,1	17,4	7,3	92,2	0,6	1,32	0,04	0,98	L
773,5	18,1	18,3	11,8	87,2	1,0	1,52	0,02	0,97	L
774,5	20,7	20,9	16,5	82,4	1,0	1,62	0,01	0,95	L
776	77,5	102,9	67,1	32,7	0,2	1,61	0,40	1,05	L
776,5	10,5	12,0	4,9	82,2	12,9	1,89	0,21	1,09	L

**Annexe 5.3** (suite et fin) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-I. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
0,5	50,6	50,7	42,7	57,2	0,1	1,73	0,00	0,96	L
2,5	44,3	44,1	38,5	61,5	0,0	1,68	0,01	0,93	L
4,5	55,7	58,8	47,8	52,2	0,1	1,66	0,08	0,92	L
6,5	42,3	44,0	37,3	62,6	0,1	1,56	0,05	0,95	L
8,5	28,8	28,1	21,0	78,9	0,1	1,37	-0,04	0,97	L
10,5	24,7	24,3	15,7	84,2	0,1	1,33	-0,04	1,01	L
12,5	34,1	34,4	28,8	71,1	0,1	1,46	0,02	0,91	L
13,5	24,6	24,0	16,3	83,6	0,1	1,34	-0,04	0,98	L
14,5	107,9	133,1	67,4	32,6	0,0	1,86	0,27	0,85	L
15,5	19,8	19,8	8,9	91,0	0,2	1,25	0,02	0,94	L
16,5	13,5	13,2	5,0	93,9	1,0	1,36	-0,03	0,95	L
18,5	20,9	20,5	12,5	87,3	0,2	1,35	-0,02	0,96	L
20,5	27,0	27,1	20,0	79,9	0,1	1,38	0,02	0,92	L
22,5	25,2	25,6	16,8	83,1	0,1	1,35	0,04	0,93	L
24,5	29,8	30,5	25,4	74,4	0,2	1,53	0,05	0,93	L
26,5	32,2	32,5	26,8	73,1	0,1	1,47	0,03	0,92	L
28,5	27,7	27,2	20,4	79,5	0,1	1,39	-0,03	0,96	L
30,5	24,7	24,3	18,2	81,6	0,2	1,47	-0,03	0,98	L
32,5	32,9	34,2	29,5	70,3	0,2	1,53	0,07	0,89	L
34,5	24,9	25,0	15,7	84,2	0,1	1,31	0,01	0,97	L
36,5	23,0	22,3	15,4	84,4	0,2	1,40	-0,06	1,01	L
38,5	36,7	40,2	31,9	67,6	0,5	1,46	0,18	0,99	L
39,5	31,1	32,6	26,3	73,5	0,2	1,46	0,09	0,91	L
40,5	29,6	31,0	25,5	74,1	0,5	1,54	0,09	0,93	L
41,5	36,9	30,9	32,4	67,4	0,2	1,95	-0,16	0,88	L
42,5	26,0	23,4	23,2	76,4	0,4	1,87	-0,17	1,08	L
44,5	31,3	32,2	25,9	74,0	0,1	1,43	0,06	0,91	L
46,5	23,3	21,0	19,2	80,5	0,3	1,65	-0,14	1,03	L
48,5	23,7	21,8	19,6	80,1	0,3	1,60	-0,11	0,97	L
50,5	22,4	22,1	14,5	85,3	0,2	1,41	-0,03	1,02	L
52,5	27,5	26,0	23,2	76,6	0,2	1,61	-0,08	0,97	L
54,5	23,5	22,9	15,4	84,5	0,1	1,37	-0,06	1,02	L
56,5	23,7	23,1	16,8	83,0	0,2	1,41	-0,03	0,94	L
58,5	22,8	22,2	16,5	83,2	0,3	1,47	-0,04	0,97	L
60,5	55,4	48,6	43,8	56,2	0,1	2,00	-0,10	0,81	L
62,5	22,9	22,4	17,8	81,8	0,4	1,52	-0,02	0,94	L
64,5	22,9	22,3	15,3	84,5	0,2	1,42	-0,05	1,03	L
66,5	27,0	26,9	19,1	80,8	0,1	1,37	0,00	0,96	L
68,5	223,4	237,8	91,9	8,1	0,0	1,16	0,19	1,06	L
69,5	27,8	26,9	21,1	78,8	0,1	1,51	-0,08	1,05	L
70,5	23,1	23,6	11,7	88,2	0,1	1,24	0,04	1,00	L
72,5	21,3	21,3	13,0	86,7	0,3	1,37	0,01	0,98	L
73,5	20,8	20,8	11,6	88,1	0,3	1,33	0,01	0,94	L
74,5	251,5	313,6	87,1	12,8	0,0	1,48	0,46	1,54	L
75,5	25,3	25,7	19,4	80,4	0,2	1,44	0,05	0,90	L
76,5	38,3	41,5	34,8	65,0	0,1	1,54	0,11	0,95	L
78,5	20,0	20,0	11,3	88,3	0,4	1,37	0,02	0,95	L
80,5	29,6	29,4	25,7	74,1	0,2	1,56	-0,01	0,92	L
82,5	36,3	35,4	33,9	65,9	0,2	1,76	-0,04	0,91	L
84,5	22,3	22,1	14,4	85,3	0,2	1,38	0,00	0,95	L
85,5	89,7	96,6	56,3	43,5	0,2	2,41	0,10	0,67	L
86,5	19,1	18,7	10,0	89,8	0,2	1,31	-0,04	1,00	L
88,5	22,0	21,4	16,5	83,1	0,4	1,53	-0,05	0,98	L

**Annexe 5.4** – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
90,5	22,9	21,3	17,8	81,9	0,3	1,59	-0,12	1,08	L
92,5	16,9	17,2	3,5	96,4	0,2	1,08	0,04	1,00	L
94,5	23,0	20,8	17,4	82,4	0,2	1,51	-0,15	1,05	L
96,5	17,2	16,5	12,0	87,2	0,8	1,54	-0,10	1,10	L
97,5	19,9	19,8	12,4	87,1	0,5	1,42	0,01	0,94	L
98,5	505,2	999,9	84,9	15,1	0,0	2,35	0,64	1,28	L+T
99,5	987,2	1092,2	88,8	11,2	0,0	1,63	0,44	3,30	L+T
100,5	717,2	1079,2	89,5	10,5	0,0	2,06	0,54	2,10	L+T
102,5	21,2	20,9	13,7	86,0	0,3	1,40	-0,01	0,96	L
104,5	22,2	21,9	14,4	85,4	0,2	1,37	-0,01	0,94	L
106,5	20,4	20,4	10,3	89,5	0,2	1,29	0,02	0,94	L
107,5	9,6	9,9	0,0	97,0	3,0	1,19	0,06	0,95	L
108,5	13,1	13,3	6,3	90,1	3,6	1,48	0,03	1,04	L
109,5	8,4	8,6	1,4	93,8	4,9	1,28	0,03	0,95	L
110,5	4,1	4,0	0,0	86,3	13,7	0,97	-0,11	0,95	L
111,5	4,3	4,2	0,0	88,7	11,3	0,92	-0,08	0,92	L
112,5	4,4	4,4	0,0	92,8	7,2	0,81	-0,03	0,92	L
113,5	5,8	5,8	0,0	97,5	2,5	0,82	0,01	0,94	L
114,5	12,0	11,2	6,1	93,1	0,7	1,33	-0,15	1,09	L
116,5	23,7	23,9	16,3	83,5	0,2	1,39	0,02	0,93	L
118,5	24,3	24,5	16,0	83,8	0,1	1,35	0,03	0,93	L
120,5	24,6	24,6	17,4	82,5	0,2	1,39	0,01	0,93	L
122,5	25,7	26,0	17,7	82,2	0,1	1,35	0,04	0,93	L
124,5	22,7	22,9	14,4	85,4	0,2	1,36	0,03	0,93	L
126,5	24,5	24,6	16,7	83,2	0,2	1,37	0,02	0,94	L
128,5	24,4	24,6	16,3	83,6	0,2	1,35	0,03	0,93	L
130,5	23,4	23,4	15,8	84,0	0,2	1,39	0,02	0,93	L
132,5	24,5	24,7	16,7	83,1	0,2	1,37	0,03	0,93	L
134,5	24,6	24,8	17,0	82,8	0,2	1,38	0,03	0,94	L
136,5	25,4	25,5	17,9	82,0	0,2	1,39	0,02	0,96	L
138,5	24,1	24,5	15,9	83,9	0,2	1,37	0,03	0,95	L
140,5	22,0	22,2	12,9	86,8	0,2	1,34	0,03	0,93	L
142,5	23,1	23,4	14,8	85,0	0,2	1,36	0,03	0,93	L
144,5	22,7	23,3	13,7	86,1	0,2	1,34	0,06	0,93	L
146,5	24,1	24,6	16,3	83,5	0,2	1,38	0,05	0,92	L
148,5	23,5	23,8	15,4	84,5	0,2	1,37	0,04	0,93	L
150,5	23,8	24,1	16,2	83,5	0,2	1,39	0,04	0,92	L
152,5	23,2	23,5	15,3	84,5	0,2	1,38	0,04	0,93	L
154,5	23,2	23,6	15,3	84,4	0,2	1,38	0,05	0,92	L
156,5	23,0	23,3	15,1	84,7	0,2	1,38	0,04	0,92	L
158,5	22,8	23,1	15,0	84,7	0,3	1,39	0,05	0,92	L
160,5	22,4	22,6	15,2	84,5	0,3	1,42	0,03	0,93	L
162,5	22,3	22,7	15,0	84,6	0,4	1,42	0,05	0,91	L
164,5	22,8	23,0	16,1	83,5	0,3	1,43	0,03	0,91	L
166,5	22,9	23,1	15,8	83,8	0,3	1,41	0,04	0,91	L
168,5	23,9	24,4	18,0	81,7	0,4	1,45	0,06	0,89	L
170,5	24,3	24,7	17,8	81,9	0,2	1,43	0,05	0,90	L
172,5	24,9	25,2	18,2	81,6	0,2	1,41	0,04	0,91	L
174,5	24,4	24,7	18,0	81,7	0,2	1,42	0,04	0,90	L
176,5	24,5	24,8	17,9	81,9	0,2	1,42	0,04	0,91	L
178,5	24,2	24,5	17,9	81,9	0,2	1,43	0,04	0,91	L
180,5	23,0	23,2	15,9	83,8	0,2	1,41	0,03	0,91	L
182,5	22,9	23,3	16,9	82,8	0,4	1,46	0,04	0,90	L

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
184,5	25,6	27,0	19,2	80,5	0,3	1,43	0,10	0,90	L
186,5	24,4	24,7	19,0	80,7	0,3	1,47	0,04	0,90	L
188,5	26,2	26,9	21,8	77,9	0,3	1,48	0,07	0,87	L
190,5	27,4	28,4	23,2	76,5	0,2	1,48	0,07	0,87	L
192,5	25,5	25,7	20,0	79,8	0,2	1,45	0,04	0,90	L
194,5	28,3	29,0	24,4	75,4	0,2	1,49	0,06	0,87	L
196,5	26,6	27,1	21,3	78,5	0,2	1,46	0,05	0,89	L
198,5	28,3	28,6	25,1	74,7	0,2	1,54	0,04	0,88	L
200,5	26,6	27,0	20,5	79,3	0,2	1,43	0,05	0,91	L
202,5	26,7	27,3	21,2	78,6	0,2	1,44	0,05	0,90	L
204,5	27,8	28,4	23,3	76,5	0,2	1,47	0,05	0,89	L
206,5	27,9	28,8	24,6	75,2	0,2	1,52	0,07	0,86	L
208,5	27,5	28,2	24,5	75,2	0,3	1,53	0,06	0,86	L
209,5	31,2	32,7	27,7	72,1	0,2	1,48	0,09	0,87	L
210,5	35,1	38,4	35,2	64,5	0,3	1,63	0,14	0,84	L
212,5	32,7	35,2	31,3	68,5	0,2	1,55	0,12	0,84	L
213,5	38,2	42,8	38,4	61,4	0,2	1,65	0,16	0,84	L
214,5	46,5	55,3	45,5	54,3	0,2	1,57	0,25	0,87	L
216,5	46,9	57,7	47,2	52,6	0,2	1,63	0,28	0,85	L
218,5	53,2	69,6	53,6	46,2	0,2	1,61	0,35	0,88	L
220,5	61,5	81,7	60,1	39,8	0,1	1,54	0,39	0,95	L
221,5	55,4	74,0	55,7	44,1	0,2	1,64	0,37	0,88	L
222,5	52,6	68,2	52,7	47,1	0,2	1,61	0,34	0,86	L
224,5	54,5	71,2	54,2	45,6	0,2	1,62	0,35	0,87	L
226,5	57,8	75,9	56,6	43,2	0,1	1,59	0,36	0,89	L
228,5	55,8	72,9	54,8	45,0	0,2	1,67	0,34	0,87	L
230,5	41,0	48,3	43,2	56,6	0,2	1,75	0,20	0,79	L
232,5	48,0	63,5	50,3	49,5	0,3	1,72	0,34	0,83	L
234,5	55,3	74,9	55,6	44,2	0,2	1,73	0,37	0,86	L
236,5	49,6	62,0	49,6	50,3	0,2	1,74	0,27	0,82	L
238,5	56,2	77,1	56,6	43,2	0,2	1,72	0,38	0,86	L
240,5	76,3	99,4	64,9	35,0	0,1	1,66	0,35	0,98	L
242,5	89,9	118,0	73,1	26,8	0,1	1,54	0,42	1,22	L
244,5	106,3	130,0	77,4	22,6	0,0	1,42	0,38	1,31	L
246,5	111,5	130,1	79,2	20,8	0,0	1,31	0,36	1,37	L
248,5	100,0	123,7	76,1	23,9	0,0	1,40	0,39	1,27	L
250,5	123,4	142,2	81,6	18,4	0,0	1,30	0,37	1,45	L
252,5	87,6	121,6	70,4	29,5	0,1	1,69	0,42	1,04	L
254,5	107,6	136,5	78,1	21,8	0,1	1,50	0,41	1,38	L
256,5	145,7	154,3	86,7	13,2	0,0	1,16	0,29	1,51	L
258,5	123,5	145,5	81,2	18,8	0,0	1,36	0,38	1,44	L
260,5	136,7	164,9	82,0	18,0	0,0	1,44	0,39	1,45	L
262,5	106,3	135,9	67,6	32,4	0,0	2,65	0,06	1,30	L+T
264,5	105,1	137,4	67,2	32,8	0,0	2,74	0,06	1,28	L+T
266,5	308,0	177,1	72,7	27,3	0,0	3,73	-0,24	1,38	L+T
268,5	217,1	151,7	65,9	34,1	0,0	3,76	-0,17	1,13	L+T
270,5	210,8	79,3	53,1	46,9	0,0	4,18	-0,38	0,90	L+T
272,5	115,2	137,1	62,7	37,3	0,0	2,86	0,06	0,91	L+T
274,5	412,6	262,5	70,4	29,6	0,0	4,11	-0,14	0,66	L+T
276,5	91,8	111,4	61,3	38,7	0,0	2,38	0,16	0,86	L+T
278,5	114,3	138,1	66,7	33,3	0,0	2,82	0,02	1,17	L+T
281,5	121,7	166,3	71,2	28,8	0,0	2,28	0,26	1,00	L+T
282,5	118,2	162,9	70,3	29,7	0,0	2,29	0,26	0,99	L+T

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).



Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
284,5	117,9	176,3	72,1	27,9	0,0	2,18	0,39	0,96	L+T
286,5	133,0	196,0	74,6	25,4	0,0	2,06	0,40	1,02	L+T
288,5	98,7	148,1	67,3	32,7	0,0	2,13	0,40	0,85	L+T
290,5	109,9	158,5	72,5	27,5	0,0	1,97	0,40	1,02	L+T
292,5	110,3	163,0	70,8	29,2	0,0	2,14	0,37	0,95	L+T
294,5	110,7	164,2	71,1	28,9	0,0	2,13	0,39	0,96	L+T
297,5	122,9	184,7	72,9	27,1	0,0	2,14	0,40	0,98	L+T
300,5	181,6	298,6	79,3	20,7	0,0	2,06	0,53	1,21	L+T
302,5	227,5	358,2	83,0	17,0	0,0	1,88	0,58	1,48	L+T
304,5	261,7	483,7	80,4	19,6	0,0	2,35	0,54	1,18	L+T
306,5	220,6	464,3	76,9	23,1	0,0	2,47	0,59	1,00	L+T
308,5	174,2	357,5	71,4	28,6	0,0	2,53	0,54	0,80	L+T
310,5	217,5	431,7	78,9	21,1	0,0	2,21	0,63	1,19	L+T
312,5	243,7	464,7	80,0	20,0	0,0	2,36	0,56	1,31	L+T
313,5	43,5	47,7	42,8	57,0	0,2	1,89	0,06	0,89	L
314	107,6	129,5	75,7	24,3	0,0	1,47	0,34	1,19	L
314,5	15,8	16,1	2,9	96,6	0,5	1,17	0,05	0,97	L
315,5	37,1	31,9	35,1	64,6	0,3	1,95	-0,13	0,82	L
316,5	18,1	18,5	9,0	90,3	0,7	1,38	0,05	0,93	L
317,5	36,7	44,4	36,4	63,2	0,4	1,57	0,27	0,91	L
318,5	20,4	20,4	9,4	90,5	0,2	1,24	0,00	1,00	L
319,5	233,0	250,5	87,9	12,1	0,0	1,14	0,37	1,82	L
320	29,6	30,1	25,6	74,2	0,3	1,51	0,05	0,90	L
320,5	155,5	187,1	83,3	16,7	0,0	1,36	0,39	1,34	L
321,5	17,9	18,4	3,8	96,0	0,2	1,11	0,06	0,99	L
322,5	44,3	39,0	36,9	62,9	0,2	1,97	-0,12	0,94	L
323,5	27,3	27,7	22,7	77,1	0,2	1,47	0,05	0,88	L
324,5	18,0	18,1	5,3	94,6	0,1	1,11	0,02	1,03	L
325,5	15,2	14,8	7,9	91,2	1,0	1,43	-0,03	0,94	L
326,5	35,4	39,7	32,6	67,2	0,3	1,51	0,19	0,92	L
327,5	41,7	48,1	40,2	59,5	0,2	1,56	0,22	0,91	L
328,5	37,9	40,4	37,1	62,7	0,2	1,63	0,11	0,84	L
329,5	16,2	16,5	6,5	92,6	0,9	1,35	0,04	0,96	L
330,5	19,8	19,3	16,1	82,9	1,1	1,60	-0,01	0,92	L
331,5	75,0	99,3	65,2	34,5	0,3	1,76	0,36	1,05	L
332,5	280,0	296,0	92,9	7,1	0,0	1,01	0,30	1,48	L
333,5	205,1	231,7	88,1	11,9	0,0	1,20	0,35	1,39	L
334,5	22,5	22,9	13,5	86,3	0,2	1,34	0,05	0,93	L
336,5	40,4	44,9	39,2	60,6	0,2	1,62	0,16	0,87	L
338,5	19,4	19,2	10,7	89,0	0,4	1,35	-0,01	0,99	L
340,5	26,0	26,1	21,7	78,0	0,3	1,50	0,02	0,89	L
342,5	17,9	18,2	5,1	94,7	0,2	1,13	0,04	1,02	L
343,5	18,8	18,2	10,9	88,7	0,4	1,36	-0,05	1,01	L
344,5	236,1	309,9	83,8	16,2	0,0	1,79	0,40	1,12	L
346,5	18,5	19,0	5,4	94,4	0,2	1,16	0,06	0,99	L
348,5	27,8	25,4	23,6	76,4	0,0	2,03	-0,22	1,41	L
349,5	27,3	27,0	21,9	77,8	0,3	1,49	0,01	0,94	L
350,5	30,9	26,1	27,8	71,9	0,3	1,80	-0,14	0,88	L
352,5	19,0	20,2	5,0	94,7	0,3	1,20	0,14	0,98	L
353,5	76,9	104,5	66,7	33,1	0,1	1,68	0,39	1,00	L
354,5	25,3	25,1	21,1	78,4	0,4	1,54	0,01	0,91	L
356,5	17,9	18,4	6,6	92,8	0,6	1,26	0,06	0,99	L
357,5	54,7	61,4	48,8	51,1	0,1	1,37	0,21	1,09	L

**Annexe 5.4 (suite)** – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
358,5	101,3	122,0	75,2	24,7	0,1	1,44	0,34	1,24	L
359,5	18,6	18,9	10,5	88,6	1,0	1,42	0,04	0,96	L
360,5	99,7	116,6	77,1	22,8	0,2	1,29	0,37	1,39	L
361,5	29,0	29,2	24,4	75,3	0,3	1,50	0,04	0,91	L
362,5	18,9	18,8	8,4	91,1	0,5	1,24	-0,02	1,08	L
363,5	86,0	114,7	65,6	34,2	0,2	1,72	0,37	0,91	L
364,5	68,1	93,8	58,9	40,7	0,4	1,93	0,36	0,84	L
365,5	40,7	42,4	38,4	61,4	0,2	1,65	0,08	0,85	L
366,5	187,7	199,0	90,4	9,6	0,0	1,04	0,29	1,42	L
368	114,0	158,1	67,7	32,3	0,0	2,29	0,28	0,87	L+T
369,5	16,1	16,3	2,4	97,3	0,3	1,11	0,05	0,99	L
370,5	16,2	16,5	2,2	97,5	0,3	1,10	0,06	0,98	L
371,5	16,3	15,7	8,1	91,4	0,5	1,31	-0,07	1,05	L
372	95,1	123,7	76,4	23,5	0,1	1,46	0,44	1,35	L
372,5	17,2	16,1	10,9	88,7	0,4	1,38	-0,11	1,08	L
373,5	17,9	16,8	12,1	87,4	0,6	1,47	-0,11	1,05	L
374,5	16,5	15,4	12,5	86,4	1,1	1,57	-0,09	0,97	L
375,5	16,3	17,7	6,2	92,0	1,8	1,43	0,14	0,93	L
376	7,0	7,1	0,0	96,0	4,0	1,09	0,00	0,94	L
376,5	24,9	26,7	18,1	81,3	0,5	1,44	0,13	0,91	L
377,5	24,6	26,1	17,9	81,6	0,5	1,44	0,11	0,92	L
378,5	24,2	25,8	18,1	81,3	0,6	1,47	0,12	0,91	L
379,5	28,0	30,2	23,9	75,6	0,5	1,53	0,13	0,91	L
380,5	32,9	36,4	31,4	68,0	0,6	1,61	0,16	0,90	L
381,5	35,2	39,3	34,9	64,5	0,6	1,69	0,16	0,89	L
382,5	49,5	60,6	48,5	51,1	0,4	1,61	0,30	1,00	L
383,5	122,0	126,0	85,9	14,1	0,0	0,94	0,20	1,26	L
384,5	12,6	12,5	4,7	93,7	1,6	1,35	-0,02	1,01	L
385,5	136,1	139,4	89,7	10,3	0,0	0,91	0,18	1,25	L
386,5	43,2	50,3	44,6	54,6	0,7	1,91	0,18	0,82	L
388,5	25,4	27,8	18,6	80,7	0,6	1,44	0,17	0,91	L
390,5	23,6	25,0	18,1	81,1	0,8	1,52	0,11	0,92	L
392,5	32,2	38,6	31,8	67,5	0,6	1,63	0,25	0,88	L
394,5	53,7	67,8	52,2	47,3	0,5	1,90	0,27	0,90	L
396,5	26,6	28,5	28,7	70,5	0,8	1,78	0,09	0,80	L
398,5	75,8	65,5	51,0	49,0	0,0	2,82	-0,07	0,77	L+T
401,5	162,6	169,4	71,7	28,3	0,0	2,60	0,08	0,93	L+T
402,5	118,8	123,2	65,0	35,0	0,0	2,56	0,05	0,92	L+T
404,5	17,2	17,2	8,2	91,1	0,6	1,35	0,00	0,98	L
406,5	7,2	6,7	2,2	93,4	4,5	1,30	-0,16	1,04	L
408,5	25,3	26,3	15,6	84,2	0,2	1,32	0,08	0,98	L
410,5	21,4	22,1	10,9	88,7	0,3	1,31	0,08	0,97	L
412,5	21,2	21,8	10,7	89,0	0,3	1,30	0,06	0,98	L
414,5	21,1	21,9	11,8	87,8	0,4	1,36	0,08	0,96	L
416,5	21,7	22,3	12,3	87,4	0,4	1,35	0,06	0,98	L
418,5	24,2	25,1	16,4	83,3	0,3	1,40	0,08	0,94	L
419,5	27,1	27,3	22,6	77,1	0,3	1,51	0,04	0,91	L
420,5	24,8	24,8	20,6	78,9	0,5	1,57	0,02	0,94	L
421,2	87,8	126,8	71,8	28,0	0,2	1,73	0,48	1,14	L
421,8	9,2	9,2	1,3	97,6	1,1	1,05	-0,01	1,01	L
422,5	19,0	19,6	10,3	89,2	0,6	1,39	0,06	0,94	L
423,5	21,7	22,4	14,1	85,5	0,4	1,43	0,06	0,93	L
424,8	28,7	28,7	25,8	73,9	0,4	1,65	0,01	0,94	L

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
425,5	22,4	23,3	12,4	87,3	0,3	1,32	0,09	0,95	L
426,5	22,1	22,9	12,7	87,0	0,4	1,35	0,07	0,96	L
428,5	21,9	22,7	13,4	86,2	0,4	1,39	0,07	0,94	L
430,5	21,0	21,7	11,8	87,7	0,5	1,37	0,08	0,94	L
432,5	20,1	20,7	11,1	88,3	0,5	1,38	0,07	0,94	L
434,5	20,0	20,6	11,7	87,8	0,5	1,41	0,06	0,93	L
436,5	22,3	23,4	13,1	86,5	0,4	1,37	0,10	0,94	L
438,5	23,3	24,5	14,0	85,7	0,3	1,35	0,10	0,94	L
440,5	22,8	23,4	15,0	84,6	0,4	1,41	0,06	0,93	L
441,5	24,1	24,7	16,8	82,9	0,3	1,41	0,06	0,94	L
442,5	33,1	34,2	31,8	67,9	0,3	1,64	0,06	0,87	L
443,5	43,2	41,0	42,3	57,4	0,3	2,00	-0,02	0,77	L
444,25	165,6	209,0	81,0	19,0	0,0	1,71	0,36	1,21	L
445	163,0	291,6	73,4	26,4	0,2	2,29	0,51	0,87	L
445,5	17,3	17,2	9,0	90,6	0,4	1,37	-0,06	1,13	L
446,5	14,9	14,6	5,5	94,0	0,5	1,24	-0,05	1,03	L
447,5	15,7	15,7	5,3	94,3	0,4	1,21	-0,01	1,03	L
448,5	16,4	16,3	6,2	93,4	0,4	1,24	-0,01	1,04	L
449,5	17,9	17,6	11,4	87,8	0,8	1,48	-0,02	0,95	L
450,5	25,6	28,0	20,2	79,1	0,7	1,53	0,14	0,95	L
451,5	5,8	5,4	0,7	90,9	8,4	1,25	-0,17	0,98	L
452,5	16,7	16,6	8,6	90,7	0,7	1,39	-0,01	0,97	L
453,5	68,5	72,1	55,8	44,0	0,2	1,58	0,08	1,24	L
454,5	14,6	14,8	5,7	93,3	1,0	1,35	0,02	0,97	L
455,5	24,2	26,8	17,5	81,8	0,7	1,48	0,17	0,93	L
456,5	25,7	28,8	19,7	79,6	0,7	1,49	0,19	0,94	L
457,5	14,5	14,7	6,8	91,5	1,7	1,46	0,03	0,93	L
458,5	12,7	12,8	4,3	94,2	1,6	1,37	0,01	0,95	L
459,5	24,5	26,9	16,9	82,5	0,6	1,45	0,16	0,96	L
460,5	8,4	7,9	3,3	88,7	8,0	1,59	-0,09	0,82	L
461,5	7,6	7,3	0,9	95,6	3,4	1,23	-0,10	0,97	L
462,5	14,0	14,4	2,5	96,6	0,8	1,21	0,06	0,98	L
463,5	19,4	21,0	6,9	92,5	0,6	1,29	0,15	0,96	L
464,5	23,9	27,0	17,6	81,6	0,8	1,51	0,19	0,92	L
465,5	22,5	24,3	14,1	85,4	0,5	1,42	0,13	0,94	L
466,5	17,2	17,5	6,7	92,9	0,5	1,28	0,03	0,97	L
467,5	20,9	22,0	10,6	89,0	0,4	1,33	0,09	0,98	L
468,5	20,3	21,3	10,1	89,5	0,5	1,34	0,09	0,98	L
469,5	22,2	23,6	13,0	86,6	0,4	1,39	0,11	0,97	L
470,5	21,0	22,5	10,7	88,9	0,5	1,35	0,12	0,96	L
471,5	21,5	23,0	11,8	87,7	0,5	1,38	0,12	0,96	L
472,5	22,1	24,0	11,4	88,2	0,4	1,34	0,15	0,95	L
473,5	26,0	28,4	18,7	80,9	0,4	1,43	0,16	0,94	L
474,5	24,2	25,7	16,6	82,9	0,5	1,44	0,11	0,97	L
475,5	24,4	25,7	16,5	83,1	0,3	1,41	0,09	0,95	L
476,5	30,4	31,9	30,5	69,0	0,5	1,72	0,08	0,86	L
477,5	112,5	154,2	69,6	30,1	0,3	2,18	0,32	0,93	L
478,5	106,5	146,7	72,7	27,1	0,2	1,92	0,39	1,10	L
479,5	22,0	23,5	12,5	87,0	0,5	1,37	0,12	0,96	L
480,5	22,1	23,6	12,5	87,0	0,5	1,37	0,12	0,95	L
481,5	24,5	26,3	15,7	83,9	0,4	1,38	0,14	0,95	L
482,5	48,8	57,1	47,2	52,4	0,4	1,86	0,19	0,89	L

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
483,5	22,2	23,3	14,7	84,8	0,5	1,44	0,09	0,94	L
485	67,5	85,1	57,2	42,4	0,4	2,05	0,24	0,87	L
486	19,0	19,9	5,8	93,7	0,4	1,21	0,11	0,99	L
487	13,4	13,9	3,5	95,2	1,2	1,31	0,06	0,96	L
488,5	23,0	24,7	14,0	85,6	0,4	1,38	0,12	0,95	L
490,5	22,3	23,9	12,8	86,8	0,5	1,37	0,13	0,94	L
492,5	26,8	29,7	21,7	77,8	0,5	1,50	0,17	0,92	L
493,5	43,4	53,7	43,5	56,2	0,3	1,55	0,31	0,94	L
494,5	56,0	69,6	54,8	45,0	0,2	1,45	0,37	1,16	L
495,5	9,7	9,7	1,0	97,3	1,7	1,18	-0,01	0,97	L
496,5	22,1	22,8	13,2	86,4	0,4	1,37	0,08	0,94	L
498	23,2	23,2	18,5	81,1	0,4	1,52	0,02	0,91	L
499	24,2	24,6	18,6	81,1	0,4	1,47	0,05	0,91	L
500	17,5	17,6	9,9	89,4	0,7	1,43	0,00	1,00	L
501	96,6	135,1	70,1	29,5	0,4	2,02	0,37	1,03	L
502	17,4	18,1	4,6	94,8	0,6	1,22	0,10	0,98	L
503	16,6	17,3	3,4	96,0	0,6	1,20	0,10	0,98	L
504,5	27,6	31,7	22,1	77,4	0,6	1,48	0,22	0,93	L
506,5	23,9	25,7	14,6	85,0	0,5	1,37	0,14	0,97	L
508,5	19,1	19,8	11,5	87,6	0,9	1,46	0,07	0,93	L
510,5	24,2	26,7	17,2	82,1	0,6	1,47	0,16	0,94	L
511,5	13,2	13,1	6,0	92,6	1,4	1,41	-0,02	0,97	L
512,5	25,1	26,8	16,1	83,6	0,3	1,36	0,13	0,95	L
514	1305,5	7830,9	64,2	35,8	0,0	4,39	0,74	0,54	L+T
520	1305,5	7830,9	64,2	35,8	0,0	4,39	0,74	0,54	L+T
524	1188,2	3699,7	81,4	18,6	0,0	3,53	0,62	0,79	L+T
529	1188,2	3699,7	81,4	18,6	0,0	3,53	0,62	0,79	L+T
531,5	23,8	22,2	20,2	79,5	0,3	1,60	-0,09	0,95	L
532,5	261,8	322,6	87,8	12,1	0,1	1,56	0,46	1,55	L
533,5	16,5	16,4	7,1	92,6	0,4	1,27	-0,02	1,05	L
534,5	19,5	19,5	9,7	90,1	0,2	1,29	-0,01	1,05	L
536,5	25,6	26,7	19,4	80,3	0,3	1,45	0,08	0,93	L
538,5	28,3	26,6	26,5	73,0	0,5	1,81	-0,08	0,96	L
540	247,8	304,1	85,4	14,5	0,1	1,78	0,36	1,18	L
540,5	18,1	18,4	9,7	89,5	0,9	1,41	0,04	0,99	L
542,5	32,1	26,6	29,1	70,7	0,3	1,84	-0,15	0,85	L
544,5	48,5	56,4	46,6	53,2	0,2	1,68	0,21	0,87	L
546,5	17,0	17,5	3,9	95,9	0,3	1,15	0,07	1,00	L
548,5	26,2	26,0	22,3	77,3	0,4	1,56	0,01	0,92	L
550,5	15,9	16,1	5,3	94,2	0,5	1,23	0,02	1,02	L
552,5	16,7	17,5	3,5	96,1	0,4	1,18	0,10	0,99	L
554	19,3	19,0	12,1	87,3	0,6	1,43	-0,02	0,99	L
555	194,0	363,7	80,2	19,5	0,3	2,08	0,66	2,20	L
556	221,8	362,4	83,2	16,5	0,3	1,85	0,66	2,60	L
557	19,0	19,0	10,3	89,3	0,4	1,35	-0,02	1,06	L
558,5	25,6	26,1	22,4	76,7	0,9	1,67	0,03	0,97	L
560,5	21,2	20,9	12,2	87,6	0,2	1,33	-0,01	1,01	L
562,5	441,2	969,6	79,1	20,9	0,0	2,96	0,49	1,36	L+T
563,5	256,3	589,4	65,1	34,9	0,0	2,96	0,52	0,65	L+T
564	29,6	26,5	26,9	72,9	0,2	1,65	-0,10	0,88	L
565	20,0	19,6	14,3	85,1	0,6	1,50	-0,03	0,96	L
566,5	27,2	25,8	25,2	74,3	0,6	1,74	-0,05	0,94	L
568,5	30,0	31,2	30,5	68,9	0,6	1,74	0,06	0,86	L

**Annexe 5.4 (suite)** – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
570,5	113,9	157,6	74,4	25,5	0,1	1,92	0,38	1,10	L
571,5	170,2	217,0	81,2	18,8	0,0	1,63	0,38	1,12	L
572,5	21,1	20,7	16,3	83,1	0,7	1,57	-0,02	0,98	L
574,5	25,0	24,9	21,6	77,9	0,5	1,60	0,01	0,91	L
576,5	17,6	17,6	8,4	91,0	0,6	1,33	0,00	1,02	L
578,5	21,0	18,2	21,6	77,2	1,2	1,94	-0,17	0,96	L
580,5	20,0	17,6	20,2	78,4	1,4	1,94	-0,17	1,00	L
581,5	96,1	117,8	65,5	34,2	0,3	1,81	0,29	0,93	L
582,5	472,7	485,4	91,7	8,0	0,4	1,27	0,40	3,04	L
583,5	199,0	300,0	71,5	28,3	0,3	2,20	0,43	0,82	L
584,5	186,6	264,0	82,4	17,3	0,3	1,76	0,52	1,58	L
585,5	53,0	50,9	45,6	53,8	0,6	2,19	0,01	0,77	L
586,5	15,7	16,3	2,4	97,3	0,3	1,12	0,09	1,00	L
588,5	20,2	20,7	10,7	88,9	0,4	1,34	0,05	0,97	L
590,5	20,6	21,2	10,8	88,9	0,3	1,33	0,05	0,97	L
592,5	19,9	20,3	9,9	89,7	0,4	1,32	0,05	0,96	L
594,5	20,3	20,8	10,8	88,8	0,4	1,35	0,05	0,97	L
596,5	21,9	22,5	12,6	87,1	0,3	1,34	0,05	0,97	L
598,5	21,3	21,8	12,2	87,4	0,3	1,36	0,05	0,98	L
600,5	22,3	20,9	19,4	80,0	0,6	1,66	-0,08	0,96	L
601,5	109,8	145,7	75,2	24,7	0,1	1,73	0,39	1,20	L
602,5	37,9	41,3	37,8	62,0	0,3	1,69	0,12	0,85	L
603,5	15,0	15,8	1,3	98,2	0,5	1,15	0,12	0,96	L
604,5	15,3	15,8	2,4	97,3	0,3	1,09	0,08	1,01	L
606,5	14,3	14,2	5,6	93,5	0,9	1,32	-0,01	1,01	L
608,5	22,0	21,2	17,2	82,4	0,4	1,55	-0,05	0,97	L
609,5	48,0	52,5	46,0	53,7	0,3	2,02	0,10	0,81	L
610,5	26,8	27,3	23,6	76,1	0,4	1,59	0,03	0,91	L
611,5	95,1	135,1	67,9	31,7	0,4	2,06	0,38	0,94	L
612,5	74,9	105,6	58,5	41,1	0,4	2,06	0,36	0,78	L
613	23,5	24,3	17,2	82,4	0,5	1,45	0,08	0,89	L
614,5	33,6	40,4	35,1	63,9	1,1	1,74	0,24	0,89	L
616,5	42,9	45,5	42,0	57,6	0,3	1,90	0,07	0,84	L
618,5	17,5	17,7	7,2	92,5	0,3	1,26	0,01	1,04	L
620,5	18,1	18,0	8,7	91,1	0,3	1,28	-0,03	1,06	L
622,5	20,3	19,9	13,6	86,0	0,4	1,46	-0,03	1,02	L
624,5	16,3	16,6	4,5	95,3	0,3	1,15	0,03	1,02	L
626,5	16,5	16,0	9,6	89,7	0,7	1,42	-0,05	0,99	L
628,5	15,4	16,1	3,3	96,2	0,6	1,22	0,09	0,97	L
630,5	26,3	25,4	24,4	75,3	0,4	1,61	-0,02	0,86	L
632,5	92,8	123,3	73,2	26,7	0,2	1,64	0,41	1,23	L
634,5	61,4	80,4	55,5	44,3	0,2	1,92	0,29	0,80	L
636,5	13,3	13,8	1,2	97,8	0,9	1,21	0,08	0,94	L
638,5	24,8	26,1	19,2	80,4	0,4	1,48	0,09	0,91	L
640,5	24,2	25,1	17,5	82,1	0,4	1,45	0,07	0,93	L
642,5	19,7	18,7	14,4	85,0	0,5	1,50	-0,06	0,94	L
644,5	18,7	18,7	9,4	90,3	0,3	1,32	0,00	1,02	L
645	161,9	303,9	67,1	32,7	0,2	2,55	0,48	0,72	L
645,5	21,9	21,4	16,1	83,4	0,5	1,49	-0,02	0,98	L
646,5	106,7	136,5	79,9	19,8	0,3	1,45	0,47	1,60	L
647	17,7	18,5	2,8	97,0	0,2	1,11	0,11	0,98	L
648	78,0	102,2	60,4	39,3	0,4	2,15	0,27	0,81	L
648,5	18,1	18,9	7,8	91,6	0,7	1,36	0,09	0,93	L

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
650,5	21,8	21,9	15,5	84,1	0,4	1,46	0,02	0,92	L
652,5	22,7	22,0	18,1	81,4	0,4	1,55	-0,03	0,95	L
654,5	23,5	22,2	19,3	80,3	0,4	1,57	-0,06	0,95	L
656,5	18,7	20,5	5,2	94,4	0,5	1,26	0,17	0,95	L
658,5	18,3	18,3	8,7	90,9	0,4	1,31	0,01	1,02	L
660,5	17,1	17,3	6,0	93,7	0,3	1,21	0,01	1,01	L
662,5	18,1	17,8	9,9	89,6	0,5	1,36	-0,03	1,03	L
664,5	36,6	38,4	35,8	63,7	0,4	1,73	0,08	0,87	L
665,5	77,9	105,7	66,2	33,6	0,2	1,69	0,40	0,99	L
666,5	53,4	64,5	50,7	49,1	0,2	1,76	0,24	0,86	L
667,5	47,3	55,4	46,6	53,1	0,4	1,81	0,20	0,85	L
668,5	19,5	19,3	11,6	88,1	0,4	1,42	-0,05	1,09	L
670,5	25,7	25,7	22,3	77,3	0,4	1,56	0,01	0,89	L
672,5	15,5	15,8	3,7	95,8	0,5	1,19	0,05	0,99	L
674,5	31,5	33,5	29,9	69,6	0,5	1,69	0,09	0,92	L
676,5	25,2	26,7	18,1	81,6	0,4	1,42	0,11	0,92	L
678,5	26,7	26,8	23,4	76,3	0,4	1,62	0,01	0,93	L
680,5	28,5	27,9	25,4	74,1	0,6	1,83	-0,07	1,08	L
682,5	22,7	23,5	13,7	85,9	0,4	1,36	0,07	0,96	L
684,5	24,7	23,1	23,2	76,1	0,6	1,73	-0,07	0,92	L
686,5	27,1	26,8	27,2	72,3	0,5	1,72	0,01	0,84	L
687,5	168,9	225,8	77,6	22,3	0,2	2,16	0,34	1,01	L
689	16,5	16,5	5,4	94,3	0,3	1,18	0,00	1,04	L
690	16,8	17,0	5,8	93,8	0,4	1,22	0,02	1,02	L
691,5	17,3	17,2	7,7	91,9	0,4	1,27	-0,02	1,04	L
692,5	19,4	19,2	10,7	88,9	0,4	1,35	-0,01	0,99	L
694,5	20,7	20,9	13,7	85,7	0,6	1,45	0,03	0,94	L
696	96,2	124,9	71,0	28,9	0,1	1,75	0,34	1,08	L
697	14,8	15,3	3,6	95,8	0,6	1,22	0,07	0,99	L
698,5	18,6	19,0	8,7	90,7	0,6	1,34	0,05	0,96	L
700	25,9	26,0	22,8	76,7	0,5	1,58	0,03	0,89	L
701	16,2	17,2	3,8	95,6	0,6	1,25	0,12	0,95	L
702,5	17,2	17,2	8,3	91,0	0,6	1,35	0,00	1,00	L
704,5	23,3	24,2	14,8	84,8	0,4	1,38	0,08	0,95	L
706,5	26,6	28,2	21,3	78,3	0,4	1,48	0,11	0,91	L
707,5	26,8	27,4	22,3	77,4	0,4	1,51	0,06	0,90	L
708	14,7	15,5	2,3	96,8	0,9	1,22	0,11	0,97	L
709	15,0	15,7	4,1	94,2	1,7	1,29	0,09	1,04	L
710	16,9	17,6	4,8	94,8	0,5	1,23	0,08	0,98	L
710,5	30,9	28,7	30,0	69,5	0,5	1,93	-0,10	0,97	L
711,5	17,4	17,2	10,0	89,3	0,7	1,42	-0,03	1,05	L
712,5	23,5	24,7	17,5	81,7	0,8	1,50	0,10	0,93	L
714,5	26,2	27,7	23,1	76,2	0,7	1,60	0,09	0,91	L
716,5	26,1	29,3	22,3	77,0	0,7	1,56	0,18	0,90	L
717,2	35,3	39,2	35,1	64,2	0,7	1,76	0,14	0,91	L
717,75	7,4	6,6	7,9	86,2	5,8	1,58	-0,27	1,27	L
718,5	22,8	24,3	16,0	83,2	0,9	1,48	0,12	0,94	L
719,5	24,1	25,8	17,9	81,3	0,8	1,49	0,13	0,93	L
720,5	25,1	27,2	20,0	79,1	0,9	1,53	0,14	0,92	L
721,5	25,9	27,3	22,4	77,0	0,7	1,61	0,08	0,94	L
722,5	25,5	27,6	19,9	79,5	0,6	1,49	0,14	0,92	L
723,5	28,2	30,9	24,2	75,3	0,6	1,52	0,15	0,91	L
724,5	31,2	34,3	28,0	71,6	0,4	1,54	0,16	0,91	L

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
725,5	29,6	32,8	27,7	71,7	0,6	1,60	0,16	0,89	L
726,5	28,2	30,6	26,5	72,8	0,7	1,65	0,12	0,90	L
727,5	34,5	37,8	33,8	65,8	0,5	1,69	0,13	0,90	L
728,5	36,8	42,5	38,4	61,0	0,6	1,77	0,18	0,85	L
729,5	89,9	99,8	71,6	28,3	0,1	1,27	0,29	1,29	L
730,5	91,1	95,9	73,0	27,0	0,0	1,08	0,23	1,28	L
731,5	102,5	110,0	76,9	23,1	0,0	1,18	0,27	1,34	L
732,5	100,5	109,3	75,8	24,1	0,1	1,25	0,28	1,36	L
733,5	109,6	118,7	79,4	20,5	0,1	1,23	0,30	1,45	L
734,5	38,3	42,2	39,0	60,4	0,6	1,91	0,10	0,89	L
736,5	46,2	56,3	46,6	52,9	0,5	1,85	0,23	0,89	L
738,5	25,1	26,1	25,1	73,9	1,1	1,75	0,07	0,86	L
740,5	28,6	33,5	28,5	70,4	1,1	1,70	0,21	0,88	L
742,5	22,2	23,5	14,0	85,2	0,8	1,43	0,12	0,95	L
744,5	23,1	24,2	17,9	81,3	0,8	1,53	0,09	0,92	L
746,5	30,2	33,6	30,2	69,1	0,8	1,68	0,16	0,87	L
748,5	27,2	28,0	28,1	70,9	1,0	1,78	0,06	0,85	L
750,5	18,3	18,4	15,2	82,9	1,9	1,69	0,01	0,94	L
752,5	46,2	54,4	45,7	53,8	0,5	1,78	0,21	0,88	L
754,5	16,3	17,3	9,4	88,6	2,1	1,54	0,08	0,94	L
756,5	23,6	24,0	20,6	78,5	1,0	1,63	0,04	0,92	L
758,5	25,7	26,2	25,2	73,7	1,0	1,76	0,03	0,90	L
760,5	36,4	41,1	36,3	63,1	0,6	1,72	0,16	0,91	L
762,5	34,6	38,6	33,9	65,5	0,6	1,65	0,16	0,89	L
764,5	30,2	32,2	31,0	68,1	1,0	1,76	0,10	0,87	L
766,5	31,2	32,2	29,8	69,5	0,7	1,68	0,07	0,90	L
768,5	34,0	34,1	33,8	65,4	0,7	1,82	0,03	0,87	L
770,5	57,8	68,3	52,3	47,4	0,4	1,72	0,23	0,87	L
772,5	27,6	28,5	24,4	75,0	0,6	1,62	0,06	0,94	L
774,5	17,8	18,1	8,4	91,1	0,5	1,34	0,02	1,02	L
776,5	24,5	25,1	20,2	78,9	1,0	1,60	0,05	0,98	L
778,5	24,5	24,1	20,6	78,8	0,6	1,59	-0,01	0,93	L
780,5	26,2	25,6	23,3	76,3	0,4	1,63	-0,02	0,92	L
781,5	63,9	76,9	55,2	44,6	0,2	1,94	0,21	0,87	L
782,5	24,7	25,7	20,9	78,4	0,7	1,63	0,05	0,96	L
784,5	24,1	23,9	20,0	79,4	0,6	1,60	0,00	0,95	L
785,5	23,8	23,6	18,7	80,7	0,5	1,55	0,00	0,97	L
786,5	139,7	206,6	68,1	31,7	0,1	2,21	0,38	0,79	L
787,5	13,3	13,7	2,1	97,0	0,9	1,20	0,06	0,98	L
788,5	15,9	15,7	6,8	92,7	0,6	1,32	-0,01	0,99	L
790,5	20,5	20,8	13,3	86,3	0,5	1,45	0,02	0,96	L
792,5	27,7	26,5	28,3	70,9	0,8	1,88	-0,04	0,89	L
794,5	28,5	26,7	26,8	72,5	0,6	1,85	-0,07	0,95	L
796,5	28,1	28,7	25,1	74,1	0,8	1,68	0,03	0,98	L
798,5	31,7	33,0	33,5	65,5	1,0	1,92	0,05	0,87	L
800,5	60,6	71,2	53,5	46,1	0,5	1,92	0,19	0,92	L
802,5	40,8	44,4	41,3	58,1	0,7	1,94	0,10	0,86	L
804,5	18,0	18,3	7,3	92,3	0,4	1,26	0,03	1,00	L
806,5	31,8	29,0	28,9	70,7	0,4	1,87	-0,11	0,99	L
808,5	19,7	18,9	15,6	83,3	1,1	1,59	-0,04	0,96	L
809,5	41,3	43,1	38,6	61,0	0,4	1,61	0,08	0,87	L
810,5	59,8	73,1	55,0	44,8	0,2	1,63	0,27	0,93	L
811,5	22,3	20,2	20,1	78,9	1,0	1,89	-0,17	1,14	L

**Annexe 5.4** (suite) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).

Profondeur	Moyenne ( $\mu\text{m}$ )	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Sable (%)	Silt (%)	Argile (%)	Classement	Asymétrie	Acuité	Méthode
812,5	243,7	398,3	83,7	16,0	0,3	1,79	0,68	2,67	L
813,5	242,6	373,6	83,1	16,7	0,2	1,86	0,56	1,56	L
814,5	233,5	634,6	69,3	30,4	0,3	2,64	0,72	0,67	L
815,5	18,3	19,2	7,5	92,0	0,5	1,32	0,09	0,96	L
816	26,6	24,7	24,9	74,3	0,8	1,78	-0,06	0,93	L

**Annexe 5.4** (suite et fin) – Résultats des analyses granulométriques effectuées sur la carotte ICA-II. Les paramètres statistiques des distributions granulométriques sont calculés selon Folk & Ward (1957). Selon la taille des particules les plus grossières, les analyses ont été effectuées soit par diffraction laser (L) soit par la méthode présentée au chapitre 7, combinant diffraction laser et tamisage (L+T).



Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
0	43	27	161	54	477	81	120	108	216
0,5	154	27,5	109	54,5	346	81,5	129	108,5	217
1	192	28	139	55	149	82	187	109	212
1,5	120	28,5	76	55,5	90	82,5	158	109,5	226
2	221	29	55	56	81	83	135	110	231
2,5	156	29,5	61	56,5	83	83,5	102	110,5	229
3	71	30	84	57	84	84	110	111	223
3,5	37	30,5	163	57,5	102	84,5	93	111,5	212
4	30	31	209	58	93	85	72	112	218
4,5	35	31,5	162	58,5	98	85,5	31	112,5	222
5	36	32	143	59	106	86	53	113	224
5,5	28	32,5	119	59,5	118	86,5	126	113,5	220
6	28	33	99	60	131	87	191	114	208
6,5	33	33,5	92	60,5	135	87,5	306	114,5	233
7	39	34	92	61	178	88	219	115	223
7,5	44	34,5	53	61,5	365	88,5	192	115,5	224
8	73	35	68	62	333	89	170	116	245
8,5	114	35,5	70	62,5	92	89,5	155	116,5	235
9	113	36	67	63	60	90	217	117	238
9,5	65	36,5	66	63,5	116	90,5	245	117,5	217
10	89	37	75	64	142	91	273	118	218
10,5	255	37,5	75	64,5	166	91,5	237	118,5	226
11	622	38	78	65	246	92	235	119	248
11,5	1128	38,5	78	65,5	129	92,5	280	119,5	253
12	988	39	97	66	122	93	243	120	248
12,5	630	39,5	95	66,5	144	93,5	252	120,5	249
13	222	40	132	67	120	94	288	121	240
13,5	244	40,5	165	67,5	112	94,5	146	121,5	249
14	264	41	108	68	117	95	63	122	261
14,5	324	41,5	84	68,5	149	95,5	71	122,5	257
15	389	42	69	69	168	96	96	123	259
15,5	334	42,5	77	69,5	319	96,5	165	123,5	254
16	399	43	88	70	248	97	122	124	257
16,5	368	43,5	96	70,5	243	97,5	110	124,5	255
17	149	44	84	71	407	98	107	125	254
17,5	107	44,5	76	71,5	514	98,5	129	125,5	251
18	95	45	71	72	283	99	148	126	252
18,5	73	45,5	68	72,5	215	99,5	205	126,5	236
19	98	46	84	73	367	100	258	127	228
19,5	65	46,5	174	73,5	374	100,5	164	127,5	224
20	57	47	142	74	193	101	211	128	226
20,5	75	47,5	184	74,5	78	101,5	224	128,5	264
21	57	48	76	75	73	102	226	129	274
21,5	87	48,5	56	75,5	100	102,5	225	129,5	270
22	84	49	57	76	109	103	217	130	284
22,5	72	49,5	75	76,5	114	103,5	216	130,5	289
23	81	50	102	77	92	104	208	131	328
23,5	113	50,5	185	77,5	72	104,5	215	131,5	327
24	113	51	226	78	81	105	218	132	338
24,5	133	51,5	91	78,5	103	105,5	211	132,5	336
25	205	52	92	79	120	106	214	133	333
25,5	79	52,5	226	79,5	191	106,5	213	133,5	328
26	107	53	200	80	97	107	204	134	355
26,5	135	53,5	294	80,5	113	107,5	215	134,5	448

Annexe 5.5 – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-I.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
135	418	162	507	189	392	216	912	243	738
135,5	377	162,5	348	189,5	387	216,5	854	243,5	686
136	432	163	231	190	437	217	949	244	849
136,5	451	163,5	114	190,5	459	217,5	1059	244,5	912
137	492	164	85	191	473	218	998	245	829
137,5	509	164,5	88	191,5	624	218,5	914	245,5	632
138	552	165	94	192	669	219	863	246	559
138,5	575	165,5	105	192,5	672	219,5	810	246,5	577
139	599	166	134	193	683	220	806	247	449
139,5	607	166,5	204	193,5	732	220,5	763	247,5	269
140	638	167	215	194	725	221	739	248	216
140,5	625	167,5	152	194,5	892	221,5	917	248,5	270
141	596	168	189	195	987	222	1005	249	306
141,5	573	168,5	332	195,5	880	222,5	996	249,5	659
142	531	169	399	196	749	223	989	250	991
142,5	572	169,5	188	196,5	731	223,5	941	250,5	480
143	580	170	190	197	810	224	1021	251	266
143,5	615	170,5	268	197,5	791	224,5	1085	251,5	377
144	526	171	559	198	677	225	1140	252	289
144,5	475	171,5	665	198,5	713	225,5	1195	252,5	163
145	560	172	789	199	845	226	1200	253	174
145,5	590	172,5	843	199,5	881	226,5	1378	253,5	248
146	677	173	863	200	717	227	1249	254	279
146,5	706	173,5	899	200,5	608	227,5	1096	254,5	276
147	677	174	932	201	675	228	970	255	214
147,5	635	174,5	960	201,5	725	228,5	942	255,5	240
148	539	175	938	202	558	229	785	256	222
148,5	396	175,5	1014	202,5	789	229,5	710	256,5	214
149	391	176	1079	203	627	230	863	257	218
149,5	365	176,5	1092	203,5	348	230,5	673	257,5	213
150	349	177	1073	204	222	231	664	258	213
150,5	337	177,5	1060	204,5	163	231,5	921	258,5	221
151	351	178	936	205	206	232	938	259	222
151,5	352	178,5	920	205,5	258	232,5	981	259,5	231
152	397	179	899	206	427	233	1261	260	252
152,5	413	179,5	852	206,5	495	233,5	909	260,5	266
153	484	180	853	207	383	234	900	261	302
153,5	495	180,5	810	207,5	577	234,5	802	261,5	365
154	408	181	786	208	601	235	618	262	684
154,5	320	181,5	790	208,5	499	235,5	604	262,5	739
155	297	182	773	209	455	236	673	263	533
155,5	277	182,5	846	209,5	346	236,5	737	263,5	596
156	188	183	841	210	334	237	689	264	684
156,5	132	183,5	891	210,5	370	237,5	516	264,5	858
157	285	184	176	211	488	238	441	265	851
157,5	330	184,5	98	211,5	536	238,5	680	265,5	413
158	318	185	110	212	588	239	772	266	261
158,5	334	185,5	201	212,5	599	239,5	578	266,5	298
159	543	186	190	213	625	240	702	267	200
159,5	554	186,5	126	213,5	635	240,5	820	267,5	349
160	233	187	120	214	717	241	881	268	208
160,5	194	187,5	179	214,5	824	241,5	869	268,5	216
161	248	188	201	215	997	242	641	269	266
161,5	484	188,5	282	215,5	973	242,5	853	269,5	350

Annexe 5.5 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-I.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
270	501	297	562	324	854	351	304	378	880
270,5	572	297,5	624	324,5	874	351,5	227	378,5	909
271	543	298	1093	325	783	352	110	379	805
271,5	307	298,5	1256	325,5	700	352,5	90	379,5	392
272	313	299	988	326	792	353	195	380	335
272,5	539	299,5	927	326,5	787	353,5	252	380,5	376
273	589	300	957	327	799	354	312	381	307
273,5	506	300,5	1002	327,5	802	354,5	430	381,5	171
274	460	301	828	328	706	355	538	382	178
274,5	335	301,5	632	328,5	706	355,5	212	382,5	468
275	358	302	679	329	703	356	342	383	608
275,5	412	302,5	682	329,5	729	356,5	442	383,5	434
276	473	303	786	330	785	357	454	384	208
276,5	482	303,5	878	330,5	831	357,5	386	384,5	253
277	590	304	712	331	850	358	442	385	455
277,5	257	304,5	792	331,5	864	358,5	567	385,5	551
278	392	305	1329	332	814	359	550	386	853
278,5	225	305,5	906	332,5	857	359,5	535	386,5	821
279	351	306	712	333	911	360	563	387	657
279,5	470	306,5	542	333,5	844	360,5	697	387,5	310
280	651	307	559	334	973	361	679	388	189
280,5	811	307,5	872	334,5	886	361,5	419	388,5	175
281	808	308	749	335	986	362	480	389	273
281,5	738	308,5	924	335,5	1039	362,5	447	389,5	401
282	806	309	786	336	1031	363	458	390	472
282,5	821	309,5	493	336,5	1071	363,5	551	390,5	431
283	898	310	396	337	1034	364	695	391	381
283,5	918	310,5	426	337,5	1038	364,5	535	391,5	379
284	981	311	295	338	1124	365	309	392	495
284,5	1003	311,5	344	338,5	933	365,5	423	392,5	497
285	953	312	453	339	925	366	508	393	439
285,5	813	312,5	423	339,5	1037	366,5	653	393,5	270
286	759	313	420	340	867	367	743	394	178
286,5	744	313,5	559	340,5	816	367,5	828	394,5	217
287	739	314	604	341	851	368	663	395	273
287,5	758	314,5	667	341,5	773	368,5	656	395,5	296
288	645	315	624	342	756	369	454	396	311
288,5	670	315,5	718	342,5	846	369,5	539	396,5	250
289	704	316	651	343	925	370	645	397	178
289,5	686	316,5	394	343,5	864	370,5	628	397,5	175
290	783	317	332	344	729	371	604	398	222
290,5	849	317,5	321	344,5	769	371,5	381	398,5	210
291	1000	318	779	345	763	372	312	399	644
291,5	1092	318,5	763	345,5	794	372,5	384	399,5	237
292	1089	319	683	346	814	373	552	400	93
292,5	1149	319,5	936	346,5	870	373,5	562	400,5	33
293	1218	320	782	347	1028	374	480	401	30
293,5	1266	320,5	803	347,5	986	374,5	508	401,5	89
294	1111	321	960	348	931	375	720	402	77
294,5	1227	321,5	842	348,5	938	375,5	793	402,5	55
295	1318	322	819	349	624	376	699	403	57
295,5	1290	322,5	855	349,5	430	376,5	781	403,5	72
296	819	323	1008	350	330	377	857	404	170
296,5	533	323,5	826	350,5	374	377,5	943	404,5	244

Annexe 5.5 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-I.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
405	276	432	236	459	162	486	189	513	165
405,5	131	432,5	266	459,5	224	486,5	211	513,5	123
406	169	433	365	460	236	487	203	514	123
406,5	210	433,5	337	460,5	245	487,5	167	514,5	135
407	147	434	302	461	282	488	215	515	173
407,5	153	434,5	262	461,5	290	488,5	325	515,5	287
408	284	435	283	462	376	489	169	516	479
408,5	525	435,5	265	462,5	301	489,5	81	516,5	461
409	504	436	161	463	267	490	96	517	487
409,5	301	436,5	184	463,5	257	490,5	145	517,5	570
410	237	437	178	464	220	491	154	518	555
410,5	254	437,5	165	464,5	230	491,5	180	518,5	494
411	205	438	174	465	211	492	214	519	292
411,5	230	438,5	275	465,5	123	492,5	297	519,5	284
412	223	439	152	466	116	493	420	520	229
412,5	160	439,5	157	466,5	144	493,5	459	520,5	167
413	110	440	232	467	191	494	492	521	219
413,5	163	440,5	347	467,5	277	494,5	377	521,5	268
414	387	441	391	468	351	495	283	522	324
414,5	185	441,5	305	468,5	246	495,5	314	522,5	309
415	147	442	314	469	182	496	355	523	388
415,5	169	442,5	316	469,5	164	496,5	395	523,5	459
416	353	443	261	470	150	497	452	524	539
416,5	264	443,5	256	470,5	208	497,5	379	524,5	680
417	278	444	214	471	323	498	335	525	586
417,5	228	444,5	156	471,5	435	498,5	394	525,5	466
418	145	445	135	472	450	499	378	526	468
418,5	247	445,5	134	472,5	543	499,5	183	526,5	553
419	294	446	83	473	550	500	92	527	366
419,5	227	446,5	90	473,5	479	500,5	88	527,5	198
420	285	447	113	474	570	501	141	528	225
420,5	318	447,5	163	474,5	653	501,5	179	528,5	300
421	329	448	173	475	679	502	213	529	479
421,5	262	448,5	180	475,5	549	502,5	177	529,5	522
422	201	449	282	476	700	503	232	530	458
422,5	131	449,5	348	476,5	606	503,5	386	530,5	487
423	120	450	442	477	764	504	197	531	514
423,5	281	450,5	401	477,5	605	504,5	212	531,5	589
424	275	451	404	478	577	505	257	532	517
424,5	295	451,5	508	478,5	579	505,5	311	532,5	436
425	503	452	335	479	603	506	379	533	318
425,5	610	452,5	215	479,5	766	506,5	440	533,5	289
426	461	453	238	480	825	507	508	534	397
426,5	520	453,5	162	480,5	605	507,5	580	534,5	509
427	422	454	146	481	874	508	599	535	554
427,5	267	454,5	231	481,5	983	508,5	579	535,5	501
428	192	455	318	482	635	509	417	536	440
428,5	176	455,5	357	482,5	417	509,5	341	536,5	297
429	272	456	313	483	293	510	180	537	203
429,5	447	456,5	430	483,5	146	510,5	115	537,5	190
430	484	457	381	484	95	511	107	538	207
430,5	464	457,5	264	484,5	100	511,5	134	538,5	304
431	263	458	322	485	154	512	192	539	423
431,5	156	458,5	171	485,5	144	512,5	204	539,5	405

Annexe 5.5 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-I.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
540	349	567	235	594	636	621	312	648	231
540,5	196	567,5	135	594,5	554	621,5	269	648,5	242
541	119	568	331	595	693	622	181	649	233
541,5	118	568,5	382	595,5	617	622,5	182	649,5	239
542	216	569	487	596	274	623	317	650	254
542,5	245	569,5	515	596,5	149	623,5	585	650,5	246
543	117	570	482	597	114	624	515	651	244
543,5	56	570,5	500	597,5	83	624,5	335	651,5	247
544	103	571	471	598	43	625	220	652	245
544,5	144	571,5	460	598,5	34	625,5	221	652,5	244
545	189	572	580	599	76	626	251	653	247
545,5	202	572,5	531	599,5	104	626,5	262	653,5	244
546	184	573	383	600	132	627	226	654	251
546,5	179	573,5	408	600,5	129	627,5	192	654,5	252
547	192	574	506	601	93	628	326	655	253
547,5	242	574,5	565	601,5	94	628,5	526	655,5	245
548	364	575	477	602	133	629	479	656	299
548,5	431	575,5	486	602,5	214	629,5	234	656,5	300
549	214	576	459	603	113	630	162	657	305
549,5	181	576,5	578	603,5	172	630,5	242	657,5	307
550	227	577	634	604	326	631	242	658	254
550,5	290	577,5	519	604,5	399	631,5	166	658,5	258
551	386	578	553	605	213	632	185	659	259
551,5	477	578,5	731	605,5	131	632,5	283	659,5	265
552	510	579	771	606	222	633	353	660	265
552,5	502	579,5	644	606,5	393	633,5	403	660,5	270
553	493	580	587	607	377	634	629	661	269
553,5	476	580,5	578	607,5	324	634,5	549	661,5	261
554	473	581	696	608	208	635	285	662	257
554,5	510	581,5	944	608,5	155	635,5	139	662,5	263
555	518	582	763	609	364	636	160	663	269
555,5	410	582,5	704	609,5	242	636,5	196	663,5	269
556	470	583	621	610	177	637	186	664	276
556,5	467	583,5	544	610,5	295	637,5	116	664,5	276
557	554	584	252	611	305	638	143	665	283
557,5	534	584,5	142	611,5	242	638,5	207	665,5	285
558	562	585	167	612	281	639	161	666	308
558,5	543	585,5	223	612,5	259	639,5	138	666,5	318
559	480	586	154	613	516	640	181	667	345
559,5	517	586,5	130	613,5	447	640,5	222	667,5	352
560	731	587	127	614	287	641	224	668	340
560,5	835	587,5	154	614,5	147	641,5	163	668,5	344
561	903	588	179	615	116	642	192	669	341
561,5	833	588,5	114	615,5	129	642,5	181	669,5	435
562	710	589	235	616	187	643	172	670	416
562,5	630	589,5	346	616,5	240	643,5	212	670,5	278
563	679	590	386	617	164	644	233	671	276
563,5	616	590,5	414	617,5	107	644,5	230	671,5	327
564	564	591	416	618	107	645	156	672	376
564,5	508	591,5	320	618,5	129	645,5	212	672,5	296
565	497	592	496	619	194	646	215	673	257
565,5	462	592,5	736	619,5	281	646,5	201	673,5	265
566	378	593	668	620	265	647	212	674	275
566,5	327	593,5	678	620,5	133	647,5	200	674,5	344

Annexe 5.5 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-I.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
675	401	695,5	309	716	217	736,5	328	757	219
675,5	375	696	139	716,5	138	737	265	757,5	200
676	220	696,5	136	717	86	737,5	385	758	239
676,5	150	697	165	717,5	105	738	422	758,5	352
677	146	697,5	282	718	122	738,5	451	759	487
677,5	132	698	535	718,5	163	739	547	759,5	615
678	136	698,5	533	719	175	739,5	267	760	508
678,5	130	699	360	719,5	167	740	211	760,5	448
679	155	699,5	430	720	126	740,5	261	761	408
679,5	290	700	375	720,5	278	741	335	761,5	435
680	346	700,5	343	721	304	741,5	269	762	317
680,5	281	701	348	721,5	256	742	301	762,5	206
681	207	701,5	339	722	239	742,5	275	763	282
681,5	133	702	291	722,5	189	743	382	763,5	314
682	219	702,5	224	723	162	743,5	431	764	373
682,5	231	703	178	723,5	154	744	306	764,5	612
683	241	703,5	91	724	202	744,5	286	765	777
683,5	151	704	116	724,5	293	745	273	765,5	783
684	170	704,5	131	725	301	745,5	274	766	854
684,5	155	705	138	725,5	244	746	356	766,5	860
685	153	705,5	167	726	237	746,5	331	767	747
685,5	287	706	181	726,5	264	747	340	767,5	479
686	283	706,5	568	727	299	747,5	299	768	359
686,5	277	707	435	727,5	285	748	302	768,5	292
687	255	707,5	359	728	318	748,5	309	769	263
687,5	140	708	184	728,5	348	749	255	769,5	177
688	89	708,5	203	729	346	749,5	242	770	150
688,5	99	709	455	729,5	446	750	242	770,5	169
689	145	709,5	298	730	642	750,5	181	771	211
689,5	176	710	299	730,5	800	751	174	771,5	243
690	212	710,5	161	731	604	751,5	233	772	433
690,5	327	711	141	731,5	499	752	259	772,5	759
691	446	711,5	213	732	672	752,5	215	773	590
691,5	360	712	205	732,5	800	753	111	773,5	310
692	233	712,5	421	733	734	753,5	101	774	217
692,5	131	713	407	733,5	462	754	105	774,5	170
693	84	713,5	319	734	214	754,5	85	775	192
693,5	121	714	220	734,5	201	755	93	775,5	259
694	163	714,5	236	735	277	755,5	96	776	450
694,5	206	715	221	735,5	285	756	96	776,5	743
695	259	715,5	220	736	359	756,5	145	777	507

Annexe 5.5 (suite et fin) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-I.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
0	71	27	189	54	51	81	203	108	75
0,5	78	27,5	201	54,5	64	81,5	198	108,5	49
1	83	28	206	55	63	82	198	109	40
1,5	86	28,5	206	55,5	73	82,5	180	109,5	42
2	88	29	199	56	73	83	148	110	41
2,5	89	29,5	188	56,5	77	83,5	135	110,5	42
3	91	30	175	57	124	84	106,5	111	48
3,5	94	30,5	165	57,5	144	84,5	77	111,5	52
4	97	31	159	58	152	85	68,5	112	57
4,5	100	31,5	160	58,5	136	85,5	82,5	112,5	66
5	101	32	164	59	105	86	97,5	113	81
5,5	104	32,5	166	59,5	83	86,5	100	113,5	97
6	108	33	164	60	84	87	113	114	121
6,5	113	33,5	159	60,5	75	87,5	118	114,5	152
7	120	34	158	61	107	88	118,5	115	159
7,5	128	34,5	152	61,5	154	88,5	112	115,5	151
8	134	35	150	62	158	89	121,5	116	135
8,5	138	35,5	153	62,5	197	89,5	155,5	116,5	142
9	139	36	163	63	217	90	218,5	117	145
9,5	137	36,5	177	63,5	197	90,5	266	117,5	155
10	133	37	193	64	86	91	240	118	155
10,5	125	37,5	210	64,5	66	91,5	178,5	118,5	156
11	116	38	222	65	62	92	133,5	119	153
11,5	104	38,5	225	65,5	58	92,5	92	119,5	150
12	93	39	221	66	62	93	73	120	147
12,5	85	39,5	209	66,5	74	93,5	71,5	120,5	155
13	80	40	194	67	70	94	87,5	121	177
13,5	77	40,5	179	67,5	71	94,5	161,5	121,5	179
14	77	41	167	68	139	95	214	122	183
14,5	79	41,5	160	68,5	126	95,5	137	122,5	185
15	83	42	157	69	162	96	52,5	123	182
15,5	89	42,5	158	69,5	158	96,5	50,5	123,5	182
16	96	43	163	70	108	97	90,5	124	187
16,5	104	43,5	171	70,5	143	97,5	117	124,5	181
17	111	44	181	71	239	98	157,5	125	194
17,5	116	44,5	192	71,5	143	98,5	191	125,5	192
18	120	45	203	72	98	99	189	126	184
18,5	122	45,5	215	72,5	130	99,5	184,5	126,5	178
19	121	46	227	73	107	100	163,5	127	187
19,5	119	46,5	238	73,5	94	100,5	134	127,5	187
20	117	47	247	74	105	101	122	128	189
20,5	113	47,5	251	74,5	183	101,5	180	128,5	189
21	108	48	251	75	307	102	206	129	189
21,5	104	48,5	247	75,5	325	102,5	203	129,5	191
22	103	49	101	76	251	103	141	130	192
22,5	104	49,5	137	76,5	183	103,5	126,5	130,5	190
23	106	50	121	77	201	104	89,5	131	203
23,5	109	50,5	58	77,5	243	104,5	70,5	131,5	194
24	114	51	63	78	287	105	65	132	194
24,5	121	51,5	87	78,5	166	105,5	66,5	132,5	193
25	131	52	89	79	70	106	64,5	133	190
25,5	145	52,5	70	79,5	92	106,5	79	133,5	192
26	160	53	56	80	135	107	86	134	192
26,5	175	53,5	44	80,5	168	107,5	84,5	134,5	188

Annexe 5.6 – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-II.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
135	190	162	223	189	218	216	308	243	408
135,5	188	162,5	213	189,5	213	216,5	343	243,5	379
136	195	163	214	190	205	217	342	244	369
136,5	191	163,5	206	190,5	217	217,5	337	244,5	368
137	188	164	208	191	218	218	307	245	349
137,5	192	164,5	203	191,5	196	218,5	279	245,5	345
138	189	165	204	192	179	219	312	246	345
138,5	184	165,5	223	192,5	168	219,5	270	246,5	367
139	175	166	210	193	185	220	303	247	400
139,5	174	166,5	208	193,5	184	220,5	332	247,5	380
140	164	167	205	194	177	221	351	248	358
140,5	190	167,5	207	194,5	171	221,5	338	248,5	434
141	194	168	193	195	164	222	353	249	433
141,5	196	168,5	201	195,5	167	222,5	364	249,5	416
142	189	169	205	196	196	223	358	250	361
142,5	191	169,5	214	196,5	178	223,5	343	250,5	372
143	188	170	209	197	192	224	340	251	438
143,5	183	170,5	206	197,5	189	224,5	336	251,5	469
144	182	171	222	198	164	225	333	252	466
144,5	180	171,5	255	198,5	160	225,5	323	252,5	425
145	172	172	233	199	156	226	281	253	431
145,5	179	172,5	219	199,5	151	226,5	246	253,5	384
146	176	173	216	200	152	227	222	254	404
146,5	182	173,5	210	200,5	150	227,5	322	254,5	406
147	180	174	222	201	208	228	323	255	294
147,5	186	174,5	218	201,5	229	228,5	295	255,5	254
148	199	175	221	202	202	229	309	256	332
148,5	193	175,5	218	202,5	200	229,5	303	256,5	311
149	186	176	212	203	190	230	264	257	296
149,5	196	176,5	203	203,5	196	230,5	153	257,5	354
150	202	177	207	204	228	231	140	258	337
150,5	186	177,5	214	204,5	219	231,5	167	258,5	332
151	210	178	211	205	217	232	227	259	324
151,5	204	178,5	210	205,5	224	232,5	246	259,5	340
152	204	179	224	206	235	233	251	260	320
152,5	204	179,5	228	206,5	230	233,5	302	260,5	305
153	203	180	224	207	199	234	310	261	256
153,5	203	180,5	221	207,5	216	234,5	293	261,5	135
154	197	181	216	208	220	235	254	262	154
154,5	196	181,5	217	208,5	207	235,5	237	262,5	143
155	195	182	219	209	225	236	263	263	172
155,5	189	182,5	217	209,5	251	236,5	241	263,5	274
156	191	183	207	210	238	237	208	264	336
156,5	190	183,5	211	210,5	216	237,5	191	264,5	350
157	191	184	222	211	217	238	318	265	276
157,5	191	184,5	224	211,5	227	238,5	324	265,5	192
158	182	185	217	212	226	239	317	266	229
158,5	197	185,5	221	212,5	220	239,5	374	266,5	146
159	200	186	219	213	143	240	393	267	133
159,5	191	186,5	215	213,5	125	240,5	390	267,5	139
160	198	187	219	214	158	241	404	268	142
160,5	201	187,5	211	214,5	179	241,5	409	268,5	194
161	234	188	220	215	189	242	404	269	192
161,5	217	188,5	216	215,5	300	242,5	393	269,5	133

Annexe 5.6 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-II.



Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
270	52	297	361	324	101	351	178	378	425
270,5	64	297,5	369	324,5	136	351,5	212	378,5	435
271	133	298	336	325	272	352	179	379	429
271,5	137	298,5	371	325,5	287	352,5	131	379,5	443
272	108	299	310	326	105	353	255	380	422
272,5	143	299,5	235	326,5	139	353,5	221	380,5	438
273	239	300	258	327	209	354	217	381	433
273,5	303	300,5	260	327,5	249	354,5	231	381,5	406
274	329	301	297	328	253	355	241	382	422
274,5	241	301,5	332	328,5	264	355,5	301	382,5	468
275	189	302	356	329	290	356	358	383	492
275,5	125	302,5	355	329,5	292	356,5	390	383,5	567
276	148	303	390	330	257	357	505	384	570
276,5	182	303,5	406	330,5	193	357,5	509	384,5	551
277	213	304	320	331	142	358	376	385	585
277,5	303	304,5	257	331,5	235	358,5	238	385,5	656
278	266	305	258	332	299	359	380	386	651
278,5	239	305,5	281	332,5	293	359,5	406	386,5	651
279	104	306	229	333	401	360	443	387	571
279,5	84	306,5	174	333,5	434	360,5	406	387,5	575
280	113	307	227	334	340	361	461	388	544
280,5	139	307,5	291	334,5	176	361,5	468	388,5	541
281	113	308	270	335	159	362	420	389	526
281,5	171	308,5	232	335,5	178	362,5	480	389,5	479
282	186	309	191	336	183	363	510	390	463
282,5	229	309,5	258	336,5	177	363,5	455	390,5	490
283	223	310	243	337	181	364	453	391	490
283,5	201	310,5	205	337,5	144	364,5	510	391,5	492
284	290	311	173	338	158	365	565	392	198
284,5	356	311,5	184	338,5	136	365,5	434	392,5	141
285	366	312	221	339	164	366	491	393	107
285,5	363	312,5	208	339,5	329	366,5	584	393,5	99
286	392	313	178	340	279	367	471	394	230
286,5	418	313,5	211	340,5	145	367,5	255	394,5	303
287	396	314	281	341	72	368	156	395	516
287,5	368	314,5	380	341,5	53	368,5	159	395,5	650
288	360	315	418	342	73	369	189	396	617
288,5	354	315,5	447	342,5	83	369,5	188	396,5	461
289	330	316	316	343	125	370	123	397	556
289,5	338	316,5	266	343,5	147	370,5	93	397,5	701
290	306	317	257	344	266	371	112	398	662
290,5	321	317,5	260	344,5	313	371,5	196	398,5	580
291	318	318	399	345	158	372	229	399	384
291,5	360	318,5	467	345,5	177	372,5	167	399,5	242
292	370	319	177	346	138	373	211	400	199
292,5	339	319,5	124	346,5	105	373,5	219	400,5	204
293	319	320	235	347	117	374	234	401	182
293,5	359	320,5	308	347,5	140	374,5	224	401,5	210
294	373	321	254	348	128	375	294	402	198
294,5	371	321,5	264	348,5	222	375,5	455	402,5	223
295	332	322	218	349	230	376	413	403	238
295,5	312	322,5	134	349,5	256	376,5	401	403,5	268
296	283	323	155	350	238	377	414	404	267
296,5	302	323,5	124	350,5	113	377,5	420	404,5	182

Annexe 5.6 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-II.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
405	137	432,5	175	460	178	487,5	128	515	16
405,5	181	433	174	460,5	187	488	133	515,5	24
406	217	433,5	175	461	157	488,5	166	516	71
406,5	156	434	172	461,5	136	489	170	516,5	50
407	103	434,5	173	462	208	489,5	178	517	37
407,5	120	435	173	462,5	297	490	175	517,5	21
408	130	435,5	173	463	382	490,5	178	518	18
408,5	148	436	130	463,5	465	491	190	518,5	23
409	168	436,5	94	464	513	491,5	203	519	23
409,5	168	437	149	464,5	565	492	222	519,5	25
410	167	437,5	163	465	560	492,5	243	520	30
410,5	168	438	165	465,5	508	493	278	520,5	44
411	164	438,5	167	466	428	493,5	302	521	65
411,5	169	439	169	466,5	364	494	324	521,5	74
412	173	439,5	180	467	352	494,5	460	522	54
412,5	182	440	178	467,5	222	495	472	522,5	46
413	180	440,5	178	468	201	495,5	345	523	35
413,5	173	441	184	468,5	160	496	216	523,5	65
414	176	441,5	185	469	175	496,5	240	524	55
414,5	172	442	191	469,5	203	497	270	524,5	75
415	172	442,5	195	470	205	497,5	283	525	109
415,5	171	443	212	470,5	249	498	277	525,5	144
416	174	443,5	276	471	213	498,5	255	526	134
416,5	188	444	288	471,5	174	499	285	526,5	148
417	174	444,5	289	472	158	499,5	313	527	146
417,5	171	445	276	472,5	153	500	310	527,5	330
418	172	445,5	261	473	143	500,5	212	528	271
418,5	180	446	200	473,5	163	501	249	528,5	179
419	222	446,5	138	474	181	501,5	422	529	57
419,5	259	447	114	474,5	249	502	364	529,5	32
420	275	447,5	114	475	245	502,5	220	530	31
420,5	291	448	93	475,5	271	503	133	530,5	88
421	266	448,5	73	476	274	503,5	142	531	303
421,5	244	449	55	476,5	260	504	161	531,5	273
422	239	449,5	107	477	259	504,5	220	532	234
422,5	128	450	157	477,5	340	505	242	532,5	290
423	129	450,5	180	478	402	505,5	213	533	141
423,5	146	451	199	478,5	411	506	200	533,5	125
424	162	451,5	174	479	445	506,5	182	534	141
424,5	187	452	191	479,5	441	507	161	534,5	136
425	224	452,5	350	480	442	507,5	177	535	140
425,5	241	453	174	480,5	242	508	148	535,5	123
426	175	453,5	204	481	228	508,5	142	536	121
426,5	165	454	208	481,5	248	509	129	536,5	191
427	163	454,5	160	482	264	509,5	147	537	203
427,5	166	455	149	482,5	284	510	175	537,5	216
428	171	455,5	159	483	332	510,5	203	538	261
428,5	137	456	194	483,5	374	511	210	538,5	350
429	99	456,5	205	484	280	511,5	189	539	227
429,5	149	457	201	484,5	267	512	173	539,5	167
430	167	457,5	115	485	305	512,5	140	540	159
430,5	172	458	166	485,5	399	513	135	540,5	252
431	173	458,5	172	486	353	513,5	143	541	318
431,5	173	459	170	486,5	163	514	118	541,5	219
432	176	459,5	151	487	132	514,5	89	542	252

Annexe 5.6 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-II.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
542,5	247	570	308	597,5	202	625	133	652,5	309
543	213	570,5	220	598	217	625,5	204	653	301
543,5	274	571	268	598,5	248	626	147	653,5	315
544	140	571,5	686	599	257	626,5	168	654	337
544,5	119	572	844	599,5	261	627	169	654,5	394
545	240	572,5	267	600	432	627,5	134	655	277
545,5	360	573	303	600,5	487	628	245	655,5	106
546	110	573,5	297	601	422	628,5	352	656	69
546,5	88	574	152	601,5	243	629	392	656,5	116
547	89	574,5	146	602	123	629,5	443	657	122
547,5	82	575	154	602,5	69	630	556	657,5	171
548	131	575,5	203	603	78	630,5	737	658	194
548,5	297	576	265	603,5	59	631	656	658,5	166
549	232	576,5	231	604	75	631,5	479	659	135
549,5	201	577	177	604,5	82	632	481	659,5	128
550	180	577,5	113	605	117	632,5	610	660	204
550,5	130	578	151	605,5	178	633	657	660,5	210
551	101	578,5	138	606	275	633,5	602	661	108
551,5	125	579	170	606,5	289	634	293	661,5	157
552	281	579,5	149	607	307	634,5	199	662	240
552,5	222	580	161	607,5	390	635	191	662,5	390
553	168	580,5	226	608	560	635,5	181	663	465
553,5	205	581	213	608,5	596	636	195	663,5	461
554	99	581,5	209	609	486	636,5	160	664	362
554,5	98	582	244	609,5	488	637	201	664,5	418
555	185	582,5	326	610	649	637,5	177	665	567
555,5	194	583	345	610,5	667	638	101	665,5	514
556	275	583,5	237	611	616	638,5	138	666	559
556,5	524	584	262	611,5	584	639	236	666,5	496
557	536	584,5	133	612	538	639,5	359	667	428
557,5	593	585	76	612,5	500	640	389	667,5	340
558	247	585,5	97	613	624	640,5	302	668	228
558,5	259	586	100	613,5	882	641	265	668,5	104
559	282	586,5	117	614	662	641,5	364	669	109
559,5	286	587	149	614,5	419	642	631	669,5	161
560	222	587,5	143	615	449	642,5	500	670	305
560,5	126	588	176	615,5	444	643	309	670,5	204
561	127	588,5	175	616	283	643,5	187	671	109
561,5	139	589	186	616,5	183	644	201	671,5	134
562	164	589,5	185	617	110	644,5	151	672	194
562,5	114	590	184	617,5	118	645	271	672,5	243
563	49	590,5	195	618	124	645,5	526	673	245
563,5	40	591	194	618,5	106	646	152	673,5	335
564	72	591,5	204	619	137	646,5	87	674	489
564,5	114	592	204	619,5	138	647	144	674,5	434
565	205	592,5	204	620	129	647,5	195	675	478
565,5	246	593	197	620,5	183	648	269	675,5	393
566	265	593,5	204	621	217	648,5	371	676	344
566,5	261	594	204	621,5	122	649	304	676,5	353
567	245	594,5	203	622	124	649,5	308	677	360
567,5	322	595	197	622,5	109	650	287	677,5	375
568	407	595,5	200	623	92	650,5	295	678	307
568,5	300	596	199	623,5	72	651	335	678,5	365
569	374	596,5	186	624	58	651,5	344	679	361
569,5	475	597	190	624,5	88	652	319	679,5	487

Annexe 5.6 (suite) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-II.

Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)	Profondeur (cm)	Susc. mag. (10 <sup>-6</sup> S.I.)
680	363	707,5	265	735	451	762,5	571	790	290
680,5	122	708	178	735,5	510	763	568	790,5	260
681	119	708,5	242	736	554	763,5	609	791	234
681,5	178	709	441	736,5	599	764	563	791,5	209
682	246	709,5	376	737	759	764,5	407	792	198
682,5	231	710	179	737,5	798	765	494	792,5	205
683	261	710,5	295	738	540	765,5	666	793	217
683,5	132	711	302	738,5	488	766	717	793,5	261
684	171	711,5	323	739	483	766,5	669	794	384
684,5	233	712	391	739,5	490	767	606	794,5	435
685	167	712,5	392	740	573	767,5	622	795	358
685,5	209	713	394	740,5	947	768	654	795,5	329
686	270	713,5	386	741	959	768,5	681	796	284
686,5	355	714	402	741,5	564	769	539	796,5	280
687	395	714,5	403	742	502	769,5	432	797	342
687,5	403	715	349	742,5	488	770	489	797,5	426
688	322	715,5	408	743	478	770,5	603	798	569
688,5	150	716	441	743,5	457	771	555	798,5	523
689	114	716,5	482	744	441	771,5	308	799	359
689,5	122	717	492	744,5	405	772	203	799,5	269
690	158	717,5	456	745	371	772,5	157	800	190
690,5	170	718	433	745,5	396	773	131	800,5	396
691	242	718,5	433	746	408	773,5	100	801	520
691,5	217	719	299	746,5	354	774	167	801,5	385
692	177	719,5	265	747	439	774,5	236	802	452
692,5	203	720	292	747,5	455	775	190	802,5	537
693	252	720,5	355	748	452	775,5	223	803	593
693,5	319	721	381	748,5	515	776	254	803,5	400
694	338	721,5	398	749	517	776,5	292	804	201
694,5	356	722	458	749,5	556	777	328	804,5	106
695	361	722,5	495	750	575	777,5	270	805	84
695,5	425	723	496	750,5	626	778	256	805,5	138
696	586	723,5	474	751	540	778,5	256	806	192
696,5	503	724	470	751,5	465	779	265	806,5	166
697	180	724,5	474	752	448	779,5	298	807	173
697,5	230	725	460	752,5	461	780	306	807,5	219
698	222	725,5	457	753	505	780,5	330	808	308
698,5	273	726	423	753,5	544	781	403	808,5	363
699	322	726,5	409	754	590	781,5	462	809	412
699,5	351	727	429	754,5	572	782	340	809,5	516
700	347	727,5	410	755	575	782,5	287	810	525
700,5	275	728	416	755,5	574	783	273	810,5	644
701	115	728,5	429	756	588	783,5	326	811	509
701,5	127	729	406	756,5	594	784	311	811,5	390
702	159	729,5	259	757	543	784,5	308	812	395
702,5	167	730	358	757,5	504	785	368	812,5	371
703	215	730,5	497	758	525	785,5	472	813	364
703,5	290	731	557	758,5	572	786	349	813,5	267
704	291	731,5	553	759	542	786,5	131	814	228
704,5	270	732	523	759,5	500	787	96	814,5	213
705	240	732,5	478	760	531	787,5	102	815	173
705,5	258	733	453	760,5	529	788	142	815,5	219
706	258	733,5	426	761	558	788,5	200	816	119
706,5	246	734	467	761,5	574	789	239		
707	261	734,5	432	762	571	789,5	271		

Annexe 5.6 (suite et fin) – Résultats des analyses de susceptibilité magnétique (mesurée par F. Charlet) de la carotte ICA-II.



**Sédimentation lacustre postérieure au Dernier Maximum Glaciaire  
dans les lacs Icalma et Puyehue (Chili méridional) :**  
**Reconstitution de la variabilité climatique et des événements sismo-tectoniques**

Dans l'hémisphère Sud, les reconstitutions paléoclimatiques à haute résolution sont encore relativement rares. Cette partie du monde joue pourtant un rôle essentiel dans la compréhension des changements climatiques terrestres. Le Sud du Chili étant suffisamment éloigné des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord et de l'influence de la circulation thermohaline, il constitue une région idéale en vue d'étudier les changements paléoclimatiques de l'hémisphère Sud. Dans ce travail, le remplissage sédimentaire de deux lacs chiliens d'origine glaciaire a été étudié par une analyse multi-paramètres de carottes prélevées lors de l'été austral 2002 dans le cadre du projet SSTC ENSO-Chili.

Dans le lac Puyehue (164 km<sup>2</sup>, 40°S, altitude 185 m), la carotte la plus prometteuse a été prélevée au site PU-II, localisé sur un cordon morainique sous-aquatique, dominé par les courants intermédiaires du Rio Golgol. Les sédiments de ce site sont finement laminés et faiblement perturbés par les activités volcanique et sismique.

Premièrement, une carotte courte du site PU-II a été étudiée de manière détaillée en vue de (1) tester différentes techniques de mesure de la densité et du contenu sédimentaire en matière organique et en silice biogénique, et (2) reconstituer les changements climatiques régionaux au cours des 600 dernières années. Plusieurs traceurs ont été utilisés : la granulométrie, la susceptibilité magnétique, la géochimie des éléments majeurs, les concentrations en silice biogénique ainsi que les concentrations et les propriétés géochimiques de la matière organique (C/N,  $\delta^{13}\text{C}$ ). Ces analyses sont utilisées pour reconstituer les variations de paléoproduktivité et de paléoprécipitations aux alentours de 40°S. Les résultats démontrent que, durant les 600 dernières années, les plus forts taux d'accumulation massique en particules terrigènes sont enregistrés dans l'intervalle 1490 – 1700 AD. Ce résultat est interprété comme une période humide associée à la mise en place du Petit Age Glaciaire européen (LIA). Les fortes précipitations caractérisant cette période pourraient être la signature locale du LIA. Le LIA serait donc un événement global qui n'est pas restreint à l'hémisphère Nord.

Les traceurs sélectionnés ont ensuite été appliqués à une carotte de 11 m de longueur prélevée au site PU-II. Le modèle d'âge de cette carotte a été élaboré à partir de 9 datations radiocarbone et prouve que cette séquence sédimentaire couvre la dernière déglaciation et l'Holocène. Les résultats démontrent que la granulométrie est hautement corrélée avec le contenu biogénique du sédiment et peut ainsi être utilisée comme traceur de paléoproduktivité lacustre. La susceptibilité magnétique quant à elle est fortement corrélée avec les concentrations en aluminium et en titane et constitue un indicateur des apports terrigènes. Les variations temporelles de la composition du sédiment démontrent que, depuis le Dernier Maximum Glaciaire, la Région des Lacs chilienne a été soumise à trois changements climatiques abrupts survenus lors d'une évolution climatique à plus long terme. Ces changements climatiques rapides sont : (1) la fin du Dernier Maximum Glaciaire à 17.300 cal. yr. BP ; (2) un événement froid entre 13.100 et 12.300 cal. yr. BP, caractérisé par une terminaison abrupte et interprété comme l'équivalent local de la période froide caractéristique du Dryas Récent et (3) une instabilité climatique à 3400 – 2900 cal. yr. BP probablement à mettre en relation avec une faible activité solaire. L'âge de l'événement froid à 13.100 – 12.300 cal. yr. BP est comparé aux datations obtenues sur des enregistrements similaires dans les deux hémisphères. Cette comparaison démontre que l'événement enregistré à Puyehue précède d'environ 500 à 1000 ans l'événement froid caractéristique de la période du Dryas Récent dans l'hémisphère Nord.

L'enregistrement sédimentaire du lac Icalma (11,65 km<sup>2</sup>, 38°S, altitude 1140 m) est fortement perturbé par les événements sismiques et volcaniques. L'existence de particules sédimentaires grossières nous a amenés à développer une méthode de mesure granulométrique combinant diffraction laser et tamisage par voie sèche. Les descriptions macroscopiques, les analyses granulométriques, les profils de susceptibilité magnétique et les résultats minéralogiques ont permis de décrire quatre types de dépôts événementiels probablement engendrés par des séismes (homogénites, turbidites, slumps et dépôts chaotiques). Ces analyses démontrent également que les turbidites et les homogénites sont engendrées par un mécanisme similaire et que des dépôts texturalement intermédiaires existent. Ils peuvent être regroupés sous le terme turbidite *s.l.* et, dans ce cas, une homogénite serait l'équivalent d'une turbidite déposée sous l'influence d'un effet de seiche. La séismite la plus récente décrite dans les sédiments du lac Icalma est un dépôt de slump ubiquiste de 6 cm d'épaisseur daté à 1100 AD. Bien que la région ait été affectée par de nombreux séismes de magnitude importante au cours de la période historique (1500 – 2000 AD), il semble qu'aucun d'entre eux n'ait engendré une séismite dans le lac Icalma. D'après les résultats obtenus sur deux carottes longues (8 m), la région d'Icalma a été soumise à une importante activité sismo-tectonique entre 3000 et 2200 cal. yr. BP.