

Université du Québec  
Institut National de la Recherche Scientifique  
Centre Eau Terre Environnement

**Les modes de variabilité climatique en Arctique à la lumière des  
sédiments annuellement laminés**

Par  
François Lapointe

Thèse présentée pour l'obtention du grade de  
Philosophiae doctor (Ph.D.)  
en sciences de la terre

**Jury d'évaluation**

Président du jury et examinateur interne	Mathieu Duchesne Geological Survey of Canada
Examinateur externe	Matthew Peros Department of Environment and Geography Bishop's University
Examinateur externe	Hubert Morin Département des sciences Fondamentales UQAC
Directeur de recherche	Pierre Francus INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Guillaume St-Onge Institut des sciences de la mer UQAR



## REMERCIEMENTS

De sincères remerciements vont à l'endroit de mon directeur Pierre Francus pour la confiance et la patience accordées pendant toutes ces années, de la maîtrise au doctorat. Je suis reconnaissant pour l'aide apporté et pour m'avoir mis « sur la map » de la science du climat. Je souhaite également remercier Mathias Vuille, de l'Université d'Albany dans l'État de New York, pour toute l'aide apportée sur mes travaux de corrélations spatiales. Je remercie également Ray Bradley avec qui j'ai pu discuter lorsqu'il m'a accueilli à UMASS en février 2017. Un grand merci à Scott Lamoureux, de Queens Université, qui a suscité beaucoup d'intérêt envers mes travaux, ce qui m'a aidé à persévérer. Je suis très reconnaissant envers Scott pour avoir rempli des lettres de recommandation pour les bourses pour lesquelles j'ai appliqué. Similairement, merci Patrick Lajeunesse pour tes lettres de recommandation qui ont porté fruits. Je remercie également Guillaume St-Onge, mon co-directeur, pour ses feedbacks paléomagnétiques et les lettres de recommandations pour les demandes de subventions.

Je salue l'appui apporté par l'équipe du labo du 2321, le « Rock N' Varves working group ». Particulièrement Arnaud De Coninck, qui s'est investi de façon intensive à la réalisation de mes travaux. Ta bonne humeur et ta motivation à trouver des solutions aux problèmes rencontrés ont été très stimulants! Dans le même veine, un immense merci Arnaud pour l'aide avec certains scripts sur le logiciel R, mais également pour les analyses au MEB. Des remerciements vont aussi à l'endroit de Pierre Masselot, doctorant à l'INRS et un maître du logiciel R, pour m'avoir aidé sur les scripts d'ondelettes. Au même titre, Charly Massa, maintenant à U of Hawaï, pour les bons commentaires, son support moral et ses solutions pour tous les obstacles que j'ai rencontrés dans les scripts de R. Une autre mention spéciale va à l'endroit de Jean-Philippe Jenny, maintenant au Max Planck Institute en Allemagne, avec qui j'ai échangé énormément ce qui m'a apporté beaucoup au plan de ma culture scientifique. Josue Jautzy, merci pour tes explications sur le  $^{210}\text{Pb}$  et ta bonne compagnie.

Je remercie aussi l'équipe qui m'a épaulée dans l'Arctique en 2012 : Joe Stoner (Oregon State U), Mark Abbott (U of Pittsburgh) et Nick Balascio (College of William and Mary). Je remercie aussi Tim Cook qui m'a très bien accueilli au Massachusetts.

À Jean-Daniel Bourgault, toujours à l'affût avec le logiciel Endnote, merci pour ton aide. Un immense remerciement va à l'endroit de Hans Linderholm, qui m'a invité à présenter à San Francisco lors de l'AGU. Être auteur invité au plus grand congrès des sciences de la terre a été toute une expérience. Merci Hans d'avoir contribué à m'être sous les projecteurs mes recherches.

De grands mercis à Raimund Muscheler et Florian Adolphi pour m'avoir envoyé les données annuelles de  $^{14}\text{C}$  et pour avoir pris leur temps pour analyser mes données et supporter l'hypothèse de l'influence solaire sur les sites varvés investigues.

Dans le cadre de ce doctorat, j'ai eu le privilège d'obtenir deux importantes bourses externes, l'une du **Fonds de Recherche du Québec - Nature et Technologies** et l'autre de la **Weston Garfield Foundation** décernée par la Fiduciaire canadienne d'études nordiques. Ces récompenses ont hautement contribué à la réalisation de cette thèse et des résultats qui en ont découlés. Je vous remercie énormément ! J'ai également eu la chance d'être un des 6 choisis parmi les 21 candidats pour présenter à l'Arctic Circle Assembly en Islande. Je remercie donc encore une fois le Fonds Québécois de Recherche et Maryse Lassonde pour ce beau prix.

Un grand merci au Programme du Plateau Continental Polaire à Resolute Bay et ses travailleurs qui contribuent à la logistique et au bon fonctionnement des travaux de terrains dans des endroits très isolés dans l'Arctique.

À ma famille qui m'ont toujours encouragé et supporté, je vous remercie. Particulièrement ma mère Johanne et mon frère Jérôme, qui ont été une source de motivation dans les dernières lignées de ce travail. Finalement, à ma douce, pour ta patience, ton support moral, ta bonne humeur, tes délicatesses et ta présence, je te remercie énormément. Quelque chose de merveilleux est en toi !

## PRÉFACE

Cette thèse se divise en deux principales parties, la synthèse (Chapitre 1) et les articles scientifiques (Chapitres 2 à 4). La première partie (Chapitre 1) met ce travail dans son contexte, et fait la synthèse de l'ensemble des travaux du doctorat. Celle-ci introduit les mécanismes naturels et anthropiques qui expliquent les changements climatiques, une revue détaillée de la littérature, la description générale du travail et des objectifs, les sites d'étude, le matériel et les méthodes utilisées pour la réalisation des travaux, ainsi qu'une discussion des principaux résultats obtenus. La seconde partie de la thèse est composée des trois articles scientifiques. Le premier article (Chapitre 2) montre que l'Ouest du Haut-Arctique canadien est influencé par la variabilité décennale du Nord-Pacifique. Cet article a été publié dans le journal *Climate of the Past*. Le second article (Chapitre 3) présente les propriétés physiques et géochimiques du sédiment au lac South Sawtooth. Également, la chronologie du site y est présentée avec les contraintes utilisées pour parvenir à solidifier et confirmer le modèle d'âge. Le dernier article (Chapitre 4) souligne les principaux résultats de l'analyse sur les cycles retrouvés aux lacs South Sawtooth et Cape Bounty. Parmi les résultats éloquents, les deux sites varvés montrent une forte synchronicité au cours du dernier millénaire qui apparaît être reliée au forçage solaire. Les cycles de 11 ans et de 170-207 ans, qui sont reconnus comme étant d'origine solaire, sont détectés dans les archives sédimentaires. Finalement, les comparaisons entre les données de Sawtooth et des glaciers (Agassiz et du Groenland) montrent que les régions d'Ellesmere et du Nord du Groenland ont été influencées par des modes de variabilités climatiques similaires.



## RÉSUMÉ

Les connaissances sur les variations naturelles du climat en Arctique sont toujours très limitées, d'une part parce qu'il n'existe pas de registre de données météorologiques au-delà des années ~1950, et d'autre part en raison du nombre restreint de stations météorologiques sur ce vaste territoire. Ces deux réalités empêchent une compréhension adéquate du système climatique arctique. Toutefois, la tendance au réchauffement depuis les 30 dernières années est flagrante selon les données satellitaires de haute-résolution : il y a une nette réduction de la glace de mer et des surfaces enneigées. Ce déclin des surfaces à fort albédo influence grandement le bilan radiatif dans le Nord et par conséquent, le climat mondial. À ce titre, comprendre la variabilité naturelle qui influence ces paramètres environnementaux, c.-à-d. la glace de mer et les précipitations nivales, est crucial.

Les sédiments annuellement laminés (varves) offrent l'opportunité de reconstituer les événements hydroclimatiques des régions de l'Arctique canadien. Lorsque la chronologie des varves remonte à des périodes lointaines ( $> 2000$  ans), les analyses spectrales sur ces archives permettent de détecter des signaux, ou des cyclicités, qui peuvent être connus dans les données instrumentales. Dans cette optique, il est possible de retracer des oscillations climatiques à travers le temps et avoir un bon aperçu de leur évolution dans le passé. Les données du lac varvé de Cape Bounty East Lake mettent en évidence un lien jusqu'ici insoupçonné entre un des plus importants cycles climatiques connus, l'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO), et les précipitations dans cette région de l'Ouest de l'Arctique canadien. Lors de la phase négative de la PDO, une diminution du couvert de glace de mer et une augmentation des précipitations dans la région sont observées. Ceci est lié à l'affaiblissement du régime de dépression des Aléoutiennes durant la phase négative de la PDO, alors que des vents soutenus soufflent du nord du Pacifique et balaient l'ouest du Haut-Arctique canadien, où l'étendue de la glace de mer est diminuée créant plus d'évaporation et de précipitations. L'enregistrement climatique de Cape Bounty suggère que ce lien a persisté depuis au moins 700 ans, et devrait donc continuer dans le futur, ce qui devrait avoir d'importantes répercussions lorsque la PDO reviendra en phase négative.

Au même titre que les varves de Cape Bounty, celles provenant du lac South Sawtooth recèlent également des cyclicités connues et qui ont persisté durant les derniers 2900 ans. Nos données suggèrent que l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (AMO), lors de sa phase négative, favorise les précipitations nivales sur notre site. La comparaison entre nos données et la variabilité solaire suggère aussi qu'il existe un lien entre une diminution de l'activité solaire et le

climat régional. Puisque les sites de Cape Bounty et de Sawtooth sont influencés par les oscillations externes et internes, il est probable que le forçage solaire joue un rôle important dans la genèse des cycles naturels du climat, comme suggéré dans la littérature. Au lac South Sawtooth, les données montrent un déclin constant des valeurs entre 900 BCE à 1850 CE, une observation cohérente avec la progressive diminution de l'insolation solaire dans les hautes latitudes.

## ABSTRACT

Knowledge of the natural variations of climate in the Arctic is still very limited, partly because there is no record of meteorological data beyond the 1950s, and partly because of the limited number of meteorological stations on this vast territory. These two realities impede an adequate understanding of the Arctic climate system. However, the warming trend over the last 30 years is evident in high-resolution satellite data: there is a clear reduction in sea ice and snow surfaces. This decline in high albedo areas greatly affects the radiative balance in the North and consequently the global climate. As such, understanding the natural variability that influences these environmental parameters, i.e. sea ice and snowfall, is crucial.

Annually laminated sediments (varves) provide an opportunity to reconstruct hydroclimatic events in the Canadian Arctic. When the chronology of varves goes back to distant periods ( $> 2000$  years), the spectral analyses on these archives make it possible to detect signals, or cyclicities, which can be known in the instrumental data. From this perspective, it is possible to trace climatic oscillations over time and have a good overview of their evolution in the past. Data from the Cape Bounty East Lake reveal a previously unsuspected link between one of the largest known climatic cycles, the Pacific Decadal Oscillation (PDO), and precipitation in this western region of the Canadian Arctic. In the negative phase of the PDO, a decrease in sea ice cover and an increase in precipitation in the region are observed. This is related to the weakening of the Aleutian Low during the negative phase of the PDO, while sustained winds blow from the northern Pacific and sweep west the Western Canadian High Arctic creating more evaporation and precipitation in response to reduced sea ice extent. The Cape Bounty climate record suggests that this link has persisted for at least 700 years, and is therefore expected to continue into the future, which should have significant repercussions when the PDO returns to the negative phase.

As well as the Cape Bounty varves, those from South Sawtooth Lake also contain known cyclicities that have persisted in the past 2900 years. Our data suggest that the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO), during its negative phase, favors northern precipitation on our site. The comparison of our data with solar variability also suggests that there is a link between a decrease in solar activity and the regional climate. Since the Cape Bounty and Sawtooth sites are influenced by external and internal oscillations, solar forcing is likely to play an important role in the genesis of these natural climate cycles, as suggested in the literature. At South Sawtooth Lake, data show a steady decline in values between 900 BCE and 1850 CE, consistent with the gradual decline in insolation at high latitudes.



# TABLE DES MATIÈRES

Remerciements.....	iii
Préface.....	v
Résumé.....	vii
Abstract.....	ix
Table des matières.....	xii
Liste des Figures.....	xvii
Liste des Tableaux.....	xxiv
<b>1 Chapitre 1 : Synthèse .....</b>	<b>2</b>
<b>1.1 Introduction.....</b>	<b>4</b>
<b>1.2 Problématique.....</b>	<b>7</b>
1.2.1 Fragilité de l'environnement arctique et le manque de données climatiques du passé.....	7
1.2.2 Manque de repères chrono-stratigraphiques en Arctique.....	10
<b>1.3 Cycles climatiques majeurs gouvernant les périodes interglaciaires – glaciaires.....</b>	<b>10</b>
1.3.1 Cycles de Milankovitch .....	10
1.3.2 Variation de l'excentricité de l'orbite terrestre .....	11
1.3.3 L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre .....	11
1.3.4 Précession de l'axe de rotation de la Terre .....	12
<b>1.4 Cycles solaires sur des périodes plus courtes (&lt;500 ans).....</b>	<b>12</b>
1.4.1 Cycles solaires de basses fréquences selon les données de $^{10}\text{Be}$ et taux de production du $^{14}\text{C}.....$	16
1.4.2 Mécanismes pouvant expliquer le lien entre le climat et les variations solaires selon les données instrumentales .....	18
1.4.2.1 Le mécanisme solaire « top down ».....	18
1.4.2.2 Le mécanisme « bottom-up ».....	19
1.4.3 Le forçage volcanique.....	22
<b>1.5 Les modes de variabilités climatiques .....</b>	<b>23</b>
1.5.1 Oscillation Nord-Atlantique (NAO) .....	24
1.5.2 Oscillation Multidécennale de l'Atlantique .....	25
1.5.3 Oscillation Décennale du Pacifique .....	27
1.5.4 Oscillation Arctique .....	28
1.5.5 Quels sont les mécanismes qui génèrent ces oscillations ?.....	29

<b>1.6 Histoire glaciaire et post-glaciaire des régions arctiques .....</b>	<b>31</b>
<b>1.7 Changements climatiques dans l'Arctique depuis le dernier interglaciaire (depuis 12 ka BP).....</b>	<b>32</b>
<b>1.8 Sites d'études .....</b>	<b>33</b>
1.8.1 Lac Est de Cape Bounty, Île de Melville et le lac South Sawtooth, Île d'Ellesmere	33
1.8.1.1 Lac Est de Cape Bounty .....	33
1.8.1.2 Lac South Sawtooth .....	34
1.8.2 La formation des sédiments annuellement laminés des deux lacs et études passées.....	35
<b>1.9 Objectifs .....</b>	<b>38</b>
<b>1.10 Méthodologie .....</b>	<b>38</b>
1.10.1 Carottage 2012 et lames minces .....	38
1.10.2 Paléomagnétisme .....	41
1.10.3 Téphrochronologie .....	42
1.10.4 Datation par luminescence stimulée optiquement (Optically Stimulated Luminescence ; OSL).....	43
1.10.5 Granulométrie annuelle .....	44
1.10.6 Microfluorescence-X (Itrax).....	45
1.10.7 Tomodensitométrie axiale (CT-Scan) .....	46
<b>1.11 Discussion des principaux résultats et contributions .....</b>	<b>47</b>
1.11.1 Résultats du premier article .....	47
1.11.2 Résultats du second article.....	47
1.11.3 Résultats du troisième article.....	48
1.11.4 Points forts, limitations et perspectives de ce travail .....	49
<b>1.12 Conclusions .....</b>	<b>52</b>
<b>1.13 Référence .....</b>	<b>54</b>
<b>2 Chapitre 2 Influence of North Pacific Decadal Variability on the Western Canadian Arctic over the past 700 years .....</b>	<b>62</b>
<b>2.1 Abstract .....</b>	<b>66</b>
<b>2.2 Introduction.....</b>	<b>67</b>
<b>2.3 Materials and methods.....</b>	<b>67</b>
2.3.1 Study site .....	67
2.3.2 Observational climate data .....	68
2.3.3 Chronological control .....	69

2.3.4	Proxy data.....	69
<b>2.4</b>	<b>Results.....</b>	<b>70</b>
2.4.1	Instrumental teleconnections .....	70
2.4.2	Comparison with instrumental and paleo-PDO records.....	73
2.4.3	Spectral content of the 244-2000 CE period.....	76
<b>2.5</b>	<b>Possible mechanisms linking the CBEL record to the PDO.....</b>	<b>79</b>
<b>2.6</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>81</b>
<b>2.7</b>	<b>References .....</b>	<b>82</b>
<b>3</b>	<b>Chapitre 3 Chronology and sedimentology of a new 2.9ka annually laminated record from South Sawtooth Lake, Ellesmere island .....</b>	<b>88</b>
<b>3.1</b>	<b>Abstract .....</b>	<b>92</b>
<b>3.2</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>93</b>
<b>3.3</b>	<b>Study site.....</b>	<b>93</b>
<b>3.4</b>	<b>Methods .....</b>	<b>95</b>
3.4.1	Chronology .....	95
3.4.1.1	Cores, thin sections and imageries .....	95
3.4.1.2	Radiometric dating .....	96
3.4.1.3	Paleomagnetic variations .....	96
3.4.1.4	Optically Stimulated Luminescence dating .....	96
3.4.2	Annual grain-size data .....	101
3.4.3	$\mu$ -XRF analysis .....	101
3.4.4	Density proxies .....	101
3.4.4.1	CT-Scan .....	101
3.4.4.2	Gamma-Ray attenuation .....	102
3.4.5	Principal Component analysis .....	102
<b>3.5</b>	<b>Results.....</b>	<b>102</b>
3.5.1	Thin sections, varve counts, and challenges .....	102
3.5.1.1	Sedimentary facies.....	102
3.5.1.2	Chronology .....	107
3.5.2	Independant chronological control.....	110
3.5.2.1	Radiometric dating .....	110
3.5.3	Discussion of SSL varve chronology .....	113
3.5.4	Sediment facies properties .....	114
3.5.4.1	Annual grain-size at South Sawtooth Lake .....	114
3.5.4.2	$\mu$ -XRF and physical composition of varves .....	115

3.5.5	Stratigraphic trends of sediment properties .....	120
<b>3.6</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>125</b>
<b>3.7</b>	<b>References .....</b>	<b>126</b>
<b>4</b>	<b>Chapitre 4 External and internal oscillations imprinted on the Western and Eastern canadian High-Arctic climate .....</b>	<b>132</b>
<b>4.1</b>	<b>Abstract .....</b>	<b>136</b>
<b>4.2</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>137</b>
<b>4.3</b>	<b>Study sites.....</b>	<b>138</b>
<b>4.4</b>	<b>Methods .....</b>	<b>139</b>
4.4.1	Proxy data.....	139
4.4.2	Observational climate data .....	140
<b>4.5</b>	<b>Results.....</b>	<b>140</b>
4.5.1	South Sawtooth Lake varve record.....	140
4.5.2	Comparison between SSL and CBEL varve records .....	146
<b>4.6</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>152</b>
4.6.1	Solar forcing on atmospheric circulation .....	152
4.6.2	Solar forcing on the Atlantic Meridional Ocean circulation (AMOC) .....	155
4.6.3	The 11-year solar cycle imprint in the varved records .....	158
<b>4.7</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>159</b>
<b>4.8</b>	<b>Acknowledgements .....</b>	<b>159</b>
<b>4.9</b>	<b>Data availability.....</b>	<b>160</b>
<b>4.10</b>	<b>References .....</b>	<b>160</b>
<b>5</b>	<b>Annexe I.....</b>	<b>166</b>
<b>5.1</b>	<b>La glace de mer en Arctique selon la PDO et l'AMO .....</b>	<b>166</b>
<b>5.2</b>	<b>PDO instrumental versus AMO instrumental.....</b>	<b>167</b>
<b>5.3</b>	<b>Données reconstituées de l'AMO et de la PDO .....</b>	<b>167</b>
<b>6</b>	<b>Annexe II.....</b>	<b>168</b>
<b>6.1</b>	<b>Supplemental information article 1 .....</b>	<b>168</b>
<b>6.2</b>	<b>References .....</b>	<b>174</b>
<b>7</b>	<b>Annexe III.....</b>	<b>176</b>
<b>7.1</b>	<b>Supplemental information article 2 .....</b>	<b>176</b>
<b>8</b>	<b>Annexe IV .....</b>	<b>181</b>
<b>8.1</b>	<b>Supplemental information article 3 .....</b>	<b>181</b>
<b>8.2</b>	<b>References .....</b>	<b>185</b>

<b>9</b>	<b>Annexe V .....</b>	<b>186</b>
<b>9.1</b>	<b>Codes pour le logiciel R.....</b>	<b>186</b>
9.1.1	Bootstrap .....	186
9.1.2	Continuous Wavelet Transform (ondelettes) .....	188
9.1.3	Cross-wavelet (Ondelettes croisées) .....	190
9.1.4	Données haute-résolution (i.e. Ct-Scan, $\mu$ -XRF) moyennées à l'année.....	191
9.1.5	Interpolation des données avec pas de temps différents .....	194
9.1.6	Test de normalité des données .....	195
9.1.7	Code taille des grains .....	196
<b>10</b>	<b>Annexe VI .....</b>	<b>200</b>
<b>10.1</b>	<b>Protocole (liqueur dense) pour identifier des cryptotéphras dans les varves.....</b>	<b>200</b>



## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Anomalie des températures de la dernière décennie (2005-2015) par rapport à 1951-1980. Tirée du Global Institute for Space Studies de la NASA ( <a href="http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/">http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/</a> ). .....	4
Figure 1.2. Température au niveau du sol comparée à la concentration de CO <sub>2</sub> dans l'atmosphère et l'activité volcanique. Tirée de Berkeley Earth Surface Température, disponible : <a href="http://berkeleyearth.org/">http://berkeleyearth.org/</a> .....	5
Figure 1.3. Reconstitutions de la température annuelle en Antarctique (degré Celsius) et de la concentration en CO <sub>2</sub> (partie par million en volume) depuis les derniers 800 ka à partir de la carotte de glace de EPICA Dome C. La courbe bleue désigne le CO <sub>2</sub> alors que la courbe rouge est la température estimée à partir du ratio deutérium. (Jouzel et al., 2007).....	6
Figure 1.4. Extension de la glace de mer en fonction des mois depuis la prise de données satellitaires en 1979 (Zhang and Rothrock, 2003). .....	8
Figure 1.5. Schéma montrant l'effet d'albédo de la glace de mer en Arctique. Environ 85% de l'énergie solaire est réfléchie vers l'espace par la glace de mer, ce qui a un effet refroidissant sur le climat. À l'opposé, une mer libre de glace absorbe environ 93% de l'énergie solaire, ce qui a un effet amplificateur du réchauffement. La ligne jaune correspond à la moyenne de l'extension de la glace de mer pour 1980-2000. Image modifiée de la NASA. ....	8
Figure 1.6. Date de commencement des prises de données météorologiques dans le monde. Avec l'autorisation de Raymond S. Bradley, University of Massachusetts at Amherst. ....	9
Figure 1.7. Comparaison entre les variations du rayonnement solaire (haut) reçu au sommet de l'atmosphère et calculé en fonction des variations de l'orbite terrestre autour du soleil, et la courbe de température basée sur les données de δO18/O16 de la glace de Vostock (courbe du bas). ....	11
Figure 1.8. Dessin simplifié illustrant le rayonnement cosmique entrant dans l'atmosphère pour former les isotopes du <sup>14</sup> C et du <sup>10</sup> Be à travers des processus complexes de désintégration. Tiré de Steinhilber et al., (2012).....	14
Figure 1.9. Comparaison entre le nombre de taches solaires (haut) et la teneur en <sup>14</sup> C atmosphérique (bas). Figure disponible dans le magazine du Swiss Federal Institute of Aquatic and Technology (EAWAG) : <a href="http://library.eawag.ch/EAWAG-Publications/openaccess/Without_EAWAG_number/eawagnews/www_en58/en58f_printer/en58f_muscheler_p.pdf">http://library.eawag.ch/EAWAG-Publications/openaccess/Without_EAWAG_number/eawagnews/www_en58/en58f_printer/en58f_muscheler_p.pdf</a> .....	15
Figure 1.10. Densité spectrale des données de <sup>10</sup> Be (provenant de la carotte de glace GRIP) et de <sup>14</sup> C (provenant d'enregistrements de cernes d'arbres) montrant les principaux spectres de fréquence depuis les 10 000 dernières années (Wanner et al., 2008). .....	17

Figure 1.11. Amplitude du cycle solaire de deVries durant la dernière ère glaciaire (courbe bleue : Adolphi et al., 2014) et durant l'Holocène (courbe rouge : Steinhilber et al., 2012). ....	18
Figure 1.12. Anomalies de la pression atmosphérique en fonction du cycle solaire de 11 ans (maximum solaire moins minimum solaire). Les décalages (lags) de 0-4 ans sont les anomalies de champs de pression atmosphérique suivant le maximum du cycle solaire. Les régions significatives de 95 et 99% d'intervalle de confiance en points noirs et blancs respectivement. Tirée de Andrews et al., (2015). ....	21
Figure 1.13. Températures de la surface de la mer observées durant le pic de l'activité solaire de 11 ans. Les régions significatives à 95% d'intervalle de confiance sont représentées par des points noirs. Tirée de Meehl et al., (2009).....	22
Figure 1.14. Oscillation Nord Atlantique en phase positive. Tirée de la Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA. ....	25
Figure 1.15. A) Anomalies de température de surface lors de la phase positive de l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (AMO). B) Index de l'AMO (anomalies de température de surface de la mer entre 0-65°N et 80W-0E) à partir de données du Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface temperature (HadISST) entre 1870-2015. Données annuelles sont filtrées par une bande-passante de basse fréquence de 10 ans. Figure tirée de Climate Data Guide, University Corporation for Atmospheric Research : <a href="https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo">https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo</a> .....	26
Figure 1.16. Température de la surface de la mer dans le nord du Pacifique en fonction de la PDO en mode négatif (a), de la NPI en mode positif (b) et de ENSO en mode négatif (c). Tirée de Screen et Francis (2016).....	28
Figure 1.17. A) L'AO en mode négatif et le mouvement des glaces en $\text{cm s}^{-1}$ (vecteurs) entre 1950-2016. B) L'AO en mode positif. C) L'AO calculé selon la différence de pression atmosphérique entre entre 20°N et le Pôle Nord. Modifiée de Wallace (2000) .....	29
Figure 1.18. Estimation des anomalies de températures au cours de l'Holocène. Tirée de Briner et al., (2016) .....	32
Figure 2.1 PDO modulation of Western Canadian Arctic climate. (a), Correlation between PDO (Huang et al., 2015) and sea-ice anomalies from ERA-Interim (Dee et al., 2011) for July-September during 1979-2016. (b), as in a) but for mean sea level pressure from ERA-Interim (Dee et al., 2011). (c), Comparison between the time series of rainfall at Mould Bay and PDO during July-September. (d), as in b) but for January-March (JFM). Black and green asterisks denote Cape Bounty and Mould Bay weather station, respectively. Note that Mould Bay weather station stopped operating in 1996. ....	71

Figure 2.2 North Pacific Index (NPI) and precipitation during September-November. (a), Correlation between NPI (Trenberth and Hurrell, 1994) and mean sea level pressure from 1979-2015. (b), Same as (a), but for precipitation anomalies (Dee et al., 2011) correlated with NPI index. Black and green asterisks denote Cape Bounty and Mould Bay weather station, respectively. (c) Comparison between the time series at Mould Bay snow depth and NPI during September-November (Trenberth and Hurrell, 1994). Note that Mould Bay weather station stopped operating in 1996 CE. ....	72
Figure 2.3 Instrumental PDO (NOAA) compared with grain size at Cape Bounty East Lake from 1900-2000. (best correlation is achieved when CBEL lags PDO by 1 year). Bold lines are 10-year low-pass filtered. Seven years were eroded by a large turbidite dated to 1971 CE (Lapointe et al., 2012). ....	73
Figure 2.4 a), Comparison between normalized Cape Bounty East Lake varve thickness and normalized PDO from MacDonald and Case (2005) (VT is shifted 18 years earlier). b), Same as A) but for the PDO from Gedalof and Smith (2001). c), Same as a) and b) but using the PDO from D'Arrigo et al., (2001). d), Same as a), b) and c) but using the PC1 extracted from PCA analysis of the three PDOs. Time series are filtered by a 5-year running-mean. ....	75
Figure 2.5 a), Spectral analysis of the varve thickness series. After Schulz and Mudelsee (Schulz and Mudelsee, 2002). b), Wavelet analysis: black boundaries show the 95% confidence level based on a red noise process. White shading represents the cone of influence where edge effects might be important. ....	78
Figure 2.6 a), Correlation between NPI (Trenberth and Hurrell, 1994) and meridional windstress anomalies from 1950-2015. b), Same as a), but for correlation with Arctic Oscillation index (derived from NCEP/CPC). Note that the Era-Interim yields similar result (not shown). Black and green asterisks denote Cape Bounty and Mould Bay weather station, respectively. ....	79
Figure 2.7 PDO modulation of winds and sea surface temperature in the Pacific. From Zhang and Delworth (Zhang and Delworth, 2015). Regression of SST ( $^{\circ}$ C) and surface wind stress ( $N m^2$ ) against the PDO index. Note the northward direction of the wind stress in the central northern part of the Pacific during the negative phase of the PDO (b). Winds from the Siberian shelf have an eastward direction and reach Melville Island during negative PDO. Reproduced with permission from the American Meteorological Society (AMS). ....	80
Figure 3.1 Location of South Sawtooth Lake in the Canadian Arctic, Ellesmere Island (blue circle; South Sawtooth Lake (SSL) and red circle is Lower Murray Lake ). ....	95
Figure 3.2 a) Flat-bed scan of thin section SS12-12-2-1s-C1. b) Zoom in of the black rectangle with Regions of interest (ROIs). C) ROIs acquired at the scanning electron microscope are identified on the thin section, red rectangles are selected ROIs (aag to aao). Black lines indicate varve boundaries. ....	103

Figure 3.3 Section of ss12-12-2-2P showing coarse grain size (top) and thin varves (bottom). High-resolution SEM-imageries (right) enhance the ability to define varve boundaries. Black rectangles at the right of the SEM image represent clay caps. Note that the sand lamina (First SEM-image; Debris flow) is the coarsest grain-size in the entire varve record.....	104
Figure 3.4 Same as Figure 3.2, but with thin section ss12-12-2-1s-E1. Red horizontal bars represent varve boundaries made without SEM images. ....	106
Figure 3.5 Thin section SS12-12-2-1s D2 covering ~1600 CE – 1608 CE. Three thick successives layers are observed. Black rectangles at the left of the thin section represent clay caps. Red squares represent the two SEM-images. ....	107
Figure 3.6 Sediment cores from South Sawtooth Lake with corresponding thin-sections used in this study. These thin sections were digitalized using a flatbed scanner at 2400 dpi. ....	108
Figure 3.7 A) Comparison between counts made on thin section only and count made using high-resolution scanning electron microscope images. ....	109
Figure 3.8 Age model based on the three counts using SEM-images. The red lines delimit the one standard deviation and the black line is the count average. Sedimentation rate is $1.67 \text{ mm a}^{-1}$ . B) Ct-Scan of sediment cores SS12-12-2-3P, SS12-12-3-3P, SS12-10-1-3P and SS12-12-1-4P with the location of 2 samples extracted for OSL dating (black and green rectangles). More detailed on OSL dates in section 3.2.2.....	110
Figure 3.9 $^{137}\text{Cs}$ activity, $^{210}\text{Pb}$ dating and varve count as a function of depth.....	111
Figure 3.10 Comparison of paleomagnetic properties between South Sawtooth and Lower Murray Lakes inclination variabilities. Below : two thin sections (left : SS12-12-3-3P-E3 and right : SS12-12-3-2P-A2) showing thick layers with bright coarse sediments. South Sawtooth Lake inclination data are filtered by a 10-point running mean to compare to the lower resolution at Lower Murray Lake. ....	113
Figure 3.12 A) Scatter plots of the chosen elements at South Sawtooth Lake with CT-Scan Houndsfield Units. Note that all data are resampled at 2mm scale to allow comparison and each dataset has 2605 data points covering the upper 521 cm of the composite section. ....	115
Figure 3.13 A) Gravity core SS12-1-1s from SSL showing $\mu$ -XRF variations of inc/coh (yellow), Houndsfield Unit (HU; black), Titianium (orange), Zirconium (green), Silicium (blue) and Calcium (red). B) Blow-up (grey dashed line of A) showing inc/coh, Titianium, Zirconium, HU and Silicium. The arrow indicates increased values of the parameters shown. Red squares are regions of interest photographed at the Scanning Electron Microscope in backscatter mode (Figure 3.15). ....	117
Figure 3.14 Backscatter scanning electron microscope images of the 5 red rectangles shown in Figure 3.13B with their grain size distribution. Scanning electron microscope images highlighting coarse silt and fine sand enriched with Zr and medium silt sediment enriched in Ti. ....	118
Figure 3.15 Comparison between Houndsfield Unit (CT-scan) and the incoherence coherence (inc/coh) ratio from Itrax. Data are resampled at 2 mm resolution ( $R = -0.58$ ), bold lines represent 5 point-running mean ( $R = -0.78$ ). ....	118

Figure 3.16 Comparison between core-loggers and high-resolution bulk density (2 mm).....	119
Figure 3.16 2900 years of varve thickness (VT) and annual grain-size variations. Data are filtered by a 5-year running-mean.....	121
Figure 3.17 Annual $\mu$ -XRF variations from South Sawtooth Lake over the past 2900 years. Data are filtered by a 5 year-running mean.....	122
Figure 3.18 Principal components analysis (PCA) of density measurements (inc/coh, HU) and other physical parameters shown in this study. Annual data were normalized relative to the mean and standard deviation. .....	123
Figure 3.19 a) Comparison between South Sawtooth Lake (Principal components analysis of the inc/coh, HU, Ti, Si, Ca, Zr, maxDo, mdo and P99) and Agassiz $\delta^{18}\text{O}$ (mean of A77-A79-A84-A89 ice cores). b) same as (a) but using the maximum grain-size diameter at South Sawtooth Lake. Data from South Sawtooth Lake are averaged every 20 years to allow comparison.....	124
Figure 4.1 Map showing the location of the two lakes on Melville Island, Cape Bounty East Lake (CBEL: orange circle) and South Sawtooth Lake on Ellesmere Island (SSL: black circle). Blue and grey circles denote Agassiz and GISP 2 ice core records.....	139
Figure 4.2 (a) Wavelet spectrum of the 99 <sup>th</sup> percentile (coarse grain-size) at South Sawtooth Lake. (b), spectral power of the 99 <sup>th</sup> percentile time series. (c) and (d), same as (a) and (b) but for the varve thickness series at South Sawtooth Lake.....	141
Figure 4.3 a) Wavelet spectrum of the detrended annual HU time series. B) Spectral analysis of the HU time series (Lapointe et al., 2017b). Red and blue lines represent the 99% and the 95% confidence level based on a chi-2 test.....	142
Figure 4.4 a) Comparison between normalized HU (Ct-scan) data at South Sawtooth Lake (SSL) and instrumental sunspots number extracted by the Solar Influences Data Center (SIDC). Note that the sunspots scale is inverted to allow comparison. b) Cross-wavelet spectrum between the HU from SSL and Sunspots numbers indicating significant common spectral power around 11 years. Black boundaries represent the 95% confidence level based on a chi-2 test. Black arrows indicate an anti-phase relationship. White shading delimits the cone of influence where edge effect might be important.....	143
Figure 4.5 a) Detrended HU (CT-scan) at Sawtooth Lake (20 year-running mean) compared to detrended $^{14}\text{C}$ production rates. b) SSL (HU) and $^{14}\text{C}$ production rate bandpass filtered at 80-500 years. Note that $^{14}\text{C}$ production rate and HU SSL data are reversed.....	145
Figure 4.6 Comparison between the median grain-size (50 <sup>th</sup> percentile) at South Sawtooth Lake and $^{14}\text{C}$ production rates. Data at Sawtooth Lake are filtered by a 25-year running mean to facilitate comparison.....	146

Figure 4.7 a) Comparison between detrended and normalized (relative to the mean and standard deviation) Sawtooth and Cape Bounty coarse grain-size (98 <sup>th</sup> percentile) variability for the past ~2900 years. Data are filtered by an 11-year running-mean filter. b) same as a) but using a 50-year running-mean filter. c) is the cross-wavelet spectrum of both time series in which the data are detrended and annual. The correlation from 950-1990 CE is R = 0.64 (max correlation achieved with a 14 year-lag (R = 0.71), Cape Bounty record leads). ....	147
Figure 4.8 Solar <sup>14</sup> C production rates (Muscheler et al., 2014) as a proxy for solar activity over the past 2900 years (below) compared to coarse grain-size at Cape Bounty East Lake and South Sawtooth Lake. H, O, W, S, M and D refer to the Homeric, Oort, Wolf, Spörer, Maunder and Dalton solar minima. ....	149
Figure 4.9 a) Cross-wavelet (XWT) spectrum between the 98 <sup>th</sup> percentile at Cape Bounty East Lake, Melville Island, and <sup>14</sup> C production rates (Muscheler et al., 2014). Black boundaries indicate regions of significant common variance at 95% confidence levels. b) same as a), but for the South Sawtooth Lake (Ellesmere Island) grain-size record. c) and d) same as a) and d) but using the total solar irradiance (TSI) from Steinhilber et al., (2012). Data are detrended and averaged every 10 years. ....	151
Figure 4.10 Comparison between the millennial NAO reconstruction (Ortega et al., 2015) and the density record from South Sawtooth Lake. ....	153
Figure 4.11 Spatial correlation between averaged May-July North Atlantic Oscillation (CPC) and snow cover (Rutgers) in the Canadian Arctic. ....	153
Figure 4.12 Comparison between the Atlantic Multidecadal Oscillation and detrended and annual HU record from South Sawtooth Lake. ....	154
Figure 4.13 Spatial correlation of averaged spring-summer (March-august) snow cover anomalies and the Atlantic Multidecadal Oscillation based on the extended reconstructed sea surface temperature based on ERSSTv4 (Huang et al., 2009). ....	155
Figure 4.14 South Sawtooth Lake annual coarse grain-size (99 <sup>th</sup> percentile filtered by a 11 year-running mean) compared to the temperature record from GISP2 (Kobashi et al., 2011) over the past millennium. ....	157
Figure 4.15 a) incoherence/coherence ratio from Itrax compared to the temperature record from GISP2 (Kobashi et al., 2011) over the past 2900 years. The inc/coh data is filtered by an 20 year-running mean. b) Cross-wavelet between incoherence/coherence from Itrax at South Sawtooth Lake and the GISP2 temperature record (Kobashi et al., 2011). Both records in b) averaged every 10 years since the Greenland reconstructed temperature has (at best) a decadal resolution. The dashed line in b) corresponds to a 350 year-cycle....	158



## **LISTE DES TABLEAUX**

Table 2.1 Correlation analysis for the varve thickness at Cape Bounty East Lake and different proxy records of PDO. r is the Pearson's correlation coefficient, and p is the probability that two uncorrelated time-series would exhibit a higher correlation. The percentile confidence intervals at 95%, calculated from 1000 nonparametric stationary bootstrap iterations, are indicated in brackets.....	76
Table 3.1 Optically Stimulated Luminescence (OSL) ages on quartz from South Sawtooth Lake, Ellesmere Island.....	112
Table 3.2 Pearson's correlation between varve thickness and the grain-size indexes.....	114

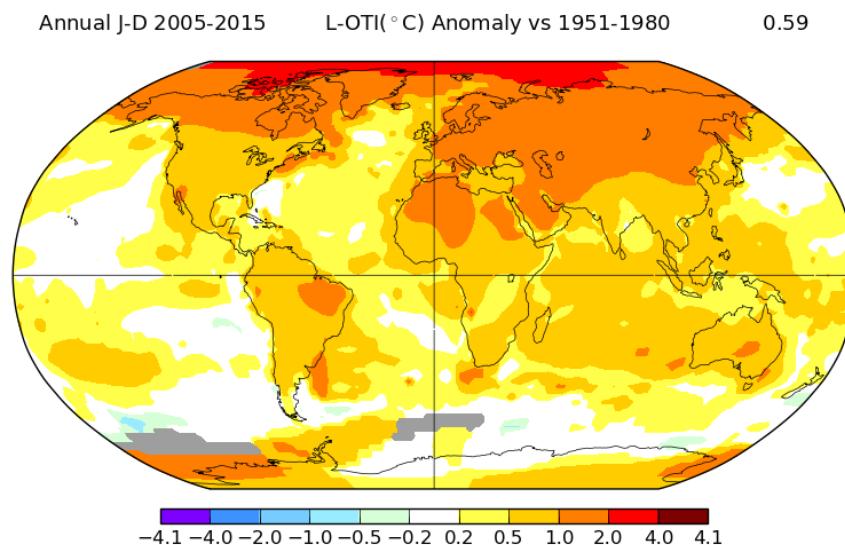


# **1 CHAPITRE 1 : SYNTHÈSE**

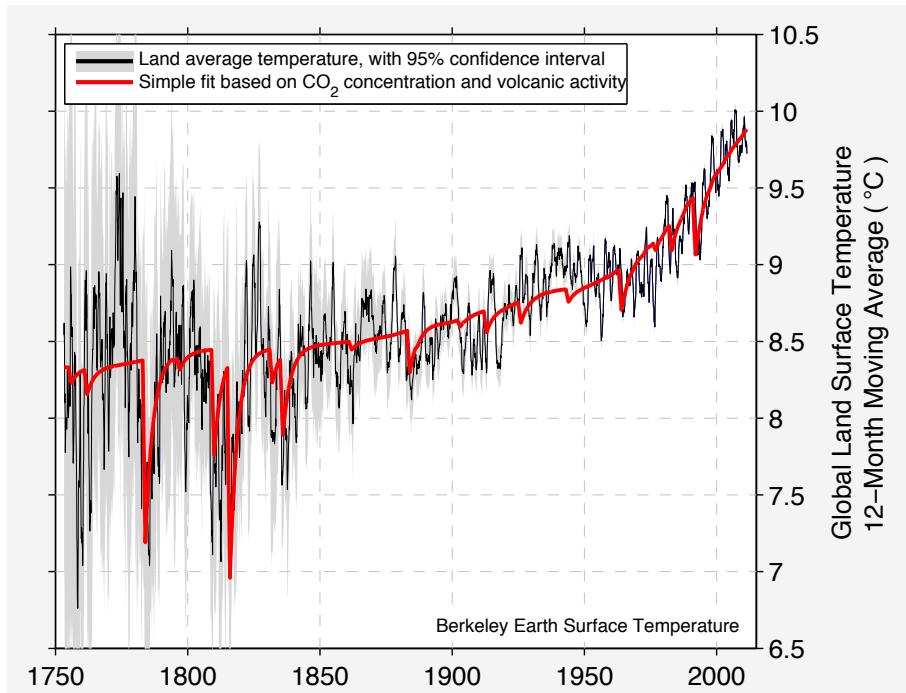


## 1.1 Introduction

Durant la dernière décennie, le réchauffement climatique s'est accentué de façon globale sur la planète (Figure 1.1). Cette tendance a été de deux à trois fois supérieure en Arctique que n'importe où ailleurs dans le monde. La cause de ce réchauffement est sans équivoque : elle est due à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, particulièrement du dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ). La Figure 1.2 montre l'évolution des températures depuis 1753 qui est comparée aux forçages du  $\text{CO}_2$  et du volcanisme. La co-variabilité entre ces deux jeux de données est frappante, et signifie que ces deux forçages ( $\text{CO}_2$  et volcanisme) expliquent en grande partie le récent changement climatique global, d'autant que des liens de cause à effet peuvent être avancés.



**Figure 1.1.** Anomalie des températures de la dernière décennie (2005-2015) par rapport à 1951-1980. Tirée du Global Institute for Space Studies de la NASA (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>).

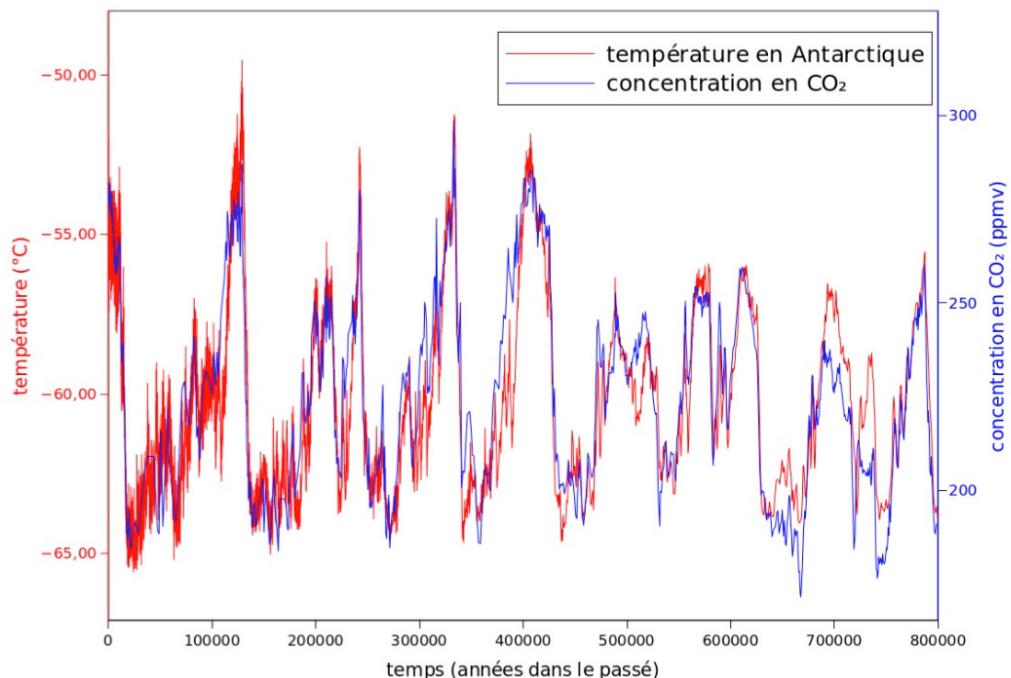


**Figure 1.2. Température au niveau du sol comparée à la concentration de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère et l'activité volcanique.** Tirée de Berkeley Earth Surface Température, disponible : <http://berkeleyearth.org/>

Les glaces de l'Antarctique et du Groenland ont conservé l'empreinte des variations passées du climat. En fait, la neige qui tombe sur les glaciers enferme de petites bulles de gaz qui recèlent de véritables échantillons de l'atmosphère d'autrefois. Depuis les derniers 800 ka, le lien entre le forçage du CO<sub>2</sub> et des températures en Antarctique est clair, ce qui met en évidence le rôle important du CO<sub>2</sub> sur les changements climatiques (Figure 1.3). D'après plusieurs études, il existerait un décalage temporel entre le CO<sub>2</sub> et les températures enregistrées. Or, cela serait principalement lié aux bulles d'air qui sont complètement scellées à une profondeur comprise entre 50-120 m (Parrenin et al., 2013). Ce phénomène explique le décalage temporel qui existe entre les variations de la température et du CO<sub>2</sub> puisque les variations de température sont enregistrées à la surface des calottes glaciaires alors que les bulles de gaz sont piégées entre 50-120 m de profondeur (Parrenin et al., 2013).

Dans l'étude de Parrenin et al., (2013b), les données de  $\delta^{15}\text{N}$  provenant de 5 carottes de glace synchronisées du Dome C (EDC), en Antarctique, ont été utilisées pour déterminer la "profondeur de verrouillage" du passé, soit la profondeur à laquelle l'air dans la glace est piégé

de façon permanente. Il est à noter que le rapport  $\delta^{15}\text{N}$  a aussi été extrait dans la glace de GISP2 comme traceur de la température (Kobashi et al., 2015; Chapitre 4). Parrenin et al., (2013b) ont pu mettre en évidence que les températures en Antarctique n'ont probablement pas augmenté des centaines d'années avant (ou après) l'augmentation de la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique, comme suggéré dans les études passées. Au contraire, les changements des concentrations de CO<sub>2</sub> et des températures en Antarctique ont été beaucoup plus synchrones que proposés avant. Ces observations sont très importantes pour la compréhension du système climatique actuel et montre que le couplage CO<sub>2</sub> – température se fait sans trop de retard, à l'instar de ce qui est observé dans les données instrumentales (Figure 1.2).

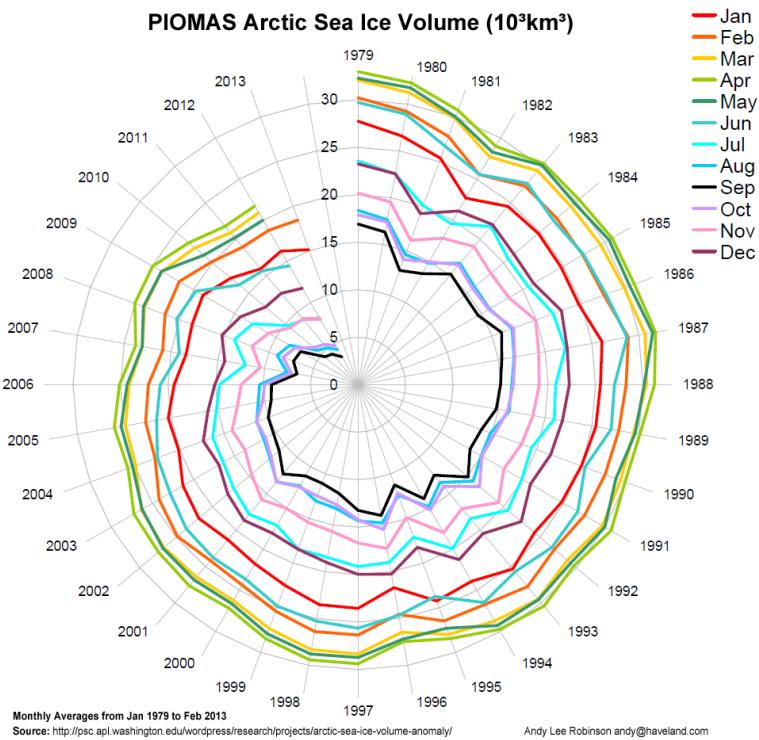


**Figure 1.3.** Reconstitutions de la température annuelle en Antarctique (degré Celsius) et de la concentration en CO<sub>2</sub> (partie par million en volume) depuis les derniers 800 ka à partir de la carotte de glace de EPICA Dome C. La courbe bleue désigne le CO<sub>2</sub> alors que la courbe rouge est la température estimée à partir du ratio deutérium. (Jouzel et al., 2007).

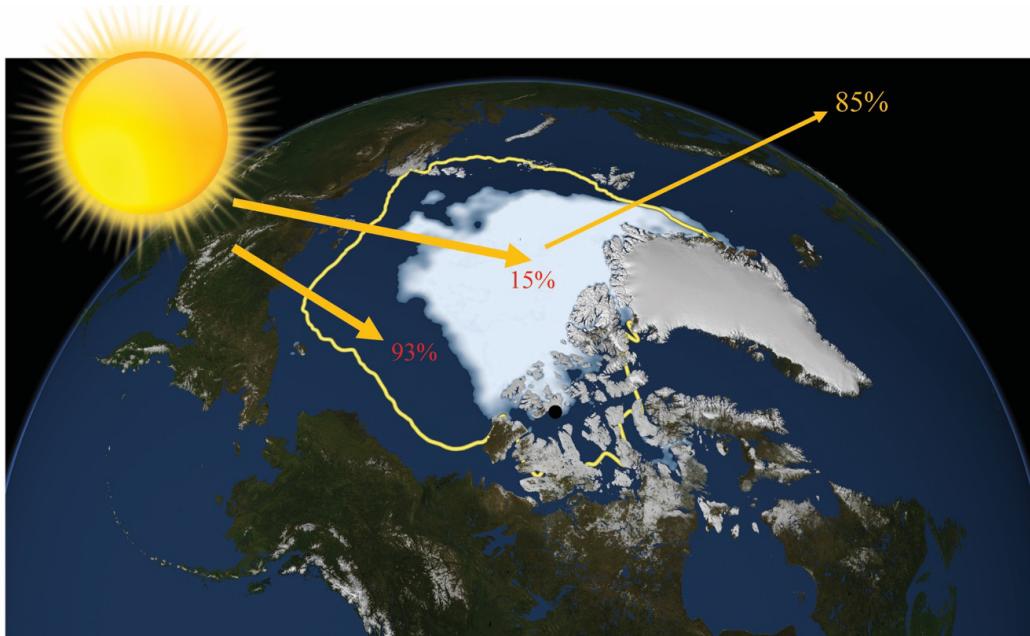
## 1.2 Problématique

### 1.2.1 Fragilité de l'environnement arctique et le manque de données climatiques du passé

L'environnement arctique est très sensible au réchauffement climatique comme en témoigne la Figure 1.1. Le rôle de la glace de mer dans la régulation du climat mondial est bien établi : la glace agit comme un “miroir” en réfléchissant le rayonnement solaire vers l'espace, ce qui a un effet refroidissant important sur le climat. La conséquence la plus tangible du changement climatique en cours est sans aucun doute la perte de la glace de mer au fil des années (Figure 1.4). Depuis 1979, il y a eu diminution constante de sa superficie, et ce, pour tous les mois (Figure 1.4). La mer, en remplaçant les zones autrefois occupées par la glace, emmagasine davantage de chaleur solaire ce qui contribue à accentuer le réchauffement en Arctique. D'ailleurs, environ 85% de la radiation solaire est réfléchie par la glace de mer alors qu'une mer libre de glace absorbe environ 93% de l'énergie solaire (Figure 1.5). Des études récentes montrent que le déclin de la glace de mer arctique n'affecte pas seulement le climat local, mais génère d'importants changements de la circulation atmosphérique de haute atmosphère, principalement sur le courant Jet, induisant d'importantes modifications du climat dans les moyennes latitudes (Francis et al., 2009). À ce titre, il est primordial de comprendre les forçages pouvant affecter l'environnement arctique, et particulièrement l'extension de la glace de mer. L'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO: Chapitre 2), un phénomène robuste et récurrent de changements de température de surface de la mer dans le Nord du Pacifique, semble avoir une influence notable sur l'étendue de la glace de mer de l'Arctique canadien (Screen et Francis 2016, Lapointe et al., 2017; Chapitre 2).

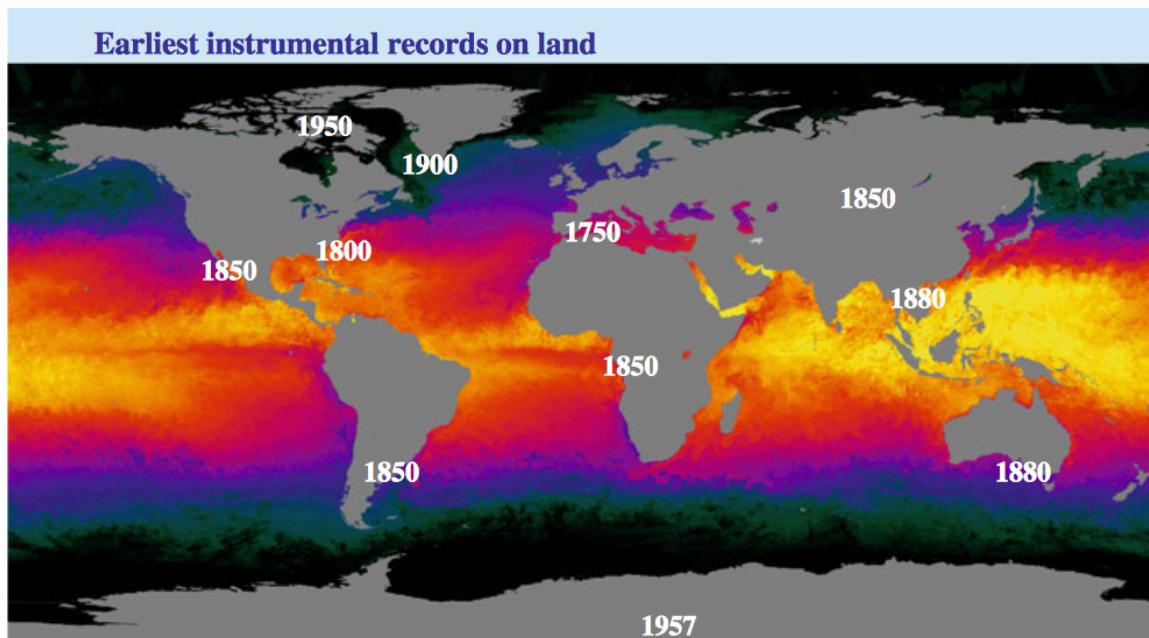


**Figure 1.4.** Extension de la glace de mer en fonction des mois depuis la prise de données satellitaires en 1979 (Zhang and Rothrock, 2003).



**Figure 1.5.** Schéma montrant l'effet d'albédo de la glace de mer en Arctique. Environ 85% de l'énergie solaire est réfléchie vers l'espace par la glace de mer, ce qui a un effet refroidissant sur le climat. À l'opposé, une mer libre de glace absorbe environ 93% de l'énergie solaire, ce qui a un effet amplificateur du réchauffement. La ligne jaune correspond à la moyenne de l'extension de la glace de mer pour 1980-2000. Image modifiée de la NASA.

Selon les données instrumentales, la PDO possède un cycle de haute-variabilité et un autre de plus basse fréquence : 20-30 ans et ~60 ans. Ce cycle de plus basse fréquence est similaire à l'important phénomène climatique du côté de l'Océan Atlantique : l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (Chapitre 4) ayant une variabilité se situant entre 40-80 ans. Compte tenu que ce sont des oscillations de longues durées et que les données instrumentales dans les latitudes situées entre 60°N et 60°S ne sont en général disponibles que depuis ~1850 (alors qu'en Arctique ou en Antarctique lorsque présentes, celles-ci ne vont pas au-delà des années ~1950 (Figure 1.6)), il n'est pas possible de bien comprendre ces cycles, à savoir s'ils ont été persistants dans le passé et s'ils auront un impact dans le futur. Les connaissances à ce sujet sont limitées et font toujours l'objet d'un débat. Or, le degré avec lequel ces variabilités naturelles contribuent aux variations climatiques est un facteur critique pour les modèles de prédiction du climat futur. En ce sens, les archives de haute-résolution peuvent nous renseigner sur ces modes de variabilité naturelle. Cette thèse a pour principal objectif de retracer des cycles connus dans le passé en utilisant les sédiments varvés.



**Figure 1.6. Date de commencement des prises de données météorologiques dans le monde. Avec l'autorisation de Raymond S. Bradley, University of Massachusetts at Amherst.**

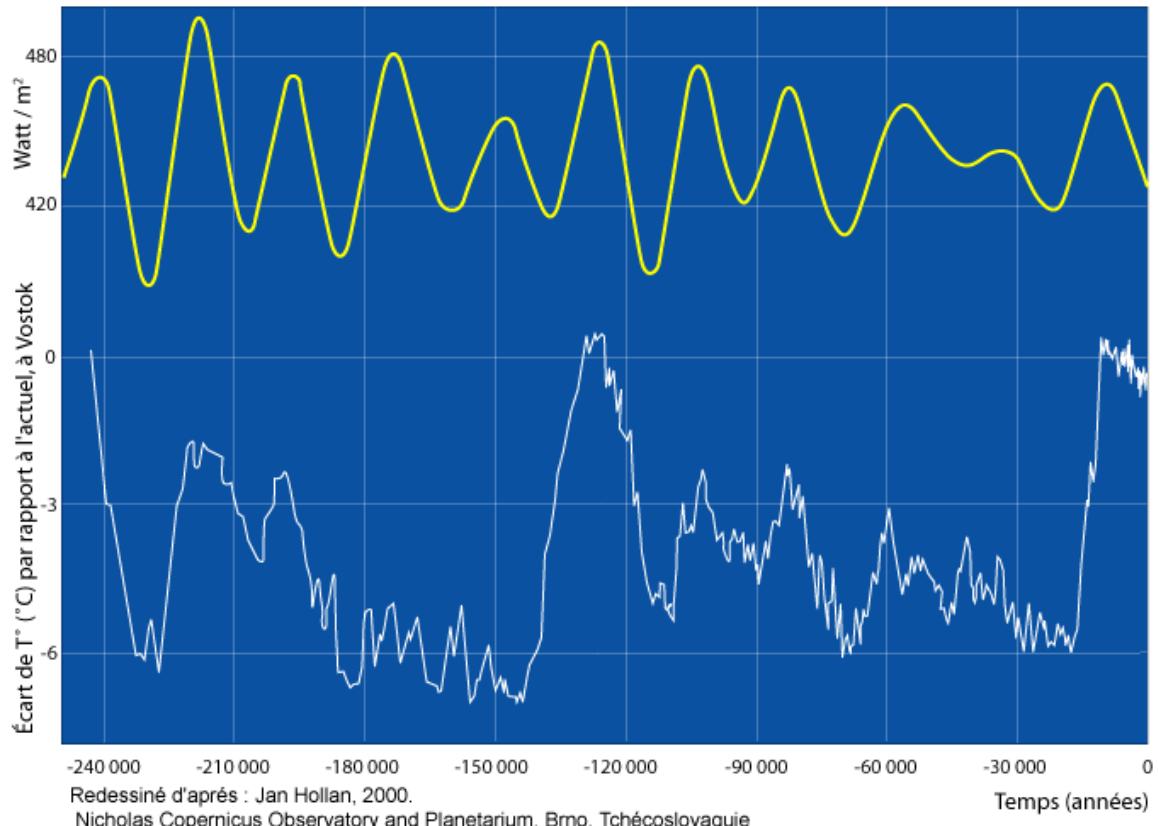
### **1.2.2 Manque de repères chrono-stratigraphiques en Arctique**

Une des problématiques les plus contraignantes en Arctique est le fait que les datations au radiocarbone sont presque impossibles à réaliser dans les milieux lacustres. De fait, la plupart des bassins versants arctiques possèdent du vieux carbone associé à la lente dégradation de la matière organique dans les environnements à pergélisol continu, ce qui constitue une grande source de contamination, biaisant alors l'âge des échantillons (Abbott et Stafford 1996). Pour pallier ce problème, ce travail a exploré trois autres méthodes de datation. (1) Les données paléomagnétiques de haute-résolution se révèlent d'une aide précieuse, d'autant plus qu'il y a un manque flagrant de ce genre de données à l'Est de l'Arctique (Chapitre 3). Au même titre, (2) la datation par la luminescence, une approche rarement utilisée pour les chronologies récentes (<2000 ans), a été appliquée sur les sédiments de Sawtooth (Chapitre 3). Enfin, (3) l'identification de tephras dans les varves de Sawtooth a également été testée. Cette technique nommée tephrochronologie repose sur l'analyse de fines cendres volcaniques déposées lors de grandes éruptions. En connaissant la signature géochimique des cendres volcaniques retrouvés dans les sédiments, il est possible de faire correspondre cette signature à des éruptions connues et datées.

## **1.3 Cycles climatiques majeurs gouvernant les périodes interglaciaires - glaciaires**

### **1.3.1 Cycles de Milankovitch**

Les cycles astronomiques de Milankovitch ont été confirmés il y a plus de 40 ans par les travaux pionniers de Jim Hays, John Imbrie et Nicholas John Shackleton à l'aide de carottes marines (Hays et al., 1967). Plus récemment, d'autres travaux mettant en évidence le lien entre climat et cycles astronomiques sur de longues échelles de temps ont été publiés, notamment la glace de Vostock, en Antarctique (Figure 1.7). Ces oscillations expliquent les fluctuations climatiques à l'échelle plurimillénaire.



**Figure 1.7. Comparaison entre les variations du rayonnement solaire (haut) reçu au sommet de l'atmosphère et calculé en fonction des variations de l'orbite terrestre autour du soleil, et la courbe de température basée sur les données de  $\delta\text{O}18/\text{O}16$  de la glace de Vostock (courbe du bas).**

### 1.3.2 Variation de l'excentricité de l'orbite terrestre

La plus importante cyclicité est la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre qui possède une fréquence entre ~100 ka et ~400 ka. Ce cycle est le seul à influencer la quantité totale du rayonnement solaire reçu sur Terre, grâce à la variation de la distance entre la Terre et le Soleil. De façon simple, lorsque l'orbite est circulaire, la Terre reçoit chaque jour la même quantité d'énergie solaire. À l'opposé, lorsque l'orbite est plus elliptique, la Terre est alors plus proche du Soleil à certaines parties de l'année (périmbole) qu'à d'autres (aphémbole).

### 1.3.3 L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre

L'axe de rotation terrestre forme actuellement un angle de 23,4° avec le plan de l'écliptique (plan dans lequel la Terre se déplace autour du Soleil). La succession annuelle des saisons est gouvernée par cet angle. Lors du solstice d'été, l'hémisphère nord est exposé plus directement aux rayons solaires et bénéficie d'un chauffage préférentiel. Sans être véritablement

périodiques, les fluctuations de l'inclinaison de l'axe de la Terre entre 21,8° et 24,4° montrent une périodicité dominante d'environ 41 ka. Ces changements sont engendrés par des variations de l'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune ainsi que par certaines planètes. L'inclinaison actuelle (23,4°) se trouve à mi-chemin entre les deux extrêmes et elle est en décroissance, ce qui implique que les étés devraient être plus frais et les hivers plus doux qu'avant, sans que d'autres facteurs (par exemple gaz à effet de serre) n'entrent en jeu.

#### 1.3.4 Précession de l'axe de rotation de la Terre

Le rayon de la Terre n'étant pas égal aux pôles (6357 km) et à l'équateur (6378 km), l'attraction du Soleil et de la Lune est maximale au niveau du « bourrelet équatorial », ayant pour effet de ramener le plan de l'elliptique en parallèle avec l'équateur terrestre. Cependant, c'est l'axe de la terre qui se déplace et oscille comme une toupie à l'intérieur de deux composantes principales : 19 et 23 ka. La précession de l'axe de rotation de la Terre a pour effet d'inverser les saisons. De nos jours, la Terre est plus proche du Soleil au mois de Janvier, ce qui provoque en théorie des hivers plus doux pour l'hémisphère nord et une période estivale plus chaude dans l'hémisphère sud. Cela a pour conséquence que le contraste saisonnier est actuellement plus important dans l'hémisphère sud.

### 1.4 Cycles solaires sur des périodes plus courtes (<500 ans)

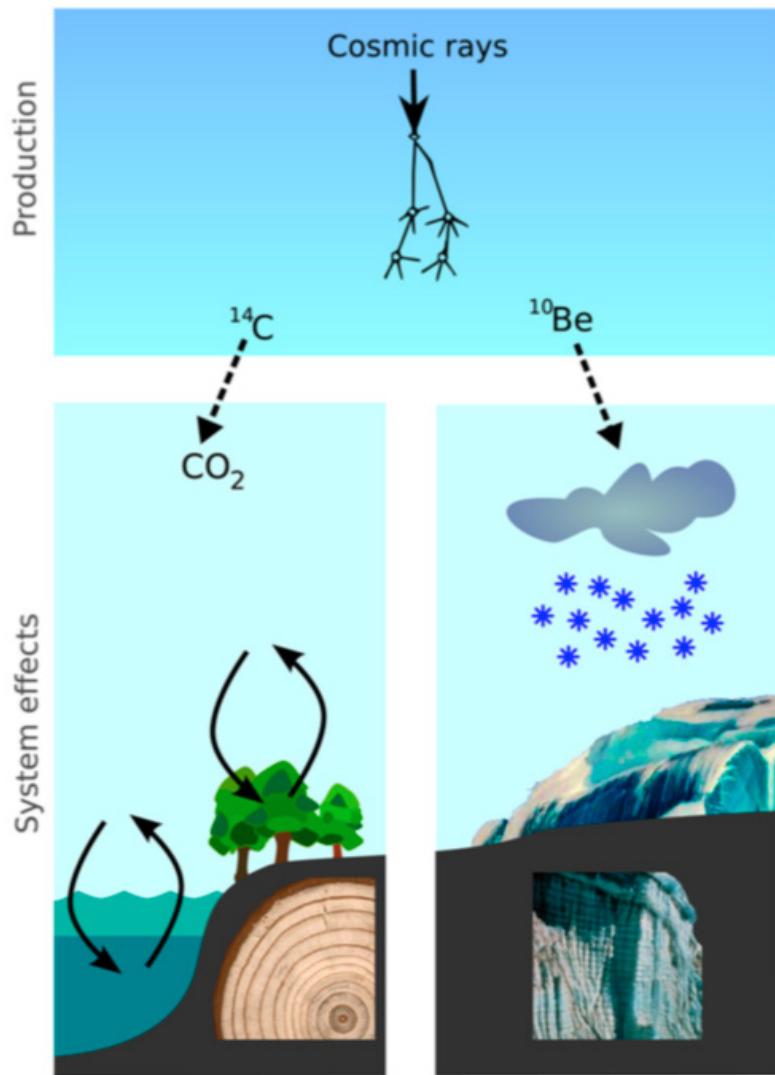
Les effets climatiques de la variabilité du rayonnement solaire à l'échelle décennale-centennale ont fait l'objet de nombreux articles et sont toujours aussi débattus. Ceci est largement attribuable à l'amplitude du cycle solaire de 11 ans (solar maximum versus minimum) qui est relativement petit ( $\sim 0.2 \text{ W m}^{-2}$ ) pour pouvoir produire un changement significatif au niveau des températures de surface. D'ailleurs pour engendrer une augmentation de  $\sim 0.1^\circ\text{C}$ , il faudrait un forçage solaire de plus de  $0.5 \text{ W m}^{-2}$  à la surface de la Terre (Meehl et al., 2009).

Depuis l'observation des taches solaires qui a commencé au début du 17<sup>e</sup> siècle, le cycle de 11 ans des taches solaires est sans contredit l'oscillation la plus persistante. Le nombre relatif de taches solaires (nombre de Wolf) passe d'un maximum à un minimum pour revenir à un minimum sur une période d'environ 11 ans. Le Soleil est plus chaud durant le maximum, car ses taches émettent de plus grandes quantités de rayons ultraviolets, de rayons X et de particules ionisées. Bien que spatialement hétérogènes, des périodes plus froides ont été enregistrées et associées à une faible intensité solaire depuis les derniers 1000 ans (Beer et al.,

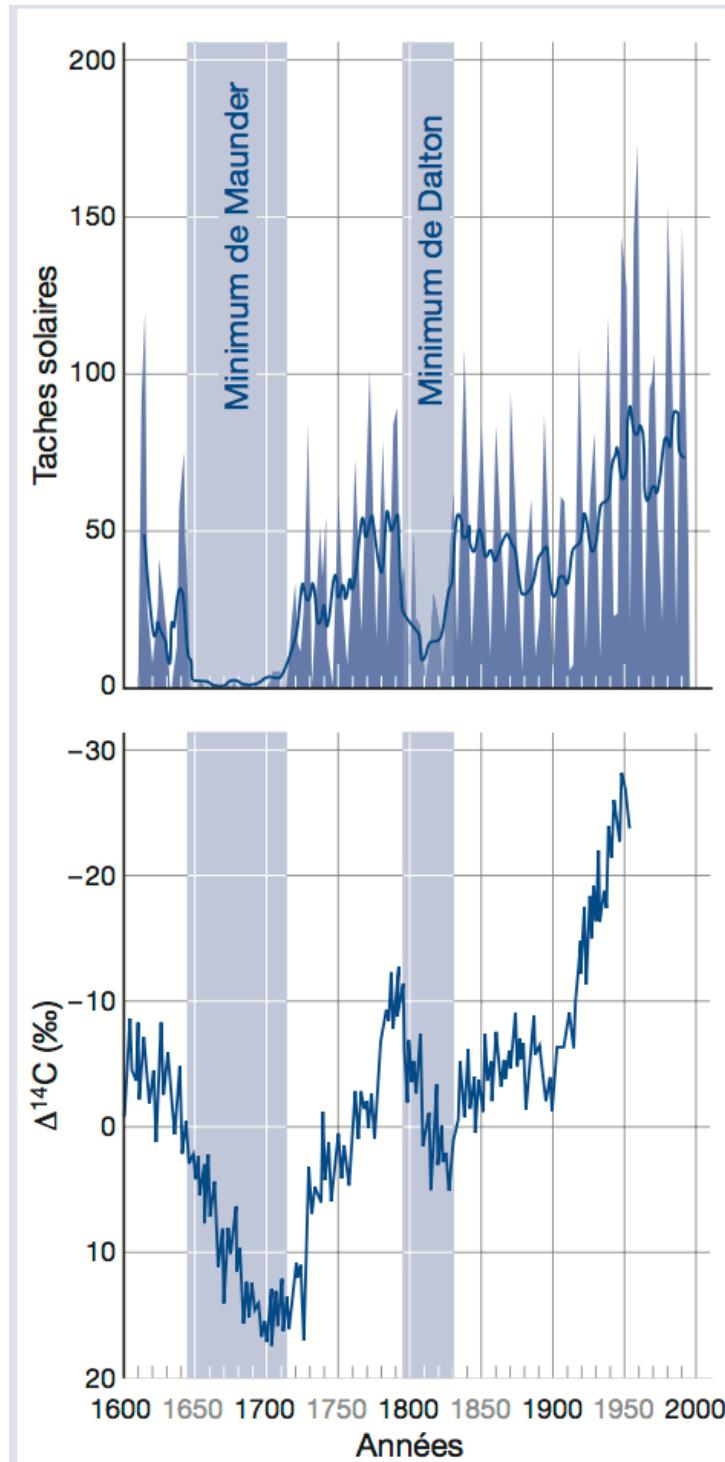
2000). Les événements caractérisés par des minima solaires étant liés par des périodes plus froides au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG) sont : le Wolf Sunspot Minimum (1280-1350 AD) ; le Spörer Sunspot Minimum (1450-1550 AD) ; le Maunder Sunspot Minimum (1645-1715 AD) ; et le Dalton Sunspot Minimum (1795-1830 AD) (Eddy, 1976 ; Bard et al., 2000 ; Bauer et al., 2003). En ce qui concerne les périodes plus chaudes générées par une activité solaire plus forte, elles sont définies par une combinaison de hautes radiations solaires et de faibles activités volcaniques (voir section 1.5.3). En général, les données montrent que le réchauffement lié à l'activité solaire a été moins homogène au niveau global (Bradley et al., 2003). Par exemple, durant la période médiévale, les conditions étaient plus froides dans l'ouest et plus chaudes à l'est de la région Nord-Atlantique (Young et al., 2015). À l'échelle de l'Arctique, les températures estivales durant la période 960-1060 et 1100-1200 CE semblent avoir été les plus chaudes de la période médiévale (Werner et al., 2017, PAGES 2013, Bradley et al., 2003). À l'aube du 21<sup>e</sup> siècle, les variations de l'activité solaire expliqueraient au mieux la moitié de l'augmentation de température de 0,55°C depuis 1860 et un tiers du réchauffement depuis 1970 (Lean et Bradley 1995 ; Beer et al., 2000). Toutefois, cela reste débattu puisque les données satellitaires montrent une différence de seulement 0,2 Wm<sup>-2</sup> entre le maximum et le minimum du cycle solaire de 11 ans, ce qui engendrait une augmentation de la température d'un dixième de degré Celcius, ce qui est négligeable (GIEC 2007). Néanmoins, les périodes de faibles activités volcaniques couplées à une plus forte activité solaire que la normale pourraient expliquer l'influence de la radiation solaire sur la température de surface de la Terre, comme c'était le cas durant la première moitié du 20<sup>e</sup> siècle (GIEC, 2007).

Afin d'évaluer les variations solaires sur des échelles temporelles plus longues, les variations des isotopes du <sup>10</sup>Be et du <sup>14</sup>C sont utilisées. La plupart des particules de rayonnement cosmique qui atteignent la Terre sont produites en dehors du système solaire durant les explosions de supernovae (Steinhilber et al., 2012). Il y a principalement deux champs magnétiques qui modulent et protègent la Terre du rayonnement cosmique qui atteint l'atmosphère terrestre : 1) le champ magnétique solaire et; 2) le champ magnétique de la Terre. Le taux de production de ces deux isotopes est directement lié aux fluctuations de ces deux composantes. En général, lorsque l'intensité solaire est moindre, il y a augmentation du taux de production du <sup>14</sup>C et du <sup>10</sup>Be dans l'atmosphère. En effet, lors d'une plus forte activité solaire, le rayonnement cosmique est davantage dévié de sa trajectoire par le champ magnétique solaire alors qu'une faible activité solaire atténue moins efficacement le rayonnement cosmique. Donc, lors de plus faibles activités solaires, les particules cosmiques atteignent l'atmosphère plus facilement. Celles-ci interagissent alors avec les molécules d'azote et d'oxygène pour produire,

à travers une chaîne de désintégration complexe, les isotopes du  $^{14}\text{C}$  et du  $^{10}\text{Be}$  (Steinhilber et al., 2012; Figure 1.8). Ces isotopes sont alors enregistrés dans les archives naturelles telles que les cernes d'arbres. Depuis la prise des données satellitaires, les corrélations de Steinhilber et al., (2009) ont permis de confirmer la relation entre l'irradiance solaire et ces radionucléides. En remontant plus loin dans le temps, soit durant les premières observations des taches solaires au 18<sup>e</sup> siècle, on peut observer que le nombre de taches solaires fluctue de façon synchrone aux fluctuations du  $^{14}\text{C}$  (Figure 1.9).



**Figure 1.8.** Dessin simplifié illustrant le rayonnement cosmique entrant dans l'atmosphère pour former les isotopes du  $^{14}\text{C}$  et du  $^{10}\text{Be}$  à travers des processus complexes de désintégration. Tiré de Steinhilber et al., (2012).



**Figure 1.9.** Comparaison entre le nombre de taches solaires (haut) et la teneur en  $^{14}\text{C}$  atmosphérique (bas). Figure disponible dans le magazine du Swiss Federal Institute of Aquatic and Technology (EAWAG) : [http://library.eawag.ch/EAWAG-Publications/openaccess/Without\\_EAWAG\\_number/eawagnews/www\\_en58/en58f\\_printer/en58f\\_muscheler\\_p.pdf](http://library.eawag.ch/EAWAG-Publications/openaccess/Without_EAWAG_number/eawagnews/www_en58/en58f_printer/en58f_muscheler_p.pdf)

En obtenant les concentrations de  $^{14}\text{C}$  issues des cernes d'arbres, des spéléothèmes, des carottes glaciaires, lacustres et marines, les scientifiques ont pu construire une courbe de très haute-résolution des changements du taux de productions de  $^{14}\text{C}$  depuis les derniers 10 ka BP (Muscheler et al., 2014). De cette manière, les fluctuations solaires peuvent être estimées, retracées et comparées avec nos enregistrements varvés (Chapitre 4, Muscheler et al., 2016). Depuis les derniers 1000 ans, l'activité solaire semble avoir été particulièrement forte vers ~1785, 1600 et 1140 CE, à des périodes où l'activité solaire aurait été plus élevée qu'actuellement (Muscheler et al., 2007). En ce qui a trait à l'influence du champ magnétique terrestre sur le rayonnement cosmique, il semble que celui-ci n'ait qu'un impact négligeable sur des périodes <500 ans (Muscheler and Heikkilä, 2011).

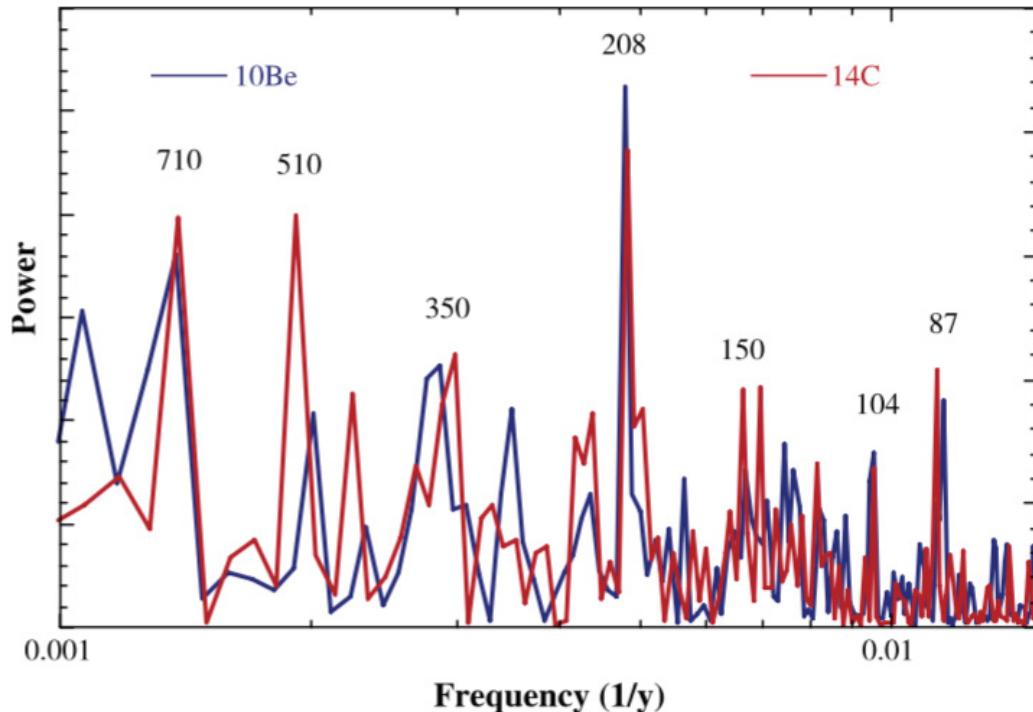
#### **1.4.1 Cycles solaires de basses fréquences selon les données de $^{10}\text{Be}$ et taux de production du $^{14}\text{C}$**

L'analyse spectrale des données du taux de production de  $^{10}\text{Be}$  et de  $^{14}\text{C}$  indique un pic puissant qui se situe à ~208 ans (Figure 1.10). Ce cycle, bien établi dans la littérature, est connu sous le nom de cycle solaire de de Vries. Plusieurs sites d'études distribués dans les quatre coins du monde montrent de tels signaux de fréquence centrés à 200 ans (Chapitre 4). En comparant les données du taux de production de  $^{14}\text{C}$  (Muscheler et al., 2014) avec nos données, on observe une synchronicité surprenante entre les deux jeux de données. Cette relation est aussi valable pour le cycle bien connu de 11 ans et sera développée en détail dans le chapitre 4.

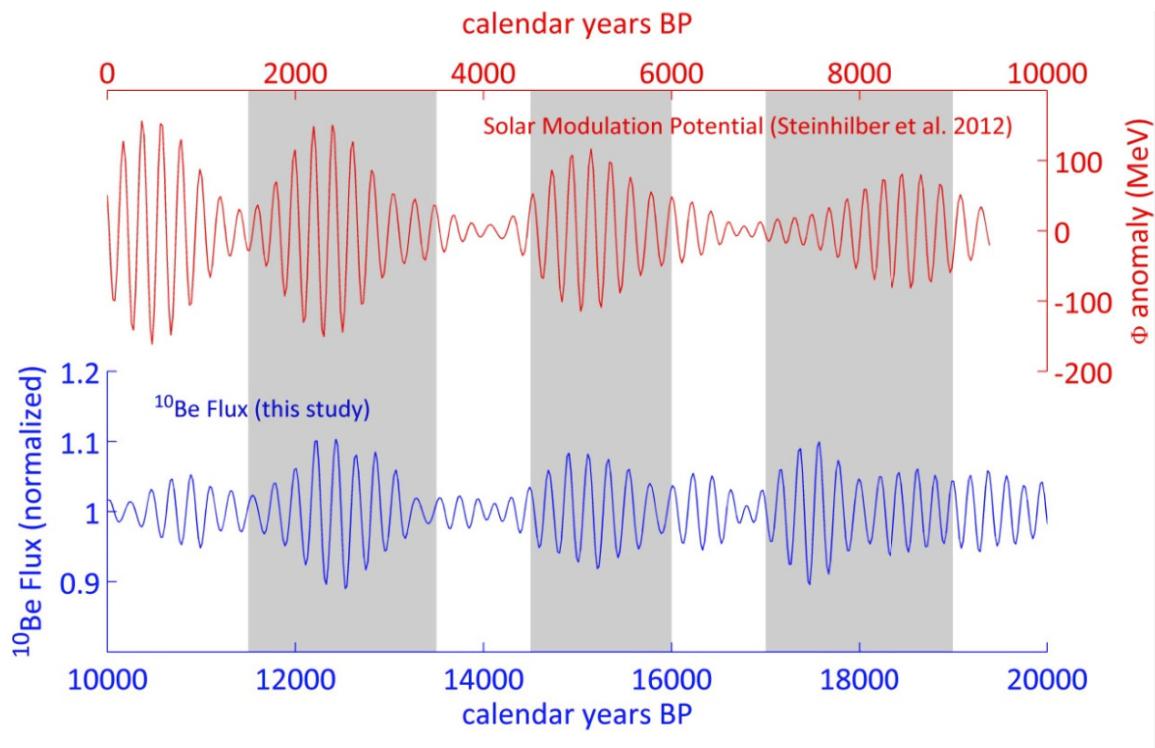
Dans l'étude d'Adolphi et al., (2014), les auteurs montrent que l'amplitude du cycle de 208 ans a été relativement similaire durant l'Holocène en comparaison avec le dernier Maximum Glaciaire (Figure 1.11). En prenant en compte l'amplitude du cycle solaire de de Vries pendant les derniers ~3000 ans, on peut voir une forte modulation de l'amplitude entre 0 et 950 CE et entre ~50 BCE et 1050 BCE. Une plus faible amplitude existe entre 950 CE et 50 BCE. Cette configuration spatio-temporelle du forçage solaire est similaire à ce que l'on observe dans le spectre d'ondelettes à South Sawtooth Lake (Chapitre 4). Il existe également un cycle de plus basse-fréquence d'environ 350 ans (Figure 1.10) qui est également observé aux lacs South Sawtooth et Cape Bounty East (Chapitre 4).

En ce qui concerne des cycles solaires de plus haute-fréquence, on rapporte souvent dans la littérature le cycle solaire de 87 ans nommé Gleissberg (Figure 1.10). Lorsque l'analyse spectrale montre un pic significatif à cette fréquence de 87 ans, il est difficile de l'attribuer au

cycle solaire de Gleissberg puisque l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique possède une périodicité très proche, de ~80 ans (Knusden et al., 2011).



**Figure 1.10. Densité spectrale des données de  $^{10}\text{Be}$  (provenant de la carotte de glace GRIP) et de  $^{14}\text{C}$  (provenant d'enregistrements de cernes d'arbres) montrant les principaux spectres de fréquence depuis les 10 000 dernières années (Wanner et al., 2008).**



**Figure 1.11.** Amplitude du cycle solaire de deVries durant la dernière ère glaciaire (courbe bleue : Adolphi et al., 2014) et durant l’Holocène (courbe rouge : Steinhilber et al., 2012).

## 1.4.2 Mécanismes pouvant expliquer le lien entre le climat et les variations solaires selon les données instrumentales

### 1.4.2.1 Le mécanisme solaire « top down »

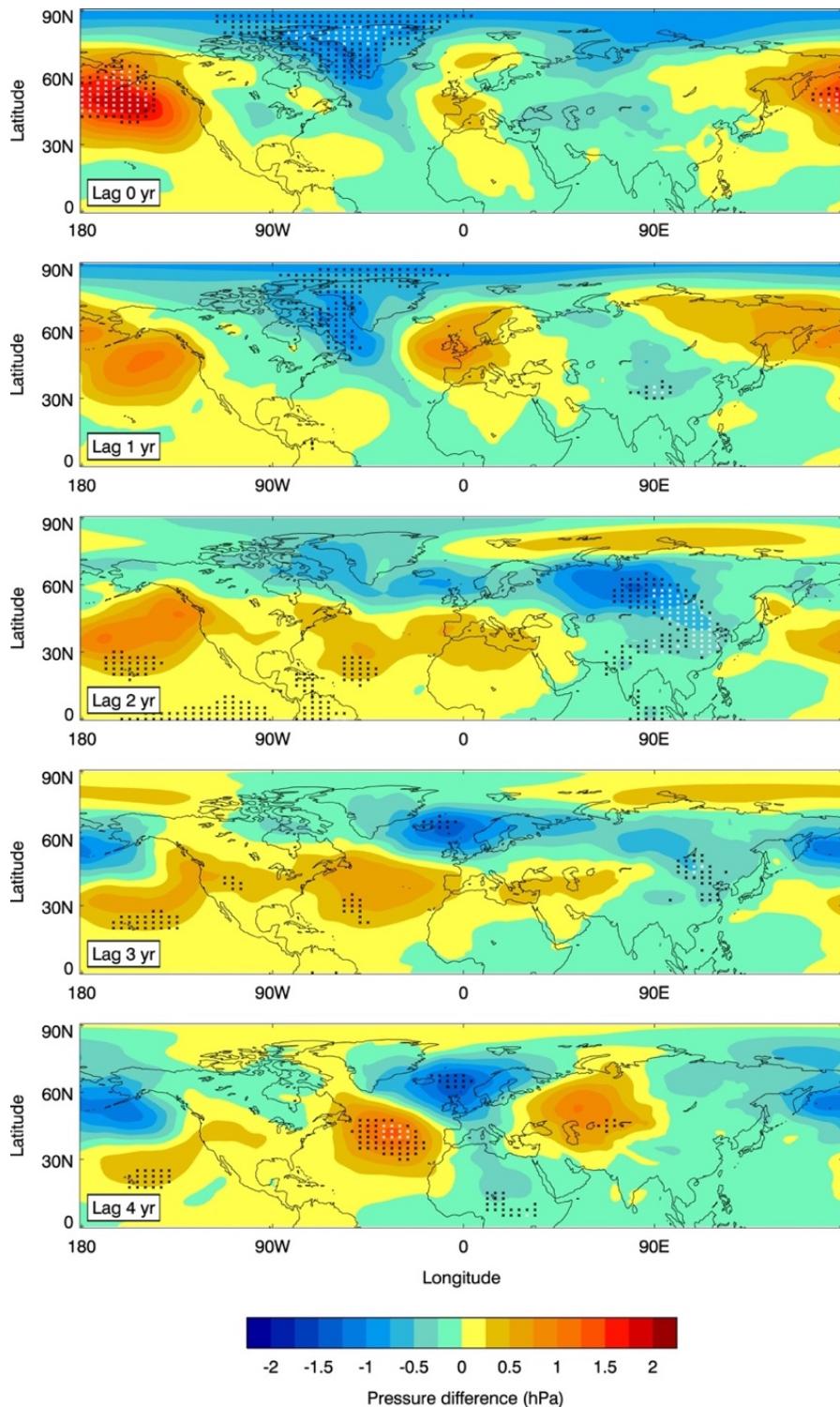
Le mécanisme « top-down », qui signifie du haut vers le bas, désigne l'influence du rayonnement solaire sur le réchauffement de la stratosphère et la modification au niveau de la troposphère qui s'en suit. La variabilité de la radiation solaire est approximativement comme celle d'un corps noir à une température de ~5770 K (Lean 1991). Environ 50% de l'énergie sortant du Soleil se trouve dans les longueurs d'onde visible et du proche infrarouge. Bien que très peu de production du rayonnement solaire soit dans l'ultra-violet (UV), la variabilité solaire est beaucoup plus grande à ces longueurs d'onde plus courtes. Ces rayonnements UV sont principalement absorbés dans l'atmosphère à environ 50 000 mètres d'altitude, ce qui correspond à la couche de la stratopause à la limite supérieure de la stratosphère. Le rayonnement UV module le chauffage radiatif de la stratopause, produisant donc un effet direct sur les taux de production d'ozone dans la haute stratosphère grâce à l'impact des rayons UV sur la photolyse de l'oxygène, un ingrédient clé pour la production d'ozone (Gray et al., 2010).

Cet impact est plus important au niveau des plus basses latitudes (équatoriales) puisque le rayonnement est d'autant plus incident. Cela crée donc un gradient de température stratosphérique entre les basses et les hautes (polaires) latitudes. Cette différence de température augmente lors des pics solaires du cycle de 11 ans et modifie la haute troposphère. En fait, l'atmosphère tente de se stabiliser à travers l'équilibre thermique du vent, faisant alors modifier le régime des vents (Holton 2004). Plusieurs études ont mis en évidence que ce mécanisme joue un rôle primordial dans la genèse de cycle naturel du climat comme l'Oscillation Arctique et l'Oscillation Nord-Atlantique (Gray et al., 2010, Scaife et al., 2013). Fait marquant, Andrews et al., (2015) ont montré que le pic solaire affecte significativement la pression atmosphérique au niveau des basses pressions des Aléoutiennes (Figure 1.12). Ce système de basse-pression, lors des maxima solaires, s'affaiblit alors que la pression atmosphérique augmente. Dans le Chapitre 2, Lapointe et al., (2017) ont montré que des précipitations plus importantes étaient observées dans l'Ouest du Haut-Arctique canadien lorsque le régime de basse pression des Aléoutiennes était affaibli, ou plus spécifiquement lors des phases positives de l'Index Nord-Pacifique (NPI, section 1.5.3). Donc, cela pourrait expliquer le lien entre l'activité solaire, la NPI et le climat de cette région arctique (Chapitre 4). Deux à 4 ans après le maximum de l'activité solaire, il y a apparition d'un mode positif de l'Oscillation Nord-Atlantique (Figure 1.12, Andrews et al., 2015, Scaife et al., 2013, Gray et al., 2009). Durant cette période, des anomalies de températures plus froides qu'à l'habitude sont observées dans le nord de l'Atlantique et plus chaudes dans les moyennes latitudes atlantiques (Kodera et al., 2016), rappelant le mode négatif de l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (section 1.5.2). Ces observations semblent être encore reflétées dans notre enregistrement varvé, mais cette fois-ci à l'Est du Haut-Arctique canadien à South Sawtooth Lake (Chapitre 4). Puisque les deux sites varvés sont sensibles aux variations solaires (Chapitre 4), il apparaît plausible que ce mécanisme agisse en tant que métronome de ces oscillations naturelles du climat.

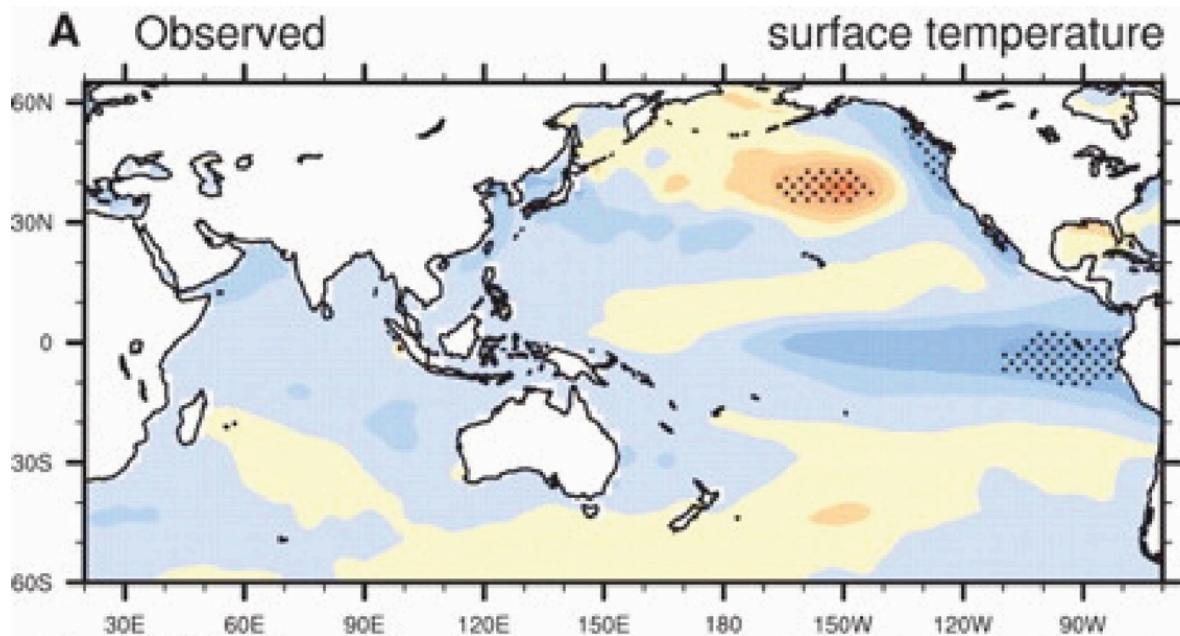
#### 1.4.2.2 Le mécanisme « bottom-up »

L'irradiance solaire totale est la source d'énergie la plus importante qui rentre dans l'atmosphère planétaire et fournit l'énergie requise pour le système climatique. Le mécanisme « bottom-up », qui signifie du bas vers le haut, implique que la radiation solaire est absorbée par l'océan, ce qui mène à une augmentation de l'évaporation et donc des précipitations dans les zones où l'humidité converge sous l'action de la circulation atmosphérique générale. Ce mécanisme est défendu par moins de chercheurs que le précédent, puisque les variations entre le maximum et le minimum du cycle de 11 ans sont relativement faibles ( $\sim 0,2 \text{ Wm}^2$ ). Par contre,

il apparaît que la combinaison de ces deux mécanismes joue un rôle dans la modulation des températures de surface dans le Pacifique (Meehl et al., 2009). Par exemple, un mode négatif d'ENSO (La Niña) est observé lors du pic de l'activité solaire (Figure 1.13). La Niña en mode négatif est similaire au mode négatif de l'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO) ou la NPI en mode positif (section 1.5.3, Figure 1.16), lesquels influencent le climat de l'ouest du Haut-Arctique canadien (Chapitre 2).



**Figure 1.12. Anomalies de la pression atmosphérique en fonction du cycle solaire de 11 ans (maximum solaire moins minimum solaire). Les décalages (lags) de 0-4 ans sont les anomalies de champs de pression atmosphérique suivant le maximum du cycle solaire. Les régions significatives de 95 et 99% d'intervalle de confiance en points noirs et blancs respectivement. Tirée de Andrews et al., (2015).**



**Figure 1.13.** Températures de la surface de la mer observées durant le pic de l'activité solaire de 11 ans. Les régions significatives à 95% d'intervalle de confiance sont représentées par des points noirs. Tirée de Meehl et al., (2009).

#### 1.4.3 Le forçage volcanique

Lors de fortes éruptions explosives, celles-ci génèrent une concentration élevée de poussière dans l'atmosphère durant les 3 à 4 années suivant l'éruption. Lorsque ces poussières atteignent la stratosphère, celles-ci agissent comme une barrière au rayonnement solaire reçue par la Terre entraînant une baisse du bilan radiatif et par conséquent une diminution des températures. À titre indicatif, l'impact radiatif des éruptions volcaniques des volcans El Chichon et Pinatubo évalué par les données satellitaires est de  $-3 \text{ W m}^{-2}$  (GIEC 2007). Ces périodes d'intenses activités volcaniques peuvent être retracées grâce à l'enregistrement des sulfates dans les carottes de glaces. Durant le dernier millénaire, les périodes d'activité volcanique intense ont causé un refroidissement dans plusieurs régions du monde, essentiellement durant le Petit Age Glaciaire (PAG). Dans l'Arctique, trois principaux glaciers sont utilisés pour la reconstitution climatique : la calotte du Groenland, le glacier Agassiz et celui de Devon. Depuis le dernier millénaire, douze grandes éruptions sont survenues avec une fréquence plus élevée durant le PAG (Wanner et al., 2008). Des auteurs ont d'ailleurs mis en évidence que la « mise en place » de la période du PAG, vers 1250 CE, serait liée à une série d'éruptions ayant favorisé une baisse drastique des températures causant des rétroactions positives dont l'augmentation de la glace de mer (Miller et al., 2012 ; Gennaretti et al., 2014). L'année la plus

froide jamais enregistrée a été causée par l'éruption du volcan Coseguina au Nicaragua en 1837 (Bradley et Jones 1992, Mann et Park, 1999). Il a été montré que les grandes éruptions au niveau des tropiques ont favorisé l'émergence du mode positif de l'Oscillation Nord-Atlantique au cours des derniers 600 ans (Ottera et al., 2010). Similaire au mécanisme solaire « top-down » (section 1.5.2), les grandes éruptions volcaniques tropicales vont influencer le climat au niveau de la stratosphère. Cela est dû au fait que les aérosols d'origine volcanique absorbent la radiation solaire et terrestre ayant comme effet de chauffer la stratosphère aux basses latitudes (Robock, 2000). Cette dernière se dilate, conduisant à une plus grande différence de température stratosphérique entre le pôle et l'équateur, augmentant également le gradient de pression atmosphérique entre les basses et hautes latitudes (Ottera et al., 2010).

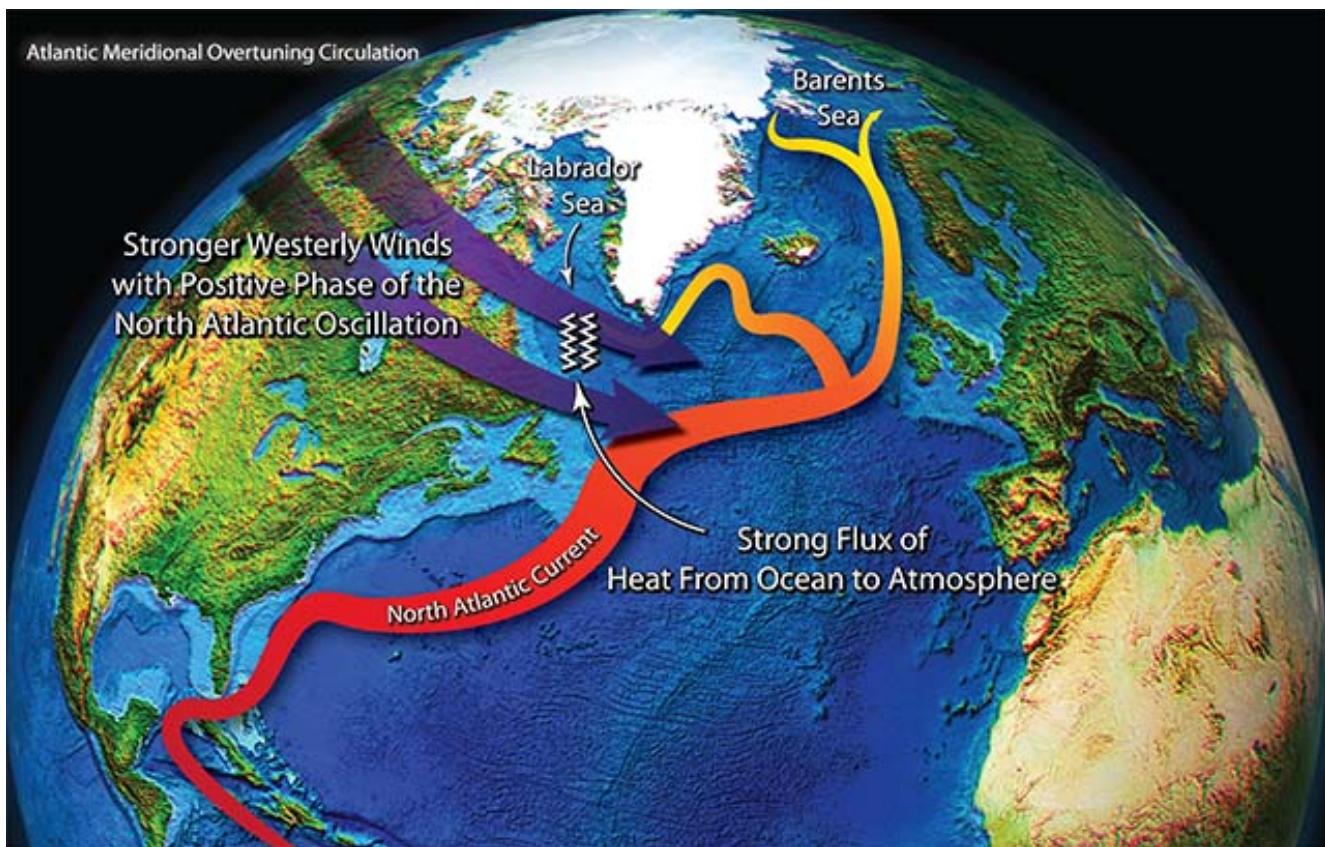
Dans la même lignée, l'étude de (Ortega et al., 2015) démontre que, depuis les derniers 1000 ans, l'Oscillation Nord-Atlantique émerge en mode positif deux ans suivant les puissantes éruptions volcaniques principalement situées dans les régions tropicales. Ces activités volcaniques ont une forte influence sur le climat de l'Hémisphère Nord et cela ne se produit pas uniquement sur la courte période suivant les éruptions (Gennaretti et al., 2014; Miller et al., 2012). En effet, ces événements volcaniques extrêmes tendent à provoquer des changements de longues durées au niveau de l'Atlantique en influençant notamment, l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (Ottera et al., 2010).

## 1.5 Les modes de variabilités climatiques

Dans les modèles de simulation climatique, les variations climatiques internes, définies comme celles qui se produisent en l'absence des forçages naturels externes (solaire, volcanisme) et anthropogéniques, peuvent complètement masquer le signal des forçages externes (solaire, volcanisme) aux échelles locales et régionales (Goose et al., 2005, Jungclaus 2010). Il existe plusieurs modes de variabilité dans le système climatique qui est principalement gouverné par la dynamique océan-atmosphère. Leur compréhension est inadéquate puisque le registre de données instrumentales est trop modeste, empêchant également de savoir quel(s) mécanisme(s) joue(nt) un rôle dans leur genèse. Néanmoins, les reconstitutions climatiques de haute-résolutions peuvent nous renseigner sur l'évolution dans le passé des cycles naturels du climat, mais surtout, quel(s) sont les mécanismes qui influencent ces oscillations. Dans les prochaines lignes, les principaux cycles climatiques de grande échelle sont décrits.

### **1.5.1 Oscillation Nord-Atlantique (NAO)**

La NAO est définie par la différence de pression atmosphérique entre le régime de basse pression de l'Islande et de haute pression des Açores (Hurrell, 1995). Il est question de phase positive lorsque ces deux centres d'action sont simultanément intensifiés, c'est-à-dire un régime renforcé de basse pression sur l'Islande, et de haute pression aux Açores. En phase négative, la différence de pression entre les deux centres diminue. De récentes études suggèrent que la NAO aurait d'importantes répercussions sur la circulation méridienne de retournement Atlantique (AMOC), cette dernière étant une circulation océanique dans l'Atlantique Nord (Delworth and Zeng, 2016; Delworth et al., 2016; Eden and Jung, 2001). Les vents d'ouest sont plus intenses lors de la NAO+ produisant une différence de température importante entre l'air et la mer. En fait, lorsque l'air plus froid (et sec) des vents d'ouest balaie l'océan au niveau de la mer du Labrador (Figure 1.14), il y a transfert de chaleur de l'océan vers l'atmosphère (Yeager et al., 2015). Les eaux deviennent alors plus denses et plus froides ce qui contribue à la formation d'eau profonde dans ce secteur. Ce gradient de densité, durant la NAO+, mène alors à une augmentation de l'écoulement des eaux superficielles océaniques vers le Nord et une intensification de l'AMOC après un décalage de 5 à 10 ans (Yeager and Banabasoglu 2014). Ce renforcement de l'AMOC transporte alors plus de chaleur vers le pôle Nord contribuant à une réduction de l'extension de glace de mer pour toutes les saisons, et ce, sur une échelle de temps multidécennales (Delworth et al., 2016). Les changements dans le régime de l'AMOC ont des effets climatiques globaux. Par exemple, une augmentation de l'AMOC provoque une migration vers le Nord de l'ITCZ et une diminution des précipitations en Amazonie (Menary et al., 2012). Si l'AMOC est bel et bien forcé par la NAO comme l'ont proposé Delworth et al., (2016), la prévisibilité de certains événements météorologiques régionaux serait certainement améliorée (Dunstone et al., 2016). L'AMOC est aussi vu comme étant un métronome de l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (voir section suivante), laquelle influence le climat à l'échelle hémisphérique (Chylek et al., 2009; Steinman et al., 2015; Sutton and Dong, 2012).



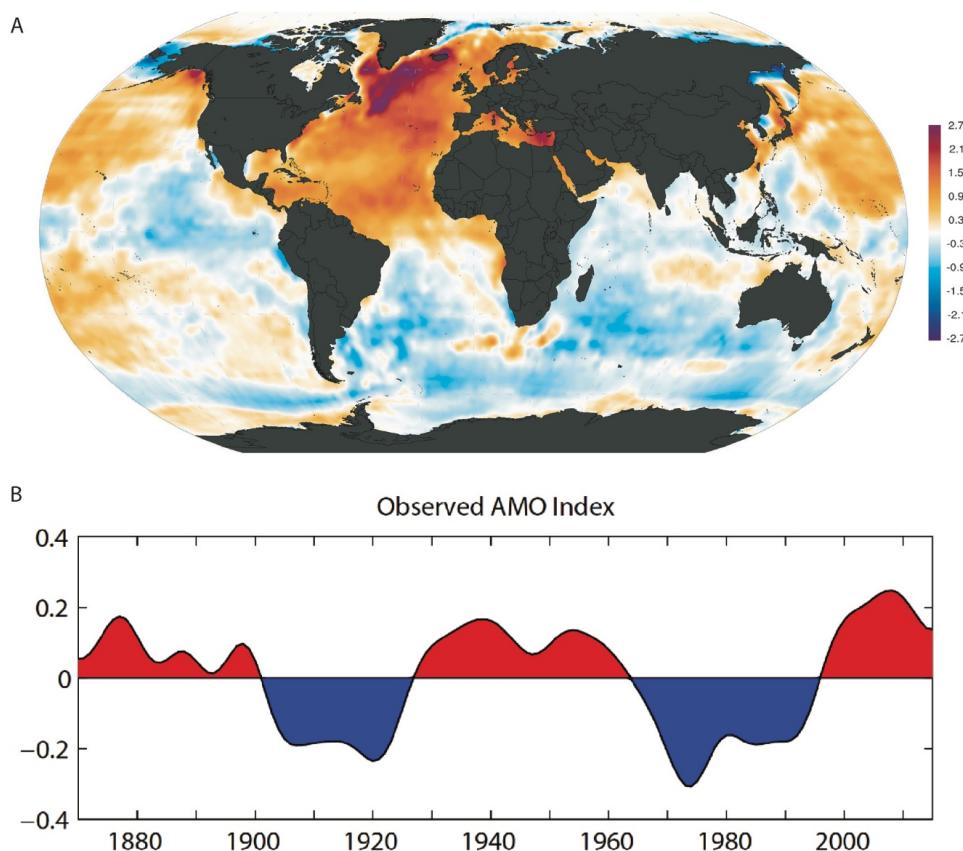
**Figure 1.14. Oscillation Nord Atlantique en phase positive.** Tirée de la Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA.

### 1.5.2 Oscillation Multidécennale de l'Atlantique

L'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (AMO) est identifiée dans l'enregistrement instrumental (~150 ans) comme un mode cohérent de changements oscillatoires de la température de surface de l'eau dans l'Atlantique Nord entre 0 et 70°N (Kerr, 2005; Schlesinger and Ramankutty, 1996). Selon les données instrumentales, ce cycle climatique possède une récurrence comprise entre 40 et 80 ans (Figure 1.15). Les phases positives de l'AMO correspondent à des températures de surface de la mer plus élevées dans l'Atlantique Nord, l'inverse se produit durant la phase négative. L'AMO est associé à des fluctuations climatiques décennales agissant sur les pluies en Inde et au Sahel (Zhang and Delworth, 2006), les précipitations en Europe (Sutton and Dong, 2012), les ouragans dans l'Atlantique (Goldenberg et al., 2001) et des variations de la température de surface au niveau global (Chen and Tung, 2014). La compréhension de ce mode de variabilité climatique est donc très importante pour la prévision du climat futur. Plusieurs études montrent que l'AMO est influencée par les forçages

externes (insolation solaire et volcanisme). Au cours des 1200 dernières années, les phases négatives de l'AMO dominent durant les périodes suivant une réduction de l'activité solaire et/ou une augmentation de l'activité volcanique (Wang et al., 2017, Chapitre 4).

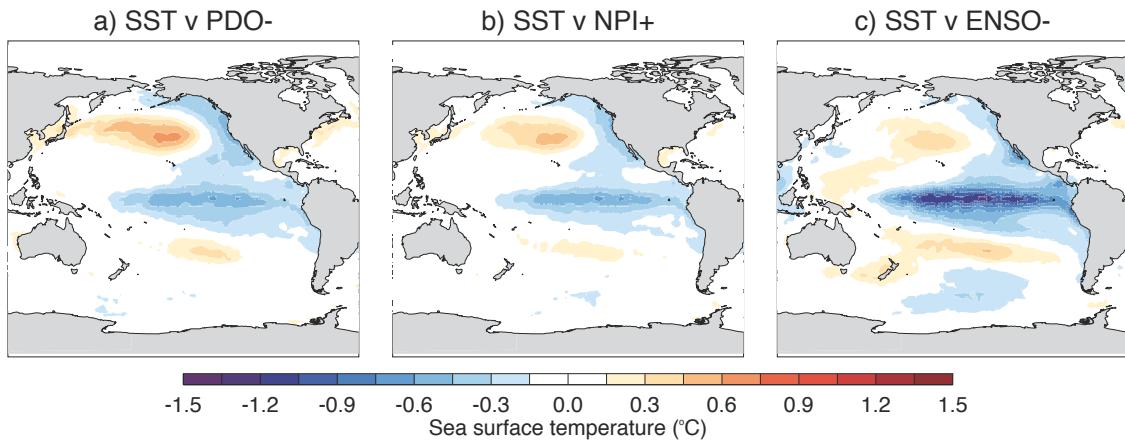
Selon les données instrumentales, l'AMO serait gouverné par les fluctuations de la NAO (McCarthy et al., 2015). Ceci étant mentionné, il apparaît que la NAO, l'AMO et l'AMOC pourraient dériver de forçages similaires, c'est-à-dire par le volcanisme et les fluctuations de l'activité solaire. Il est à noter que depuis environ une décennie, la fonte accélérée du Groenland, provoquée par le réchauffement d'origine anthropique, amène des eaux plus froides et moins salines dans l'Atlantique Nord. Le changement climatique actuel pourrait donc bien ralentir l'AMOC dans le futur (Rahmstorf et al., 2015). La circulation thermohaline, la circulation océanique grande échelle, pourrait alors être ralentie.



**Figure 1.15. A)** Anomalies de température de surface lors de la phase positive de l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (AMO). **B)** Index de l'AMO (anomalies de température de surface de la mer entre 0-65°N et 80W-0E) à partir de données du Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface temperature (HadISST) entre 1870-2015. Données annuelles sont filtrées par une bande-passante de basse fréquence de 10 ans. Figure tirée de Climate Data Guide, University Corporation for Atmospheric Research :<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>

### **1.5.3 Oscillation Décennale du Pacifique**

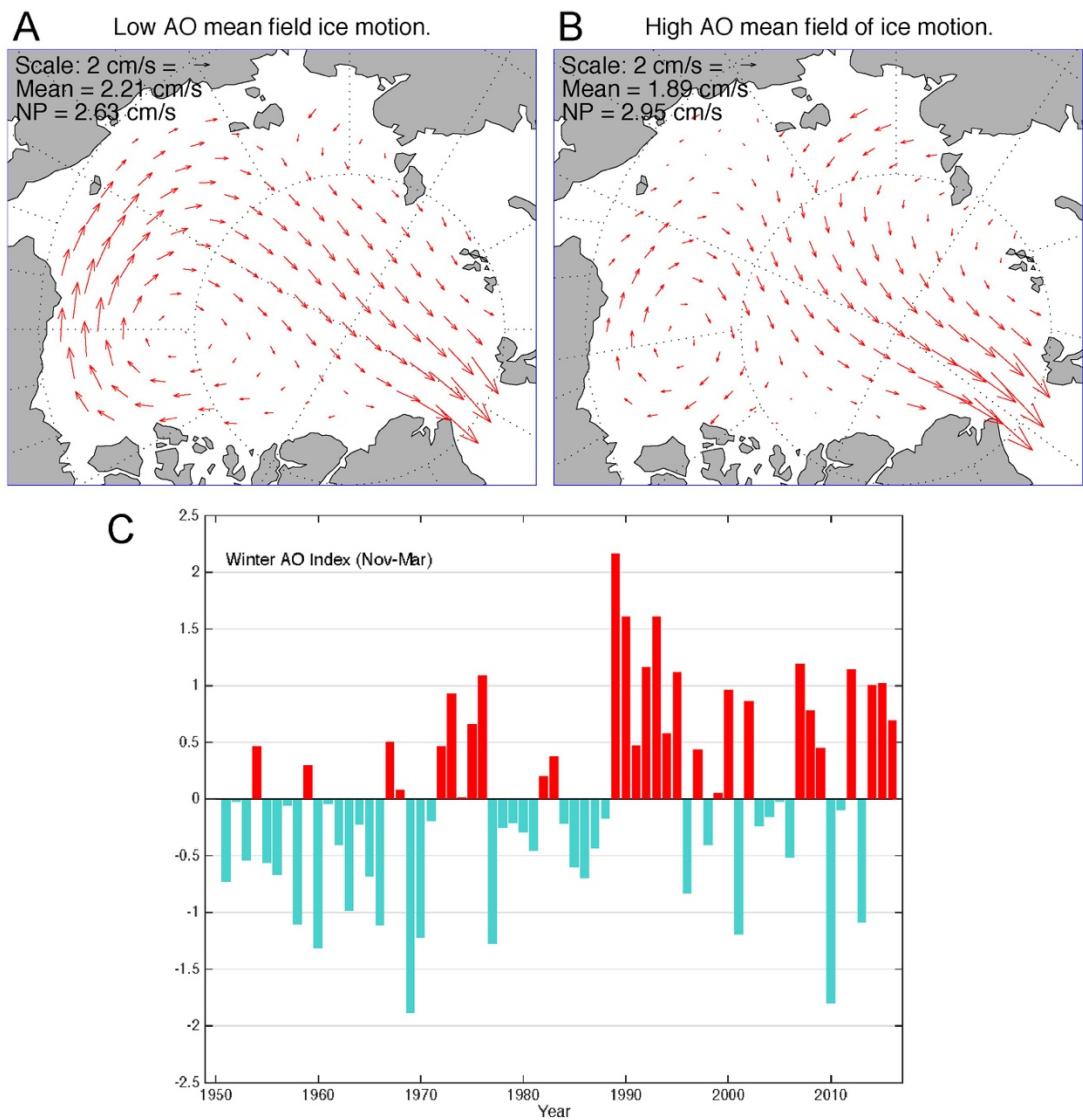
Le cycle décennal du Pacifique (PDO), une anomalie des températures de surface de la mer du Pacifique au nord de 20°, a été mise en évidence seulement en 1997 par Mantua et al., (1997). Il s'agit donc d'une oscillation climatique relativement peu connue. Conformément aux observations instrumentales, on détecte des variations de haute fréquence comprises entre 20 et 30 ans, alors qu'il existe une composante de plus basse fréquence qui se situe à ~60 ans. La phase positive est définie par des eaux plus chaudes aux abords de l'ouest de l'Amérique du Nord alors que des eaux froides sont localisées dans le centre du Pacifique. L'inverse se produit lors de la phase négative de la PDO. Les recherches ont suggéré que la PDO pourrait être le résultat d'une combinaison entre l'interaction du phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) ainsi que de la variabilité de pression atmosphérique au niveau des basses pressions aléoutiennes (c.-à-d. Index Nord-Pacifique). D'ailleurs, on remarque que ces trois modes de variabilité présentent des similitudes notables (Figure 1.16). La PDO en mode négatif et la NPI en mode positif seraient liées à une diminution de l'extension de la glace de mer et des températures plus chaudes en Arctique (Screen et Francis 2016, Chapitre 2). Ces auteurs ont démontré que la PDO négative favorise les vents du sud à transporter de l'air chaud vers le centre de l'Arctique où la glace fond. Plus au sud, ce phénomène climatique suscite un grand intérêt puisqu'il influence grandement les périodes de sécheresse dans l'ouest des États-Unis, où plusieurs millions de personnes dépendent de l'agriculture. Par exemple, en Californie, une phase négative et persistante de la PDO provoque des périodes de sécheresse intense. Par conséquent, la compréhension de la variabilité passée de la PDO est primordiale pour mieux évaluer les risques de déficit en eau dans le futur, mais également pour l'évolution de la glace de mer arctique. Il est à noter que la répartition des anomalies de température de surface de la Figure 1.16, soit les modes négatifs de la PDO et ENSO et le mode positif de la NPI, ressemble aux températures de surfaces de mer obtenues avec le forçage solaire (Figure 1.13; Meehl et al., 2009).



**Figure 1.16. Température de la surface de la mer dans le nord du Pacifique en fonction de la PDO en mode négatif (a), de la NPI en mode positif (b) et de ENSO en mode négatif (c).**  
Tirée de Screen et Francis (2016).

#### 1.5.4 Oscillation Arctique

L’Oscillation Arctique désigne une variation de la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre 20°N et le Pôle. Lors des phases positives, une basse pression océanique domine en Arctique favorisant les masses d’air du sud à circuler plus loin au nord. Des températures plus chaudes sont donc normalement observées en Amérique du Nord. Également, cette phase mène à une réduction de la recirculation de la glace de mer arctique et favorise alors une plus courte durée de résidence de celle-ci. Le mouvement des glaces diverge davantage et favorise alors le transport dans les chenaux libres (Figure 1.17B). À l’opposé, les données satellitaires montrent que le mouvement de la glace de mer lors de la phase négative de l’AO est amplifié dans la Gyre de Beaufort. Cela a pour conséquence une plus longue durée de résidence de la glace de mer, et qu’elle tend à s’épaissir grâce à l’effet de la convergence d’Ekman (Wallace, 2000). Donc, il semble que l’AO peut avoir des effets non négligeables sur l’épaisseur de la glace de mer dans l’Arctique et donc, sur le climat régional (Rigor et al., 2002). On note que l’AO est aussi corrélé à l’index du Nord-Pacifique (NPI), une composante de la PDO (NPI; Chapitre 2).



**Figure 1.17.** A) L'AO en mode négatif et le mouvement des glaces en  $\text{cm s}^{-1}$  (vecteurs) entre 1950-2016. B) L'AO en mode positif. C) L'AO calculé selon la différence de pression atmosphérique entre entre  $20^\circ\text{N}$  et le Pôle Nord. Modifiée de Wallace (2000)

### 1.5.5 Quels sont les mécanismes qui génèrent ces oscillations ?

La plupart des oscillations décrites précédemment semblent en partie reliées entre elles. Dans tous les cas, celles-ci sont complexes et interagissent ensemble. Des études récentes suggèrent que la composante de basse fréquence ( $\sim 60$  ans) retrouvée dans la PDO et l'AMO pourrait être associée à une seule source oscillatoire climatique (d'Orgeville and Peltier, 2007). Ces auteurs ont tenté de répondre à la question suivante : quelle oscillation (AMO ou PDO?) est le précurseur de l'autre. La réponse n'est pas simple puisque les deux oscillations sont

fortement corrélées entre elles. En effet, une corrélation significative est obtenue entre la PDO et l'AMO instrumentales soit en décalant la PDO de 18 années en arrière, soit en décalant l'AMO de 17 ans en arrière (d'Orgeville and Peltier, 2007). Non seulement les données instrumentales (Annexe I, 5.1 et 5.2) mais également celles reconstituées abondent dans le même sens (Annexe I, 5.3). De plus, les corrélations spatiales dévoilent des similitudes qui ne semblent pas pouvoir être le fruit d'une coïncidence (Annexe I, 5.1). En effet, les corrélations instrumentales et reconstituées entre la PDO et l'AMO indiquent un lien significatif (Annexe I, 5.2 et 5.3). Une augmentation de la couverture de glace de mer lors des phases positives de la PDO est observée (Chapitre 2), alors que ces corrélations spatiales sont négatives en utilisant l'AMO (Annexe I, 5.1). Les anomalies positives et négatives des corrélations de l'AMO et de la PDO sont très similaires, particulièrement dans la Baie d'Hudson et le passage du Nord-Ouest (Annexe I, 5.1). En bref, la PDO et l'AMO semblent être liés entre eux.

Comme évoqué précédemment, les données instrumentales sont toujours trop courtes (généralement <150 ans), ce qui complique la compréhension de certains cycles climatiques > 60 ans (par exemple l'AMO). La comparaison des séries de paléo-températures avec les données de forçages externes (c.-à-d. insolation solaire et volcanisme) semble révélatrice. Cette relation forçage externe – AMO semble plus forte et sans équivoque depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (LIA) (Knudsen et al., 2014). Ces auteurs utilisent l'AMO reconstitué de Gray et al., (2004), qui est également utilisé dans notre étude (Chapitre 4).

Un grand nombre de preuves basées sur les mesures instrumentales montrent que les variations de la NAO sont associées aux fluctuations solaires du cycle de 11 ans (Gray et al., 2010; Ineson et al., 2011; Menary and Scaife, 2014; Scaife et al., 2013; Swingedouw et al., 2011). La plupart de ces études montrent qu'il existe un décalage compris entre 2 et 4 ans entre le forçage solaire (meneur) et la NAO, tel que représenté à la Figure 1.12 (Andrews et al., 2015). La majorité des études montrent qu'après 2 à 4 ans suite au maximum solaire du cycle de 11 ans, on observe des anomalies de pression atmosphérique typiques de la NAO en phase positive, où l'intensification des régimes de basse pression et de haute pression prévalent en Islande et au niveau des Açores, respectivement. Fait intéressant, leur simulation indique également une anomalie positive de la pression atmosphérique au niveau de la zone de basse pression des aléoutiennes qui se produit simultanément suite au pic du cycle solaire de 11 ans (Figure 1.12 : lag 0). En Arctique, on observe une phase positive de l'AO en lien avec de plus basses pressions atmosphériques. La phase positive de la NPI (section 1.5.3) est similaire à la phase positive de l'AO (Chapitre 2). Les phases positives de la NPI et de l'AO sont associées à une augmentation des précipitations liée à la diminution de l'extension de la glace de mer et des

vents soutenus du Pacifique (Chapitre 2 : Lapointe et al., 2017). Dans la même lignée, lors des pics de l'activité solaire, la configuration des températures de l'eau de surface dans le Pacifique est typique de la phase négative de la PDO (Figure 1.13; Meelh et al., 2009).

La prévision des événements hydro-climatiques pourrait donc bénéficier d'une telle relation cycle solaire - climat. Néanmoins, cette relation est toujours débattue puisque le registre des données est encore modeste. En ce sens, un regard sur le passé pourrait mieux mettre ces liens en lumière. Les enregistrements varvés de Cape Bounty et Sawtooth répondent aux fluctuations de la PDO (NPI) et de l'AMO (NAO) respectivement (Chapitres 2 et 4). Ceux-ci sont également sensibles aux variations de l'activité solaire, particulièrement durant le dernier millénaire, ce qui pourrait appuyer le rôle du forçage solaire dans la genèse de ces cycles climatiques (PDO-AMO-NAO). Sans mentionner toutes les études associant le climat régional avec le forçage solaire (Chapitre 4), il semble fort probable que l'activité solaire joue un rôle dans la variabilité naturelle climatique.

## 1.6 Histoire glaciaire et post-glaciaire des régions arctiques

Trois inlandsis ont occupé l'archipel de la Reine-Élizabeth au cours de la dernière glaciation wisconsinienne (-80 à -10,35 ka BP) : l'Inlandsis laurentidien au sud, l'Inlandsis groenlandais à l'est et l'inlandsis inuitien au nord. L'Inlandsis laurentidien aurait connu une extension maximale au sud de l'île de Melville selon les dépôts de contacts glaciaires retrouvés sur le site de Winter Harbour (Hodgson, 1989; McLaren and Barnett, 1978). L'extension maximale de ces masses glaciaires s'est produite au cours du Dernier Maximum Glaciaire (-21 ka BP). Un décalage temporel existe entre l'extension maximale de l'Inlandsis laurentidien (-24 et 20 ka BP) et l'extension inuitien (-19 ka BP) (England et al., 2006). Plus récemment, une réavancée de l'Inlandsis laurentidien a recouvert le sud de l'île Melville (-11,5 ka BP) et la limite d'extension se situe à quelques dizaines de km au nord de Cape Bounty, le premier site d'étude (section 1.8.1.1) (England et al., 2006). Sur l'île d'Ellesmere et à l'Est du Haut-Arctique canadien, cette période est caractérisée par la persistance dans la couverture de glaciers, particulièrement dans les zones montagneuses qui bordent le lac South Sawtooth, le second site d'étude (section 1.8.1.2) (Briner et al., 2016).

## 1.7 Changements climatiques dans l'Arctique depuis le dernier interglaciaire (depuis 12 ka BP)

Sous les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord ( $>65^{\circ}\text{N}$ ), la précession des équinoxes était à son maximum entre 12-10 ka BP alors que l'insolation en été était supérieure de  $\sim 5 \text{ W m}^{-2}$  par rapport à l'actuel, tandis que les hivers étaient moins chauds (Berger et Loutre, 1991). Cette augmentation de l'insolation a permis aux glaciers de fondre et à la Terre d'entrer en période interglaciaire (Kaufman et al., 2004; Briner et al., 2016). Néanmoins, la déglaciation n'a pas été synchrone pour les différentes régions de l'Arctique. Comme en témoigne la Figure 1.18, l'ouest de l'Arctique a connu un réchauffement plus rapide que les autres régions arctiques. D'ailleurs, le sud de l'île de Melville (et en l'occurrence Cape Bounty) était libre de glace dès 10 ka BP (Hodgson, 1989, Dyke 1999). Au contraire, au centre et particulièrement à l'Est de l'Arctique, les anomalies de température étaient généralement négatives entre 10 ka et 8 ka (Figure 1.18). La déglaciation de l'Est de l'Arctique canadien s'est fait plus lentement que la plupart des autres régions canadiennes. Ce retard du réchauffement serait causé par l'effet refroidissant de l'Inlandsis résiduel laurentidien, ayant persisté jusqu'à  $\sim 10$  et 8 ka (Kaufman et al., 2004, Briner et al., 2016). Il apparaît que la région de l'Est de l'Arctique canadien, soit les îles de Baffin et d'Ellesmere, s'est seulement déglacée entre 8-5 ka BP (O Cofaigh et al., 2000).

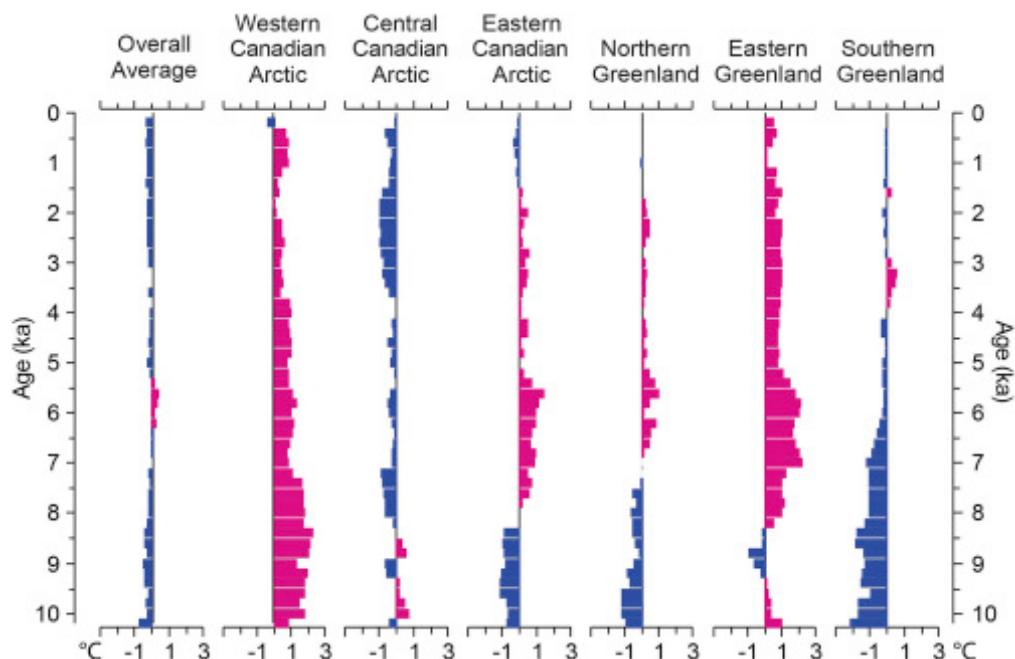


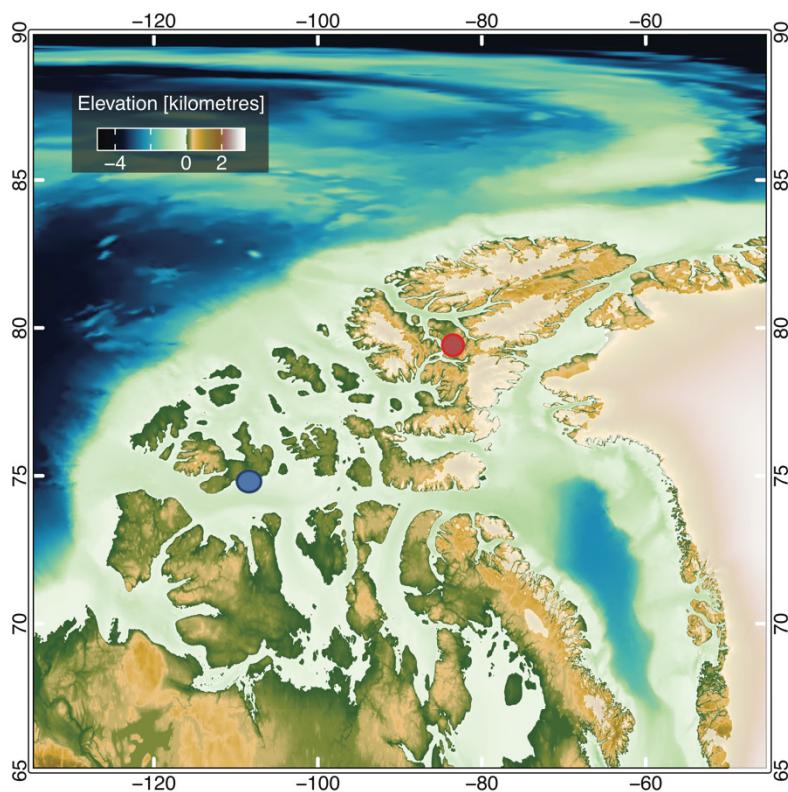
Figure 1.18. Estimation des anomalies de températures au cours de l'Holocène. Tirée de Briner et al., (2016)

## 1.8 Sites d'études

### 1.8.1 Lac Est de Cape Bounty, Île de Melville et le lac South Sawtooth, Île d'Ellesmere

#### 1.8.1.1 Lac Est de Cape Bounty

Depuis 2003, le site de Cape Bounty (Figure 1.19) fait l'objet d'une étude multidisciplinaire intensive dans laquelle des données hydrologiques, sédimentologiques, géochimiques et géophysiques ont été récoltées chaque année. Le bassin versant du lac Est est d'une superficie de 11.6 km<sup>2</sup> et est caractérisé par des collines et plateaux qui sont incisés par des vallées fluviales. L'altitude du bassin versant se situe entre 5 et 125 m au-dessus du niveau marin. La géologie de la région est formée des formations de Hecla Bay et de Weatherall (période géologique du Dévonien, ~400 Ma) qui composent le substrat rocheux du lac, ainsi que la formation de Beverly Inlet (Dénovien) qui définit la partie nord du bassin versant. La lithologie de ces trois formations est caractérisée par des grès, des siltstones et des quartzites. Des micas et une faible quantité de coquilles calcaires et de charbons sont également présents (Hodgson et Vincent, 1984; Bischof et Darby, 2000). Les dépôts meubles de la région varient selon l'altitude : les sommets sont recouverts de dépôts de chaos ou « felsenmeer » (blocs anguleux altérés par les cycles de gel et de dégel), de sédiments glaciaires non-consolidés, et de dépôts marins du début de l'Holocène. Les sols, de type régosol, sont minces et tendent à être saturés durant et peu après la période de fonte nivale, surtout dans les endroits de faibles pentes (Lewis et al., 2012). La végétation est une toundra composée de prairies herbeuses, saxifrages, de carex, des plantes ligneuses, des salix herbacea rampants alors que la végétation est absente sur les dépôts glaciaires superficiels (Hodgson et al., 1984).

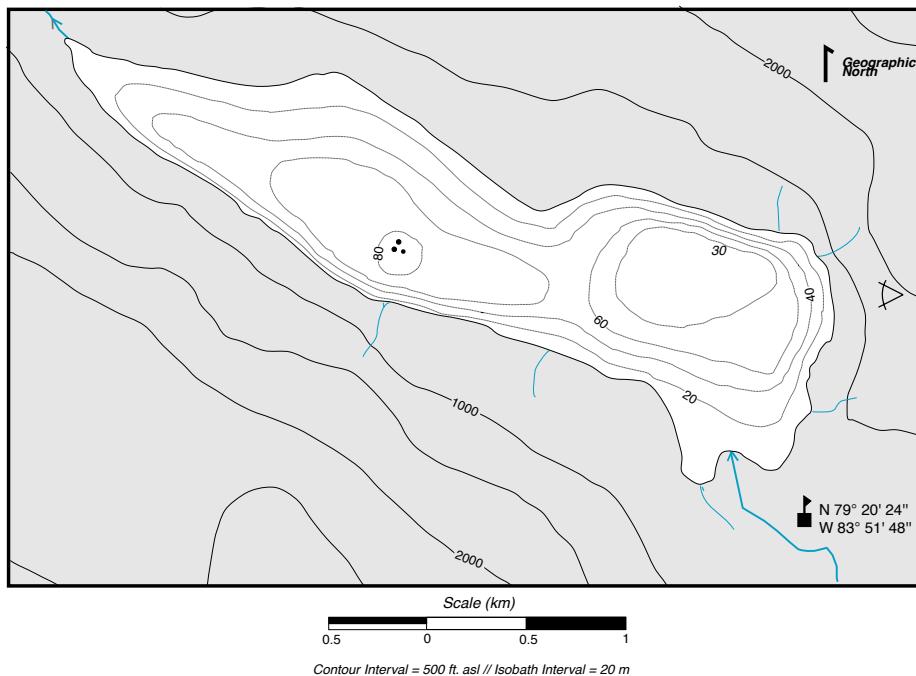


**Figure 1.19. Localisation des sites d'études.** Cercle bleu représente le lac Est de Cape Bounty sur l'Île Melville; le cercle rouge est le site du lac South Sawtooth sur l'Île d'Ellesmere

#### 1.8.1.2 Lac South Sawtooth

Le lac South Sawtooth, localisé sur la Péninsule de Fosheim, Île d'Ellesmere au Canada (Figure 1.19), est le lac le plus haut en altitude situé dans la chaîne de montagnes de Sawtooth. Divisé par un bassin proximal et distal (100 et 88 m, respectivement), le lac possède un sill qui permet de minimiser l'impact érosif des événements de haute-énergie provenant de la rivière (Figure 1.20; Francus et al., 2008). Ce site a fait l'objet de plusieurs missions de carottage depuis 1998 à cause de la qualité de l'enregistrement sédimentaire (Francus et al., 2002). Le bassin versant du lac, complètement dépourvu d'influence glaciaire, est de  $47 \text{ km}^2$  alors que la surface du lac est de  $2,6 \text{ km}^2$ . Le lac est situé à une altitude de  $\sim 265 \text{ m}$  au-dessus du niveau marin et les plus hauts sommets au pourtour du lac culminent à 840 m. Les lithologies principales du bassin versant se composent de grès mal consolidés, interstratifiés avec des silts et des schistes, avec des quantités mineures de charbon. Les roches en contact direct avec le lac sont caractérisées par des roches plus dures et anciennes des formations du Triassique, de Bjorn et de Schei Point (250 Ma) qui sont principalement composés de grès, calcaires avec de faibles quantités

de shales. La végétation de cette région est en général de plus grandes densité et diversité que les autres régions canadiennes situées à cette latitude. Cette abondance relative de la végétation est due aux montagnes environnantes isolant les terres de plus basses altitudes créant ainsi des températures estivales plus chaudes. La végétation se compose principalement de plantes vasculaires, de lichens et de mousses.



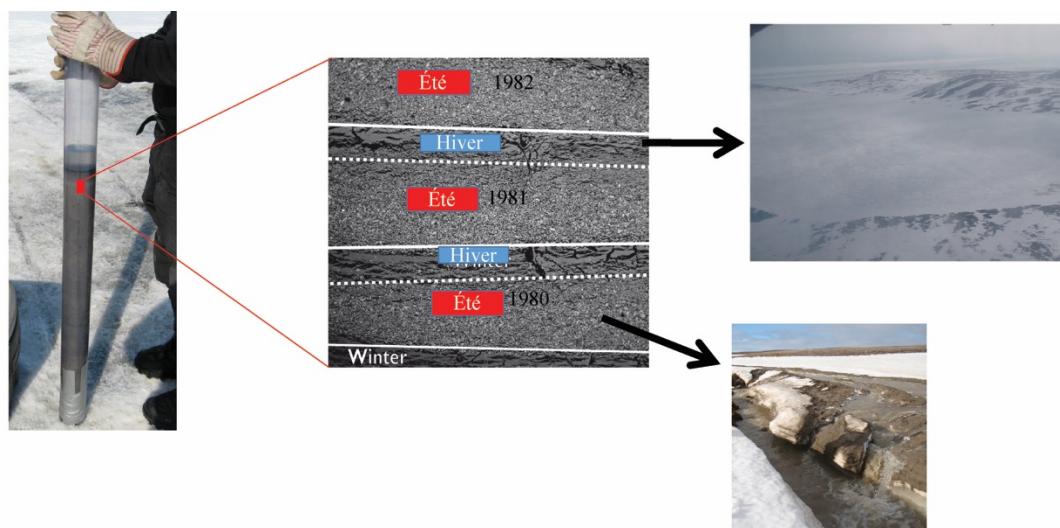
**Figure 1.20. Bathymétrie du lac South Sawtooth et localisation des carottes étudiées. Modifiée de Francus et al., (2008). Bathymétrie et ligne de contours exprimées en mètre.**

### 1.8.2 La formation des sédiments annuellement laminés des deux lacs et études passées

Les lacs de South Sawtooth et de Cape Bounty sont caractérisés par de très faibles concentrations d'oxygène au fond de ces lacs (Francus et al., 2008, Cuven et al., 2010). Par exemple, lorsque le lac de South Sawtooth était complètement englacé en juin 2006, les mesures d'oxygène dissous dans le bassin distal révélaient des valeurs très faibles (~6 mg/L) sur l'ensemble de la colonne d'eau excepté à partir de 62 m, où l'oxygénation diminuait jusqu'au fond pour atteindre 4.5 mg/L. D'autres mesures ont été acquises en août, lorsque le lac était libre de glace, alors que les concentrations d'oxygène avaient considérablement augmenté sur l'ensemble de la colonne d'eau, à l'exception du fond (80m) où les concentrations en oxygène

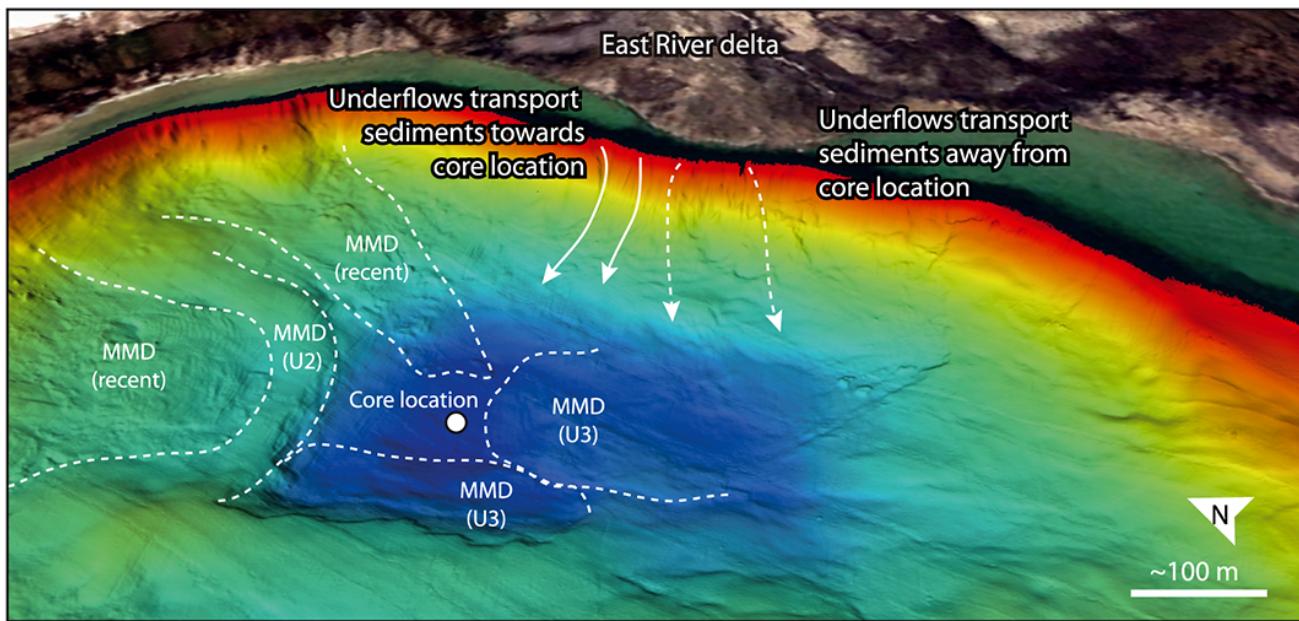
dissous ont passé de 15 mg/L à 6 mg/L (Francus et al., 2008). Des mesures similaires ont été observées à Cape Bounty où l'oxygène dissous ne dépasse pas 6 mg/L entre 2006 et 2009 (Dugan et al., 2009).

Comme l'oxygénation est faible, voire inexiste, durant une partie de l'année pour la plupart des lacs arctique, il y a diminution de la bioturbation ce qui permet la préservation de la succession des dépôts sédimentaires au fond des lacs (O'Sullivan, 1983). Durant l'hiver, les conditions extrêmement froides en Arctique font en sorte que les lacs sont recouverts d'une épaisse couche de glace de 2 à 3 mètres d'épaisseur qui dure entre 8 et 10 mois. Durant cette période, la turbulence des eaux est minimale ce qui favorise le dépôt de sédiments fins et argileux (Figure 1.21). Au contraire, la saison estivale est caractérisée par un ensoleillement de 24h/24 et des températures plus chaudes ( $> 4^{\circ}\text{C}$  en juin-juillet-août) ce qui fait fondre la glace des lacs. Toujours en période estivale, il y a également fonte du couvert de neige dans les bassins versants ce qui entraîne les particules plus grossières à sédimentier dans le fond des lacs (Figure 1.21). Les observations sur le terrain montrent que les silts se déposent pendant la fonte nivale alors que les particules plus grossières (silt grossier à sable) sont généralement reliées aux pluies de forte intensité et/ou glissement de terrain. Cette cyclicité saisonnière peut donc être utilisée afin de reconstituer les événements hydroclimatiques dans le temps. Pour plus d'informations sur les deux sites, voir les Chapitres 2 et 3.



**Figure 1.21. Formation des sédiments annuellement laminés de type clastique dans l'environnement arctique**

Des travaux bathymétriques et sismiques ont pu mettre en évidence que les sites de carottage pour les deux enregistrements varvés sont dépourvus de mouvements de masse susceptibles d'avoir causé de l'érosion. Par exemple, au lac Est de Cape Bounty, les analyses de Normandeau et al., (2016) indiquent que le lieu de carottage utilisé dans les travaux de Cuven et al., (2011) et de Lapointe et al., (2012) a été épargné par les mouvements de masse (Figure 1.22) et représente donc une localisation idéale pour l'enregistrement climatique (Lapointe et al., 2017). Dans le cas du lac South Sawtooth, des profils sismiques ont été acquis en 2006 et les résultats montrent une absence de mouvements de masse au fond du lac sur les premiers 5 mètres (Annexe III, Section 7, Figure S1). Dans le mémoire de maîtrise de François Lapointe (Lapointe 2012) la stratigraphie et la chronologie du site de Cape Bounty ont été établies. Les analyses statistiques de la granulométrie annuelle avec les données instrumentales ont permis de reconstituer les pluies au cours des 1750 dernières années. L'étude de la cyclicité (analyses spectrales) des varves de Cape Bounty n'était pas dans le cadre de la maîtrise. Cette thèse de doctorat présente les résultats des analyses spectrales dans le Chapitre 2. Ce travail est donc la continuité d'une série d'articles sur les sites de Cape Bounty (Cuven et al., 2011, Lapointe et al., 2012) et de South Sawtooth (Francus et al., 2002, 2008).



**Figure 1.22 Localisation du site de carottage (point blanc) en fonction des dépôts de mouvement de masse (MMD). Tirée de Normandeau et al., (2016)**

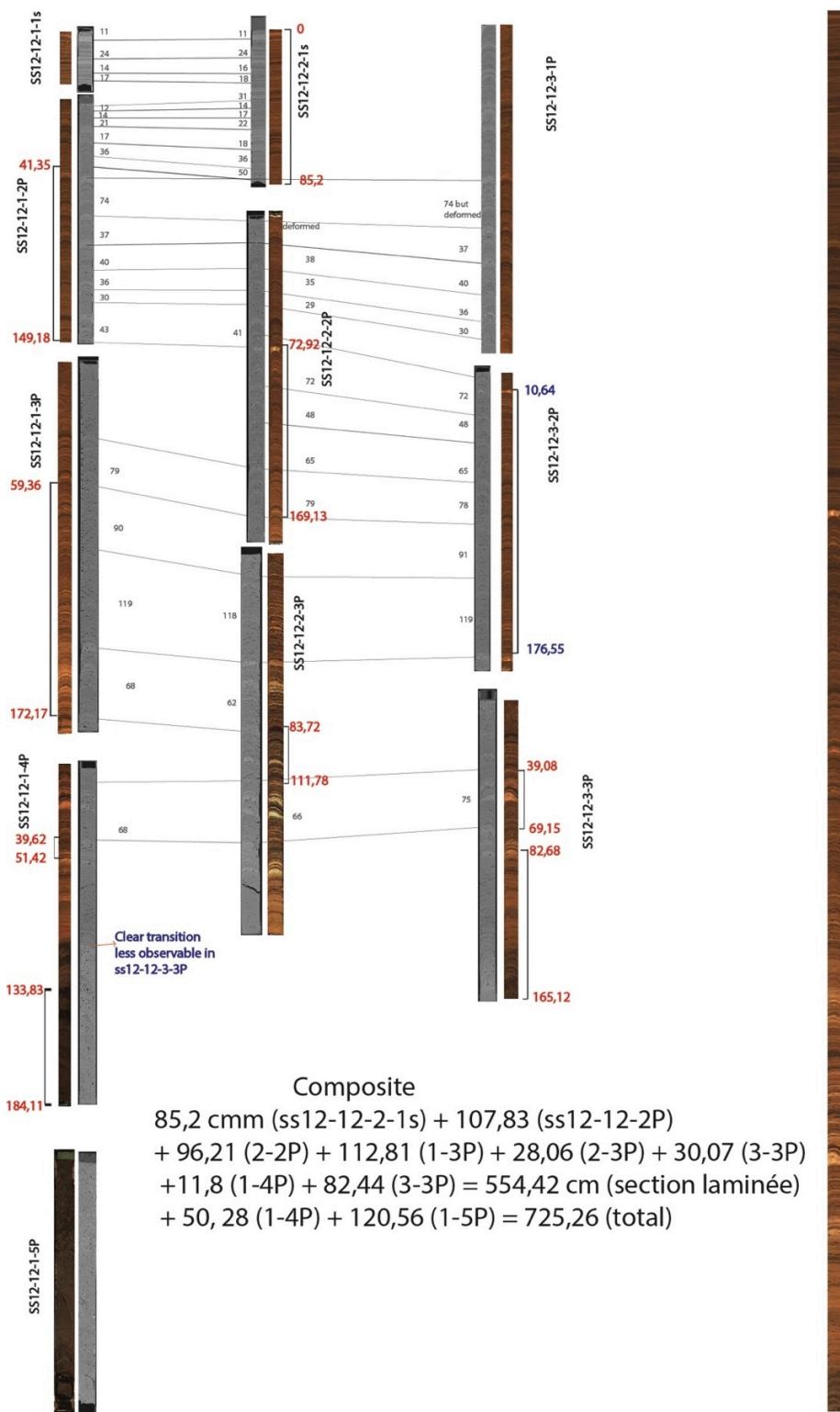
## **1.9 Objectifs**

Cette thèse a pour objectif général de documenter les variations hydroclimatiques dans les régions de l'Île d'Ellesmere et de l'Île Melville en utilisant les sédiments annuellement laminés des lacs de South Sawtooth et East Lake Cape Bounty. Les sous-objectifs sont de : 1) Établir une chronostratigraphie des varves du lac South Sawtooth; 2) Investiguer les liens possibles entre les enregistrements climatiques des lacs Sawtooth et Cape Bounty avec les forçages externes (activités solaires et volcaniques) et internes (oscillations naturelles : par ex, Oscillation Nord-Atlantique); 3) Améliorer notre compréhension des forçages externes et internes qui contribuent aux variations climatiques de cette région et de l'Arctique canadien; 4) Comparer nos données aux glaciers à proximité (Glaciers Agassiz et du Groenland) pour contribuer à la compréhension des influences climatiques régionales.

## **1.10 Méthodologie**

### **1.10.1 Carottage 2012 et lames minces**

Quatorze carottes ont été extraites du lac South Sawtooth en mai 2012 en utilisant un appareil de carottage Uwitec (Figure 1.23). La séquence composite est basée sur les sections les mieux préservées selon les observations des images CT-Scan (Figure 1.23). Ces sections ont également été choisies en ne considérant que les meilleures sections devaient contenir le plus grand nombre de couches visibles sur les images Ct-Scan entre des marqueurs stratigraphiques (Chapitre 2). Parmi les 270 lames minces fabriquées (incluant les carottes provenant d'autres sites de carottage à South Sawtooth), cent lames minces, distribuées sur 9 différentes sections de carottes, ont été fabriquées afin de délimiter les varves et de construire la séquence composite (Chapitre 2).

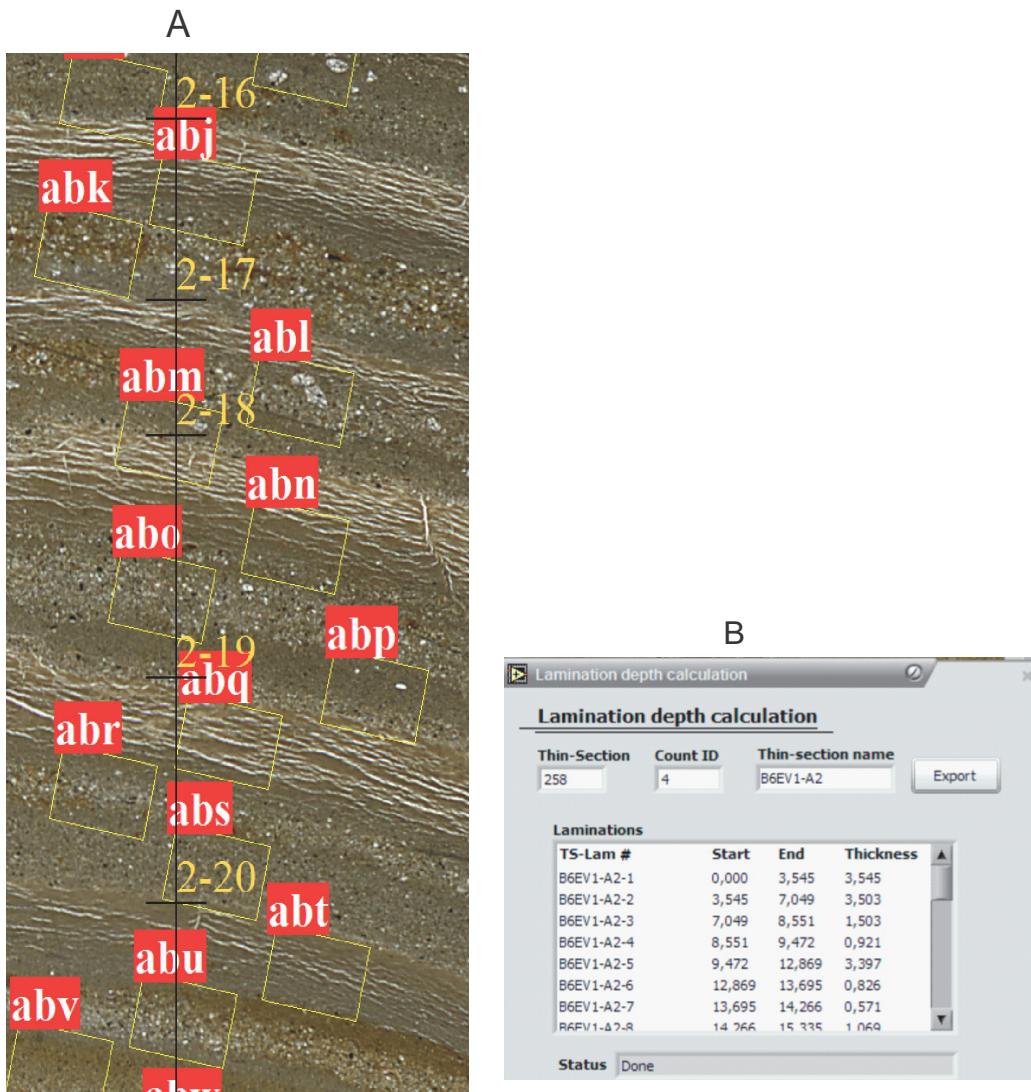


**Figure 1.23.** Les sédiments annuellement laminés du lac South Sawtooth. Images RGB et CT-Scan. À droite : la séquence composite a été établie en prenant les sections les mieux préservées basées sur les images CT-Scan et des lames minces.



**Figure 1.24. Extraction des profilés pour la préparation de lames minces.**

Avant la fabrication de lames minces, des profilés ont été extraits du sédiment (Figure 1.24 ; voir Lapointe et al., 2012, Francus et Asikainen 2001). Ces 100 lames minces ont donc été scannées à une résolution de 2400 dpi puis intégrées en continu (du haut en bas) dans un logiciel d'analyse d'images (Francus et Nobert 2007). Ce système d'analyse d'images est novateur, car il prend contrôle du microscope électronique à balayage (MEB) pour acquérir des images de très haute-résolution ( $1 \mu\text{m} = 1 \text{ pixel}$ ) à même les lames minces dans des régions d'intérêts préalablement définies par l'utilisateur (Figure 1.25). Ce logiciel permet non seulement d'obtenir une granulométrique à l'échelle annuelle mais également de mieux délimiter les limites supérieures et inférieures des fines varves (voir Chapitre 3).



**Figure 1.25.** Exemple de comptage de varves en utilisant le logiciel d'analyse d'images disponible à l'INRS-ETE. A : section de lames minces montrant la délimitation des varves (2-16 à 2-20) et B : l'épaisseur des varves. Varves de Cape Bounty, île de Melville.

### 1.10.2 Paléomagnétisme

Le champ magnétique de la Terre (champ géomagnétique) est généré par les déplacements de son noyau externe. Ce champ géomagnétique est similaire à celui que créerait un dipôle magnétique placé à l'intérieur du globe. Celui-ci ne cesse de varier en intensité et également en direction au cours du temps. Depuis les années 1980, des recherches ont été entreprises sur les enregistrements sédimentaires. Celles-ci ont montré que la paléointensité relative mesurée

dans les sédiments marins et lacustres au niveau global avait de variations communes et cohérentes à des échelles millénaires voire même séculaire (e.g., Stoner et al., 2002, Gogorza et al., 2004 ; Barletta et al., 2010).

Les données paléomagnétiques de haute-résolution en Arctique sont toujours lacunaires. En effet, les travaux paléomagnétiques sur les sédiments marins abondent, mais leur résolution temporelle est souvent très faible. À l'aide des sédiments varvés, il est possible d'atteindre une résolution décennale.

Pour acquérir les mesures paléomagnétiques, un magnétomètre supraconducteur optimisé pour les u-channels a été utilisé sur les carottes (u-channels) du lac South Sawtooth dans le cadre d'une collaboration avec l'équipe de Joseph Stoner (Oregon State University). Cet appareil est équipé d'un système à courant continu (CC), de bobines de démagnétisation en alternance en ligne, d'une bobine CC en ligne pour l'acquisition de l'aimantation rémanente anhystrétique.

### 1.10.3 Téphrochronologie

La téphrochronologie est une technique de datation relative basée sur l'identification de dépôts pyroclastiques. Lors d'une explosion volcanique, de fines particules volcaniques appelées téphras sont éjectées dans l'atmosphère. Celles-ci peuvent voyager sur de longues distances, soit à plus de 5000 km de la source volcanique (Lowe, 2011). Lorsque des téphras sont détectés et extraits dans les séquences sédimentaires, il est possible d'en mesurer leur signature géochimique et d'identifier le volcan ou le groupe de volcans émetteur. Cela représente un avantage considérable en terme de contrainte chronologique lorsque ces particules peuvent être associées à une éruption connue et datée. Parfois les couches de téphras sont visibles à l'œil nu. Par exemple, les cendres de Mazama, vestige d'une éruption datant d'il y a 5677 BCE en Oregon, a permis de consolider la chronologie de l'enregistrement de Saanich Inlet (Debret et al., 2006). Lorsqu'elles sont invisibles, on parle alors de cryptotéphras (Davies 2015). Par contre, à l'intérieur d'un bassin versant, il n'est pas impossible que du matériel de téphra soit remobilisé plusieurs années après son dépôt, faussant l'interprétation de ce marqueur chronologique. Donc, cette méthode a des limites et doit être associée à d'autres techniques de datation.

Des particules de téphras ont été détectées dans les sédiments de Sawtooth (Figure 1.26) et ont été envoyées au Centre for Quaternary Research, à l'Université de London, pour analyses géochimiques par microsonde électronique. Malgré l'identification de quelques tephras, leur faible nombre ne permet pas une représentation solide et les correspondances avec des tephras connus n'étaient pas très bonnes. Alison MacLeod, experte en tephrochronologie, a

émis l'hypothèse qu'un échantillon pourrait s'agir d'un tephra de Chine bien que ce soit très hypothétique. Par contre, l'âge de ce tephra ne correspond pas à l'âge du modèle chronologique des varves à Sawtooth. Aucun cryptotephra (tephra microscopique) n'a toujours été découvert et validé dans les sédiments varvés de l'est du Haut-Arctique canadien.

L'annexe VI (Section 10) contient le protocole qui a été utilisé pour l'extraction des cryptotéphras (particules <20 µm) à l'aide de la méthode de la liqueur dense de polytungstate de sodium et réalisée à partir de la technique expliquée dans Turney et al., (1998).

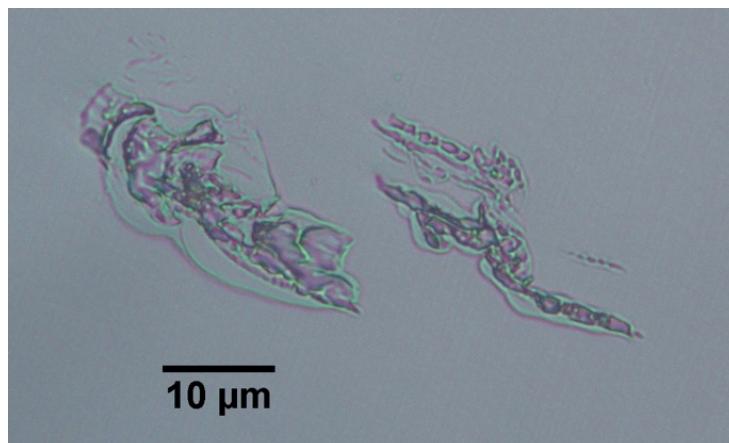


Figure 1.26. Tephras retrouvés dans les sédiments de South Sawtooth Lake

#### 1.10.4 Datation par luminescence stimulée optiquement (Optically Stimulated Luminescence ; OSL)

Cette méthode de datation a rarement été employée pour la datation des lacs en Arctique. Elle est plus couramment utilisée pour les sédiments plus vieux que 35-40 ka (Wolfe et al., 2004). Celle-ci repose sur la détermination du temps écoulé depuis que les matériaux cristallins (principalement silicates) ont été exposés à la lumière du soleil. Dans le cas des sédiments lacustres, cette technique suppose que la dernière exposition à la lumière solaire des particules qui composent le sédiment a eu lieu pendant le transport avant le dépôt au fond du lac.

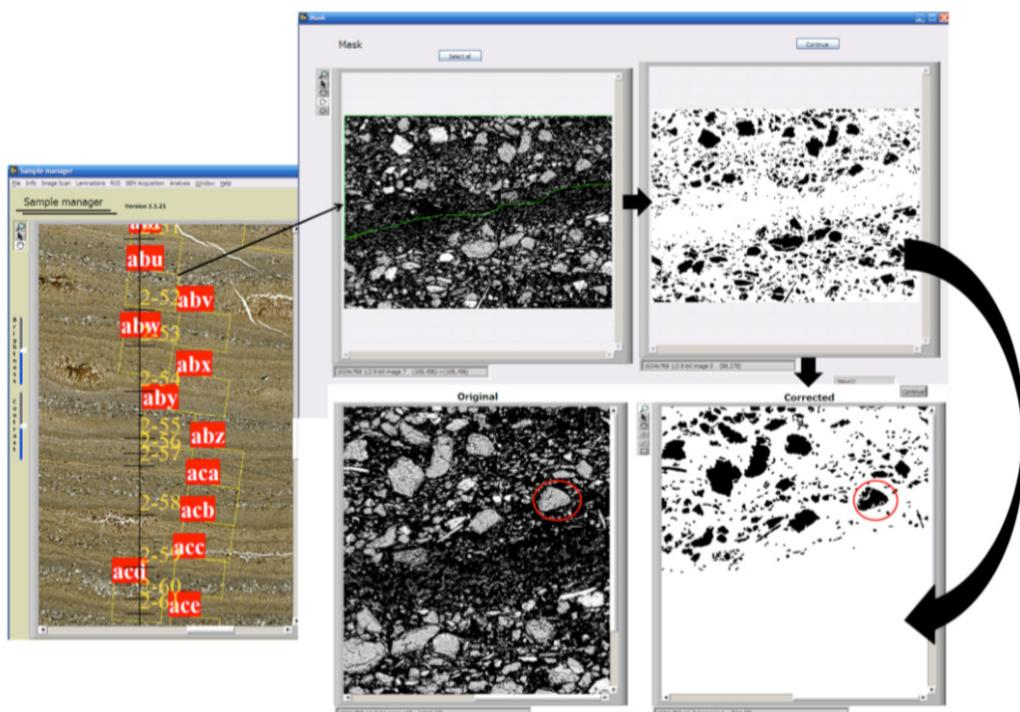
Tous les sédiments contiennent des oligo-éléments dont l'uranium, le thorium, et le potassium. Ceux-ci se dégradent lentement avec le temps et les rayonnements ionisants qu'ils produisent sont absorbés par d'autres constituants des sédiments tels que le quartz et le feldspath. En stimulant les échantillons à l'aide de la lumière infrarouge, cela provoque une luminescence dont l'intensité varie en fonction de la quantité de rayonnement absorbé par les particules.

L'exposition au soleil réinitialise la signature luminescente et donc la durée pendant laquelle les sédiments ont été enterrés peut être calculée (plus d'informations dans le Chapitre 3).

### 1.10.5 Granulométrie annuelle

Il est important de noter que les techniques classiques (granulométrie par tamisage, granulométrie laser), où le pas d'échantillonnage est  $> 5$  mm, ne permettent pas d'obtenir une granulométrie à l'échelle annuelle pour la plupart des études basées sur les varves clastiques de l'Arctique. Tant à Cape Bounty qu'à South Sawtooth, l'épaisseur des varves ne dépassent rarement les 2 mm. Dans le cadre de ce projet doctoral, l'utilisation d'images acquises au microscope électronique à balayage (MEB) permet d'acquérir des données granulométriques à l'échelle annuelle. Cette technique a déjà été utilisée pour les lacs varvés en Arctique (Cape Bounty : Lapointe et al., 2012 ; South Sawtooth Lake : Francus et al., 2002) mais également ailleurs (Jouve et al., 2013) avec succès.

Pour les derniers 2900 ans à South Sawtooth, ~8000 images au (MEB) ont été acquises en mode électron rétrodiffusé afin d'obtenir la taille des grains à l'échelle annuelle. Ces images ont été transformées par seuillage en images binaires pour la quantification numérique des particules du sédiment (Figure 1.27). Plusieurs algorithmes sont disponibles pour obtenir les résultats les plus robustes. Entre autres, le logiciel d'analyses d'images permet de combler les vides à l'intérieur des particules, séparer les particules qui se chevauchent et masquer la (ou les) varve(s) lorsqu'il y a plus d'une couche annuelle dans une même image afin d'obtenir une granulométrie à l'année (Figure 1.27). Cette technique novatrice permet donc l'extraction de la granulométrie à l'intérieur de fines couches ( $< 200 \mu\text{m}$ ) (Figure 1.27). L'image en noir et blanc est alors prête pour les mesures, alors que les paramètres de chaque particule sont analysés : centre de gravité (g), surface (A), grand et petit axe des particules. Plusieurs paramètres physiques ont été calculés pour chacune des 2900 varves, incluant le 75<sup>e</sup> centile (P75), P90, P95, P98, P99, ainsi que le pourcentage du poids des différentes fractions granulométriques (voir Chapitre 3 ; données sur NOAA).



**Figure 1.27.** À gauche : image d'une lame mince scannée à 2400 dpi avec un scanner EPSON. Les cadres jaunes sont les régions d'intérêt (par ex. abu) délimitant l'image prise au MEB en mode électron rétrodiffusé (à droite). Ces images sont transformées en images binaires où les particules apparaissent en noir. Le logiciel possède un outil "mask" pour ne prendre en compte que l'année de déposition pour l'analyse de la taille des grains. La flèche indique que l'année de sédimentation précédente n'est pas prise en compte.

### 1.10.6 Microfluorescence-X (Itrax)

L'Itrax Core Scanner permet l'acquisition des variations de la densité et de structure (microradiographie) et de la composition chimique (microfluorescence X) à un pas d'intervalle minimal de 100 µm. L'analyse est non-destructive et réalisée sans contact avec la surface du sédiment. Cet appareil effectue un balayage de la surface du sédiment grâce au rayonnement de section transversale rectangulaire et de dimension nominale de 22 mm x 100 µm. Les carottes de Sawtooth ont toutes été analysées avec une résolution de 100 µm, avec un temps d'exposition de 15 s, une tension de 30 kV et une intensité de 30 mA.

Suite aux analyses par l'Itrax, les données ont été réévaluées à l'aide du logiciel fourni par le fabricant de l'appareil (Cox Analytical Systems). Cela a été fait par : 1) l'obtention du spectre somme par la somme de tous les spectres d'énergie de dispersion obtenu sur la carotte

analysée ; 2) l'ajustement d'une courbe théorique à ce spectre somme pour en diminuer le MSE (Mean Square Error) et; 3) le calcul des aires de pics pour chaque élément détecté.

### 1.10.7 Tomodensitométrie axiale (CT-Scan)

Toutes les carottes sédimentaires du lac South Sawtooth ont été analysées par tomodensitométrie axiale au Laboratoire multidisciplinaires de scanographie pour les ressources naturelles et le génie civil de l'INRS-ETE à l'aide d'un CT-Scan Siemens SOMATOM Definition As+128. Une source de rayons X émise par l'appareil tourne autour de l'échantillon alors qu'une couronne de détecteur permet de mesurer l'atténuation des rayons-X ayant traversé l'échantillon. Les niveaux de gris sont exprimés en nombres de CT ou unités Houndsfield (HU ; échelle de Houndsfield) obtenus en comparant le coefficient d'atténuation ( $\mu$ ) avec celui de l'eau ( $\mu_w$ ).

$$HU = 1000 \times \frac{\mu - \mu_w}{\mu_w}$$

La valeur HU est une unité complexe reliée à la densité sédimentaire, la minéralogie du sédiment (nombre atomique) et sa porosité. Dans le Chapitre 3, les données HU sont comparées aux variations du ratio incohérence/cohérence de l'Itrax, un proxy généralement utilisé pour inférer la densité du sédiment. Ce ratio compare l'effet Compton (diffusion inélastique de rayonnement) et l'effet Rayleigh (diffusion élastique de rayonnement). La covariabilité entre les données de HU et du ratio inc/coh est forte, ce qui indique que la diffusion de Compton joue un rôle prépondérant dans les données HU. Le mécanisme principal de l'atténuation des rayons gamma (un outil typiquement utilisé pour estimer la densité dans les carottes de sédiments) étant la diffusion de Compton, il semble tout à fait approprié d'utiliser les valeurs HU en tant que proxy de la densité du sédiment. Un avantage notable du CT-Scan versus l'atténuation des rayons gamma (GEOTEK) réside dans la résolution d'échantillonnage qui est beaucoup plus élevée, ce qui permet d'obtenir une résolution annuelle de ce proxy de densité.

Malgré son utilisation toujours modeste dans les études paléoclimatiques, le CT-Scan (HU) est considéré comme un solide proxy paléoclimatique de très haute-résolution (St-Onge and Long, 2009).

Afin d'obtenir des mesures de CT-Scan (HU) à l'échelle annuelle, un code a été développé sur R. Celui-ci tient compte de l'épaisseur des varves en fonction de la profondeur composite

(Annexe V, 9.1.4). D'ailleurs, tous les codes utilisés dans le cadre de ce projet doctoral sont disponibles dans l'Annexe V (Section 9).

## **1.11 Discussion des principaux résultats et contributions**

### **1.11.1 Résultats du premier article**

Le premier article présente un lien jusqu'ici insoupçonné entre les variations à l'échelle décennale de la température de surface de la mer dans le Nord du Pacifique (Oscillation Décennale du Pacifique) et les précipitations dans la région de l'Ouest de l'Arctique canadien. À l'aide des analyses spectrales sur les varves de Cape Bounty, il a été possible de mettre en lumière des fréquences, ou périodicités, très significatives qui sont compatibles avec la PDO. Il s'agit ici d'une première, l'influence de la PDO dans cette région de l'Arctique n'avait pas été trouvée auparavant. Notre étude illustre un lien tangible entre les données de Cape Bounty et celles provenant de PDO reconstituées qui sont généralement localisées dans des régions très éloignées de l'Arctique canadien. L'influence de la PDO aurait donc été persistante depuis au moins 700 ans. Ces observations sont confirmées par les téléconnexions existantes qui montrent que le régime de basse pression des aléoutiennes, lorsque sa pression atmosphérique est plus élevée que la normale, favorise le transport des vents de surface vers la région de l'Ouest de l'Arctique canadien où la glace de mer est réduite lors des phases négatives de la PDO. Ce sont des résultats très intéressants pour aider à comprendre les mécanismes susceptibles d'amplifier le réchauffement en Arctique. D'ailleurs, deux autres articles récents ont mis en évidence que la prochaine phase négative de la PDO devrait accélérer le réchauffement arctique (Screen et Francis 2016, Lee et al., 2017). Les résultats de cet article (Chapitre 2) sont donc renforcés par les données de modélisations actuelles et il apparaît évident que cette association PDO – climat arctique aura d'importantes répercussions dans le futur. Finalement, les données de Cape Bounty pourront être utilisées afin d'anticiper les futurs changements de phases de la PDO.

### **1.11.2 Résultats du second article**

Cette étude montre les caractéristiques physiques et géochimiques du sédiment à South Sawtooth, à l'Est de l'Île d'Ellesmere. En premier lieu, l'article montre comment l'établissement de la stratigraphie a été réalisée. Celle-ci est basée sur les images CT-scan avec lesquelles les

sections les mieux préservées ont été choisies afin de construire la séquence varvée composite. Ensuite, les images numérisées à 2400 dpi des lames minces ont permis de mieux visualiser les laminations. La technique d'analyse d'images sur lames minces a donc été appliquée et a permis d'obtenir ~8000 images à très haute résolution du MEB qui ont été utilisées pour délimiter les laminations. Le comptage en utilisant seulement les images lames minces versus le comptage à l'aide des images MEB ont été comparées et des différences notables ont été perçues. Les images au MEB facilitent grandement l'identification de très fines varves (<0.2mm) qui sont difficiles à cerner en observant uniquement les lames minces. Au même titre, à quelques endroits, il y a présence de facies ayant la particularité d'avoir des « craques ondulées » souvent argileuses qui sont typiques de la saison hivernale. Or, les images au MEB ont révélé la présence de silt fin qui n'aurait pas pu être vu à même les images en lames minces. La différence entre le comptage avec lames minces versus le comptage avec les images MEB est significative. Le modèle d'âge réalisé à partir du  $^{210}\text{Pb}$  et du  $^{137}\text{Cs}$  indique la chronologie des ~150 premières années est solide. Pour le plus long terme, la belle covariabilité qui existe entre les données paléomagnétiques des lacs Lower Murray et Sawtooth semble renforcer les deux chronologies. Enfin, deux résultats de datation OSL sont compatibles avec la chronologie à Sawtooth, ce qui renforce donc cette dernière.

La plupart des proxies utilisés (HU, inc/coh, Ti, Zr, Ca, Si) ainsi que les données granulométriques sont sensibles aux fluctuations en apports sédimentaires détritiques. L'analyse en composante principale (PCA) montre toutefois des divergences entre les données granulométriques et géochimiques. En utilisant la variabilité de tous les proxies (somme des 4 premières PCs) des derniers 2900 ans, on remarque une co-variabilité tangible et une corrélation significative avec les données bien datées du glacier à proximité Agassiz ( $\delta^{18}\text{O}$ ). La plus forte corrélation est observée entre le maximum de la taille de particules à Sawtooth confronté aux données de  $\delta^{18}\text{O}$  à Agassiz. Cet article montre donc que la chronologie de South Sawtooth est fiable et que les indicateurs sont sensibles aux changements de température. Finalement, les données paléomagnétiques acquises sur l'archive varvée pourra servir comme outil chronostratigraphique pour d'autres archives sédimentaires de la région.

### 1.11.3 Résultats du troisième article

Cet article est axé sur la paléoclimatologie des sites de South Sawtooth et de Cape Bounty. Les analyses spectrales ont montré des cycles compatibles avec le forçage solaire. La comparaison des données tant à Sawtooth qu'à Cape Bounty avec les indicateurs de l'activité solaire du

passé suggère un lien entre les fluctuations climatiques de ces deux régions et les variations solaires. Cette hypothèse est renforcée par une forte variance commune dans les analyses spectrales qui montrent clairement un signal périodique à ~11 ans entre les deux sites varvés et les données instrumentales du cycle solaire de 11 ans. En effet, les analyses en ondelettes croisées indiquent que les sites varvés sont influencés par l'activité solaire tant au niveau de la haute-fréquence (11 ans) que des plus basses-fréquences (notamment ~207 ans). Dans cet article, nous évoquons les mécanismes susceptibles d'expliquer le lien activité solaire – climat arctique. Celui qui est préféré se nomme le mécanisme « top-down ». À l'ouest de l'Arctique canadien, le climat estival et automnal est étroitement influencé par la variabilité du Nord-Pacifique, et il a été montré que les variations solaires à l'échelle du cycle de 11 ans modifient la circulation atmosphérique et tendent à produire une phase négative de ENSO, ou une PDO négative. Après 2 à 4 ans suivant le maximum du forçage solaire, un mode positif de la NAO émerge en Atlantique. Le site varvé de Sawtooth et l'Île d'Ellesmere répondent aux fluctuations de la NAO et de l'AMO. Étant donné que les sites de Sawtooth et Cape Bounty montrent de grandes similitudes durant le dernier millénaire et qu'ils sont sensibles au forçage solaire, il apparaît plausible que la variabilité naturelle du climat ait été gouvernée en grande partie par le Soleil. Finalement, la comparaison entre les données de température d'une archive glaciaire très bien datée (GISP2) et des données de Sawtooth est frappante, et indique que l'Île d'Ellesmere et le Nord du Groenland ont été influencés par une variabilité climatique commune.

#### **1.11.4 Points forts, limitations et perspectives de ce travail**

Le point fort de ce travail est sans doute l'analyse des varves en utilisant les images acquises à l'aide de différents instruments de haute-précision. Particulièrement, les images du CT-scan permettent de bien cibler les sections des carottes les mieux préservées et établir la séquence composite avant même d'ouvrir les carottes. La fabrication de lames minces, bien que relativement coûteuse en temps, permet de numériser et stocker les varves. La technique novatrice d'acquisition d'images au MEB à même les lames minces apporte un solide support visuel pour la délimitation des varves (Chapitre 3). Il est donc quasiment inconcevable que les chercheurs continuent à délimiter les sédiments annuellement laminés avec des images de carottes, à moins que les varves soient >1 cm en épaisseur moyenne, ce qui est relativement rare sur une longue séquence continue.

En ce qui concerne les points faibles, l'utilisation des instruments à des périodes différentes sur les carottes devrait être évitées si possible. Par exemple, les analyses géochimiques à l'Itrax ont été faites sur une longue période de temps (5 mois) et n'ont pas été mesurées en même

temps que pour la fabrication de lames minces. Il est clair que les carottes changent au fil du temps. En effet, celles-ci, même si bien emballées, ont tendance à perdre leur humidité ce qui cause typiquement un léger rétrécissement des carottes. Bien que ces modifications soient modestes (ici <1cm), cela a un effet important puisque la moyenne de l'épaisseur des varves, par exemple à Sawtooth, est de 1.67 mm, et que la moitié des varves sont < 1mm (Chapitre 3). Donc, la comparaison des signaux de l'Itrax, du CT-scan et de la granulométrie devient rapidement fastidieux. Pour pallier à ce problème, ce travail suggère que les analyses devraient se faire selon les étapes suivantes lorsque les carottes prélevées sont ramenées au sud :

- 1) Faire les analyses CT-scan sur toutes les carottes
- 2) Extraire les U-Channels (pour acquisition de données paléomagnétiques entre autres)
- 3) Utiliser les bordures des U-Channels pour extraire les profilés
- 4) Azote liquide pour enlever l'eau dans le sédiment
- 5) Résines pour fabriquer les blocs indurés
- 6) Faire l'acquisition des données géochimiques à l'Itrax sur les blocs indurés

Les quatre premières étapes devraient (et peuvent) être accomplies en une journée ou deux. L'étape 1 est très importante afin de choisir les meilleures sections laminées. En extrayant les profilés sur les bordures des U-channels, cela permet d'acquérir le signal près du milieu de la carotte, soit la position typiquement utilisée pour l'acquisition des données Itrax et autres. En effet, il y a souvent déformation du sédiment aux abords des carottes lorsque celles-ci ont été récoltées avec un système de carottage autre (par exemple, percussion) qu'à gravité. Le sédiment est souvent courbé aux extrémités adjacents au plastique de la carotte lors de la poussée vers le haut de la carotte sédimentaire. Ces déformations sont bien visibles sur les images CT-Scan (Figure 1.23). De telles divergences entre les bords et le centre peuvent rendre les analyses fastidieuses en sachant que les varves sont <2mm.

Lorsque les profilés sont extraits des carottes, les emballer sans tarder pour éviter de sécher. Il est à noter que cela nécessite l'intervention d'une personne expérimentée dans la fabrication de lames minces pour assurer le bon déroulement, surtout si la personne n'a jamais fait de lames minces. Spécifiquement, avant de mettre la résine d'epoxy sur le sédiment, une étape (4) consiste à faire plonger lentement les profilés dans l'azote liquide (pour ensuite enlever l'eau du sédiment par sublimation au lyophilisateur). Le contact de l'azote liquide avec le sédiment cause typiquement des changements (craques) qui peuvent modifier la structure des facies. Par conséquent, il peut y avoir de légères différences entre les mesures faites sur profilés versus celles sur blocs indurés (après l'utilisation de l'azote liquide). Il serait envisageable de faire l'acquisition des données Itrax à même les profilés, mais pour ces raisons il est préférable de

les faire sur les profilés. Une composante primordiale de l'analyse des varves repose sur les lames minces car c'est avec celles-ci que le comptage et donc le modèle d'âge est établi. Par conséquent, les différentes mesures (CT-Scan, Itrax, etc) gagneraient à être réalisées sur les blocs indurés (lames minces).

Ceci étant dit, il n'est pas impossible qu'il y ait des complications lors de la fabrication des lames minces. En effet, les blocs indurés lors de ce projet ont été envoyés au Texas, plusieurs ont été presque détruits au retour au Québec, limitant leur utilisation. Donc, il est conseillé de faire ces analyses (par exemple Itrax) sur blocs indurés, mais des complications peuvent tout de même survenir.

Une autre limitation des résultats montrés dans ce travail est l'erreur chronologique. Dans le Chapitre 4, nous comparons les données de Sawtooth et de Cape Bounty au forçage solaire de 11 ans. Une erreur de 2 à 5 ans dans la chronologie des varves sur les premiers 300 ans (date des premières observations des taches solaires) est fort plausible et envisagée. Si tel est le cas, ce type de décalage entre les données varvées et le cycle solaire de 11 ans pourrait expliquer différentes phases observées dans les ondelettes croisées (Chapitre 4). Nonobstant, ce travail montre que l'impact du forçage solaire sur les sites varvés reste valide et solide compte tenu des similitudes entre le cycle de 11 ans, les variations du taux de production du  $^{14}\text{C}$  depuis 2900 ans et les deux sites varvés.

En ce qui concerne les décalages observés entre les données de Sawtooth et des glaces d'Agassiz ( $\delta^{18}\text{O}$ ) et de GISP2, il est probable que des erreurs chronologiques intrinsèques aux sédiments varvés peuvent expliquer ces différences. En revanche, ces écarts pourraient également être liés au mécanisme de verrouillage en profondeur des traceurs géochimiques dans les glaces expliqués par Parrenin et al., (2013) (voir section 1.1), biaissant le modèle d'âge. Ainsi, il est difficile d'attribuer avec une grande certitude les causes de ces différences. Dans tous les cas, la co-variabilité entre les données du site de Sawtooth et des glaciers est frappante, et suggère fortement que ces sites sont soumis à un système climatique commun.

Dans l'éventualité de la continuation des travaux de ce projet doctoral, il serait judicieux d'extraire les concentrations de  $^{10}\text{Be}$  dans le sédiment pour tester si ces lacs peuvent être utilisées comme archives de haute-résolution des fluctuations de l'activité solaire. Dans un premier temps, il faudrait tester sur des périodes connues pour avoir eu de faibles activités solaires. Par exemple, entre 1645-1715 CE, soit le minimum de Maunder et aussi vers 750 BCE (le minimum Homeric). En échantillonnant avant, pendant et après ces périodes de faibles activités solaires, il serait possible de voir si le signal du  $^{10}\text{Be}$  augmente (faible activité du soleil) lors de ces événements bien documentés. De plus, nous avons les données paléomagnétiques

pour le site de Sawtooth, il sera donc possible d'extraire le signal solaire du signal géomagnétique. Par le fait même, il serait également temps d'extraire les données paléomagnétiques du site de Cape Bounty East Lake.

Des analyses sur les alkanes à South Sawtooth ont également été réalisées par Nicholas Balascio. Depuis les derniers 2900 ans, les valeurs des alkanes montrent une diminution constante entre 900 BCE et 1850 CE, ce qui rappelle les courbes de fraction grossière de la granulométrie (Chapitre 3). Cette tendance semble être liée à la diminution de l'insolation dans les hautes latitudes. À l'instar de la granulométrie, les données d'alkanes, traceurs de la température, montrent une augmentation marquée au 20<sup>e</sup> siècle, probablement lié au réchauffement climatique anthropique. Ces données ne sont toujours pas publiées mais le seront sous peu. Dans cette prochaine publication, il sera intéressant de comparer les données d'alkanes avec les autres proxies illustrés dans cette thèse.

## 1.12 Conclusions

Les outils de haute résolution utilisés dans le cadre de ce doctorat ont permis d'extraire un grand nombre de données de haute qualité. Particulièrement, l'utilisation des images du MEB permet de minimiser les erreurs de comptage. Dans cette optique, il a été possible d'établir une chronologie de grande qualité comme en témoignent les comparaisons avec d'autres enregistrements (Agassiz, GISP2, les reconstitutions de l'AMO et PDO) bien datés. Les résultats qui ont émané de cette thèse permettent donc de mieux comprendre les changements climatiques dans l'Arctique. Par exemple, le rôle de la variabilité de la PDO et son influence en Arctique n'avait que très peu ou pas été investigué auparavant. Cette unique archive varvée située à l'ouest du Haut-Arctique canadien, dans une région où une seule station météo existait, a permis de faire ce lien PDO – climat arctique par des analyses spectrales qui ont révélé des fréquences tout à fait compatibles à celles de la PDO.

La glace de mer arctique est une composante cruciale pour la régulation du climat mondial. Nos analyses ont révélé que la phase négative de la PDO est associée à une réduction du couvert de glace arctique, une observation très importante pour le futur climatique global. Actuellement en mode positif depuis 5 ans, le retour au mode négatif de la PDO devrait donc accélérer le réchauffement arctique. De plus, la variabilité future de la PDO est importante à projeter, car plusieurs régions sont sensibles à la PDO, par exemple, de plus fortes sécheresses sont

répertoriées en Californie durant sa phase négative. À ce titre, l'enregistrement de Cape Bounty pourra être utilisé pour diminuer les incertitudes dans les projections futures de la PDO.

Au lac Sawtooth, les modes de variabilité climatique de l'Atlantique ont un effet tangible sur la sédimentation dans le lac. Particulièrement, la phase négative de l'AMO provoque des précipitations plus élevées sur Ellesmere ce qui se reflète dans les sédiments varvés de Sawtooth à plus long terme.

Au cours du dernier millénaire, la fraction grossière du sédiment à Sawtooth Lake fluctue de façon synchrone à celle du lac Cape Bounty. Bien que toujours débattu dans la littérature, de nombreuses évidences montrent que le forçage solaire joue un rôle dans la genèse des cycles climatiques du Pacifique et de l'Atlantique. Les données présentées dans cette thèse abondent dans ce sens, car les deux sites varvés sont sensibles aux fluctuations solaires et aux cycles atlantiques (Sawtooth) et pacifiques (Cape Bounty). Même si le réchauffement d'origine anthropique explique en grande partie les changements climatiques au niveau global depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle, la variabilité solaire ne semble pas être négligeable dans la variabilité naturelle et régionale du climat. Finalement, les sédiments annuellement laminés contribuent grandement à la compréhension des modes de variabilité naturelle qui influencent le climat de l'Arctique canadien. À ce titre, l'obtention de plusieurs autres archives varvées permettrait de mieux prévoir les cycles naturels du climat et leurs effets au niveau régional.

## 1.13 Référence

- Abbott, M. B., and T. W. Stafford Jr (1996) Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada, *Quaternary Research*, 45(3), 300-311.
- Adolphi, F., et al., (2014) Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum, *Nature Geoscience*.
- Andrews, M., J. Knight, and L. Gray (2015) A simulated lagged response of the North Atlantic Oscillation to the solar cycle over the period 1960–2009, *Environmental Research Letters*, 10(5), 054022.
- Barletta, F., G. St-Onge, J. Channell, and A. Rochon (2010) Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model, *Quaternary Science Reviews*, 29(17), 2315-2324.
- Berger, A., and M. F. Loutre (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Science Reviews*, 10(4), 297-317.
- Bischof, J. F., and D. A. Darby (2000) Quaternary ice transport in the Canadian Arctic and extent of Late Wisconsinan glaciation in the Queen Elizabeth Islands, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(12), 2007-2022.
- Briner, J. P., et al., (2016) Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland, *Quaternary Science Reviews*.
- Chen, X., and K.-K. Tung (2014) Varying planetary heat sink led to global- warming slowdown and acceleration, *Science*, 345(6199), 897-903.
- Chylek, P., C. K. Folland, G. Lesins, M. K. Dubey, and M. Wang (2009) Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 36(14).
- Cofaigh, C. Ó., J. England, and M. Zreda (2000) Late Wisconsinan glaciation of southern Eureka Sound: evidence for extensive Innuitian ice in the Canadian High Arctic during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 19(13), 1319-1341.
- Cuven, S., P. Francus, and S. Lamoureux (2011) Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic, *Quat. Sci. Rev.*, 30 2651-2665.
- Cuven, S., P. Francus, and S. F. Lamoureux (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic, *J Paleolimnol*, 44(3), 803-817.
- d'Orgeville, M., and W. R. Peltier (2007) On the Pacific decadal oscillation and the Atlantic multidecadal oscillation: Might they be related?, *Geophysical Research Letters*, 34(23).
- Davies, S. M. (2015) Cryptotephrae: the revolution in correlation and precision dating, *Journal of Quaternary Science*, 30(2), 114-130.
- Debret, M., M. Desmet, W. Balsam, Y. Copard, P. Francus, and C. Laj (2006) Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada, *Marine Geology*, 229(1), 15-28.

- Delworth, T. L., and F. Zeng (2016) The impact of the North Atlantic Oscillation on climate through its influence on the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Journal of Climate*, 29(3), 941-962.
- Delworth, T. L., F. Zeng, G. A. Vecchi, X. Yang, L. Zhang, and R. Zhang (2016) The North Atlantic Oscillation as a driver of rapid climate change in the Northern Hemisphere, *Nature Geoscience*.
- Dugan, H. A., S. F. Lamoureux, M. J. Lafrenière, and T. Lewis (2009) Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed, *Hydrol. Process.*, 23 (10), 1514-1526.
- Dunstone, N., et al., (2016) Skilful predictions of the winter North Atlantic Oscillation one year ahead, *Nature Geoscience*.
- Dyke, A. S. (1999) Last glacial maximum and deglaciation of Devon Island, Arctic Canada: support for an Inuitian ice sheet, *Quaternary Science Reviews*, 18, 393-420.
- Eden, C., and T. Jung (2001) North Atlantic interdecadal variability: oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1865–1997), *Journal of Climate*, 14(5), 676-691.
- England, J., N. Atkinson, J. Bednarski, A. Dyke, D. Hodgson, and C. Cofaigh (2006) The Inuitian Ice Sheet: configuration, dynamics and chronology, *Quaternary Science Reviews*, 25(7-8), 689-703.
- Fisher, D. A., R. M. Koerner, and N. Reeh (1995) Holocene climatic records from Agassiz ice cap, Ellesmere Island, NWT, Canada, *The Holocene*, 5(1), 19.
- Francis, J. A., W. Chan, D. J. Leathers, J. R. Miller, and D. E. Veron (2009) Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent, *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- Francus P, and A. CA (2001) Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. , *Journal of Paleolimnology*, 26, 323-326.
- Francus, P., R. Bradley, T. Lewis, M. Abbott, M. Retelle, and J. Stoner (2008) Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation, *Journal of Paleolimnology*, 40(3), 963-985.
- Francus, P., R. S. Bradley, M. B. Abbott, W. Patridge, and F. Keimig (2002) Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters, *Geophys Res Lett*, 29 (20), 1998.
- Francus, P., and P. Nobert (2007) An integrated computer system to acquire, process, measure and store images of laminated sediments., 4th International Limnogeology Congress, Barcelona, 11-14th July.
- Gennaretti, F., D. Arseneault, A. Nicault, L. Perreault, and Y. Bégin (2014) Volcano-induced regime shifts in millennial tree-ring chronologies from northeastern North America, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(28), 10077-10082.
- Groupe International sur l'Évolution du Climat (GIEC) (2007) The Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
- Gogorza, C., J. Lirio, H. Nuñez, M. Chaparro, H. Bertorello, and A. Sinito (2004) Paleointensity studies on Holocene–Pleistocene sediments from lake Escondido, Argentina, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145(1), 219-238.
- Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nuñez, and W. M. Gray (2001) The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications, *Science*, 293(5529), 474-479.

- Gray, L. J., et al., (2010) Solar influences on climate, *Reviews of Geophysics*, 48(4).
- Hays, J. D., J. Imbrie, and N. J. Shackleton (1976) Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages, *Science*, 194(4270), 1121-1132.
- Hodgson, D. (1989) Quaternary Geology of the Queen Elizabeth Islands. In: *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, Fulton RJ (ed). Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, 1, pp. 441–478.
- Hodgson, D., J. S. Vincent, and J. G. Fyles (1984) Quaternary geology of central Melville Island, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Geology of Canada* 83-16, p 23.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269(5224), 676.
- Ineson, S., A. A. Scaife, J. R. Knight, J. C. Manners, N. J. Dunstone, L. J. Gray, and J. D. Haigh (2011) Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere, *Nature Geoscience*, 4(11), 753-757.
- Kaufman, D., et al., (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W), *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6), 529-560.
- Kerr, R. A. (2005) Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence?, *Science*, 309(5731), 41-43.
- Knudsen, M. F., B. H. Jacobsen, M.-S. Seidenkrantz, and J. Olsen (2014) Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age, *Nature communications*, 5.
- Knudsen, M. F., M.-S. Seidenkrantz, B. H. Jacobsen, and A. Kuijpers (2011) Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years, *Nature communications*, 2, 178.
- Kobashi, T., et al., (2015) Modern solar maximum forced late twentieth century Greenland cooling, *Geophysical Research Letters*, 42(14), 5992-5999.
- Kodera, K., R. Thiéblemont, S. Yukimoto, and K. Matthes (2016) How can we understand the global distribution of the solar cycle signal on the Earth's surface?, *Atmos. Chem. Phys.*, 16(20), 12925-12944, doi:10.5194/acp-16-12925-2016.
- Lapointe , F. (2012) Reconstitutions paléoclimatiques à partir de la technique d'analyses d'images sur les varves de Cape Bounty, Île de Melville. Mémoire de maîtrise à l'INRS-ETE. 117 pages, 5 annexes.
- Lapointe, F., P. Francus, S. F. Lamoureux, M. Vuille, J. P. Jenny, R. S. Bradley, and C. Massa (2017a) Influence of North Pacific decadal variability on the western Canadian Arctic over the past 700 years, *Clim. Past*, 13(4), 411-420, doi:10.5194/cp-13-411-2017.
- Lapointe , F., P. Francus, J. S. Stoner, M. B. Abbott, N. L. Balascio, T. Cook, and R. Bradley (2017b) Physical and geochemical properties of a new 2.9ka annually laminated record from South Sawtooth Lake, Ellesmere Island In prep.
- Lean, J., J. Beer, and R. Bradley (1995) Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change, *Geophysical Research Letters*, 22(23), 3195-3198.
- Lee, H. J., et al., (2017) Impact of poleward moisture transport from the North Pacific on the acceleration of sea ice loss in the Arctic since 2002, *Journal of Climate*, 30(17), 6757-6769.

- Lewis, T., M. J. Lafrenière, and S. F. Lamoureux (2012) Hydrochemical and sedimentary responses of paired High Arctic watersheds to unusual climate and permafrost disturbance, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *Hydrological processes*.
- Lowe, D. J. (2011) Tephrochronology and its application: a review, *Quaternary Geochronology*, 6(2), 107-153.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78(6), 1069-1079.
- McCarthy, G. D., I. D. Haigh, J. J.-M. Hirschi, J. P. Grist, and D. A. Smeed (2015) Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations, *Nature*, 521(7553), 508-510.
- McLaren, P., and D. Barnett (1978) Holocene emergence of the south and east coasts of Melville Island, Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada, *Arctic*, 415-427.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, K. Matthes, F. Sassi, and H. van Loon (2009) Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing, *Science*, 325(5944), 1114-1118.
- Menary, M. B., W. Park, K. Lohmann, M. Vellinga, M. D. Palmer, M. Latif, and J. H. Jungclaus (2012) A multimodel comparison of centennial Atlantic meridional overturning circulation variability, *Climate dynamics*, 38(11-12), 2377-2388.
- Menary, M. B., and A. A. Scaife (2014) Naturally forced multidecadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation, *Climate dynamics*, 42(5-6), 1347.
- Miller, G. H., et al., (2012) Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks, *Geophysical Research Letters*, 39(2).
- Muscheler, R., and U. Heikkilä (2011) Constraints on long-term changes in solar activity from the range of variability of cosmogenic radionuclide records, *Astrophysics and Space Sciences Transactions (ASTRA)*, 7(3), 355.
- Muscheler, R., F. Joos, J. Beer, S. A. Müller, M. Vonmoos, and I. Snowball (2007) Solar activity during the last 1000yr inferred from radionuclide records, *Quaternary Science Reviews*, 26(1), 82-97.
- Normandeau, A., G. Joyal, P. Lajeunesse, P. Francus, S. Lamoureux, and F. Lapointe (2016) Late-Holocene Mass Movements in High Arctic East Lake, Melville Island (Western Canadian Arctic Archipelago), in *Submar. Mass. Mov. Conseq.*, edited, pp. 311-320, Springer.
- Ortega, P., F. Lehner, D. Swingedouw, V. Masson-Delmotte, C. C. Raible, M. Casado, and P. Yiou (2015) A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium, *Nature*, 523(7558), 71-74.
- Ottera, O. H., M. Bentsen, H. Drange, and L. Suo (2010) External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability, *Nature Geosci*, 3(10), 688-694.
- O'Sullivan, P. (1983) Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes--a review, *Quaternary Science Reviews*, 1(4), 245-313.
- Parrenin, F., et al., (2013a) On the gas-ice depth difference (Delta depth) along the EPICA Dome C ice core, *Climate of the Past*, 8, 1239-1255.
- Parrenin, F., et al., (2013b) Synchronous change of atmospheric CO<sub>2</sub> and Antarctic temperature during the last deglacial warming, *Science*, 339(6123), 1060-1063.

- Rahmstorf, S., G. Feulner, M. E. Mann, A. Robinson, S. Rutherford, and E. J. Schaffernicht (2015) Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation, *Nature Climate Change*, 5(5), 475-480.
- Reimer, P. J., et al., (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace, and R. L. Colony (2002) Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation, *Journal of Climate*, 15(18), 2648-2663.
- Robock, A. (2000) Volcanic eruptions and climate, *Reviews of Geophysics*, 38(2), 191-219.
- Scaife, A. A., S. Ineson, J. R. Knight, L. Gray, K. Kodera, and D. M. Smith (2013) A mechanism for lagged North Atlantic climate response to solar variability, *Geophysical Research Letters*, 40(2), 434-439.
- Schlesinger, M. E., and N. Ramankutty (1996) A 65–70 Year Oscillation in Observed Surface Temperatures, in *Climate Sensitivity to Radiative Perturbations*, edited, pp. 305-316, Springer.
- Screen, J. A., and J. A. Francis (2016) Contribution of sea-ice loss to Arctic amplification regulated by Pacific Ocean decadal variability, *Nature Clim. Change*, 1758-6798.
- St-Onge, G., and B. F. Long (2009), CAT-scan analysis of sedimentary sequences: an ultrahigh-resolution paleoclimatic tool, *Engineering Geology*, 103(3), 127-133.
- Steinhilber, F., et al., (2012) 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(16), 5967-5971.
- Steinman, B. A., M. E. Mann, and S. K. Miller (2015) Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures, *Science*, 347(6225), 988-991.
- Stoner, J., C. Laj, J. Channell, and C. Kissel (2002) South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0–80ka): implications for inter-hemispheric correlation, *Quaternary Science Reviews*, 21(10), 1141-1151.
- Sutton, R. T., and B. Dong (2012) Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s, *Nature Geoscience*, 5(11), 788-792.
- Swingedouw, D., L. Terray, C. Cassou, A. Voldoire, D. Salas-Mélia, and J. Servonnat (2011) Natural forcing of climate during the last millennium: fingerprint of solar variability, *Climate Dynamics*, 36(7), 1349-1364.
- Thiéblemont, R., K. Matthes, N.-E. Omrani, K. Kodera, and F. Hansen (2015) Solar forcing synchronizes decadal North Atlantic climate variability, *Nature communications*, 6.
- Turney, C. S. (1998) Extraction of rhyolitic component of Vedde microtephra from minerogenic lake sediments, *Journal of Paleolimnology*, 19(2), 199-206.
- Wallace, J. (2000), On the Arctic and Antarctic Oscillations.  
[http://research.jisao.washington.edu/wallace/ncar\\_notes/](http://research.jisao.washington.edu/wallace/ncar_notes/)
- Wanner, H., et al., (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview, *Quaternary Science Reviews*, 27(19-20), 1791-1828.
- Wolfe, A. P., G. H. Miller, C. A. Olsen, S. L. Forman, P. T. Doran, and S. U. Holmgren (2004) Geochronology of high latitude lake sediments, *Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes*, 19-52.

Yeager, S. G., A. R. Karspeck, and G. Danabasoglu (2015) Predicted slowdown in the rate of Atlantic sea ice loss, *Geophysical Research Letters*, 42(24).

Zhang, J., and D. Rothrock (2003) Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates, *Monthly Weather Review*, 131(5), 845-861.

Zhang, R., and T. L. Delworth (2006) Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes, *Geophysical Research Letters*, 33(17).

## **CHAPITRE 2**

### **ARTICLE 1**



## **2 INFLUENCE OF NORTH PACIFIC DECADAL VARIABILITY ON THE WESTERN CANADIAN ARCTIC OVER THE PAST 700 YEARS**

**François Lapointe<sup>1,2</sup>, Pierre Francus<sup>1,2</sup>, Scott F. Lamoureux<sup>3</sup>, Mathias Vuille<sup>4</sup>,  
Jean-Philippe Jenny<sup>1,5</sup>, Raymond S. Bradley<sup>6</sup>**

<sup>1</sup>Centre - Eau Terre Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique  
Université du Québec, Québec, G1K 9A9, Canada

<sup>2</sup>GEOTOP Research Center, Montréal (Qc), H3C 3P8, Canada

<sup>3</sup>Department of Geography and Planning, Queen's University, Kingston, ON K7L 3N6,  
Canada

<sup>4</sup>Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, Albany,  
New York 12222, United States.

<sup>5</sup>Max-Planck-Institute for Biogeochemistry, 10, 07745 Jena, Germany

<sup>6</sup>Northeast Climate Science Center, and Climate System Research Center, Department  
of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, 01003, United States.

Corresponding author: François Lapointe ([francois.lapointe@ete.inrs.ca](mailto:francois.lapointe@ete.inrs.ca))

(Article publié dans la revue Climate of the Past)



# **Influence de la variabilité décennale du Nord Pacifique sur le climat de l'Ouest de l'Arctique canadien durant les derniers 700 ans**

## **Résumé**

Comprendre comment la variabilité climatique interne influence les régions arctiques est nécessaire pour mieux prévoir les futures variations climatiques au niveau global. Cet article analyse un enregistrement annuellement laminé (varve) de l'ouest de l'Arctique canadien et souligne que les varves sont négativement corrélées à l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO) instrumentale au cours du dernier siècle et également avec la PDO reconstituée au cours des 700 ans, ce qui suggère des conditions plus sèches en Arctique pendant les phases négatives de la PDO, et vice-versa. Ces résultats sont en accord avec les téléconnexions régionales connues selon lesquelles la PDO est corrélée négativement et positivement avec la précipitation et la pression moyenne au niveau de la mer, respectivement. Ce modèle est également évident pendant la phase positive de l'Index Nord-Pacifique (NPI) en automne. Une réduction dans la couverture de glace de mer est observée durant l'été et l'automne pendant la PDO- et la NPI+ en lien avec des vents provenant du Nord du Pacifique et qui soufflent en direction Nord à travers le Détrict de Béring et peuvent atteindre l'Ouest de l'Arctique canadien. Ces anomalies climatiques sont liées à la PDO et la NPI et sont les facteurs clés expliquant l'évaporation et les précipitations subséquentes dans cette région de l'Arctique. Collectivement, les données sédimentaires suggèrent que la variabilité climatique du Pacifique Nord a été un régulateur persistant du climat régional de l'Arctique. Étant donné que la perte projetée de la glace de mer contribuera à un réchauffement accéléré dans l'Arctique, les futures phases négatives de la PDO (NPI+) agiront probablement comme amplificateur de cette rétroaction positive.

Mots clés : Oscillation décennale du Pacifique, Index Nord-Pacifique, glace de mer, varves, précipitations

## **Contribution des auteurs**

Les analyses spectrales ainsi que les comparaisons entre les séries temporelles et le traitement des données ont été réalisées par François Lapointe. Les corrélations spatiales ont été réalisées par François Lapointe avec l'aide des recommandations de Matthias Vuille. Charly Massa François Lapointe et Jean-Philippe Jenny ont travaillé sur un script à l'aide du logiciel R pour la méthode statistique de bootstrap. Scott Lamoureux a améliorer le contenu linguistique de l'article. L'interprétation des résultats et l'écriture de l'article ont été réalisés par François Lapointe sous la supervision de Pierre Francus. Plusieurs discussions ont été échangées avec Raymond S. Bradley, ce qui a permis d'améliorer le manuscript. Tous les co-auteurs ont relu et corrigé l'article.

## 2.1 Abstract

Understanding how internal climate variability influences arctic regions is required to better forecast future global climate variations. This paper investigates an annually-laminated (varved) record from the western Canadian Arctic and finds that the varves are negatively correlated with both the instrumental Pacific Decadal Oscillation (PDO) during the past century and also with reconstructed PDO over the past 700 years, suggesting drier Arctic conditions during high-PDO phases, and vice versa. These results are in agreement with known regional teleconnections, whereby the PDO is negatively and positively correlated with summer precipitation and mean sea level pressure respectively. This pattern is also evident during the positive phase of the North Pacific Index (NPI) in autumn. Reduced sea-ice cover during summer–autumn is observed in the region during PDO– (NPI+) and is associated with low-level southerly winds that originate from the northernmost Pacific across the Bering Strait and can reach as far as the western Canadian Arctic. These climate anomalies are associated with the PDO– (NPI+) phase and are key factors in enhancing evaporation and subsequent precipitation in this region of the Arctic. Collectively, the sedimentary evidence suggests that North Pacific climate variability has been a persistent regulator of the regional climate in the western Canadian Arctic. Since projected sea-ice loss will contribute to enhanced future warming in the Arctic, future negative phases of the PDO (or NPI+) will likely act to amplify this positive feedback.

Keywords: PDO, NPI, sea-ice, varves, precipitation

## 2.2 Introduction

In the North Pacific region, the Pacific Decadal Oscillation (PDO) is the major mode of multi-decadal climate variability (Mantua et al., 1997). The PDO can be described as a long-lived El Niño/Southern Oscillation (ENSO)-like pattern of Pacific sea surface temperature (SST) variability (Allan et al., 1996; Zhang et al., 1997), or as a low-frequency residual of ENSO variability on multi-decadal time scales (Newman et al., 2003). During the warm (positive) PDO phase (PDO+), regions of southeast Alaska, the southwestern US and Mexico generally have increased winter precipitation, whereas drier conditions are observed in southern British Columbia and the Pacific Northwest US. During PDO- conditions are essentially reversed (Mantua and Hare 2002). To date, little is known, however, about the influence of the PDO on the climate of the Canadian Arctic. Indeed, the impacts of large-scale mode of climate variability in this region have not been documented because of the lack of 1) reliable meteorological datasets, which generally don't extend prior to 1950, and 2) annually-resolved climate archives. In the recent years, several varved records have been established in the Arctic (at Cape Bounty: Cuven et al., (2011); Lapointe et al., (2012), at South Sawtooth Lake: Francus et al., (2008), at Lake C2: Douglas et al., (1996), at Murray Lake: Besonen et al., (2008) and Lower Murray Lake: Cook et al., (2009)) in order to investigate past climate variations. Amongst them, the Cape Bounty record is most probably the best documented because it has been supported by climate, hydrological, and limnological research at the Cape Bounty Arctic Watershed Observatory since 2003. The annual nature of this sedimentary record, its duration (700 years), and the above-average quality of its chronology opens the opportunity to investigate (1) correlations with instrumental records, (2) cyclities of this record by time-series analysis, (3) teleconnections with major climate indices, and (4) the long-term influence of the climate mode of variability on the western Canadian Arctic.

## 2.3 Materials and methods

### 2.3.1 Study site

Cape Bounty East Lake (hereafter CBEL, 5 m asl, Figure 1 black asterisk) is located on southern Melville Island in the Canadian Western High Arctic ( $74^{\circ} 53' N$ ,  $109^{\circ} 32' W$ ). CBEL is a small ( $1.5 \text{ km}^2$ ) and relatively deep (32 m) monomictic freshwater lake. The lake has ice cover for 10-11 months of the year and has one primary river inflow. CBEL has been monitored since

2003 as part of comprehensive hydrological and limnological studies that revealed the nature of sediment delivery and deposition in this setting (Cockburn and Lamoureux, 2008; Lamoureux and Lafrenière, 2009; Lewis et al., 2012). Fluvial input to the lake occurs mainly during June and July during spring snowmelt and also due to major rainfall events generally later in the summer season (Dugan et al., 2009; Lapointe et al., 2012; Lewis et al., 2012). Previous studies (Cuven et al., 2011; Lapointe et al., 2012) demonstrated the presence of clastic varves in the lake and documented the past hydroclimatic variability using the physical and geochemical properties of the varve sequence. Finally, seismic profiles of the lake bottom revealed that the coring site used in Lapointe et al., (2012) and Cuven et al., (2011) was located away from mass movement deposits, therefore well suited for paleoclimatic investigations (Normandeau et al., 2016a, Normandeau et al., 2016b).

### 2.3.2 Observational climate data

To understand the recent relationship between the Western Canadian Arctic climate and the PDO, a one-point correlation map was calculated using the Pearson's correlation. These were prepared using the Climate Explorer tool that is managed by the Royal Netherlands Meteorological Institute (Trouet and Van Oldenborgh, 2013; Van Oldenborgh and Burgers, 2005). Precipitation, sea-level pressure, temperature and sea-ice anomalies were obtained from the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011), a dataset that provides robust observations of mean temperature and precipitation in the Canadian Arctic (Lindsay et al., 2014; Rapaić et al., 2015). For zonal and meridional wind, the NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) which cover the period 1950-2016 was used. The PDO as defined in Mantua (1997) is derived as the leading principal component of monthly SST anomalies in the North Pacific Ocean, poleward of 20°N. A second PDO index was constructed by regressing the Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSSTv4) (Huang et al., 2015) temperature anomalies against the Mantua PDO index during the period of overlap. This resulted in a PDO regression map for North Pacific ERSST anomalies. This index closely resembles the Mantua PDO index. The NPI is described as the area-weighted sea-level pressure over the region 30°N-65°N, 160°E-140°W (Trenberth and Hurrell, 1994). Finally, the Arctic Oscillation Index, representing the leading Empirical Orthogonal Function (EOF) of monthly mean 1000 hPa geopotential height anomalies over 20°-90° N latitude (Thompson and Wallace 1998) was used. Finally, the Mould Bay weather station record, located 320 km northwest of CBEL, was extracted from: [http://climate.weather.gc.ca/historical\\_data/search\\_historic\\_data\\_e.html](http://climate.weather.gc.ca/historical_data/search_historic_data_e.html).

### **2.3.3 Chronological control**

The methods used to count varves rely on both visual examination of thin sections and the use of ~ 7000 microscopic images (1024 X 768 µm) obtained using a scanning electron microscope in backscatter mode. This technique allows for the reliable identification of thin varves (< 0.4 mm), thus decreasing the chances of missing thin varves (Ojala et al., 2012). The chronology of the recent part of the record was also confirmed by radiometric dating ( $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$ ) (Cuven et al., 2011). Counts were made by two different users and yielded very similar results in the upper part (above 167 cm), in which the first 925 varves are present (1075 CE). The error between the two counts is estimated to be less than 1.2% (Lapointe et al., 2012), a very good number compared to other similar records (Ojala et al., 2012). Overall, the counts were very consistent since 244 CE implying that the varves from CBEL are well-defined and unambiguous (Lapointe et al., 2012). Only three coarse layers, dated 1971 CE (Lapointe et al., 2012), 1446 CE (Annexe II, Section 6, Figure S4) and 1300 CE (Annexe II, Section 6, Figure S6), are found in the 1750-year long sequence. These are the sole discernible features that have likely caused minor erosion in the sedimentary record from 1300-2000 CE (Annexe II, Section 6, Figures S4, S6). Moreover, CT-scans of the core record did not reveal any unconformities. Finally a recent acoustic survey revealed that the coring site was devoid of mass movement deposits (Normandea et al., 2016). In brief, all these features are suggesting that the CBEL sedimentary record is minimally affected by erosion (Cuven et al., 2011; Lapointe et al., 2012).

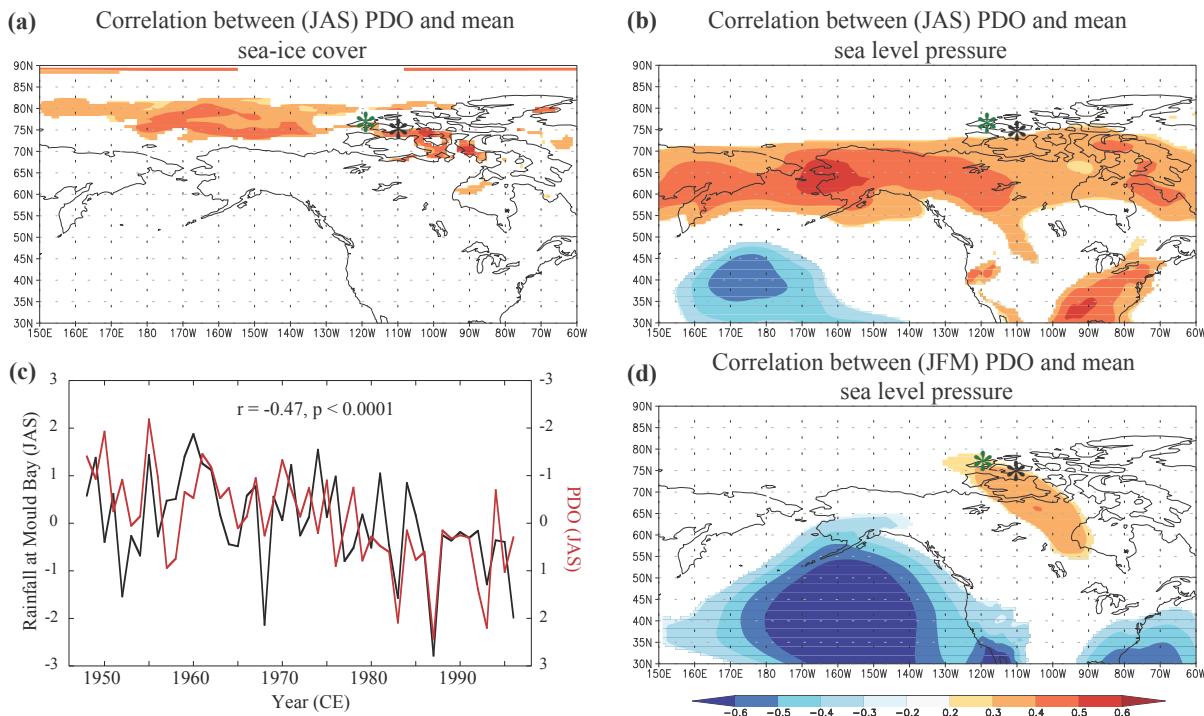
### **2.3.4 Proxy data**

Varve thickness and grain-size data (Lapointe et al., 2012), available from the NOAA paleoclimate database, were linearly detrended. A Box-Cox transformation was then used to stabilize variance in the time series (note that the use of both no transformation or a log-transformation of the time series yielded similar results). The data were normalized to allow for a comparison with other time series. Three PDO reconstructions (D'Arrigo et al., 2001; Gedalof and Smith, 2001; MacDonald and Case, 2005) were used for comparison with the CBEL record. Spectral analyses were carried out using REDFIT (Schulz and Mudelsee, 2002) and wavelet analyses were performed with the software R (Team, 2008) using the package biwavelet (Gouhier and Grinsted, 2012). For wavelet analysis the interval 244-2000 CE was analysed as the lake was fully isolated by glacioisostatic uplift from the ocean after 244 CE (Cuven et al., 2011; Lapointe et al., 2012).

## 2.4 Results

### 2.4.1 Instrumental teleconnections

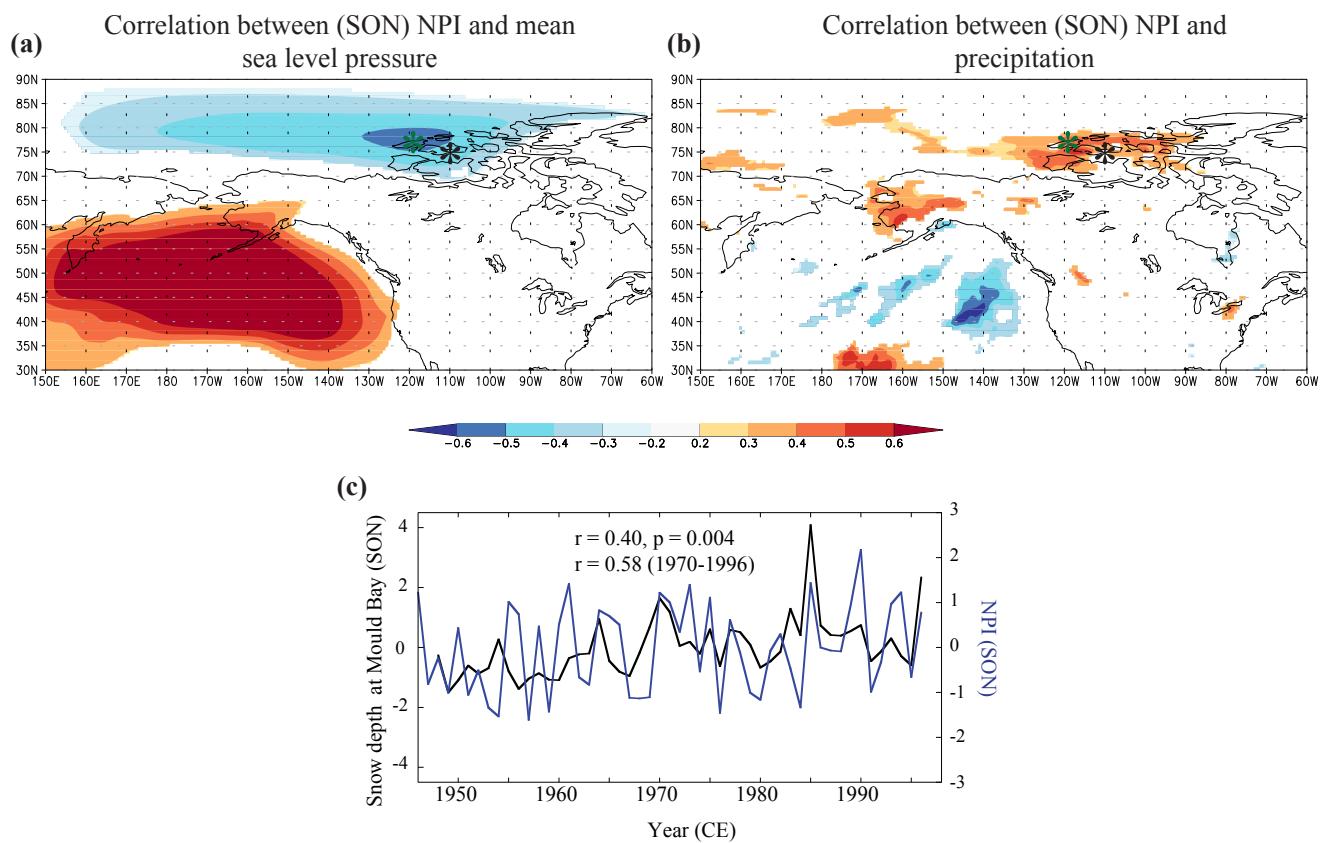
Several key climate indices demonstrate the present-day influence of the PDO on the western Canadian Arctic. The correlation between the PDO index (Mantua et al., 1997) based on ERSSTv4 (Huang et al., 2015) and sea-ice cover (Dee et al., 2011) is positive during summer and autumn over the region (Figure 2.1a; Annexe II; Section 6, Figure S1). An anomalous surface high-pressure system develops in the vicinity of southern Melville Island from July to September (JAS) (Figure 2.1b) during positive PDO phases (PDO+). The PDO index is also inversely correlated with summer rainfall from the nearest continuous weather station, Mould Bay (Figure 2.1c), implying drier (wetter) conditions during the positive (negative) phase of the PDO ( $r = -0.47$ ,  $p < 0.0001$ ). This suggests that PDO-related atmospheric circulation anomalies significantly affect the climate of this region (Figure 2.1).



**Figure 2.1 PDO modulation of Western Canadian Arctic climate.** (a), Correlation between PDO (Huang et al., 2015) and sea-ice anomalies from ERA-Interim (Dee et al., 2011) for July-September during 1979-2016. (b), as in a) but for mean sea level pressure from ERA-Interim (Dee et al., 2011). (c), Comparison between the time series of rainfall at Mould Bay and PDO during July-September. (d), as in b) but for January-March (JFM). Black and green asterisks denote Cape Bounty and Mould Bay weather station, respectively. Note that Mould Bay weather station stopped operating in 1996.

Another important teleconnection is revealed in the spatial correlation between PDO and mean sea level pressure (MSLP) during winter (Figure 2.1d). The mid-to high-latitude manifestation of the PDO includes a wave train that is characterized by a deepening of the Aleutian Low and a high-pressure system to the northeast over the Canadian Arctic during PDO+, somewhat reminiscent of the Pacific - North America pattern PNA (Wallace and Gutzler, 1981), and most prominent during the positive phase of ENSO. Melville Island is located at the core of this teleconnection wave train, and is ideally located to sample extremes of the PDO as they are expressed as significant departures of MSLP during each phase (Figure 2.1d). The existence of a persistent anomalous high-pressure system over this area during the PDO+ is indicative of drier than average conditions in the region, while negative MSLP anomalies during the negative PDO phase (PDO-) likely reflect the more frequent passage of low-pressure systems and the increased likelihood of precipitation (Figure 2.1c).

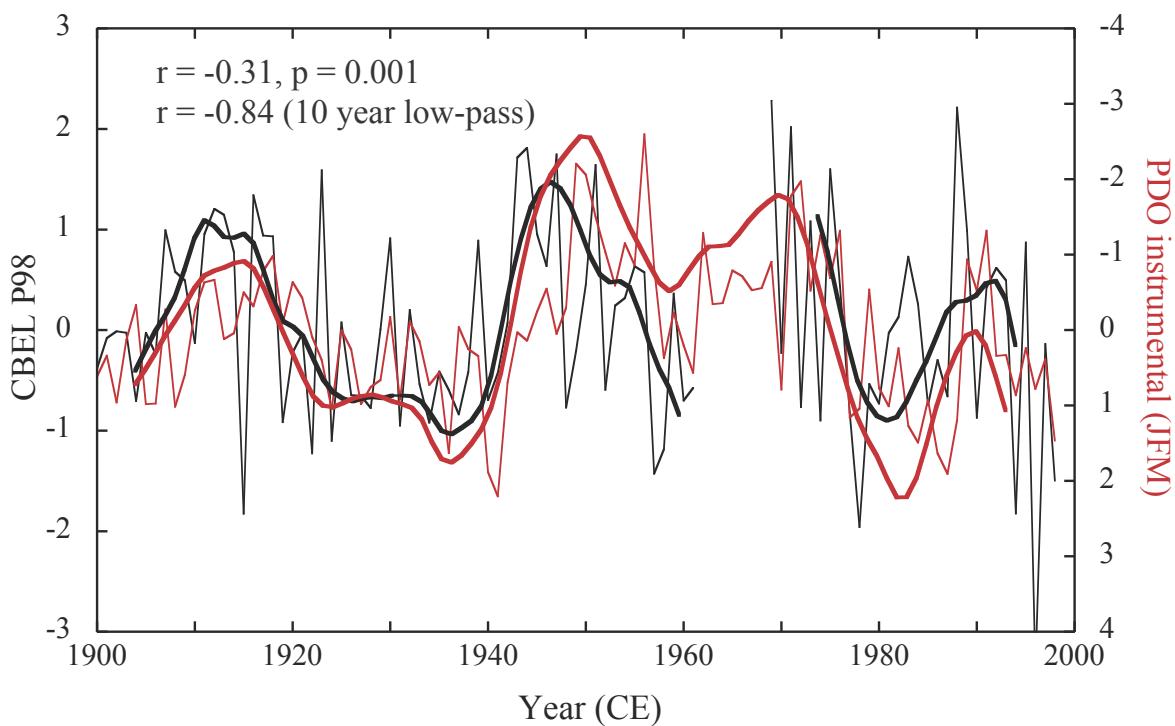
The western Canadian Arctic is also strongly influenced by the North Pacific Index (NPI) during September-November (SON) (Figure 2.2). The NPI is a more direct measure of the strength of the Aleutian Low (Trenberth and Hurrell, 1994) and has been shown to be part of the PDO North Pacific teleconnection (Schneider and Cornuelle, 2005). A weakened Aleutian Low (increased MSLP) is seen in the Pacific during times of positive NPI (NPI+), as is the case during PDO-. Meanwhile, an anomalous low-pressure system is observed over the western Canadian Arctic (Figure 2.2a), consistent with an increased likelihood of precipitation (Figure 2.2b). This is confirmed by the correlation between snow depth recorded at Mould Bay and the NPI (Figure 2.2c).



**Figure 2.2 North Pacific Index (NPI) and precipitation during September-November.** (a), Correlation between NPI (Trenberth and Hurrell, 1994) and mean sea level pressure from 1979-2015. (b), Same as (a), but for precipitation anomalies (Dee et al., 2011) correlated with NPI index. Black and green asterisks denote Cape Bounty and Mould Bay weather station, respectively. (c) Comparison between the time series at Mould Bay snow depth and NPI during September-November (Trenberth and Hurrell, 1994). Note that Mould Bay weather station stopped operating in 1996 CE.

## 2.4.2 Comparison with instrumental and paleo-PDO records

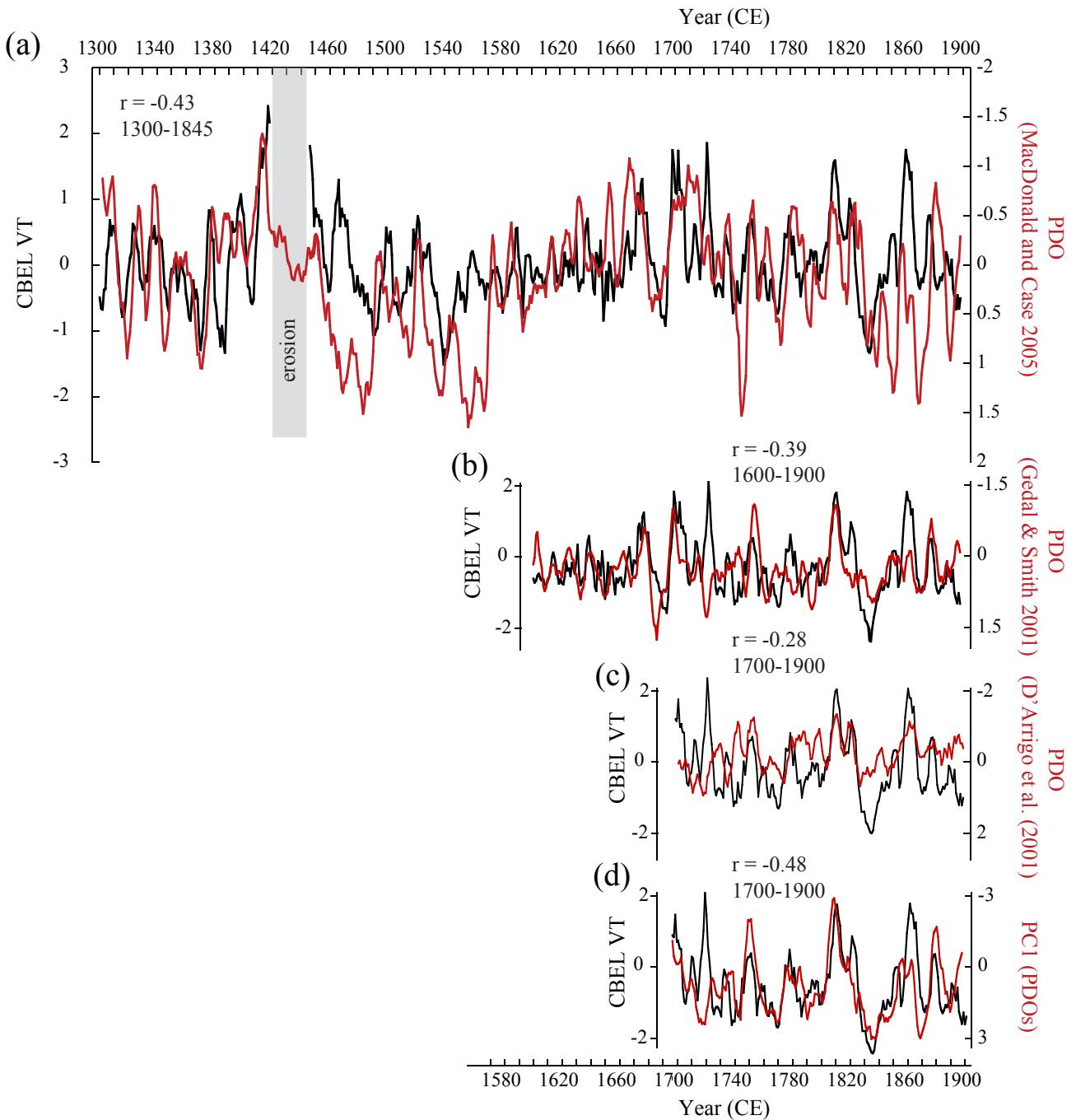
The sedimentary varve record gives support to these instrumental climate observations. Annual coarse grain-size (98<sup>th</sup> percentile) (Lapointe et al., 2012) is negatively correlated with the instrumental PDO (Mantua et al., 1997) during the last 100 years (no lag:  $r = -0.26$ ,  $p = 0.01$ , maximum correlation at 1-year lag:  $r = -0.31$ ,  $p = 0.001$  and  $r = -0.84$  using a 10-year low-pass filter, Figure 2.3), suggesting thicker varves (deposits) during PDO-. A similar correlation is found between instrumental NPI (Trenberth and Hurrell 1994) and coarse grain-size at CBEL (Annexe II, Section 6, Figure S2 :  $r = 0.30$ ,  $p = 0.003$ : no lag).



**Figure 2.3 Instrumental PDO (NOAA) compared with grain size at Cape Bounty East Lake from 1900-2000. (best correlation is achieved when CBEL lags PDO by 1 year). Bold lines are 10-year low-pass filtered. Seven years were eroded by a large turbidite dated to 1971 CE (Lapointe et al., 2012).**

For the time interval 1300-1900 CE, a single 1.34 cm thin erosive bed is evident in the sedimentary record (Annexe II, Section 6, Supplemental Text 1, Supplemental Figure S4), making the comparison of the CBEL varve thickness (VT) with other paleo-PDOs acceptable. The three reconstructed PDOs (MacDonald and Case 2005, Gedalof and Smith 2001, D'Arrigo et al., 2001) show periods of high coherency, but there are periods of low consistency between them (Figure 2.4a-c), as reported in the literature (Kipfmueller et al., 2012; Wise, 2015). These

reconstructed PDOs are probably best interpreted as reflections of the PDO at their given study sites, explaining the lack of co-variability during certain periods. To better explain the variance in the paleo-PDO time series, a principal component analysis (PCA) was performed on the three reconstructed PDOs. The PC1 (Figure 2.4d) explains 51% of the variability (loadings factors: 0.58 (D'Arrigo et al., 2001), 0.68 (Gedalof and Smith 2001) and 0.65 (MacDonald and Case 2005)) and its highest correlation with VT is achieved with an 18 year lag (Annexe II, Section 6, Figure S3:  $r = -0.29$ ,  $p < E-5$ ). Given the present-day teleconnection (Figures 2.1,2.2) and the overall co-variability between the instrumental PDO and the CBEL record (Figure 2.3; Annexe II, Section 6, Figure S2), this lag is likely due to intrinsic errors of varve chronologies (Ojala et al., 2012) rather than a mechanistic phase shift. When applying a 5-year running-mean on the series the co-variability is striking ( $r = -0.48$ ), especially from 1750-1900 ( $r = -0.68$ ). From 1600-1900, annual correlation between Gedalof and Smith (2001) and the CBEL record is significant ( $r = -0.21$ ,  $p < 0.001$ ). When a 5-year running mean is applied on the series, the coherence between both records is much stronger (Figure 2.4b:  $r = -0.39$ ). This is also the case when comparing the CBEL VT record to the D'Arrigo et al., (2001) PDO (Figure 2.4c, annual correlation:  $r = -0.25$ ,  $p < 0.001$ ; 5 yr-running mean:  $r = -0.29$ ). The correlation of the CBEL record to the PDO from MacDonald and Case for the period 1446-1900 is also significant (annual correlation:  $r = -0.24$ ,  $p < E-7$ , 5 year-running mean:  $r = -0.39$ ). For the period encompassing 1300-1446 CE, the records are significantly correlated with a 28 year-lag. This broader lag is likely related to erosion produced by a high-energy event (second largest layer of the record) dated at ~1446 CE (Annexe II, Section 6, Figure S4). When shifting our record back by 28 years, a high co-variability exists between both records (Figure 2.4a; Annexe II, Section 6; Figure S5). The overall annual correlation with the MacDonald and Case (2005) index is slightly improved during the pre-industrial interval 1300-1845 CE (Figure 2.4a: annual correlation:  $r = -0.27$ ,  $p < E-10$ ,  $r = -0.43$  (5-year running-mean) and  $-0.69$  (25-year low-pass filter, Annexe II, Section 6, Figure S5)).



**Figure 2.4 a), Comparison between normalized Cape Bounty East Lake varve thickness and normalized PDO from MacDonald and Case (2005) (VT is shifted 18 years earlier). b), Same as A) but for the PDO from Gedalof and Smith (2001). c), Same as a) and b) but using the PDO from D'Arrigo et al., (2001). d), Same as a), b) and c) but using the PC1 extracted from PCA analysis of the three PDOs. Time series are filtered by a 5-year running-mean.**

To obtain accurate confidence intervals for the linear correlation between the PDO records and CBEL, a nonparametric stationary bootstrap, using 1000 iterations, is used (Mudelsee, 2010). The optimal average block length is determined using the method described in Patton et al., (2009), which is well suited for autocorrelated time series. The correlation analysis performed on both raw and 5-year filtered data shows a large improvement of the significance levels with filtered data (Annexe II, Section 6, Figure S8) as well as stronger correlation coefficients (Table 2.1). Also, the use of filtered data provides narrower confidence intervals, that is, less uncertainty. The visible and statistically significant negative correlation between three independent PDO records and CBEL strongly support our assumption that the varve thickness at our site is influenced by the PDO.

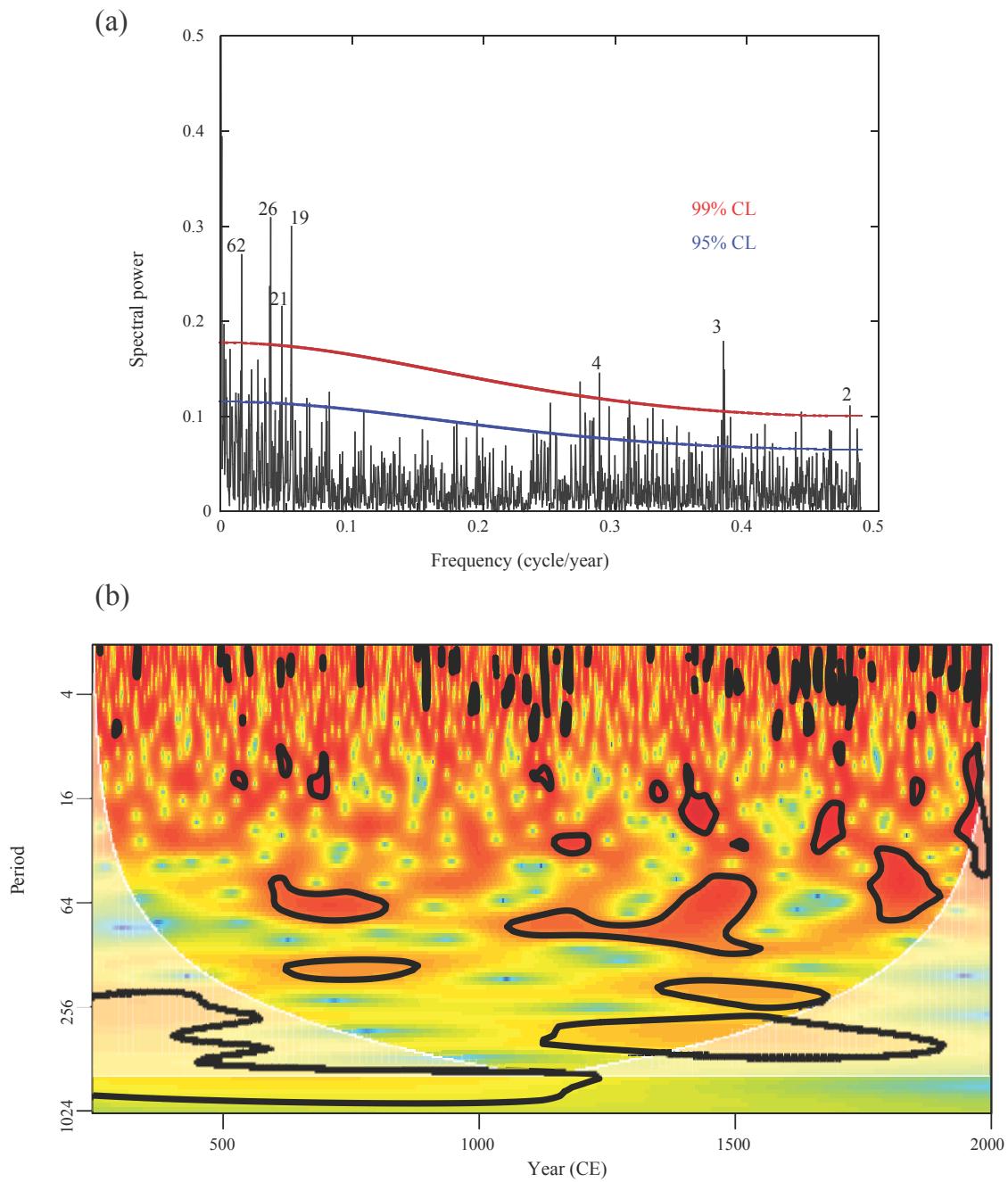
**Table 2.1 Correlation analysis for the varve thickness at Cape Bounty East Lake and different proxy records of PDO. r is Pearson's correlation coefficient, and p is the probability that two uncorrelated time-series would exhibit a higher correlation. The percentile confidence intervals at 95%, calculated from 1000 nonparametric stationary bootstrap iterations, are indicated in brackets.**

Study	<i>p</i>		<i>r</i>	
	raw	filtered	raw	filtered
Gedalof and Smith (2001)	0.05 [E-10; 0.646]	0.008 [E-29; 0.053]	-0.19 [-0.35; -0.01]	-0.39 [-0.65; -0.19]
MacCase (2005)	E-04 [E-17; E-05]	E-10 [E-46; E-13]	-0.24 [-0.33; -0.15]	-0.42 [-0.55; -0.30]
D'Arrigo et al. (2001)	0.29 [0.002; 0.92]	0.08 [E-26; 0.81]	0.01 [-0.04; 0.22]	-0.29 [-0.64; 0.08]
PC1	0.02 [E-11; 0.01]	E-03 [E-37; E-04]	-0.29 [-0.46; -0.10]	-0.53 [-0.74; -0.25]

#### 2.4.3 Spectral content of the 244-2000 CE period

To further support the link between the Cape Bounty sequence and the PDO (NPI), spectral analysis of the entire VT record for the 244-2000 CE period found significant (> 99% confidence level (CL); Figure 2.5a) spectral peaks at ~19-26 and at 62 years that are consistent with those found in the high-frequency (19-25 year) and also the lower frequency range (50-70 year) of the PDO (Chao et al., 2000; Latif and Barnett, 1996; Mantua and Hare, 2002; Minobe, 1997; Tourre et al., 2005). The 2-4 year-cycle in the VT could be linked to ENSO, which is characterized by high-frequency variability of 2-8 years (Deser et al., 2010). Many significant sub-decadal periodicities at ~2-8 years are evident (Figure 2.5b). These periodicities are particularly pronounced from 1450 to 2000 CE and 800 to 1200 CE. Over the last millennium, the 50-70 year oscillation has been persistent at Cape Bounty from ~1000 to 1550 CE and from ~1700 CE

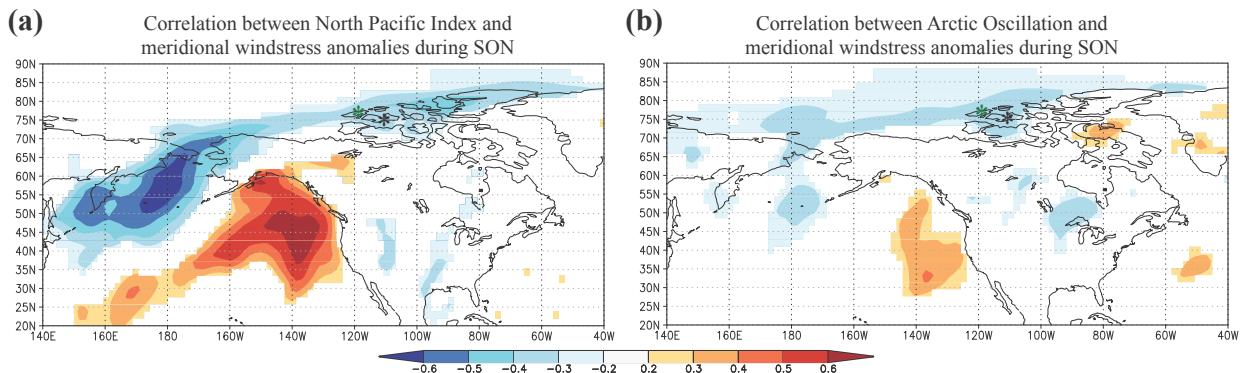
until recently (Figure 2.5b). This is somewhat different from the PDO reconstruction from tree-rings (MacDonald and Case, 2005) in which the wavelet spectrum displays a persistent power band covering only the periods ~1350-1500 CE and 1800 CE until recently. Similar to MacDonald and Case (2005), CBEL reveals a weaker multi-decadal variability during the 17<sup>th</sup> century and the early part of the 18<sup>th</sup> century. However, in contrast to MacDonald and Case (2005), significant power located at 2-8 years remains relatively constant during most of the past millennium in CBEL and is particularly strong between ~850-1250 CE (Medieval Climate Anomaly, MCA), ~1450-1750 CE (coldest interval of the LIA), and recently (Figure 5b). A ~60-year periodicity is also clearly discernible during 600-800 CE, a period also characterized by strong decadal and sub-decadal (2-7 year) cycles. Altogether, these relationships point toward a significant influence of the PDO on the western Canadian Arctic.



**Figure 2.5 a), Spectral analysis of the varve thickness series. After Schulz and Mudelsee (Schulz and Mudelsee, 2002). b), Wavelet analysis: black boundaries show the 95% confidence level based on a red noise process. White shading represents the cone of influence where edge effects might be important. More information on wavelet analysis available in Annex V, Section 9.1.2.**

## 2.5 Possible mechanisms linking the CBEL record to the PDO

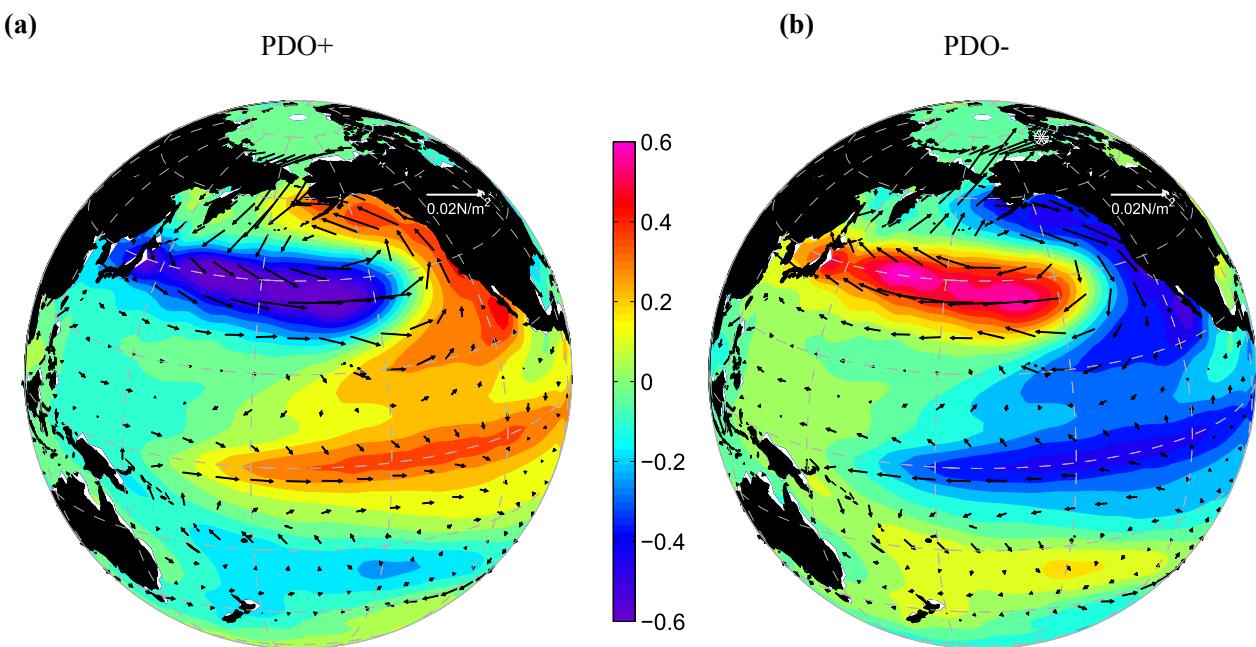
When the western Canadian Arctic is characterized by lower pressure system anomalies when the Aleutian Low is in a weakened state (increased SLP, NPI+, Figure 2.2), it is plausible that the prevailing winds reaching the region originate from the northern Pacific. Indeed, a negative correlation between meridional windstress and the NPI during SON over the northernmost part of the Pacific and extending into the western Canadian Arctic (Figure 2.6a) indicates prevailing northerly wind anomalies during the positive phase of the NPI. It has similarly been shown that PDO and Arctic Oscillation (AO) are useful determinants of precipitation characteristics during summer season in regions of Alaska (L'Heureux et al., 2004) and a positive AO index has been linked to reduced sea-ice extent and increased atmospheric heat transport into the Arctic (Rigor et al., 2002; Zhang et al., 2003). The correlation between the AO and the meridional windstress anomalies (Figure 2.6b) yields very similar pattern as the NPI (Figure 2.6a). This is not too surprising, since these two climate indices are significantly correlated during SON (1900-2015:  $r = 0.45$ ,  $p < 0.0001$ ). Hence the two modes which may share in part the same signal might constructively interfere to strengthen northerly winds over the Arctic during AO+ and NPI+, converging with southerly moisture-laden winds from the North Pacific over the western Canadian Arctic, thereby favoring precipitation in the region during autumn.



**Figure 2.6 a), Correlation between NPI (Trenberth and Hurrell, 1994) and meridional windstress anomalies from 1950-2015. b), Same as a), but for correlation with Arctic Oscillation index (derived from NCEP/CPC). Note that the Era-Interim yields similar result (not shown). Black and green asterisks denote Cape Bounty and Mould Bay weather station, respectively.**

These meridional wind anomalies appear to persist during the cold season (Annexe II, Section 6, Figure S9), although they are not as pronounced over the western Canadian Arctic as in September-November (Figure 2.6a). This is consistent with annual surface wind stress

differences between PDO phases over the North Pacific (Zhang and Delworth, 2015) during the 20<sup>th</sup> century (Figure 2.7). Indeed, sustained southerly wind anomalies are observed in the northernmost part of the Pacific during PDO- (induced by a weakened Aleutian Low, i.e. NPI+), north of the Kuroshio-Oyashio Extension, where warm SST anomalies are observed (Screen and Francis, 2016; Zhang and Delworth, 2015) (Figure 2.7). These southerly winds extend from the northernmost Pacific (north of the weakened Aleutian Low) across the Bering Strait and can reach as far as the western Canadian Arctic, increasing heat and moisture transport to the latter region (Screen and Francis, 2016). Meanwhile, strong westerly winds dominate over the eastern Siberian shelf and converge with the southerly flow from the Pacific over the western High Arctic during PDO- (Kwon and Deser, 2007; Screen and Francis, 2016; Zhang and Delworth, 2015) (Figure 2.7). Thus, the PDO phase has been shown to clearly influence the winter-mean atmospheric circulation in the North Pacific while its influence also extends into the Arctic (Screen and Francis 2016). Our analysis suggests that this PDO (NPI) influence might also be impacting regional climate during autumn.



**Figure 2.7** PDO modulation of winds and sea surface temperature in the Pacific. From Zhang and Delworth (Zhang and Delworth, 2015). Regression of SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) and surface wind stress ( $\text{N m}^2$ ) against the PDO index. Note the northward direction of the wind stress in the central northern part of the Pacific during the negative phase of the PDO (b). Winds from the Siberian shelf have an eastward direction and reach Melville Island during negative PDO. Reproduced with permission from the American Meteorological Society (AMS).

Warmer summer temperatures during PDO- are also observed in large areas of the Arctic (Annexe II, Section 6, Figure S10a). This is most apparent in the western Canadian Arctic during NPI+ (Annexe II, Section 6, Figure S10b). It has been shown that PDO- (and NPI+) lead to lower tropospheric Arctic warming and sea-ice loss (Screen and Francis, 2016), and the combination of reduced sea-ice extent (Figure 2.1; Annexe II, Section 6, Figure S1) and warmer surface temperature during PDO- (NPI+) (Annexe II, Section 6, Figure S10) likely allows for more evaporation to occur, while anomalous surface winds (Figures 2.7, 2.8) increase moisture convergence in the region, thereby enhancing precipitation (Figures 2.1c, 2.2b, c). Analyses by Francis et al., (2009) have shown that the Aleutian Low tends to be weaker following summers of reduced sea ice cover. A comparison between the CBEL record and instrumental sea-ice extent since 1979 (Cavalieri et al., 1996) (Annexe II, Figure S11:  $r = -0.52$ ,  $p = 0.01$ ) suggests increased precipitation during times of low sea-ice extent. Winds during periods of a weakened Aleutian Low (Figures 2.6, 2.7) and reduced sea-ice extent in the region, as seen during PDO- (Figure 2.1a), would likely be more effective at transporting moisture across the western Canadian Arctic (Figure 2.2b). More importantly, Arctic sea-ice extent reached unprecedented low values in the latter half of the 20<sup>th</sup> century compared to the last 1450 years (Kinnard et al., 2011). This trend is similar to the coarse grain-size at CBEL, which increased substantially and reached unprecedented levels in the 20<sup>th</sup> century compared to the last 1750 years (Lapointe et al., 2012). All of these elements point to a causal mechanism, linking the NPI (PDO), sea-ice and precipitation in the western Canadian Arctic.

## 2.6 Conclusion

This study suggests a significant influence of the PDO (NPI) on the climate of the western Canadian Arctic, a region where instrumental data coverage is very sparse and the duration of available records is short. Spatial correlations using both instrumental and reanalysis data indicate a strong atmospheric teleconnection, likely responsible for the increase of precipitation during PDO- (NPI+). These results indicate the importance of large-scale teleconnections for Arctic climate and in particular, for precipitation variations in the Canadian High Arctic. An important finding from this study is the reduced sea-ice cover observed during PDO-, which is in agreement with simulations made from Screen and Francis (2016). The PDO – western Canadian Arctic relationship has persisted at least for the past ~700 years as revealed by the strong coherence between the CBEL varve record and multiple PDO reconstructions. Given the oscillatory nature of the PDO, there is some potential for improved constraint over decadal-scale

climate prediction using the kind of sedimentary record shown here, which in turn could give insights into future sea-ice variability. In that sense, more high-resolution records with longer timescales from this region could be beneficial for future PDO projection.

## 2.7 References

- Allan, R., Lindesay, J., and Parker, D (1996) El Niño southern oscillation & climatic variability, CSIRO publishing, 406 pages.
- Besonen, M., Patridge, W., Bradley, R.S., Francus, P., Stoner, J., and Abbott, M (2008) A record of climate over the last millennium based on varved lake sediments from the Canadian High Arctic, *The Holocene*, 18(1), 169.
- Cavalieri, D., Parkinson, C., Gloersen, P., and Zwally, H (1996) Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data (updated 2008). NASA Distributed Active Archive Center, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO <http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html>, Last access September 2016.
- Chao, Y., Ghil, M., and McWilliams, J. C (2000) Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2261-2264.
- Cockburn, J. M. H. and Lamoureux, S. F (2008) Hydroclimate controls over seasonal sediment yield in two adjacent High Arctic watersheds, *Hydrol Process.*, 22, 2013-2027, 2013-2027.
- Cook, T. L., Bradley, R.S., Stoner, F., and Francus, P (2009) Five thousand years of sediment transfer in a high arctic watershed recorded in annually laminated sediments from Lower Murray Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Canada, *Journal of Paleolimnology*, 41(1), 77-94.
- Cuven, S., Francus, P., and Lamoureux, S (2011) Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic, *Quatern. Sci. Rev.*, 30, 2651-2665.
- D'Arrigo, R., Villalba, R., and Wiles, G (2001) Tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability, *Climate Dynamics*, 18, 219-224.
- Dee, D., et al (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S.-P., and Phillips, A. S (2010) Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms, *Mar. Sci.*, 2.
- Douglas, M. S., Ludlam, S., and Feeney, S (1996) Changes in diatom assemblages in Lake C2 (Ellesmere Island, Arctic Canada): response to basin isolation from the sea and to other environmental changes, *J Paleolimnol*, 16(2), 217-226.
- Dugan, H.A., Lamoureux, S. F., Lafrenière, M. J., and Lewis, T (2009) Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed, *Hydrol. Process.*, 23 1514-1526.

- Francis, J. A., Chan, W., Leathers, D. J., Miller, J. R., and Veron, D. E (2009) Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent, *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Francus, P., Bradley, R.S., Lewis, T., Abbott, M., Retelle, M., and Stoner, J (2008) Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation, *J Paleolimn.*, 40(3), 963-985.
- Gedalof, Z. and Smith, D. J (2001) Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1515-1518.
- Gouhier, T. and Grinsted, A (2012) biwavelet: Conduct univariate and bivariate wavelet analyses, R package version 0.13, 2012. Accessed February 2016.
- Huang, B., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T. C., Smith, T. M., Thorne, P. W., Woodruff, S. D., and Zhang, H.-M (2015) Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: upgrades and intercomparisons, *J. Clim.*, 28, 911-930.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., and Woollen, J (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American meteorological Society*, 77, 437-471.
- Kinnard, C., Zdanowicz, C. M., Fisher, D. A., Isaksson, E., de Vernal, A., and Thompson, L. G (2011) Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years, *Nature*, 479, 509-512.
- Kipfmüller, K. F., Larson, E. R., and St George, S (2012) Does proxy uncertainty affect the relations inferred between the Pacific Decadal Oscillation and wildfire activity in the western United States? *Geophys. Res. Lett.*, 39.
- Kwon, Y.-O. and Deser, C (2007) North Pacific decadal variability in the community climate system model version 2, *J. Clim.*, 20, 2416-2433.
- L'Heureux, M. L., Mann, M. E., Cook, B. I., Gleason, B. E., and Vose, R. S (2004) Atmospheric circulation influences on seasonal precipitation patterns in Alaska during the latter 20th century, *Geophys. Res.: Atmospheres*, 109.
- Lamoureux, S. F. and Lafrenière, M. J (2009) Fluvial impact of extensive active layer detachments, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 41, 59-68.
- Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, S., Saïd, M., and Cuven, S (2012) 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *J. Paleolimn.*, 48, 159-173.
- Latif, M. and Barnett, T. P (1996) Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability, *J. Clim.*, 9, 2407-2423.
- Lewis, T., Lafrenière, M. J., and Lamoureux, S. F (2012) Hydrochemical and sedimentary responses of paired High Arctic watersheds to unusual climate and permafrost disturbance, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *Hydrol. Process.*, 26, 2003-2018.
- Lindsay, R., Wensnahan, M., Schweiger, A., and Zhang, J (2014) Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic\*, *J. Clim.*, 27, 2588-2606.

- MacDonald, G. M. and Case, R. A (2005) Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- Mantua, N. J. and Hare, S. R (2002) The Pacific decadal oscillation, *J. Oceanogr.*, 58, 35-44.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. C (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 1069-1079
- Minobe, S (1997) A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 683-686.
- Mudelsee, M (2010) Climate Time Series Analysis: Classical Statistical and Bootstrap Methods (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library), Springer.
- Newman, M., Compo, G. P., and Alexander, M. A (2003) ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation, *J. Clim.*, 16, 3853-3857.
- Normandeau, A., Joyal, G., Lajeunesse, P., Francus, P., Lamoureux, S., and Lapointe, F (2016a) Late-Holocene Mass Movements in High Arctic East Lake, Melville Island (Western Canadian Arctic Archipelago). In: *Submar. Mass. Mov. Conseq.*, Springer.
- Normandeau, A., Lamoureux, S., Lajeunesse, P., and Francus, P (2016b) Sediment dynamics in paired High Arctic lakes revealed from high-resolution swath bathymetry and acoustic stratigraphy surveys, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- Ojala, A., Francus, P., Zolitschka, B., Besonen, M., and Lamoureux, S (2012) Characteristics of sedimentary varve chronologies—a review, *Quatern. Sci. Rev.*, 43, 45-60.
- Patton, A., Politis D., White, H (2009) Correction to “Automatic block-length selection for the dependent bootstrap” by D. Politis and H. White. *Econom Rev.*
- Rapaić, M., Brown, R., Markovic, M., and Chaumont, D (2015) An evaluation of temperature and precipitation surface-based and reanalysis datasets for the Canadian Arctic, 1950–2010, *Atmosphere-Ocean*, 53, 283-303.
- Rigor, I. G., Wallace, J. M., and Colony, R. L (2002) Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation, *J. Clim.*, 15, 2648-2663.
- Schneider, N. and Cornuelle, B. D (2005) The forcing of the pacific decadal oscillation\*, *J. Clim.*, 18, 4355-4373.
- Schulz, M. and Mudelsee, M (2002) REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.*, 28, 421-426.
- Screen, J. A., Deser, C., and Sun, L (2015) Projected changes in regional climate extremes arising from Arctic sea ice loss, *Environ. Res. Lett.*, 10, 084006.
- Screen, J. A. and Francis, J. A (2016) Contribution of sea-ice loss to Arctic amplification regulated by Pacific Ocean decadal variability, *Nature Clim. Change*, 1758-6798.
- Team, R. D. C (2008) R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Available at: URL <http://www.r-project.org/>.
- Tourre, Y. M., Cibot, C., Terray, L., White, W. B., and Dewitte, B (2005) Quasi-decadal and inter-decadal climate fluctuations in the Pacific Ocean from a CGCM, *Geophys. Res. Lett.*, 32.

- Thompson, D. W. and Wallace, J.M (1998) The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Trenberth, K. E. and Hurrell, J. W (1994) Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Clim. Dyn.* , 9, 303-319.
- Trouet, V. and Van Oldenborgh, G. J (2013) KNMI Climate Explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology, *Tree-Ring Res.*, 69, 3-13.
- Van Oldenborgh, G. J. and Burgers, G (2005) Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections, *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- Wise, E. K (2015) Tropical Pacific and Northern Hemisphere influences on the coherence of Pacific Decadal Oscillation reconstructions, *Intern J Clim*, 35, 154-160.
- Zhang, L. and Delworth, T. L (2015) Analysis of the characteristics and mechanisms of the Pacific Decadal Oscillation in a suite of coupled models from the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, *J. Clim.*, 28, 7678-7701.
- Zhang, X., Ikeda, M., and Walsh, J. E (2003) Arctic sea ice and freshwater changes driven by the atmospheric leading mode in a coupled sea ice–ocean model, *J.Clim.*, 16, 2159-2177.
- Zhang, Y., Wallace, J. M., and Battisti, D. S (1997) ENSO-like interdecadal variability: 1900-93, *J. Clim.*, 10, 1004-1020.

## **CHAPITRE 3**

### **ARTICLE 2**



### **3 CHRONOLOGY AND SEDIMENTOLOGY OF A NEW 2.9KA ANNUALLY LAMINATED RECORD FROM SOUTH SAWTOOTH LAKE, ELLESmere ISLAND**

**Lapointe F<sup>1,2</sup>., Francus P<sup>1,2</sup>., Stoner J<sup>3</sup>., Abbott M<sup>4</sup>., Balascio N<sup>5</sup>., Cook T<sup>6</sup>., Bradley R.S<sup>7</sup>., Forman S<sup>8</sup>., Besonen M<sup>9</sup>., St-Onge G<sup>10</sup>**

<sup>1</sup>Centre - Eau Terre Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique Université du Québec, Québec, G1K 9A9, Canada

<sup>2</sup>Geotop, Montreal, H3C 3P8, Canada.

<sup>3</sup>Oregon State University, Corvalis, Oregon 97331, USA.

<sup>4</sup>University of Pittsburgh, 4107 O'Hara Street, Pittsburgh, PA 15260, USA.

<sup>5</sup>College William and Mary, McGlothlin-Street Hall 304, VA, USA.

<sup>6</sup>Worcester State University, 486 Chandler Street, Worcester, Massachusetts, 01602, USA.

<sup>7</sup>Northeast Climate Science Center, and Climate System Research Center, Department of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, 01003, United States.

<sup>8</sup>Department of Geology, Baylor University, College of Arts and Sciences, One Bear Place #97354, Waco, Texas, 76798, USA.

<sup>9</sup>Department of Physical and Environmental Sciences, Texas A&M University, Corpus Christi, USA.

<sup>10</sup>Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer, 310 allée des Ursulines, Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada.

(Article prêt à être soumis à Quaternary Science Reviews)



# **Propriétés physiques et géochimiques d'un nouvel enregistrement couvrant les derniers 2900 ans au lac South Sawtooth, sur l'île d'Ellesmere**

## **Résumé**

Peu d'enregistrements lacustres annuellement laminés (varves) existent dans l'Arctique, mais ces enregistrements varvés hautes résolutions sont nécessaires pour mieux comprendre les changements climatiques rapides et le mode naturel de variabilité climatique de cette région sensible. Ici, nous présentons un enregistrement d'un lac varvé de haute résolution situé sur la péninsule de Fosheim, l'île d'Ellesmere, qui contient 2900 varves. La chronologie de la partie récente est soutenue par une analyse radiométrique ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ). Les comptages de varve basés sur lames minces uniquement et ceux basés sur les images hautes résolutions du microscope électronique à balayage sont comparés. Le dernier donne un comptage plus précis car il permet d'identifier des varves très fines ( $<0.2$  mm) et a un meilleur contraste de phase. En utilisant ce comptage de varve, nous avons constaté une bonne co-variabilité entre les variations paléomagnétiques de notre dossier et le plus long enregistrement varvé de l'Arctique, au lac Lower Murray (Cook et al., 2009), ce qui suggère que cette nouvelle chronologie varvée est fiable. L'analyse géochimique à fine-échelle révèle que la sédimentation du lac est principalement clastique et que les éléments sont influencés par différentes tailles de grain. Des fluctuations semblables entre notre taille granulométrique et l'enregistrement du glacier Agassiz suggèrent que notre chronologie est solide. En somme, ces résultats soulignent que ce nouvel enregistrement varvé à haute résolution et continu possède une chronologie fiable et un taux de sédimentation de  $1,67 \text{ mm a}^{-1}$ , plus élevé que tout autre enregistrement climatique dans l'Extrême-Arctique. Ce sera un atout pour développer une nouvelle reconstruction paléoclimatologique à haute résolution dans une région où il n'existe pas d'autres enregistrements similaires.

## **Contribution des auteurs**

François Lapointe, Pierre Francus, Mark Abbott, Nicholas Balascio et Joseph Stoner ont participé à la campagne de carottage et ont participé au découpage des carottes en demi-sections. Toutes les lames minces ont été fabriquées par François Lapointe. Les ~8000 images prises au MEB, le traitement de celles-ci et le modèle d'âge ont été réalisées par François Lapointe. Les analyses paléomagnétiques ont été réalisées à l'Université de l'état de l'Oregon, dans l'équipe de Joseph Stoner. Les analyses OSL ont été réalisés par l'équipe de Steven Forman à l'Université du Texas. Raymond S. Bradley, Pierre Francus et Guillaume St-Onge ont fait la relecture du manuscript et ont contribué à l'interprétation des résultats.

### 3.1 Abstract

Few annually laminated (varved) lacustrine records exist in the Arctic, but these high-resolution archives are needed to better understand abrupt climate change and the natural mode of climate variability of this sensitive region. This paper presents a new high-resolution 2900-year long varved lake sediment record from the Fosheim Peninsula, Ellesmere Island. The varve chronology is based on multiple varve counts made on high-resolution scanning electron microscope images of overlapping sediment thin sections, and is supported by several independent dating techniques, including:  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  analysis, two optically stimulated luminescence ages, and comparison between paleomagnetic variations of this record and the longest High-Arctic varve record, Lower Murray Lake (Cook et al., 2009), suggesting that this chronology is reliable. Fine-scale geochemical analysis reveals that lake sedimentation is mainly clastic and that elemental geochemistry is influenced by grain-size. Principal component analysis of the multiproxies and the coarse grain-size fraction of South Sawtooth Lake display similar fluctuations with the nearby Agassiz Ice Cap record, including lower values during the cold period of the Little Ice Age. Altogether, these results highlight that this new high-resolution and continuous record has a reliable varve chronology and is sensitive to past climatic variability. South Sawtooth Lake's mean sedimentation rate of  $1.67 \text{ mm a}^{-1}$ , higher than any other climate record in the High Arctic, provides a unique opportunity for developing new, high-resolution paleoclimatological reconstruction in a region where few other records of any sort currently exist.

## 3.2 Introduction

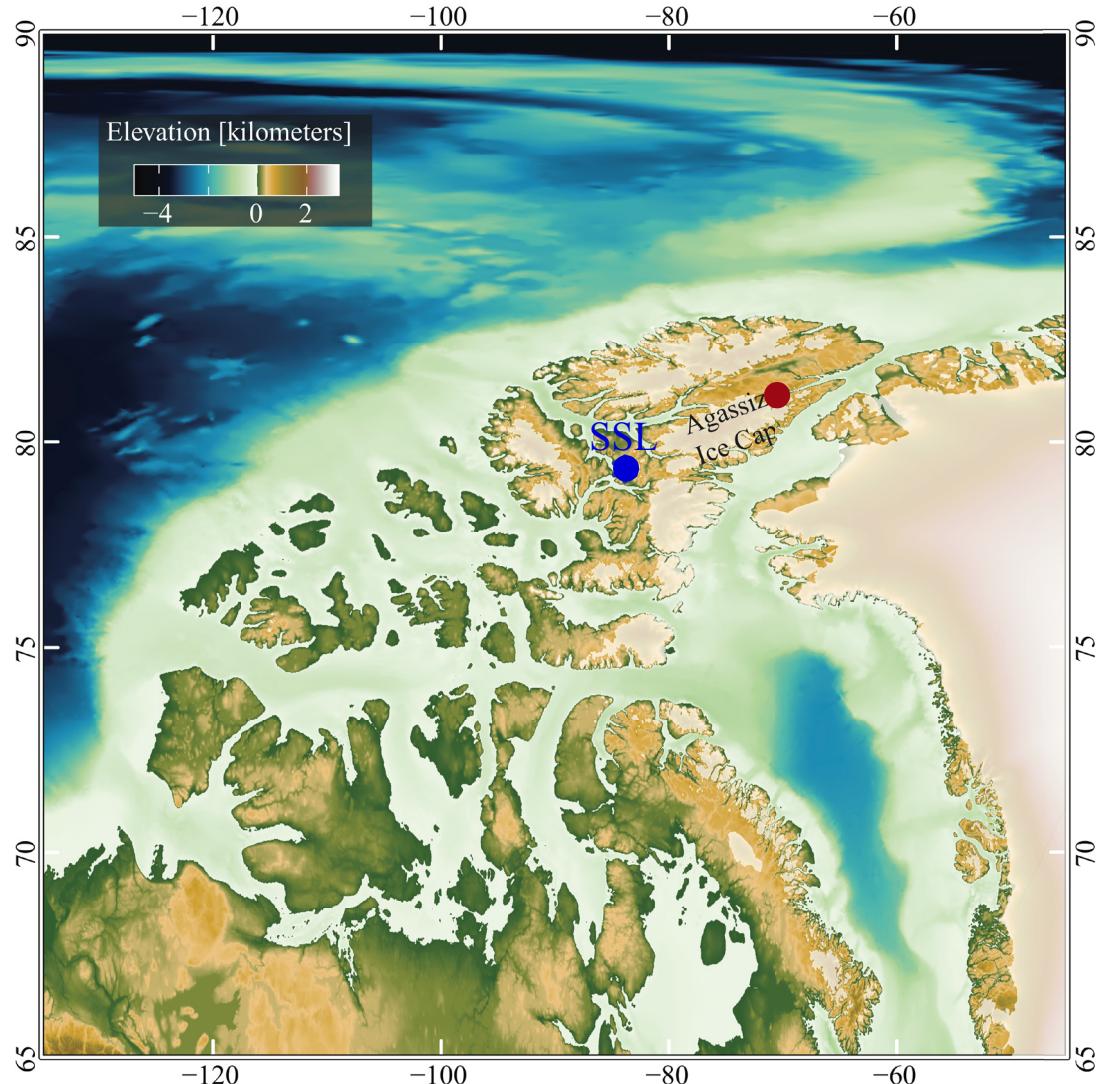
The Arctic has undergone substantial warming during the last decade. This trend is expected to increase as sea-ice and overall glaciers are rapidly melting and thus accelerating the positive related feedback processes. Due to the shortness of instrumental records, there is still a huge lack in the understanding of the Arctic climate system (Cohen et al., 2014). In this context, high-resolution climate records can provide meaningful information about past temperature and precipitation. However, published climate archives are insufficient in the region, their spatial distribution is limited in extent and is inhomogeneous. Development of reliable paleoclimate records from the High Arctic is especially challenging given the limited success of radiocarbon dating as a means of constraining the chronology of lacustrine records from Arctic lakes. Limited biological activity and the presence of old carbon stored in watersheds often leads to unreliable age determinations (Abbott and Stafford, 1996). In contrast, the precision and accuracy of varve-count chronologies can provide superior chronologies compared to those based purely on radiometric methods (Zolitschka et al., 2015). Yet, new annually (varved) records from the Canadian Arctic can only be valid if their chronology can be tested against other independent dating methods. This paper provides a new annually laminated record from South Sawtooth Lake (SSL), Ellesmere Island, based on radiometric analysis of the recent record, Optically Stimulated Luminescence dating, and paleomagnetic variations over the past 2900 years. This paper is an extension of a previous work made at SSL (Francus et al. 2002) using new sediment cores to establish a chronology and stratigraphy as well as extracting physical and geochemical properties of the sediment in order to set the basis for further paleoclimatic investigations on the SSL record.

## 3.3 Study site

South Sawtooth Lake ( $79^{\circ} 20'N$ ,  $83^{\circ}51'W$ , 280 m a.s.l., hereafter SSL) is located on the Fosheim peninsula in the Eastern Canadian High-Arctic (Figure 3.1). This site has been the focus of several studies (Francus et al., 2008; Francus et al., 2002; Lewis et al., 2005; Perren et al., 2003) that, in part, have shown that sediments in the lake are varved. The surficial geology of the area is composed of blanket and veneer tills. The area started to be deglaciated around 5800 BCE (England 1983) with present-day conditions reached around 4300 BCE (Smith 1999). The bedrock geology of the SSL watershed is composed mainly of Triassic sandstones and

calcareous siltstones, with minor concentrations of limestones and shales (Geological Survey of Canada 1972). Its lake and watershed surface area are  $\sim 2.6 \text{ km}^2$  and  $47 \text{ km}^2$ , respectively, with a maximum elevation of  $\sim 915 \text{ m asl}$ . A single tributary spills into the lake from the southeast, while the outlet is situated at the northwestern end (Francus et al., 2008). SSL is an elongated lake divided into a proximal and a distal basin (100 and 82 m deep, respectively) separated by a 60-m deep sill. Thus, this configuration is well suited to decrease the possibility of erosion in the distal basin, where the cores were retrieved in this present study (Francus et al., 2008). Furthermore, a seismic profile was conducted in 2006 and it reveals that the distal location is devoid of major mass movement deposits (Annexe III, Section 7, Figure S1), and thus ideal for paleoclimatological investigations.

The annual layers are characterized by the settling of fine clay particles during winter when the lake is ice-covered (2-3 m deep ice) and the turbulence in the water column is low to absent, whereas the summer layers are typically composed of coarser sediments associated with overflows triggered by early snow melt and occasional rainfall events occurring later in the summer season (Francus et al., 2008).



**Figure 3.1 Location of South Sawtooth Lake in the Canadian Arctic, Ellesmere Island (blue circle; South Sawtooth Lake (SSL) and red circle is Lower Murray Lake ).**

## 3.4 Methods

### 3.4.1 Chronology

#### 3.4.1.1 Cores, thin sections and imageries

Overlapping core sections were recovered from three holes drilled in the lake-ice surface at the deepest water depth location (82 m) in June 2012. A total of 15 core sections were retrieved using a Uwitec percussion corer equipped with a locking piston allowing for multiple drives to be recovered from each site. Cores were first analysed at the CT-Scan in order to establish the composite sequence. The upper 4.80 m contains finely laminated sediments, which is the focus

of our analysis. A total of 35 metal trays (each 19 cm long) filled with sediment removed from the cores were slowly dipped in liquid nitrogen and freeze dried. The trays were then impregnated using epoxy resin (Lamoureux 1994) and 100 thin sections overlapping each other were made to cover this laminated interval. Thin sections (sediment exposed ~5 x 2 cm) were digitized using a flatbed scanner at 2400 dpi (1 pixel = 10.6 µm). Using the image analysis software developed at INRS (Francus and Nobert, 2007), regions of interest (ROIs) were identified on the digital images. A Zeiss Evo® 50 scanning electron microscope (SEM) was then used to acquire ~8000 images in backscattered mode following the methods of Lapointe et al. (2012). These high-resolution images were used to count varves as they provide better phase contrast and because many laminae are less than 0.5 mm, thus hard to delineate using digital flatbed scan images, or other common techniques.

#### **3.4.1.2 Radiometric dating**

The uppermost (18.25 cm) of a gravity core (undisturbed sediment) was measured continuously at 1 cm increments for radionuclides ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) at the University of Pittsburgh. Activity of  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  were acquired using a Canberra Gamma Spectrometer. The chronology was established using the constant rate of supply (CRS) model (Appleby, 2002).

#### **3.4.1.3 Paleomagnetic variations**

Paleomagnetic secular variations were derived from U-channel samples that were analyzed through progressive alternating field (AF) demagnetization measured at 1 cm intervals, using a 2G EnterprisesTM model 755-1.65UC superconducting rock magnetometer at the Oregon State University's Paleo- and Environmental Magnetism Laboratory. U-channel results were processed using the UPmag software (Xuan and Channell, 2009).

#### **3.4.1.4 Optically Stimulated Luminescence dating**

Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating provides a measure of the time since sediment grains were deposited and shielded from further light exposure, which often effectively resets the luminescence signal to a low defineable level (Murray and Olley, 2002). A time-dependent luminescence signal is acquired upon burial with exposure to ionizing radiation ( $\alpha$ ,  $\beta$  and  $\gamma$ ) from the decay of radioisotopes in the surrounding sediments. This exposure to ionizing radiation and to a lesser extent, to cosmic radiation, results in displaced electrons within the quartz crystal

lattice, with a proportion of this acquired charge increasing with time, which is referred as the luminescence emission.

Single aliquot regeneration (SAR) protocols (Murray and Wintle, 2003; Wintle and Murray, 2006) were used in this study to estimate the apparent equivalent dose of the 44–20 µm quartz fraction for 58 to 86 separate aliquots (Table 1). Each aliquot contained approximately 100 to 500 quartz grains corresponding to a 1 millimeter circular diameter of grains adhered (with silicon) to a 1 cm diameter circular aluminum disc. This aliquot size was chosen to maximize light output for the natural with excitation; smaller aliquots often yielded insufficient emissions (<400 photon counts s<sup>-1</sup>).

The quartz fraction was isolated by density separations using the heavy liquid Na-polytungstate, and a 40-minute immersion in HF (40%) was applied to etch the outer ~10 µm of grains, which is affected by alpha radiation (Mejdahl and Christiansen, 1994). Finally, quartz grains were rinsed in HCl (10%) to remove any insoluble fluorides. The purity of quartz separates was evaluated by petrographic inspection and point counting of a representative aliquot. Samples that showed >1% of non-quartz minerals were retreated with HF and rechecked petrographically. The purity of quartz separates was tested by exposing aliquots to infrared excitation (1.08 watts from a laser diode at 845 ± 4 nm), which preferentially excites feldspar minerals. Samples measured showed weak emissions (<200 counts/second), at or close to background counts with infrared excitation, and ratio of emissions from blue to infrared excitation of >20, indicating a spectrally pure quartz extract (Duller et al., 2003).

An automated Risø TL/OSL–DA–15 system (Bøtter-Jensen et al., 2000) was used for SAR analyses. Blue light excitation (470 ± 20 nm) was from an array of 30 light-emitting diodes that deliver ~15 mW/cm<sup>2</sup> to the sample position at 90% power. Optical stimulation for all samples was completed at an elevated temperature (125 °C) using a heating rate of 5°C/s. All SAR emissions were integrated over the first 0.8s of stimulation out of 40 seconds of measurement, with background based on emissions for the last 30- to 40-second interval. The luminescence emission for all quartz sands showed a dominance of a fast component (see Murray and Wintle, 2003) with > 90% diminution of luminescence after 4 seconds of excitation with blue light.

A series of experiments was performed to evaluate the effect of preheating at 180, 200, 220, 240 and 260 °C on isolating the most robust time-sensitive emissions and thermal transfer of the regenerative signal prior to the application of SAR dating protocols (see Murray and Wintle, 2003). These experiments entailed giving a known dose (25 Gy) and evaluating which

preheat resulted in recovery of this dose. There was concordance with the known dose (25 Gy) for preheat temperatures above 200 °C with an initial preheat temperature used of 220 °C for 10 s in the SAR protocols. A “cut heat” at 160 °C for 10 s was applied prior to the measurement of the test dose and a final heating at 260 °C for 40 s was applied to minimize carryover of luminescence to the succession of regenerative doses. A test for dose reproducibility was also performed following procedures of Murray and Wintle (2003) with the initial and final regenerative dose of 6.6 Gy yielding concordant luminescence responses (at one-sigma error). Calculation of equivalent dose by the single aliquot protocols was accomplished for 25 to 37 aliquots. For all samples 75 to 85% aliquots were used to define the final ( $D_e$ ) distribution and age determination; aliquots were removed from analysis when the recycling ratio was not between 0.90 and 1.10, the zero dose was > 5% of the natural emissions or the error in equivalent dose determination is >10%. Equivalent dose ( $D_e$ ) distributions were log normal and exhibited a range of overdispersion values from 116 to 22% (Table 1). An overdispersion percentage of a  $D_e$  distribution is an estimate of the relative standard deviation from a central  $D_e$  value in context of a statistical estimate of errors (Galbraith et al., 1999; Galbraith and Roberts, 2012). A zero overdispersion percentage indicates high internal consistency in  $D_e$  values with 95% of the  $D_e$  values within  $2\sigma$  errors. Overdispersion values  $\leq 25\%$  are routinely assessed for small aliquots of quartz grains that are well solar reset, like eolian sands (e.g., Olley et al., 2004; Wright et al., 2011 Meier et al., 2013) and this value is considered a threshold metric for calculation of a  $D_e$  value using the central age model of Galbraith et al. (1999). Overdispersion values >20% (at two sigma limits) indicate mixing or grains of various ages or partial solar resetting of grains; a finite mixture model is an appropriate statistical treatment for such data (Galbraith and Green, 1990).

A determination of the environmental dose rate is needed to render an optical age, which is an estimate of the exposure of quartz grains to ionizing radiation from U and Th decay series,  $^{40}\text{K}$ , and cosmic sources during the burial period (Table 1). The U and Th content of the sediments, assuming secular equilibrium in the decay series and  $^{40}\text{K}$ , were determined by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) analyzed by ALS Laboratories, Reno, NV. The beta and gamma doses were adjusted according to grain diameter to compensate for mass attenuation (Fain et al., 1999). A significant cosmic ray component between 0.03 and 0.05 mGy  $\text{a}^{-1}$  was included in the estimated dose rate taking into account the current depth of burial (Prescott and Hutton, 1994). A moisture content (by weight) of  $35 \pm 5\%$  was used in dose rate calculations, which reflects the variability in current field moisture conditions. The datum year for all OSL ages is 2010 CE.

Single aliquot regeneration (SAR) protocols (Murray and Wintle, 2003; Wintle and Murray, 2006) were used in this study to estimate the apparent equivalent dose of the 44–20 µm quartz fraction for 58 to 86 separate aliquots (Table 1). Each aliquot contained approximately 100 to 500 quartz grains corresponding to a 1 millimeter circular diameter of grains adhered (with silicon) to a 1 cm diameter circular aluminum disc. This aliquot size was chosen to maximize light output for the natural with excitation; smaller aliquots often yielded insufficient emissions (<400 photon counts s<sup>-1</sup>).

The quartz fraction was isolated by density separations using the heavy liquid Na-polytungstate, and a 40-minute immersion in HF (40%) was applied to etch the outer ~10 µm of grains, which is affected by alpha radiation (Mejdahl and Christiansen, 1994). Quartz grains were rinsed finally in HCl (10%) to remove any insoluble fluorides. The purity of quartz separate was evaluated by petrographic inspection and point counting of a representative aliquot. Samples that showed >1% of non-quartz minerals were retreated with HF and rechecked petrographically. The purity of quartz separates was tested by exposing aliquots to infrared excitation (1.08 watts from a laser diode at 845 ± 4 nm), which preferentially excites feldspar minerals. Samples measured showed weak emissions (<200 counts/second), at or close to background counts with infrared excitation, and ratio of emissions from blue to infrared excitation of >20, indicating a spectrally pure quartz extract (Duller et al., 2003).

An Automated Risø TL/OSL–DA–15 system (Bøtter-Jensen et al., 2000) was used for SAR analyses. Blue light excitation (470 ± 20 nm) was from an array of 30 light-emitting diodes that deliver ~15 mW/cm<sup>2</sup> to the sample position at 90% power. Optical stimulation for all samples was completed at an elevated temperature (125 °C) using a heating rate of 5 °C/s. All SAR emissions were integrated over the first 0.8 s of stimulation out of 40 seconds of measurement, with background based on emissions for the last 30- to 40-second interval. The luminescence emission for all quartz sands showed a dominance of a fast component (see Murray and Wintle, 2003) with > 90% diminution of luminescence after 4 seconds of excitation with blue light (Figure X).

A series of experiments was performed to evaluate the effect of preheating at 180, 200, 220, 240 and 260 °C on isolating the most robust time-sensitive emissions and thermal transfer of the regenerative signal prior to the application of SAR dating protocols (see Murray and Wintle, 2003). These experiments entailed giving a known dose (25 Gy) and evaluating which preheat resulted in recovery of this dose. There was concordance with the known dose (25 Gy) for preheat temperatures above 200 °C with an initial preheat temperature used of 220 °C for 10 s in the SAR protocols. A “cut heat” at 160 °C for 10 s was applied prior to the measurement of

the test dose and a final heating at 260 °C for 40 s was applied to minimize carryover of luminescence to the succession of regenerative doses. A test for dose reproducibility was also performed following procedures of Murray and Wintle (2003) with the initial and final regenerative dose of 6.6 Gy yielding concordant luminescence responses (at one-sigma error). Calculation of equivalent dose by the single aliquot protocols was accomplished for 25 to 37 aliquots. For all samples 75 to 85% aliquots were used to define the final ( $D_e$ ) distribution and age determination; aliquots were removed from analysis because the recycling ratio was not between 0.90 and 1.10, the zero dose was > 5% of the natural emissions or the error in equivalent dose determination is >10%. Equivalent dose ( $D_e$ ) distributions were log normal and exhibited a range of overdispersion values from 116 to 22% (Table 3.1). An overdispersion percentage of a  $D_e$  distribution is an estimate of the relative standard deviation from a central  $D_e$  value in context of a statistical estimate of errors (Galbraith et al., 1999; Galbraith and Roberts, 2012). A zero overdispersion percentage indicates high internal consistency in  $D_e$  values with 95% of the  $D_e$  values within  $2\sigma$  errors. Overdispersion values  $\leq 25\%$  are routinely assessed for small aliquots of quartz grains that are well solar reset, like eolian sands (e.g., Olley et al., 2004; Wright et al., 2011, Meier et al., 2013) and this value is considered a threshold metric for calculation of a  $D_e$  value using the central age model of Galbraith et al., (1999). Overdispersion values >20% (at two sigma limits) indicate mixing or grains of various ages or partial solar resetting of grains; a finite mixture model is an appropriate statistical treatment for such data (Galbraith and Green, 1990).

A determination of the environmental dose rate is needed to render an optical age, which is an estimate of the exposure of quartz grains to ionizing radiation from U and Th decay series,  $^{40}\text{K}$ , and cosmic sources during the burial period. The U and Th content of the sediments, assuming secular equilibrium in the decay series and  $^{40}\text{K}$ , were determined by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) analyzed by ALS Laboratories, Reno, NV. The beta and gamma doses were adjusted according to grain diameter to compensate for mass attenuation (Fain et al., 1999). A significant cosmic ray component between 0.03 and 0.05 mGy  $\text{a}^{-1}$  was included in the estimated dose rate taking into account the current depth of burial (Prescott and Hutton, 1994). A moisture content (by weight) of  $35 \pm 5\%$  was used in dose rate calculations, which reflects the variability in current field moisture conditions. The datum year for all OSL ages is 2010 CE.

### **3.4.2 Annual grain-size data**

The eight-bit gray-scale SEM images (1024 X 768 pixels) collected from thin sections were transformed into black and white to obtain particle measurements for each year of the sedimentation (Francus and Pirard, 2004). For this study, several grain-size indices were measured including the median (D50), the 90th and 99th percentile (D90 and D99), the standard deviation (SD), the maximum size (MaxD<sub>0</sub>) and the weight % of the following fractions : <16µm, 16-33µm, 33-69µm and >69µm. Weight is calculated using the following formula (2) :

$$((4/3)*\pi*((D_0/2)^3))*2.65$$

with D<sub>0</sub> being the apparent disk diameter.

### **3.4.3 µ-XRF analysis**

An ITRAX core scanner, available at INRS-Québec, was used to measure high-resolution geochemical variations (Croudace et al., 2006) using a molybdenum tube. The data acquisition was performed with a 100 µm resolution and an exposure time of 15s. Voltage and current were 30 kV and 30 mA, respectively with count per second (cps) values ranging from 26,000-34,000. A dispersive energy spectrum is acquired for each measurement point and peak are integrals calculated for each element. All elements were normalized by the total number of counts for each spectrum expressed in thousands.

### **3.4.4 Density proxies**

#### **3.4.4.1 CT-Scan**

Tomodensitometric measurements were obtained on all sediment core sections using the CT-Scanner (Computerized axial tomography) of INRS-ETE in Québec City, a Siemens SOMATOM Definition AS+128. These 3D images correspond to the 3D X-ray attenuation (Dului, 1999) of the objects in the sample, where higher attenuations represents higher densities and higher atomic numbers. Cores were scanned with X-ray peak energy of 140 kV with 250 mA current. 512 X 512 pixels tomograms were acquired continuously at every 0.4 mm, along a 0.6 mm-thick slice resulting in an overlap of 0.2 mm between each tomogram. The open source ImageJ package was used to reconstruct longitudinal profiles from tomograms using the DICOM format. Grey-level values from these DICOM folders correspond to the attenuation values expressed in Houndsfield Units (HU), a proxy for relative density (Duchesne et al., 2009). All CT-Scans

images were analyzed in order to establish a composite profile composed of the best preserved sedimentary intervals.

#### **3.4.4.2 Gamma-Ray attenuation**

Gamma-Ray attenuation (GRA) was performed at ISMER, UQAR, using a multi sensor core logger (MSCL; Geotek Ltd). Measurements were carried out at 0.2 cm intervals with a beam collimator of 0.25 cm. The Geotek MSCL software was used to convert the raw GRA counts into gamma-ray attenuation densities (GRAPE).

#### **3.4.5 Principal Component analysis**

Principal components analysis (PCA) was performed on the multiproxy dataset using « FactoMineR (v1.33) » package (Husson et al., 2016) of the software R (Team Development 2008). Prior to the PCA, all proxy data were normalized.

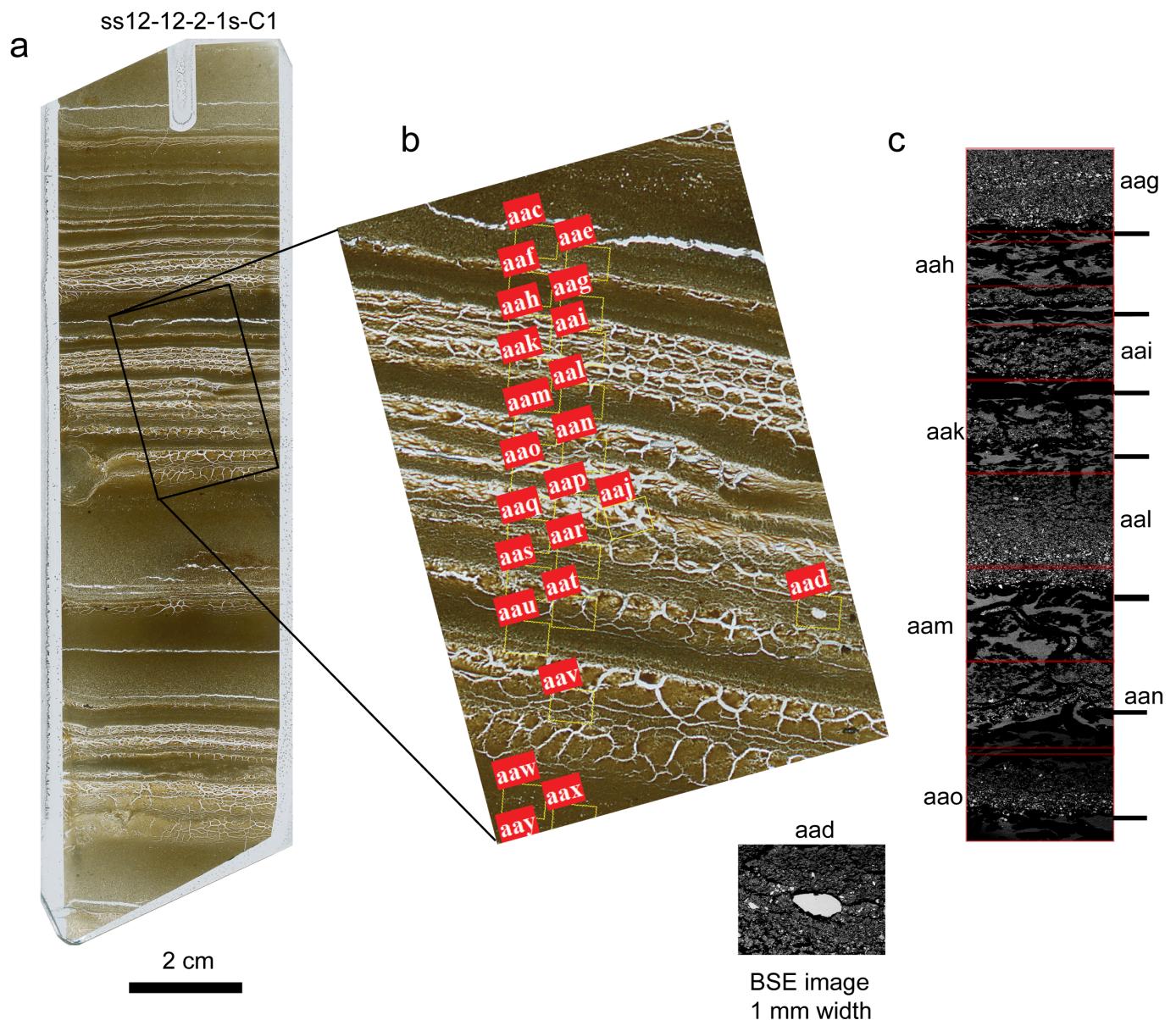
### **3.5 Results**

#### **3.5.1 Thin sections, varve counts, and challenges**

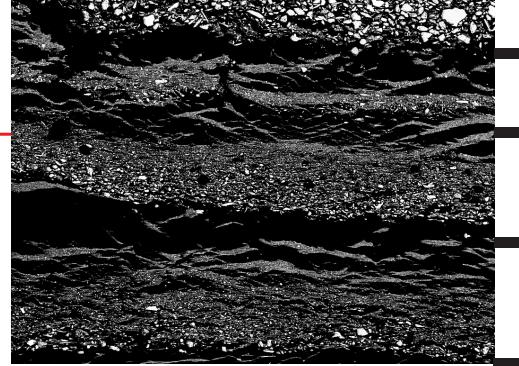
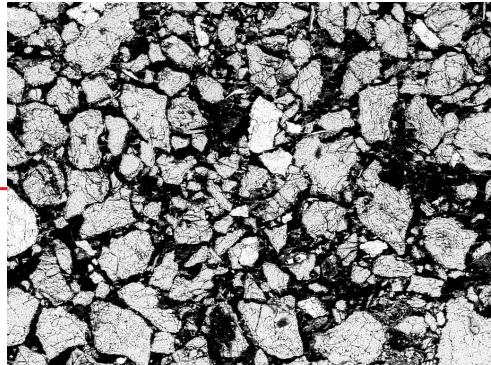
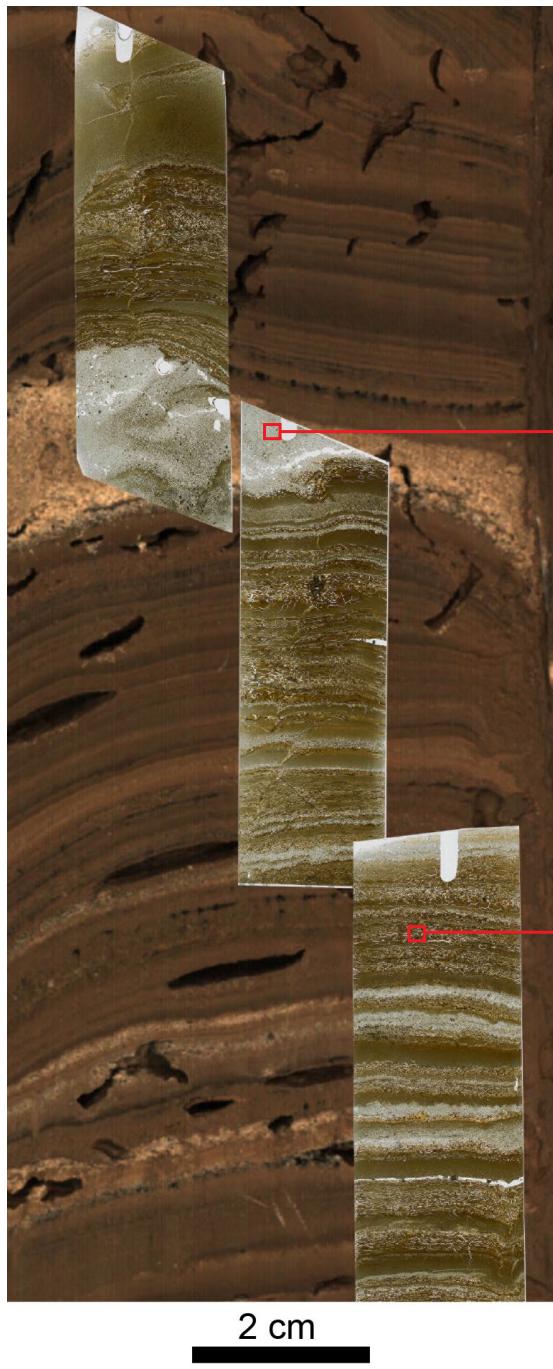
##### **3.5.1.1 Sedimentary facies**

Varves found at SSL are mainly clastic, and six main facies (1-6) were previously described (Francus et al. 2008). The most common lithofacies is composed of a fine silt layer (1) deposited by nival melt runoff that is overlaid by a clay cap. The clay caps (2), which are composed of clay-sized particles, are gathered together by the settling of particles under the ice during winter (8 to 10 months). These can be observed in backscattered SEM imageries as uniform light gray areas (Figures 3.2 and 3.3: second SEM image). As described in Francus et al. (2008), clay caps are typically distinguishable by wavy horizontal cracks formed when the sediments are freeze-dried during preparation of thin-sections. The clays caps represent the main feature used to delineate varves at SSL. Some debris flow (sand laminae) (3) deposits have also been observed (Figure 3.3; first SEM image) but they are only 38 (yearly events) of these units over a 2900-long varved sequence. Although the debris flow facies can be triggered by rapidly deposited mass movements, it can not be ruled out that they are the consequence of large rainfall events, thus climatologically-induced (Lapointe et al., 2012, Francus et al., 2008). Therefore, those layers are included in the chronology. Thicker graded beds (4) are also

observed and these also impact the regular pattern of sedimentation. These beds have a median size of 2.3 mm (maximum: 51mm). In rare instances (only 38 occurrences in the 2900 year sequence), dropstones or isolated grains (5) can be found (Figure 3.2; ROI: aad), and they are typically located within the upper part of the graded beds or within the clay caps themselves (e.g. Figure 3.2; ROI aad). Rare disturbed beds (6) are vague and difficult to distinguish. They are generally composed of a fine sediment matrix (clays to medium silts) and coarse silt/sand grains that make them hard to identify definitively as varves (e.g. Figure 3.4).



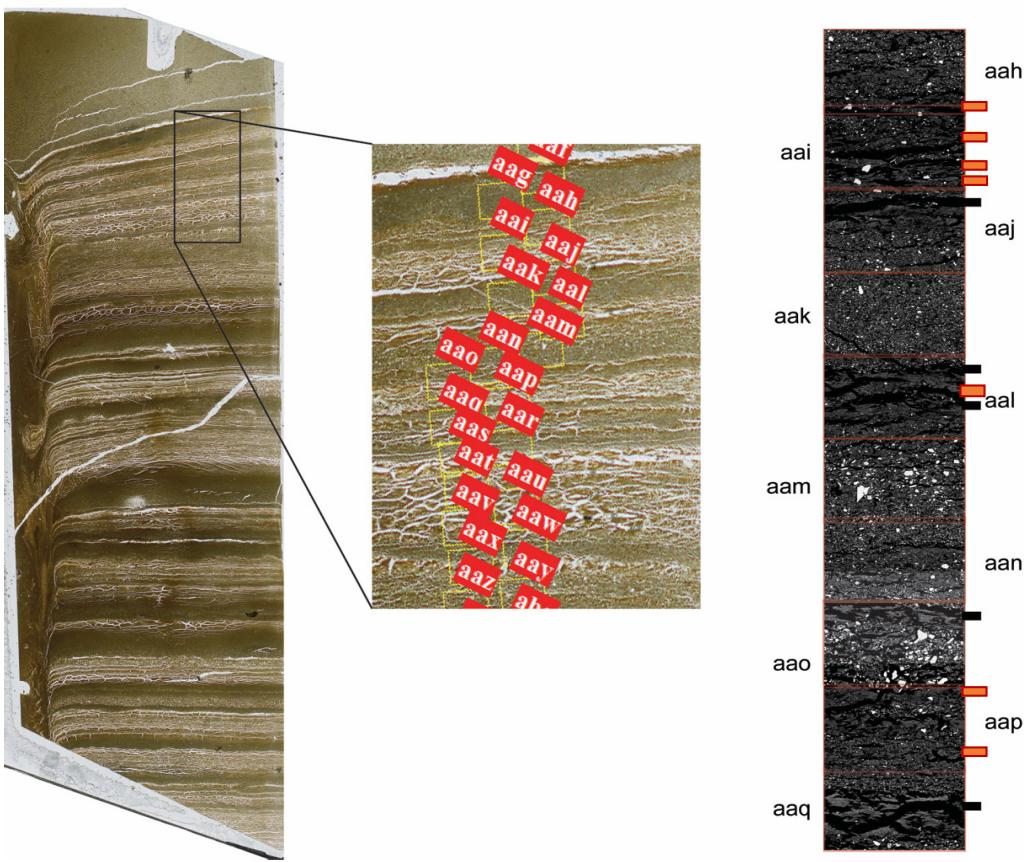
**Figure 3.2** a) Flat-bed scan of thin section SS12-12-2-1s-C1. b) Zoom in of the black rectangle with Regions of interest (ROIs). C) ROIs acquired at the scanning electron microscope are identified on the thin section, red rectangles are selected ROIs (aag to aao). Black lines indicate varve boundaries.



**Figure 3.3** Section of ss12-12-2-2P showing coarse grain size (top) and thin varves (bottom). High-resolution SEM-imageries (right) enhance the ability to define varve boundaries. Black rectangles at the right of the SEM image represent clay caps. Note that the sand lamina (First SEM-image; Debris flow) is the coarsest grain-size in the entire varve record.

Some varve intervals were not as easy to delineate (e.g. Figure 3.4). Analysis of these intervals relied on the better phase contrast of SEM images compared to the thin section photographs. For example, red horizontal rectangles depict varve boundaries using the thin section photographs alone, while the black horizontal lines delimit varves based on inspection of the higher definition SEM images. As mentioned above, clay caps are typically distinguishable by wavy cracks when looking at thin section images. However, in conjunction with the presence of cracks (i.e. aai; Figure 4), there are a few wavy varves (< 40 over the past 2900 years) where silt size detrital input can be detected as well. These are unlikely to have been deposited during winter, when lakes are typically covered by at least 2m of ice. Consequently, we considered them as making part of one single varve year. If correct, without the use of these high-resolution SEM-images, extra-varves would have been delineated using only digital thin sections when these type of facies occur. Here again, the BSE images give a more precise view of sedimentation processes in the lake and thus help to delineate the varves more precisely. Other examples can be found in Annexe III, Section 7, Figure S2.

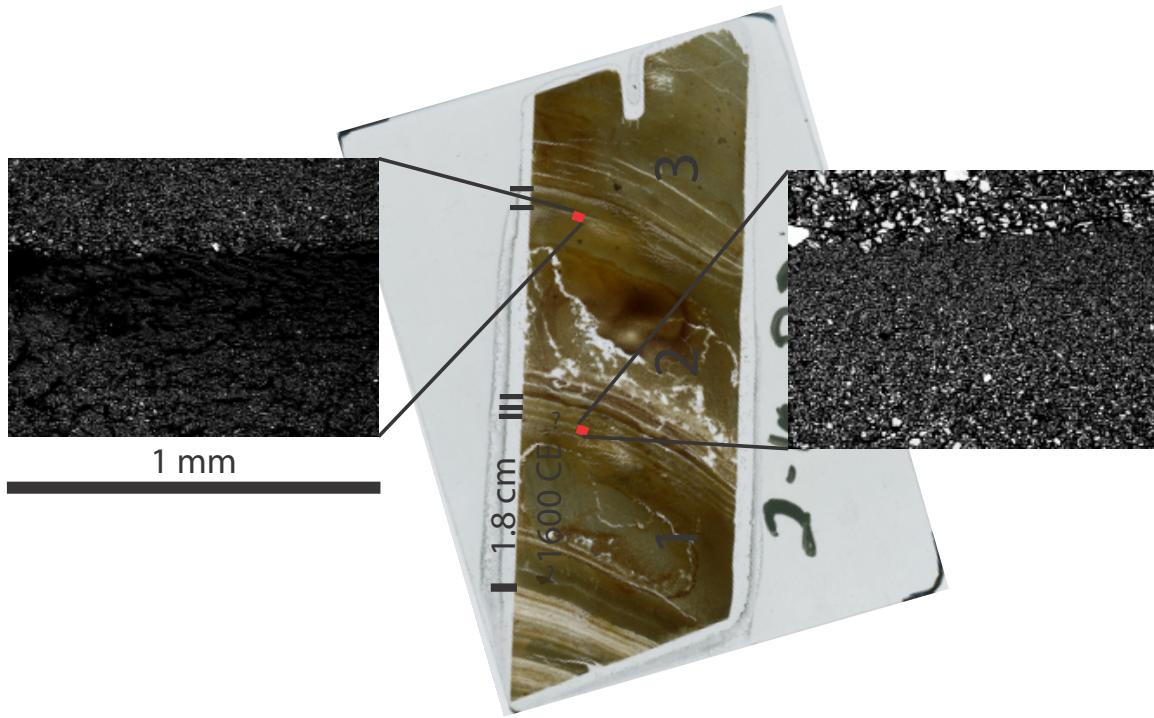
ss12-12-2-1s-E1



**Figure 3.4 Same as Figure 3.2, but with thin section ss12-12-2-1s-E1. Red horizontal bars represent varve boundaries made without SEM images.**

Intervals where successive, large graded layers ( $> 10$  mm) are observed have greater differences in varve counts. These facies are characterized by coarser grain-size at their base and an upward fining of particles toward the top. They were difficult to clearly differentiate as being the top of a turbidite as opposed to a winter clay cap, or a sub-annual layer. As pointed out by Zolitschka et al. (2015), these features, which are related to a change in sedimentation rate, are hard to distinguish as they may be the result of several different hydrological events within the same season (e.g. rainfall, snowmelt, landslides). As an example, Figure 3.5 shows a thin section highlighting three successive thicker layers ( $> 1$  cm) dated  $\sim 1600$  CE. As shown in the backscatter SEM-images (Figure 3.5; 1600 CE; right SEM-image), there is a decreasing grain-size variations toward the top of the layer while the layer above it displays coarser grain-size. Based only on the visualisation of the thin section, these can be interpreted as being

individual annual layers. However, there is no obvious presence of a clay cap, and indeed this is more likely to be a successive layer event from the same year (1600 CE).

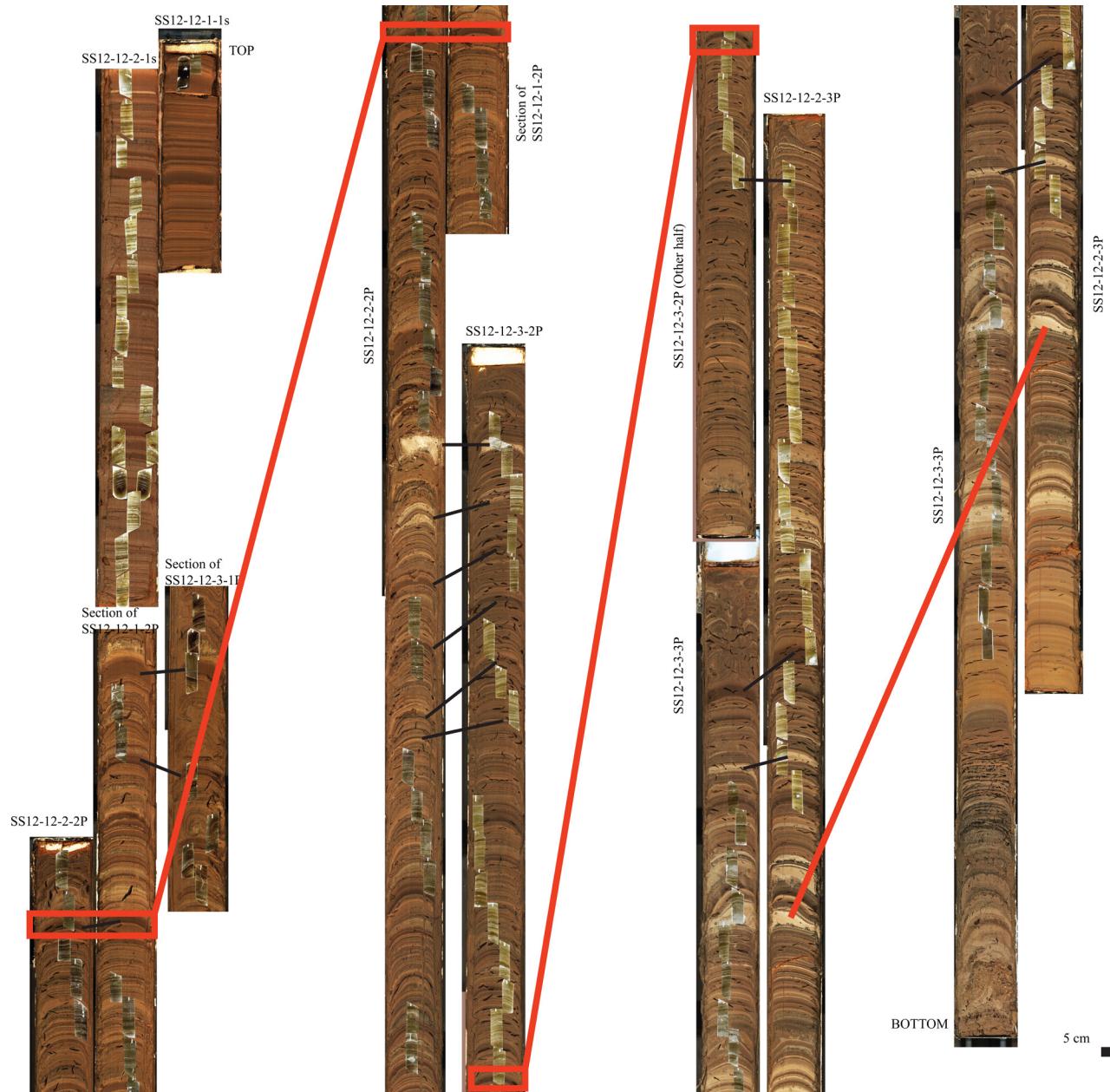


**Figure 3.5 Thin section SS12-12-2-1s D2 covering ~1600 CE – 1608 CE. Three thick successives layers are observed. Black rectangles at the left of the thin section represent clay caps. Red squares represent the two SEM-images.**

### 3.5.1.2 Chronology

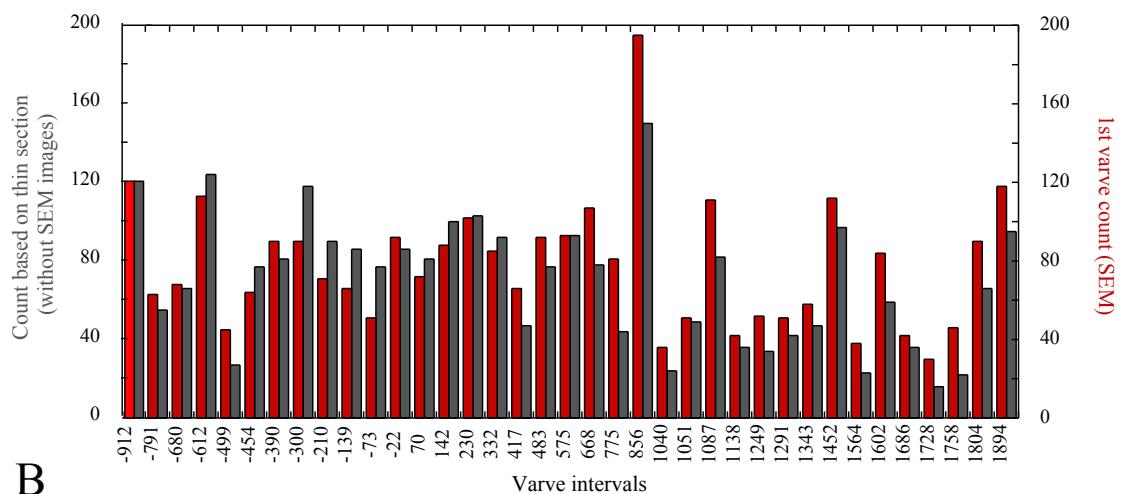
The composite sequence is based on 100 thin sections extracted from 9 core sections to have the most reliable continuous record (Figure 3.6). One count was performed on thin-sections only, and three counts were made on SEM imageries. Thirty seven stratigraphical markers (beds thicker than 0.8 cm) were used to compare varve counts (Figure 3.6). The two counts made using SEM-images yielded similar results with an overall difference of 36 varves between the two counts, or an estimated error of 1.2%, indicating that the varves can be delineated accurately. Some discrepancies occur when rare sections of the varve record shows a more diffuse pattern (i.e. Figure 3.4). When comparing the varve counts based on thin sections only, to one made using SEM-images, the latter resulted in more varves being counted (Figures 3.7a; Annexe III, Section 7, Figure S3). This is because SEM-images have better phase contrast than only thin section obervations (Figures 3.3, 3.4), and they enabled the detection of very thin laminae (down to 100 µm) (Figure 3.3). The average size of the varve thickness time series at

SSL is 1.67 mm (Annexe III, Section 7, Table S1). Cumulative frequency of the VT distribution indicates that 90% of the varves are < 3mm thick (Annexe III, Section 7, Figure S4). The 50% percentile is 0.96 mm (Annexe III, Section 7, Table S2, Figure S4), meaning that half of the varves are < 1 mm in thickness, which are very challenging to delineate without high resolution SEM imagery. When the debris flow deposits are excluded from this analysis, the average size of the varve thickness time series becomes 1.28 mm, but the 50% percentile does not change significantly (0.93 mm).

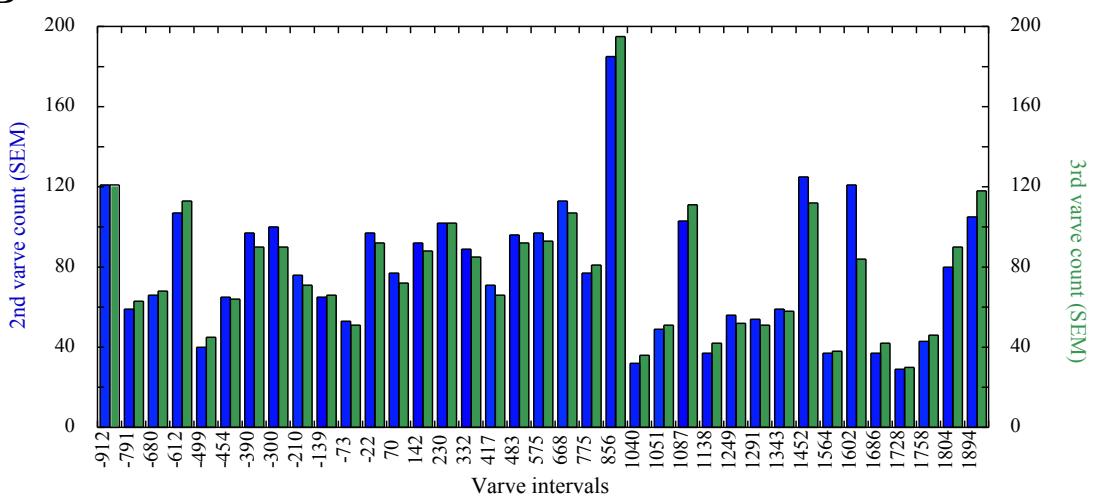


**Figure 3.6** Sediment cores from South Sawtooth Lake with corresponding thin-sections used in this study. These thin sections were digitalized using a flatbed scanner at 2400 dpi.

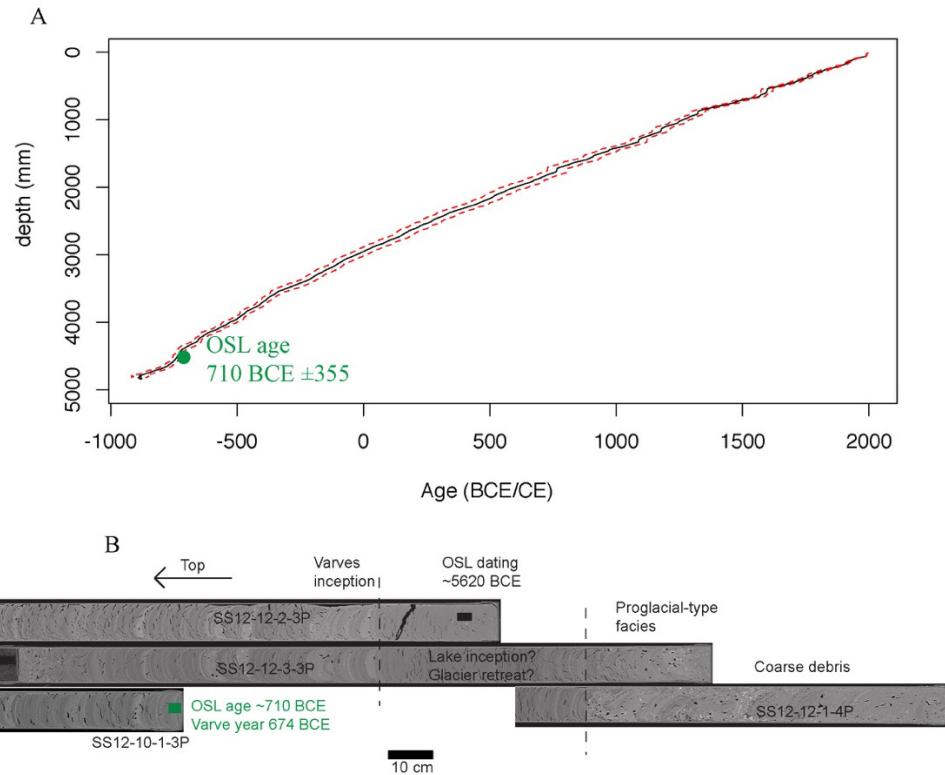
A



B



**Figure 3.7 A) Comparison between counts made on thin section only and count made using high-resolution scanning electron microscope images.**

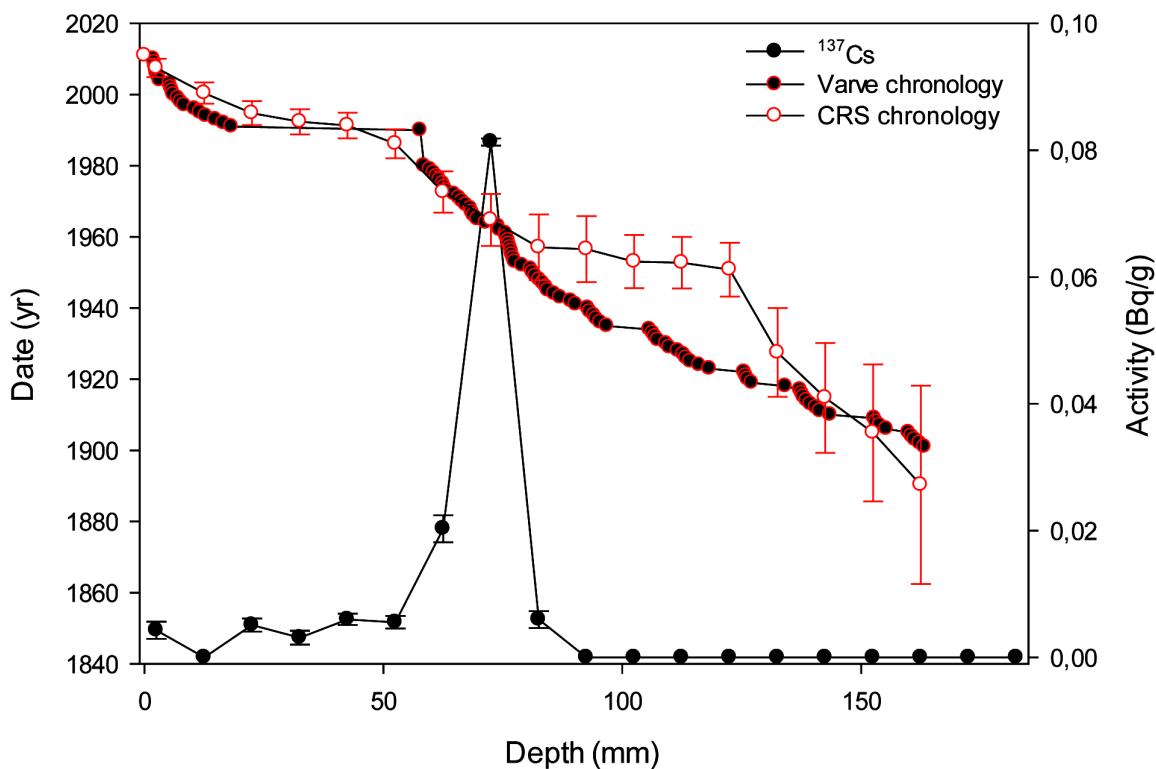


**Figure 3.8 Age model based on the three counts using SEM-images. The red lines delimit the one standard deviation and the black line is the count average. Sedimentation rate is  $1.67 \text{ mm a}^{-1}$ . B) Ct-Scan of sediment cores SS12-12-2-3P, SS12-12-3-3P, SS12-10-1-3P and SS12-12-1-4P with the location of 2 samples extracted for OSL dating (black and green rectangles). More detailed on OSL dates in section 3.2.2.**

### 3.5.2 Independant chronological control

#### 3.5.2.1 Radiometric dating

For the upper 18.25 cm, the varve count compares well with the  $^{210}\text{Pb}$  CRS chronology over the past 120 years (Figure 3.9). Furthermore, the  $^{137}\text{Cs}$  peak in 1963 matches the varve counts when they are shifted by 9 years, which is in agreement with Francus et al. (2002) who concluded that 9 years were eroded by a large basin-wide turbidite dated to 1990. This means that 21 varves were deposited since 1990, providing additional evidence that this record is annually laminated.



**Figure 3.9**  $^{137}\text{Cs}$  activity,  $^{210}\text{Pb}$  dating and varve count as a function of depth.

### 3.2.3 Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating

OSL dating of quartz grains for four samples from the cores provide needed data to further constrain the varve chronology (Table 3.1). The grains that yielded the OSL age of  $7630 \pm 595$  (5620 BCE) was located beneath the laminated section and above high-energy layers that are likely related to pulses of a melting glacier (Figure 3.11b). This age ( $\sim 5620 \pm 595$  BCE) could be reliable since the region is believed to have fully deglaciated around  $\sim 5800$  BCE (England 1983). Moreover, it has low overdispersion (22%) and this age remained unchanged at one sigma errors with the addition of aliquots, and is an unimodal population of equivalent dose. Thus, it appears that the age  $\sim 5620 \pm 595$  BCE can be viewed as secure. The OSL age centered at 2720 (710 BCE) agrees at one sigma errors with the varve chronology (674 BCE  $\pm$  28) (Figure 3.11). Two other ages centered at 1260 and 960 yr (720 CE and 1050 CE) appear to be too young compared to our chronology (509 BCE  $\pm$  28 and 344 CE  $\pm$  23). The two most recent ages obtained with OSL have the highest overdispersion and are likely less reliable. This could be due to problems specific to the dating of young sediments. These are indeed characterized by insufficient luminescence sensitivity to allow measurements at very low doses ( $\sim$ tens of mGy) which results in a low signal to noise ratio and imprecise doses. As frequently

reported, it also can be due to sediment dewatering and compression yielding to an increase in dose rate with time, a tendency that underestimates ages (Madsen and Murray, 2009).

**Table 3.1 Optically Stimulated Luminescence (OSL) ages on quartz from South Sawtooth Lake, Ellesmere Island.**

Core/depth	Lab number	Aliquots <sup>a</sup>	Grain-size (µm)	Equivalent dose (Gray) <sup>b</sup>	Over-dispersion (%) <sup>c</sup>	U (ppm) <sup>d</sup>	Th (ppm) <sup>d</sup>	K (%) <sup>d</sup>	H2O (%)	Cosmic dose rate mGray a <sup>-1</sup>	Dose rate mGray a <sup>-1</sup>	OSL age (a <sup>-1</sup> ) <sup>f</sup>
SS12-10-1-3P 0-4 cm	BG4055	78/94	20-44	3.21± 0.34	100± 8	3.51± 0.01	13.05± 0.01	2.61± 0.01	35± 5	0.05±0.005	3.31±0.17	960±120
SS12-10-1-3P 150-154 cm	BG4057	86/99	20-44	3.94± 0.42	116± 20	3.43± 0.01	13.3± 0.01	2.23± 0.01	35± 5	0.03±0.003	3.03±0.15	1290±165
SS12-10-1-3P 174-178 cm	BG4058	84/112	20-44	8.84± 0.98	72± 20	3.20± 0.01	12.1± 0.01	2.69± 0.01	35± 5	0.03±0.003	3.25±0.16	2720±355
SS12-12-2-3P 174-178 cm	BG4056	56/68	20-44	27.62± 0.95	22± 2	3.22± 0.01	13.5± 0.01	3.09± 0.01	35± 5	0.03±0.03	3.62±0.18	7630±595

<sup>a</sup>Aliquots used in equivalent dose calculations versus original aliquots measured.

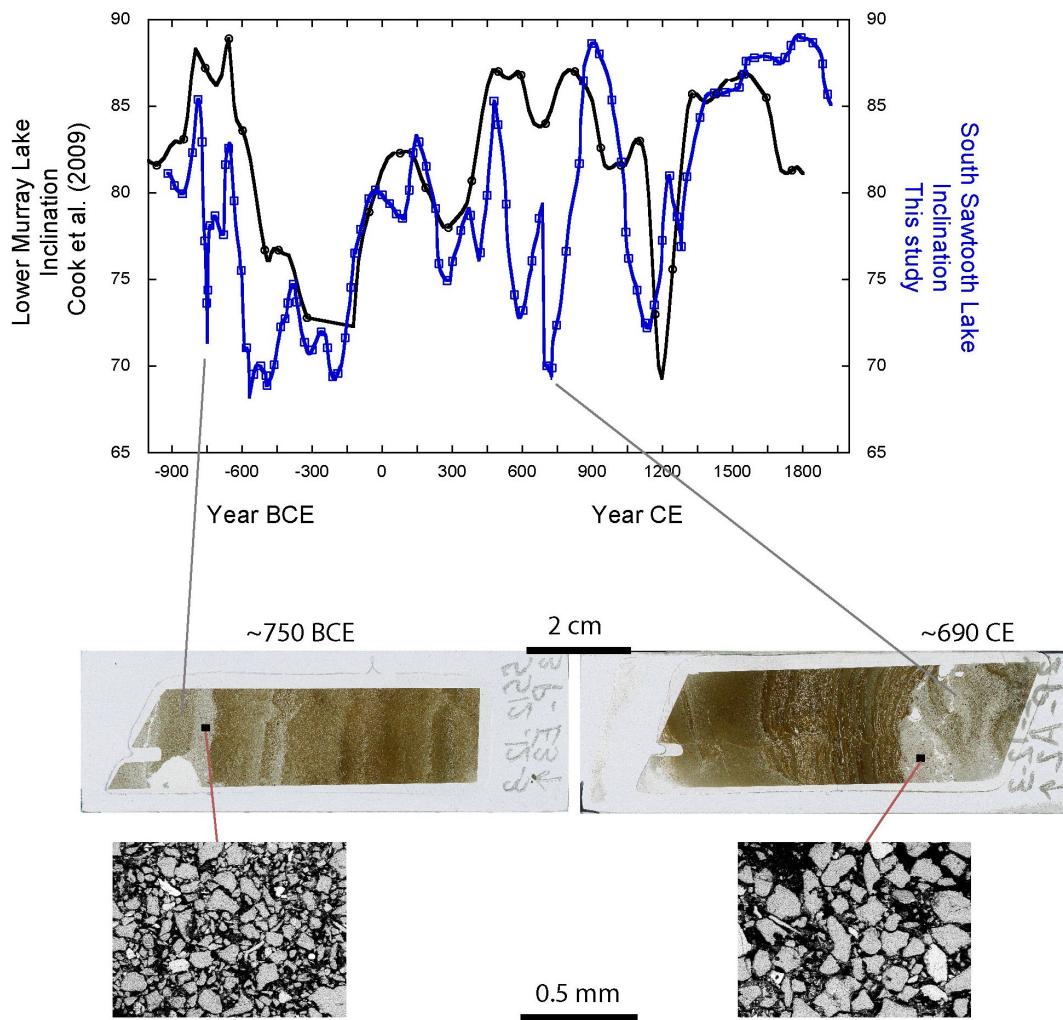
<sup>b</sup>Equivalent dose calculated on a pure quartz fraction with about 40-100 grains/aliquot and analyzed under blue-light excitation (470±29nm) by single aliquot regeneration protocols (Murray and Wintle, 2003). The central age model of Galbraith et al., (1999) was used to calculate equivalent dose when overdispersion values are <25% (at one sigma errors; a finite mixture model was used with overdispersion with values >25% to determine the youngest equivalent dose population. <sup>c</sup>Values reflect precision beyond instrumental errors; values ≤25% (at 1 sigma limit) indicate low dispersion in equivalent dose values and an unimodal distribution. <sup>d</sup>U, Th and K content analyzed by inductively-coupled plasma-mass spectrometry analyzed by ALS Laboratories, Reno, NV; U content includes Rb equivalent.

<sup>e</sup>Cosmic dose rate calculated from parameters in Prescott and Hutton (1994)

<sup>f</sup>Systematic and random errors calculated in a quadrature at one standard deviation. Datum is 2010 CE.

### 3.2.2 Paleomagnetic variations

Variations of the inclination recorded in the South Sawtooth Lake sediments reveal similar patterns when compared to sediments from the nearby Lower Murray Lake site (Cook et al., 2009) located 320 km north east of SSL (Figure 3.10). When the records are different, it is attributable to intervals where thicker layers than normal in the SSL record occur. Two examples of debris flow deposits dated to ~690 CE and ~750 BCE are shown in Figure 3.10. In these sedimentary facies, fine to medium sand is found and explains the sharp decrease in inclination values, as reported by Valet et al., (2017). When these coarse layers are removed from the analysis, the correlation coefficient increases slightly (R=0.48 without debris flows).



**Figure 3.10 Comparison of paleomagnetic properties between South Sawtooth and Lower Murray Lakes inclination variabilities. Below : two thin sections (left : SS12-12-3-3P-E3 and right : SS12-12-3-2P-A2) showing thick layers with bright coarse sediments. South Sawtooth Lake inclination data are filtered by a 10-point running mean to compare to the lower resolution at Lower Murray Lake.**

### 3.5.3 Discussion of SSL varve chronology

There are 98 more varves in this study compared to the cores taken in 1999 (Francus et al. 2002). In previous analysis, SEM-imagery was not available for the entire record, which might explain why more varves were counted in this study. Radiometric dating shows excellent agreement with the varve chronology for the past ~120 years. For longer time scales, as radiocarbon dating is often not reliable in this type of Arctic environment (Abbott and Stafford

1996), we looked for other dating methods. Amongst them, tephrochronology was tested to target the 1362 CE Icelandic volcanic event. This is very challenging in these lakes since they are far away ( $> 2500$  km) from any volcanic source, unlike the western American coast, where abundant cryptotephras have been found because of the proximity of volcanic sources (e.g. Deschamps et al., 2017). To our knowledge, no lacustrine varve records have ever been validated using tephrochronology with known volcanic event in the Eastern Canadian Arctic Archipelago, and this study also failed to extract any tephra. However, the age  $\sim 710$  BCE obtained with OSL dating is located where the paleomagnetic variations of both SSL and LML are the most in phase, providing further support for the chronology in the latter part of our record. Moreover, the generally good co-variability between our paleomagnetic record and the one from LML supports the SSL varve age model (Cook et al., 2009). Indeed, the chronology of LML, through its paleomagnetic variations, was also confirmed by a well-dated marine sediment archive from Disraeli Fjord, Ellesmere Island (Antoniades et al., 2011). Therefore, we have confidence that this new 2900 year chronology from SSL is reliable.

### 3.5.4 Sediment facies properties

#### 3.5.4.1 Annual grain-size at South Sawtooth Lake

Table 3.2 shows some physical parameters extracted from the varved record at SSL. These variables exhibit many common features as shown in the correlation matrices. Some of them show similar characteristics found in a varve record from Cape Bounty, at East Lake (CBEL) (Lapointe et al., 2012), including a strong positive correlation between P99 and SD<sub>0</sub> ( $R = 0.92$ ). VT is poorly correlated to the grain-size indices, except maybe for the median grain-size (mD<sub>0</sub>), which displays slightly higher values.

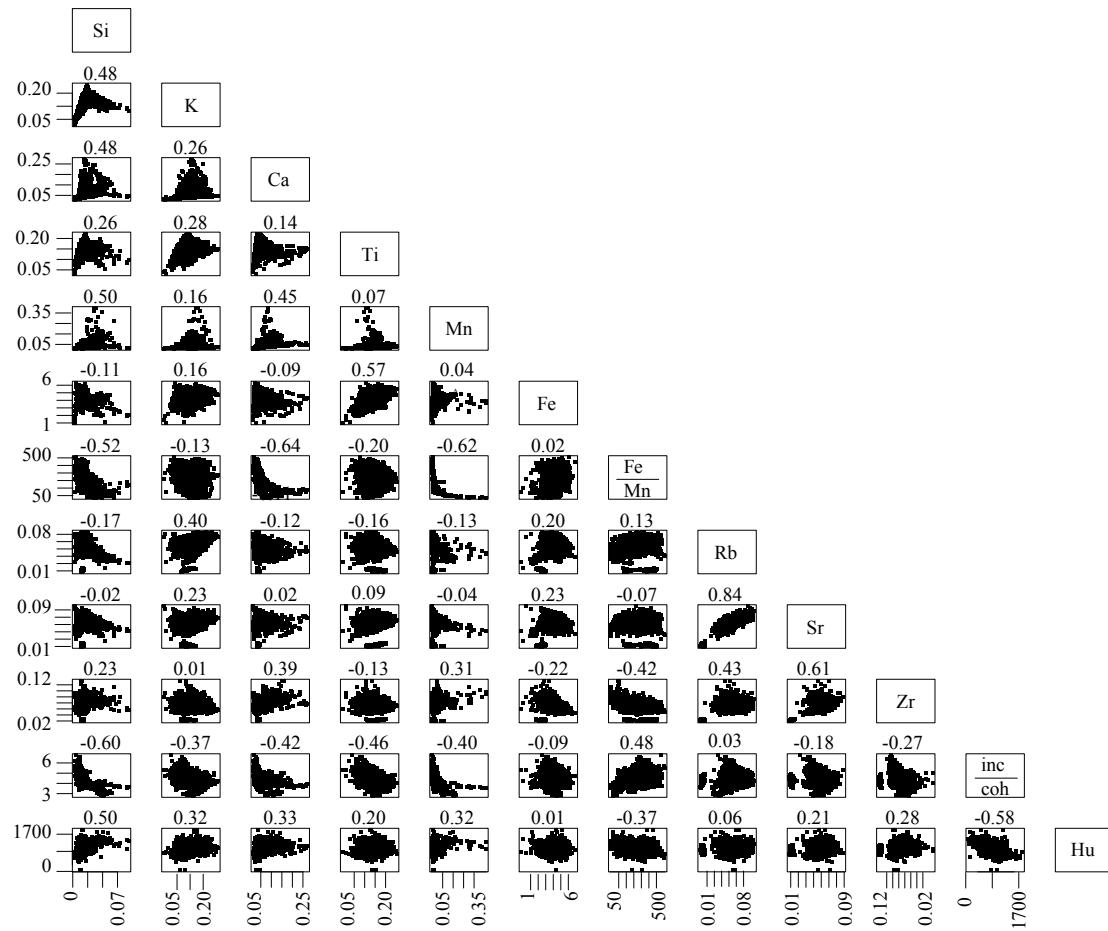
**Table 3.2 Pearson's correlation between varve thickness and the grain-size indexes.**

Variables	mDo	sDo	maxDo	P99Do	<16 $\mu\text{m}$	16-33 $\mu\text{m}$	33-69 $\mu\text{m}$	>69 $\mu\text{m}$	
VT	1	<b>0.422</b>	<b>0.205</b>	<b>0.163</b>	<b>0.187</b>	-0.011	0.004	0.008	0.019
mDo	<b>0.422</b>	1	<b>0.638</b>	<b>0.508</b>	<b>0.648</b>	<b>-0.123</b>	<b>0.098</b>	<b>0.071</b>	0.036
sDo	<b>0.205</b>	<b>0.638</b>	1	<b>0.759</b>	<b>0.919</b>	<b>-0.169</b>	<b>0.104</b>	<b>0.112</b>	<b>0.065</b>
maxDo	<b>0.163</b>	<b>0.508</b>	<b>0.759</b>	1	<b>0.758</b>	<b>-0.165</b>	<b>0.106</b>	<b>0.113</b>	<b>0.048</b>
P99Do	<b>0.187</b>	<b>0.648</b>	<b>0.919</b>	<b>0.758</b>	1	<b>-0.187</b>	<b>0.118</b>	<b>0.124</b>	<b>0.063</b>
<16 $\mu\text{m}$	-0.011	<b>-0.123</b>	<b>-0.169</b>	<b>-0.165</b>	<b>-0.187</b>	1	<b>-0.418</b>	<b>-0.823</b>	<b>-0.370</b>
16-33 $\mu\text{m}$	0.004	<b>0.098</b>	<b>0.104</b>	<b>0.106</b>	<b>0.118</b>	<b>-0.418</b>	1	-0.035	<b>-0.194</b>
33-69 $\mu\text{m}$	0.008	<b>0.071</b>	<b>0.112</b>	<b>0.113</b>	<b>0.124</b>	<b>-0.823</b>	-0.035	1	<b>0.187</b>
>69 $\mu\text{m}$	0.019	0.036	<b>0.065</b>	<b>0.048</b>	<b>0.063</b>	<b>-0.370</b>	<b>-0.194</b>	<b>0.187</b>	1

Values in bold are different from 0 with a significance level alpha=0.05

### 3.5.4.2 $\mu$ -XRF and physical composition of varves

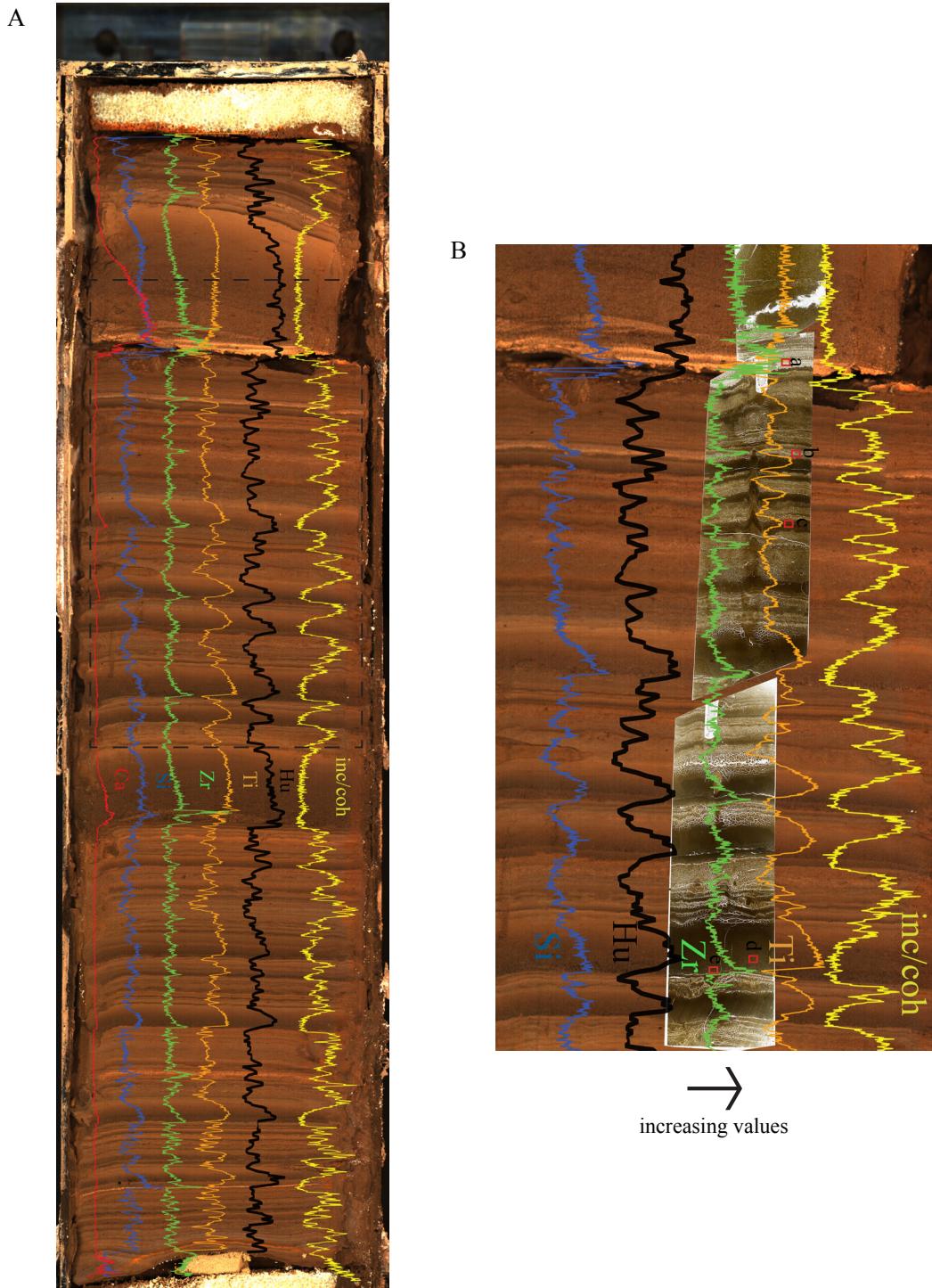
Figure 3.12 displays the correlation matrix of the elements at SSL. Negative correlation between inc/coh and HU indicates that inc/coh can be used as a density proxy ( $R = -0.58$ ), as was found by Fortin et al., (2013). Sr and Rb are strongly correlated to each other (Figure 3.12;  $R = 0.84$ ). Sr and Zr are also well correlated ( $R = 0.61$ ). K is rather poorly correlated to most of the other elements, except for Rb ( $R = 0.40$ ). As for Fe and Mn, which are often used as a paleo-redox proxy, it can be observe that Fe is highly dependant on detrital input since it is correlated to Ti (Figure 3.13), while Mn is correlated to inc/coh (and HU).



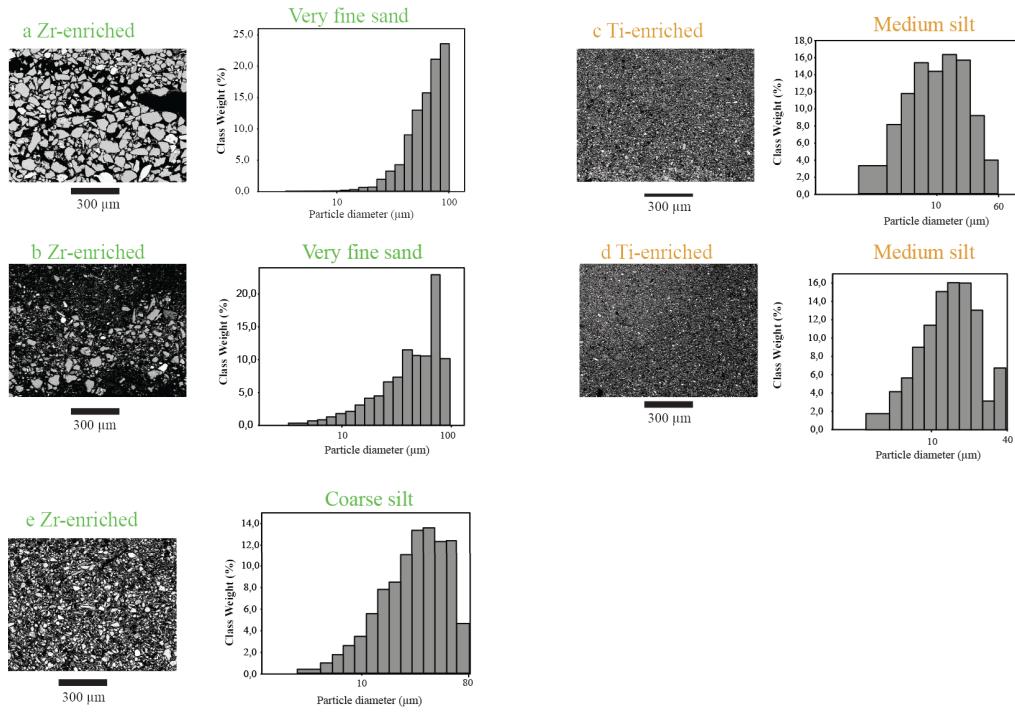
**Figure 3.11 A)** Scatter plots of the chosen elements at South Sawtooth Lake with CT-Scan Houndsfield Units. Note that all data are resampled at 2mm scale to allow comparison and each dataset has 2605 data points covering the upper 521 cm of the composite section.

In Figure 3.13, a similar co-variability is observed between inc/coh, HU, Zr, Ti, Si and Ca. However, Zr increases sharply at the base of high-energy events as observed in the various darker layers (Figure 3.13 A-B). This pattern is similar to other studies which show that Zr is

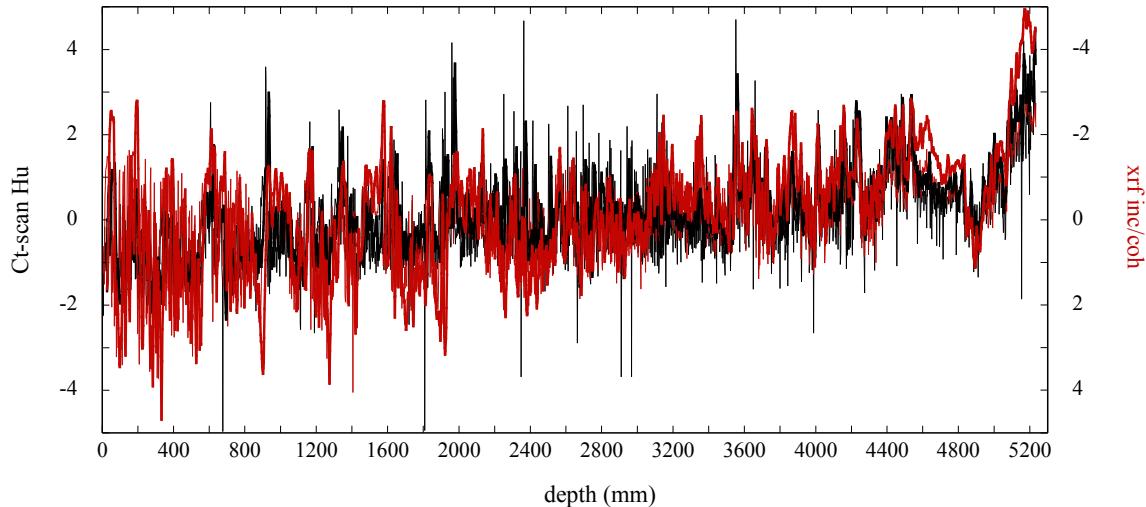
enriched in coarser grain deposits as Zr is associated with heavy and hard minerals (Scheffler et al., 2006). This is further confirmed by the backscatter SEM images showing Zr enriched in coarse silt to very fine sand layers according to the classification of Folk and Ward (1957) (Figure 3.14). Ti is also known to be linked with clastic input, mainly found in fine to medium silty layers, and has been reported in many sites (Balascio and Bradley, 2012; Cuven et al., 2010; Kylander et al., 2011; McWethy et al., 2010). Ti increases sharply when Zr starts to decrease upward of thicker layers as the grain-size become finer. Particle size distribution reveals that Ti is enriched in the medium silt layers (Figure 3.14). Ti is also in lower concentrations at the base of turbidites. Inc/coh, Ti and HU display in general similar trends and are in higher concentration in high-energy events layer (turbidites), which is also the case for Si and Ca. These results are consistent with a previous study on a long sediment sequence from Patagonia showing that CT-Scan (HU) and inc/coh provide high-resolution and reliable measurements of density variability (Fortin et al., 2013). This is best seen when inc/coh and HU are plotted together (Figure 3.15). As also observed by Fortin et al., (2013), inc/coh is noisier than HU. This implies that inc/coh, HU and Ti can be used as high-resolution proxies of detrital input at SSL.



**Figure 3.12 A)** Gravity core SS12-1-1s from SSL showing  $\mu$ -XRF variations of inc/coh (yellow), Houndsfield Unit (HU; black), Titanium (orange), Zirconium (green), Silicium (blue) and Calcium (red). **B)** Blow-up (grey dashed line of A) showing inc/coh, Titanium, Zirconium, HU and Silicium. The arrow indicates increased values of the parameters shown. Red squares are regions of interest photographed at the Scanning Electron Microscope in backscatter mode (Figure 3.14).



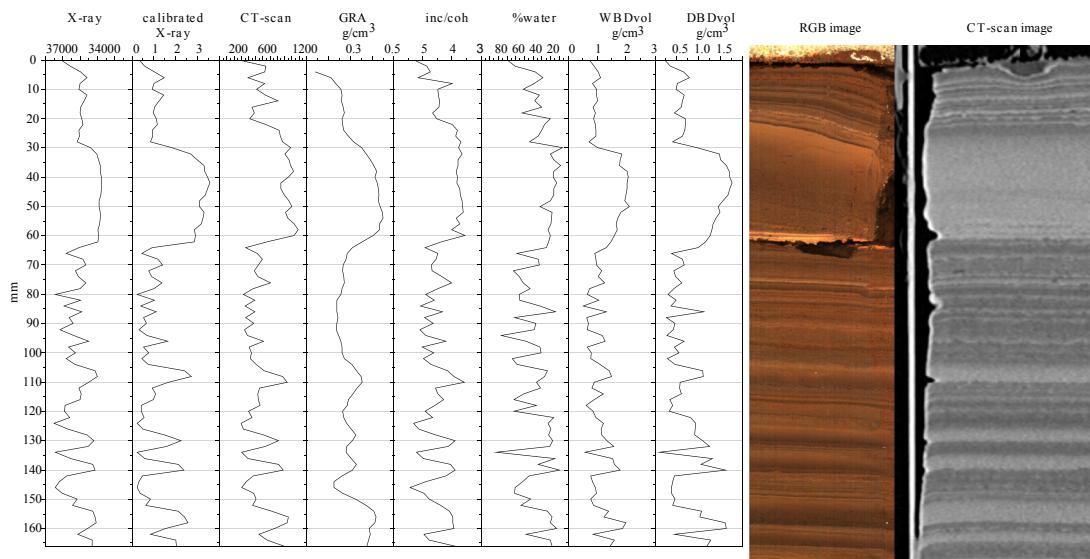
**Figure 3.13** Backscatter scanning electron microscope images of the 5 red rectangles shown in Figure 3.13B with their grain size distribution. Scanning electron microscope images highlighting coarse silt and fine sand enriched with Zr and medium silt sediment enriched in Ti.



**Figure 3.14** Comparison between Houndsfield Unit (CT-scan) and the incoherence coherence (inc/coh) ratio from Itrax. Data are resampled at 2 mm resolution ( $R = -0.58$ ), bold lines represent 5 point-running mean ( $R = -0.78$ ).

### 3.3.3 Proxies of Density – Characterization

Comparison of dry bulk density measurements obtained by different techniques was performed on the first 17 cm of the gravity core (SS12-12-1-1s) continuously sampled at 2 mm (Figure 3.16; Annexe III, Section 7, Table S3). 3 sediment slabs of ~ 6 cm were extracted from the core and analyzed using high-resolution x-rays (100 µm) from the Itrax. The digital X-radiographs acquired were then used to obtain grey-level values (Figure 3.17; X-ray) which were measured using Image J and calibration (Figure 3.16; calibrated X-ray) was made following Francus et al., (2015).



**Figure 3.15 Comparison between core-loggers and high-resolution bulk density (2 mm).**

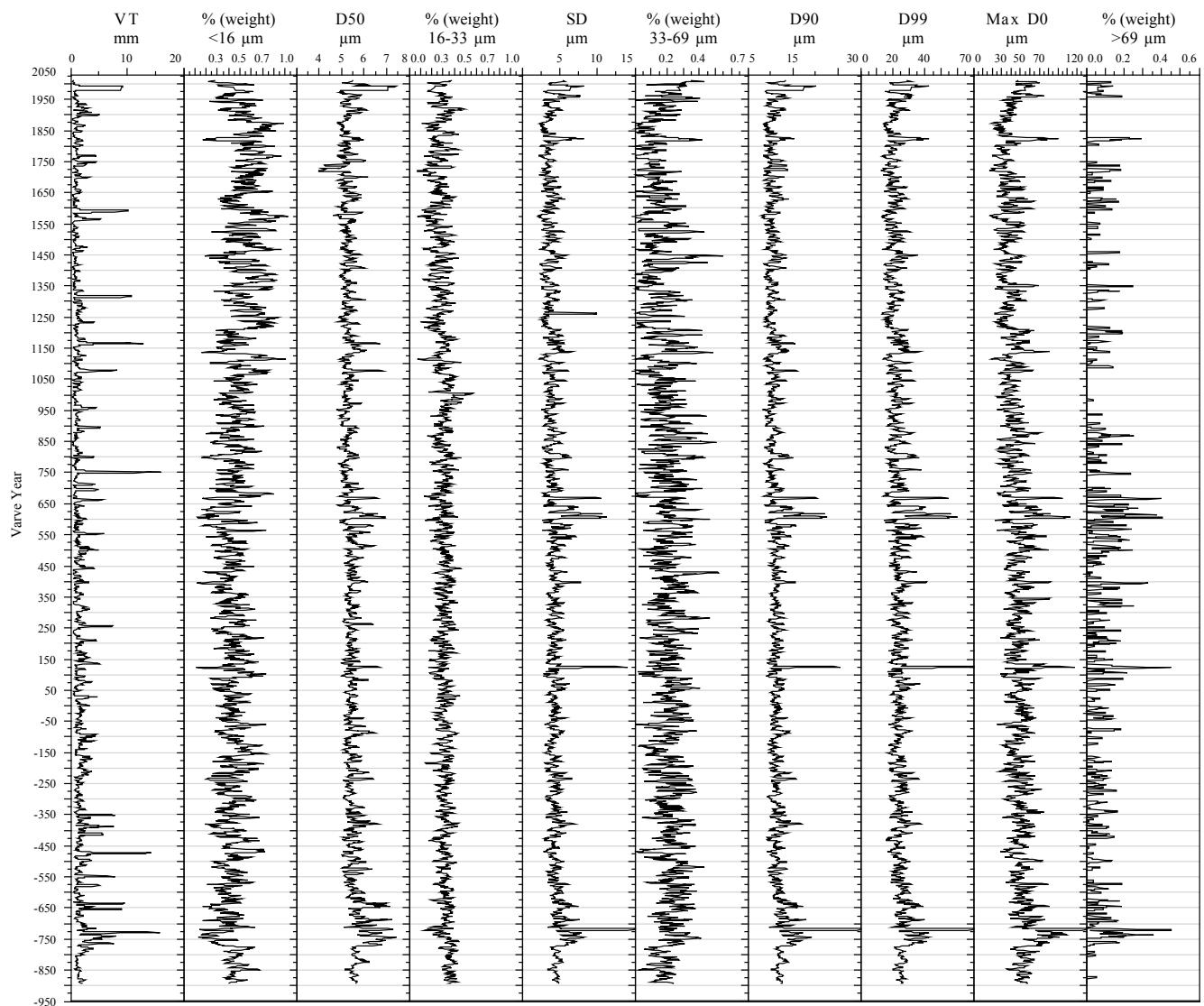
Dry bulk density is best correlated with the calibrated X-ray obtained with the Itrax ( $R = 0.88$ ), followed by CT-scan ( $R = 0.73$ ) and GRA ( $R = 0.72$ ) (Figure 3.16; Annexe III, Section 7; Table S3). GRA measurements are smoothed compared to the other instruments (Figure 16) because its collimator has a maximum thickness of 2.5 mm. For this reason, X-rays from Itrax and CT-Scan appear to be more reliable instruments for varved sediments, since varve thicknesses typically range from 0.07 to 27.3 mm, with an average of 1.84 mm (Ojala et al., 2012). The calibrated X-ray compared to the raw X-ray provided by the Itrax follows more closely CT-Scan variations, suggesting that the technique used by Francus et al., (2015) is reliable.

### 3.5.5 Stratigraphic trends of sediment properties

A general feature in the evolution of the grain-size indices is the overall declining trend in values from 900 BCE until the beginning of the 20<sup>th</sup> century, when values increased (Figure 3.16, Table 3.3). Changes in grain-size mainly reflect changes in snow melt intensity (Francus et al., 2002) that is influenced by the length of the ice-free season, and therefore temperature. This general decreasing trend in grain-size (increasing for the finer fraction, Table 3.3) might thus be attributed to the decrease of northern hemisphere insolation during the past ~6ka which led to lower hydrological energy-events taking place in the SSL main river, resulting from lower snow melt intensity due to decreased temperature (Francus et al., 2002; Kaufman et al., 2004). The finer fraction (< 16 µm) increased from ~1200 CE until 1850 CE, a period that corresponds broadly to the Little Ice Age (LIA). The increase in coarse grain-size during the period of 20<sup>th</sup> century warming is unique within the last 2900 years (cf. Perren et al., 2003), a feature that has also been observed in another varved lake in the Western Canadian Arctic at Cape Bounty East Lake (CBEL) where coarse grain-size values during the 20<sup>th</sup> century reached unprecedented levels (Lapointe et al., 2012). These changes clearly show that the record is a sensitive indicator of temperature fluctuations. Another interesting trend is that varve thickness in the recent part of the record did not increase at the same pace as the coarse grain-size fraction, a result that is also seen in the varved record from the western Canadian Arctic (CBEL). Thus, these observations show that annual grain-size provides additional information on environmental changes that can be extracted from varve records.

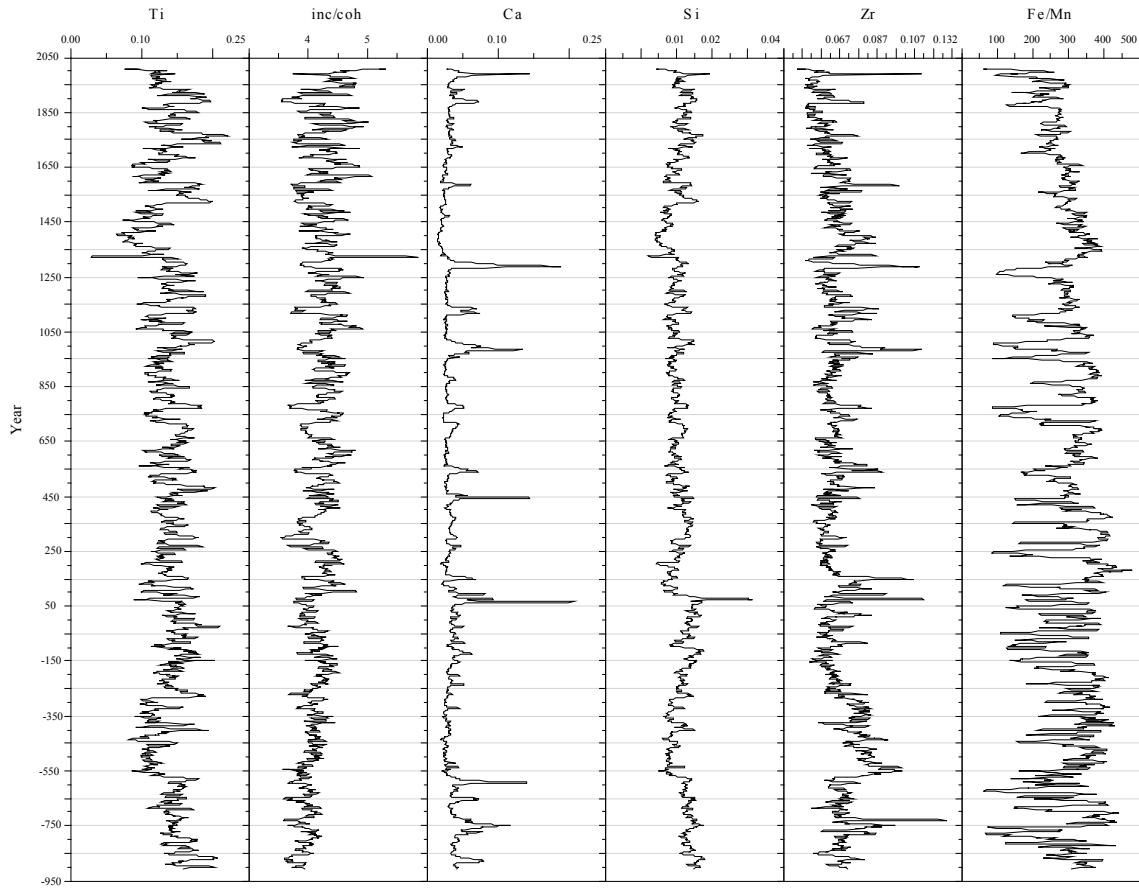
**Table 3.3 Linear regression slope for varve thickness (VT) and some grain-size fractions for the period encompassing 900 BCE – 1900 CE**

VT	< 16 µm	mDo	P99	MaxDo
-0.0004	0.0001	-0.0002	-0.0025	-0.0075



**Figure 3.16 2900 years of varve thickness (VT) and annual grain-size variations. Data are filtered by a 5-year running-mean.**

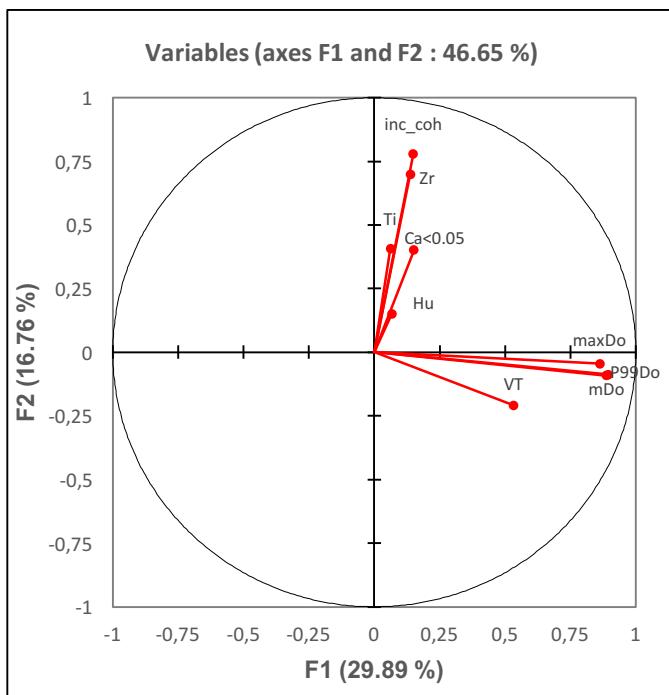
The general trend of the annual  $\mu$ -XRF variations reveals a general decrease (increase) of values from the old to the recent part of the record (Figure 3.17). This is consistent with the particle size data (Figure 3.16). For example, Ti and Zr (inc/coh) values show a decreasing (increasing) trend through time. We also note that the recent (~1850 CE) increase in Zr (Figure 3.17) is not as perceptible as that of the coarse grain-size data (Figure 3.16). Zr is generally linked to high energy runoff as a result of its higher density and resistance against physical and chemical weathering. In this regard, the results reveal that  $\mu$ -xrf and particle size measurements contain different information that will be discussed below.



**Figure 3.17 Annual  $\mu$ -XRF variations from South Sawtooth Lake over the past 2900 years. Data are filtered by a 5 year-running mean.**

### 3.5. Comparison of Sawtooth record to Agassiz Ice Cap

According to the PCA (Figure 3.18), annual elements varations are different to those found in the grain-size and VT. The first principal component (related to P99, mDo and maxDo) explains 30% of the variability whereas the second component (related to inc/coh and Ca <0.05) holds 17% of the variability. The first four principal components represent 70% of the variability which include all of the proxies except for VT.



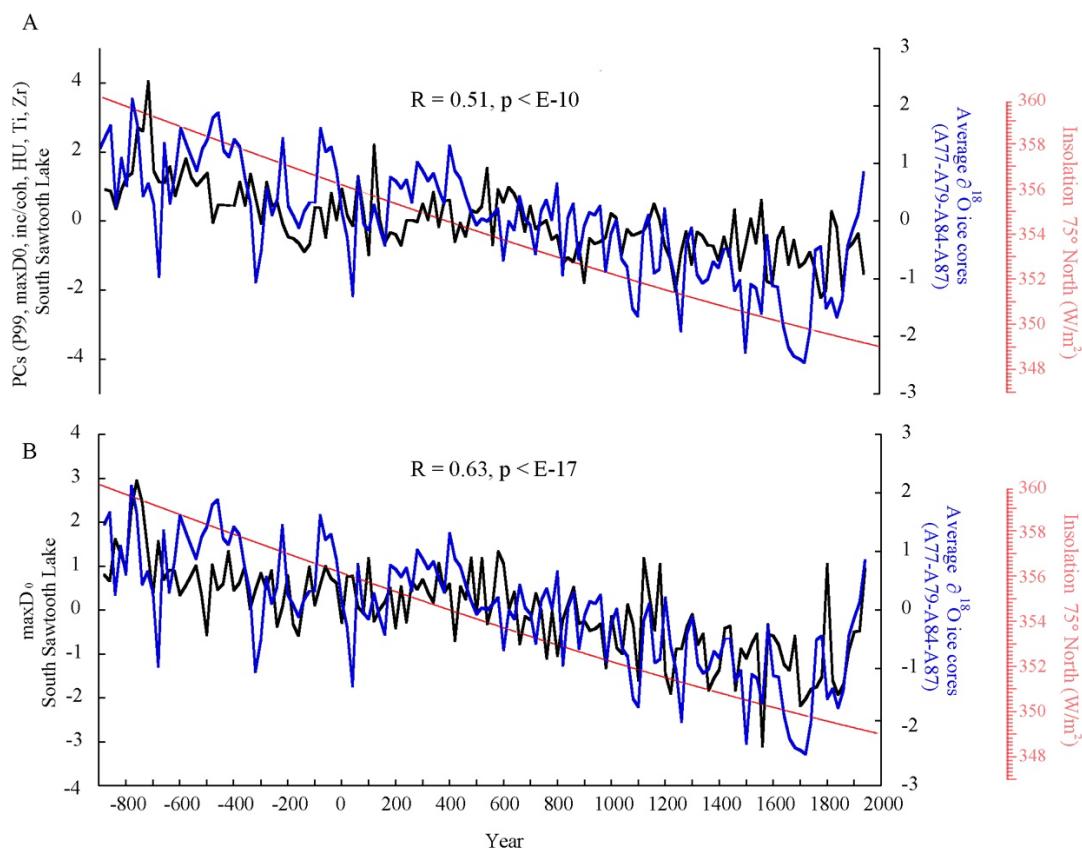
**Figure 3.18 Principal components analysis (PCA) of density measurements (inc/coh, HU) and other physical parameters shown in this study. Annual data were normalized relative to the mean and standard deviation.**

The first four principal components are used and compared to the Agassiz  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure 3.19A). The  $\delta^{18}\text{O}$  from ice cores is generally linked to temperature fluctuations (Jouzel et al., 1997). This measure is also influenced by changes in moisture source regions, moisture transport pathways and precipitation seasonality (Jouzel et al., 1997, Masson-Delmotte et al., 2005). A significant correlation is observed during the last 2900 years ( $R = 0.51$ ,  $p < 0.001$ , max correlation reached at 20 year-lag, or 1 point). Among all the proxy at SSL, the maximum grain-size diameter ( $\text{maxD}_0$ ) shows the strongest correlation to the Agassiz  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure 3.19B). The timescale of the A77 ice core was estimated to be accurate within 10% for the past 8000 years (Fisher et al., 1983). Hence, we also tested our proxy against the  $\delta^{18}\text{O}$  from A77, and this also yielded strong correlations (Annexe III, Section 7, Figure S5).

The long-term decline of both records is consistent with the progressive decrease in solar insolation in northern latitudes (Figure 3.19; Annexe III, Section 7; Figure S5). However, we note that this declining trend increased after ~600 CE, whereas the older part of the record shows no such trend. This pattern is similar with the Arctic Holocene temperature variation from the 22 sites located north of 66°N (Briner et al., 2016).

Because of the quality of its age model, the A77 ice core was used to align the other cores from Agassiz Ice Cap in order to help synchronize the Greenland Ice Core Chronology based on

annual layer counts in the DYE-3, GRIP and NRGIP ice cores (Vinther et al., 2008). Agassiz and Renland ice cores (separated by ~ 1,500 km) were shown to be influenced by a common millennial-scale  $\delta^{18}\text{O}$  trends, leading Vinther et al., (2009) to suggest that the climate around and in Greenland was homogenous during the Holocene. Thus, the overall good agreement between records of SSL and Agassiz ice core over the past 2900 years suggests that our chronology is reliable, and that the climate signal is in part influenced by temperature variations and the climate natural variability of the Atlantic region.



**Figure 3.19 a)** Comparison between South Sawtooth Lake (Principal components analysis of the inc/coh, HU, Ti, Si, Ca, Zr, maxDo, mdo and P99) and Agassiz  $\delta^{18}\text{O}$  (mean of A77-A79-A84-A87 ice cores). b) same as (a) but using the maximum grain-size diameter at South Sawtooth Lake. Data from South Sawtooth Lake are averaged every 20 years to allow comparison.

### 3.6 Conclusion

This paper presents a new varved chronology from South Sawtooth Lake (SSL), Ellesmere Island, in the Canadian High Arctic, based on high-resolution varve counting. This is supported by several other independent dating methods, namely the  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  profiles, OSL dating, and paleomagnetic comparison with Lower Murray Lake on northern Ellesmere Island (Cook et al., 2009). Furthermore, correlations between the SSL record and the nearby Agassiz Ice Cap provides further support that this chronology is robust and can serve as a reference for other archives in the Canadian High Arctic (marine and lake sediments) given its high sedimentation rate of  $1.67 \text{ mm a}^{-1}$ . Although many paleoclimate reconstructions from varved sediments are still based only on varve thickness, the results provided here and in a previous study (Lapointe et al., 2012) demonstrate the value of obtaining annual grain-size data using image analysis. We have shown that because of the better phase contrast that this approach provides, it helps to detect thin varves and decreases the chances of erroneously counting extra-varves (intra-annual layers), thereby increasing the reliability of varve-based chronologies. Furthermore, obtaining a range of annual grain-size measurements enables more paleoenvironmental information to be extracted from the record. Compared to the other varved records located in the Canadian High Arctic, sedimentation rates at SSL are the highest reported in this wide region. Considering that SEM-images were crucial in the delineation of thin varves at SSL to refine the chronology, revisiting key sites using this imaging approach could increase the fidelity of other long-term varve-based proxy climate records. Moreover, paleomagnetic fluctuations from this site can be used as a template for other regional archives where radiocarbon dating has proven to be problematical. This will benefit the community by increasing the temporal reliability of regional climate archives for the past  $\sim 3$  millennia. Finally, our record shows strong similarities with the nearby  $\delta^{18}\text{O}$  Agassiz Ice Cap, suggesting that the varved record is sensitive to temperature variability. As such, this study provides the sedimentological, stratigraphical and chronological basis for additional paleoclimatological studies that are in currently progress (Lapointe et al., 2018).

### 3.7 References

- Abbott, M. B., and T. W. Stafford Jr (1996) Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada, *Quaternary Research*, 45(3), 300-311.
- Antoniades, D., P. Francus, R. Pienitz, G. St-Onge, and W. F. Vincent (2011) Holocene dynamics of the Arctic's largest ice shelf, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(47), 18899-18904.
- Appleby, P. (2002) Chronostratigraphic techniques in recent sediments, in *Tracking environmental change using lake sediments*, edited, pp. 171-203, Springer.
- Balascio, N. L., and R. S. Bradley (2012) Evaluating Holocene climate change in northern Norway using sediment records from two contrasting lake systems, *Journal of paleolimnology*, 48(1), 259-273.
- Briner, J. P., N. P. McKay, Y. Axford, O. Bennike, R. S. Bradley, A. de Vernal, D. Fisher, P. Francus, B. Fréchette, and K. Gajewski, Jennings A, Kaufman D, Miller G, Rouston C, Wagner B (2016) Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland, *Quaternary Science Reviews*.
- Cohen, J., J. A. Screen, J. C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K. Dethloff, D. Entekhabi, and J. Overland (2014) Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, *Nature Geosci.*, 7(9), 627-637.
- Cook, T. L., R. S. Bradley, J. S. Stoner, and P. Francus (2009) Five thousand years of sediment transfer in a high arctic watershed recorded in annually laminated sediments from Lower Murray Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Canada, *Journal of Paleolimnology*, 41(1), 77-94.
- Croudace, I. W., A. Rindby, and R. G. Rothwell (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner, *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 267, 51.
- Cuven, S., P. Francus, and S. F. Lamoureux (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic, *J Paleolimnol*, 44(3), 803-817.
- Duchesne, M. J., F. Moore, B. F. Long, and J. Labrie (2009) A rapid method for converting medical Computed Tomography scanner topogram attenuation scale to Hounsfield Unit scale and to obtain relative density values, *Engineering Geology*, 103(3), 100-105.
- Duliu, O. G. (1999) Computer axial tomography in geosciences: an overview, *Earth-Science Reviews*, 48(4), 265-281.
- Folk, R. L., and W. C. Ward (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters, *J Sediment Petrol*, 27 (1), 3-26.
- Fortin, D., P. Francus, A. C. Gebhardt, A. Hahn, P. Kliem, A. Lisé-Pronovost, R. Roychowdhury, J. Labrie, G. St-Onge, and T. P. S. Team (2013) Destructive and non-destructive density determination: method comparison and evaluation from the Laguna Potrok Aike sedimentary record, *Quaternary Science Reviews*, 71, 147-153.
- Francus, P., R. Bradley, T. Lewis, M. Abbott, M. Retelle, and J. Stoner (2008) Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation, *Journal of Paleolimnology*, 40(3), 963-985.

- Francus, P., R. S. Bradley, M. B. Abbott, W. Patridge, and F. Keimig (2002) Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters, *Geophys Res Lett*, 29 (20), 1998.
- Francus, P., K. Kanamaru, and D. Fortin (2015) Standardization and Calibration of X-Radiographs Acquired with the ITRAX Core Scanner, in *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*, edited, pp. 491-505, Springer.
- Francus, P., and P. Nobert (2007) An integrated computer system to acquire, process, measure and store images of laminated sediments., 4th International Limnogeology Congress, Barcelona, 11-14th July.
- Francus, P., and E. Pirard (2004) Testing for sources of errors in quantitative image analysis, In: Francus P. (ed) *Image analysis, sediments and paleoenvironments*.
- Galbraith, R. F., R. G. Roberts, G. M. Laslett, H. Yoshida, and J. M. Olley (1999) Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models, *Archaeometry*, 41(2), 339-364.
- Husson, F., J. Josse, S. Le, J. Mazet, and M. F. Husson (2016) Package ‘FactoMineR’, edited, Obtenido de Multivariate Exploratory Data Analysis and Data Mining: <http://cran.r-project.org/web/packages/FactoMineR/FactoMineR>.
- Kaufman, D., T. Ager, N. Anderson, P. Anderson, J. Andrews, P. Bartlein, L. Brubaker, L. Coats, L. C. Cwynar, and M. Duvall (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W), *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6), 529-560.
- Kylander, M. E., L. Ampel, B. Wohlfarth, and D. Veres (2011) High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies, *Journal of Quaternary Science*, 26(1), 109-117.
- Lapointe, F., P. Francus, S. F. Lamoureux, M. Saïd, and S. Cuven (2012) 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *Journal of Paleolimnology*, 48(1), 159-173.
- Lewis, T., C. Braun, D. R. Hardy, P. Francus, and R. S. Bradley (2005) An extreme sediment transfer event in a Canadian High Arctic stream, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37(4), 477-482.
- Madsen, A. T., and A. S. Murray (2009), Optically stimulated luminescence dating of young sediments: a review, *Geomorphology*, 109(1), 3-16.
- McWethy, D. B., C. Whitlock, J. M. Wilmsurst, M. S. McGlone, M. Fromont, X. Li, A. Dieffenbacher-Krall, W. O. Hobbs, S. C. Fritz, and E. R. Cook (2010) Rapid landscape transformation in South Island, New Zealand, following initial Polynesian settlement, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(50), 21343-21348.
- Murray, A. S., and J. M. Olley (2002) Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review, *Geochronometria*, 21(1), 1-16.
- Murray, A. S., and A. G. Wintle (2003) The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, *Radiation measurements*, 37(4), 377-381.
- Ojala, A., P. Francus, B. Zolitschka, M. Besonen, and S. Lamoureux (2012) Characteristics of sedimentary varve chronologies—a review, *Quaternary Science Reviews*, 43, 45-60.

- Perren, B. B., R. S. Bradley, and P. Francus (2003) Rapid lacustrine response to recent High Arctic warming: a diatom record from Sawtooth Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 35(3), 271-278.
- Prescott, J. R., and J. T. Hutton (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations, Radiation measurements, 23(2-3), 497-500.
- Scheffler, K., D. Buehmann, and L. Schwark (2006) Analysis of late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies—response to climate evolution and sedimentary environment, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240(1), 184-203.
- Valet, J.-P., C. Tanty, and J. Carlut (2017) Detrital magnetization of laboratory-redeposited sediments, Geophysical Journal International, 210(1), 34-41.
- Vinther, B. M., S. L. Buchardt, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, D. Fisher, R. Koerner, D. Raynaud, V. Lipenkov, and K. Andersen (2009) Holocene thinning of the Greenland ice sheet, Nature, 461(7262), 385-388.
- Vinther, B. M., H. B. Clausen, D. A. Fisher, R. M. Koerner, S. J. Johnsen, K. K. Andersen, D. Dahl-Jensen, S. O. Rasmussen, J. P. Steffensen, and A. M. Svensson (2008) Synchronizing ice cores from the Renland and Agassiz ice caps to the Greenland Ice Core Chronology, Journal of Geophysical Research D: Atmospheres, 113(8).
- Wright, D. K., S. L. Forman, M. R. Waters, and J. C. Ravesloot (2011), Holocene eolian activation as a proxy for broad-scale landscape change on the Gila River Indian Community, Arizona, Quaternary Research, 76(1), 10-21.
- Xuan, C., and J. E. Channell (2009) UPmag: MATLAB software for viewing and processing u channel or other pass-through paleomagnetic data, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(10).
- Zolitschka, B., P. Francus, A. E. Ojala, and A. Schimmelmann (2015) Varves in lake sediments—a review, Quaternary Science Reviews, 117, 1-41.



## **CHAPITRE 4**

### **ARTICLE 3**



## **4 EXTERNAL AND INTERNAL OSCILLATIONS IMPRINTED ON THE WESTERN AND EASTERN CANADIAN HIGH-ARCTIC CLIMATE**

**Lapointe F<sup>1,2</sup>, Francus P<sup>1,2</sup>, Balascio N<sup>3</sup>, Stoner J<sup>4</sup>, Abbott M<sup>5</sup>, Bradley RS<sup>6</sup>,  
Adolphi F<sup>7,8</sup>, St-Onge G<sup>9</sup>, de Coninck A<sup>1,2</sup>, Labarre T<sup>1</sup>, Masselot P<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Centre - Eau Terre Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique  
Université du Québec, Québec, G1K 9A9, Canada

<sup>2</sup> Geotop, Montreal, H3C 3P8, Canada.

<sup>3</sup>College William and Mary, McGlothlin-Street Hall 304, VA, USA.

<sup>4</sup>Oregon State University, Corvalis, Oregon 97331, USA.

<sup>5</sup>University of Pittsburgh, 4107 O'Hara Street, Pittsburgh, PA 15260, USA.

<sup>6</sup>Northeast Climate Science Center, and Climate System Research Center, Department  
of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, 01003, United States.

<sup>7</sup>University of Bern, Physics institute, Climate and Environmental Physics, Sidlerstrasse  
5, CH-3012 Bern, Switzerland.

<sup>8</sup>Lund University, Department of Geology, Quaternary Sciences, Sölvegatan 12, S-  
22362 Lund, Sweden.

<sup>9</sup>Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer, 310 allée des  
Ursulines, Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada.

(Article en préparation pour être soumis à la revue Earth and Planetary Science Letters)



## **L'empreinte des oscillations climatiques externes et internes sur le climat de l'ouest et l'est du haut-Arctique canadien**

Les sédiments annuellement laminés (varves) des lacs South Sawtooth et Cape Bounty, situés respectivement sur les îles Ellesmere et Melville, au Canada, fournissent de multiples indices que ces régions ont été influencées par des oscillations climatiques connues au cours des derniers millénaires. L'analyse spectrale sur les multiproxies du lac Sawtooth indique des périodicités importantes qui peuvent être liées à l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (AMO) et à l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO), qui est supportée par des corrélations avec les reconstitutions de l'AMO et de la NAO. Les puissants spectres centrés à 170 - 208 ans dans les enregistrements Sawtooth et Cape Bounty sont connus pour être d'origine solaire. Dans ces archives sédimentaires, les périodes caractérisées par des mesures élevées de la taille des grains et des mesures de densité coïncident généralement avec des intervalles de faible activité solaire. L'analyse des ondelettes et spectrales souligne que le cycle de 208 ans, dans lequel nous l'attribuons au cycle solaire de DeVries, a été persistant au cours des 2900 dernières années, avec une variabilité plus prononcée au cours du dernier millénaire et l'intervalle entre 900 BCE et 350 BCE. La comparaison entre les taches solaires instrumentales et les deux enregistrements varvés supportent l'influence solaire sur la région de ces sites. De récentes analyses sur les données d'observation et de modèles ont démontré que l'activité solaire influe directement sur les anomalies de la pression atmosphérique au niveau de la mer du Pacifique Nord tandis que la NAO devient en mode positif quelques années plus tard. Ces mécanismes peuvent être les caractéristiques clés expliquant le lien entre l'activité solaire et l'empreinte de la variabilité climatique naturelle sur nos archives sédimentaires.

Mots clés : forçage solaire, arctique, varves, AMO, NPI

## **Contribution des auteurs**

Le traitement des données a été réalisé par François Lapointe (auteur principal). Les analyses spectrales ont également été réalisées par François Lapointe. Les ondelettes en continues et croisées ont été réalisées par François Lapointe avec les recommandations de Pierre Masselot. L'interprétation des résultats a été réalisé par François Lapointe sous la supervision de Pierre Francus. Mark Abbott, Nicholas Balascio, Pierre Francus, l'auteur principal (FL) et Joseph Stoner ont participé à la campagne de carottage au lac South Sawtooth. Florian Adolphi a aidé à l'interprétation du lien solaire – climat. Guillaume St-Onge et Raymond S. Bradley ont révisé le manuscript et apporté plusieurs modifications en ce qui a trait à la grammaire mais également au contenu. Arnaud de Coninck, Thibault Labarre et l'auteur principal (FL) ont travaillé sur les scripts avec le logiciel R.

## 4.1 Abstract

Annually laminated sediments (varves) from South Sawtooth Lake and Cape Bounty East Lake, located on Ellesmere and Melville Islands respectively, in the Canadian Archipelago, provide multiple lines of evidence that these regions were influenced by known climate oscillations throughout the past ~2900 years. Spectral analysis on multiple environmental indicators from the Sawtooth Lake record indicates significant periodicities that can be linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and the North Atlantic Oscillation (NAO). These records are also correlated with existing reconstructions of the AMO and NAO. The sharp peaks centered at the 170-208 year-cycle found in both the Sawtooth and Cape Bounty records are shown to be of solar origin. In these sedimentary archives, periods characterized by coarse grain-size and high sediment density generally coincide with intervals of low solar activity. Wavelet and spectral analysis highlight that the ~208-year cycle, attributed to the de Vries solar cycle, has been persistent over the past 2900 years, and even more pronounced during the past millennium and during the interval 900 BCE to 350 BCE. Comparison between the instrumental sunspots and both varved records support the regional solar-climate influence. Recent observational and model experiments have demonstrated that solar activity directly influences the North Pacific sea level pressure anomalies and the NAO a few years later. This may be the key feature explaining the link between solar activity and the imprint of natural climate variability on sediment archives.

### Highlights

**First discovery of solar cycles in sedimentary archives from the Canadian High-Arctic**

**Sawtooth varve record responds to both AMO and NAO; Cape Bounty to Aleutian Low variability**

**Solar activity the likely forcing to explain these natural oscillations**

## 4.2 Introduction

The whole Arctic climate is undergoing dramatic changes as it warms two-to-three times faster than anywhere else in the world. While there is a global agreement that Arctic regions will be the most impacted by global warming, there is still a poor understanding of the natural climate variability occurring in high northern latitudes. Indeed, meteorological data in this wide region generally does not extend further back than the 1950s, making it challenging to understand what is driving regional climate fluctuations. However the use of annually laminated sediments (varves) offers an opportunity to look at past climates in fine details, and may provide important information on how natural climate oscillations influence the Arctic environment.

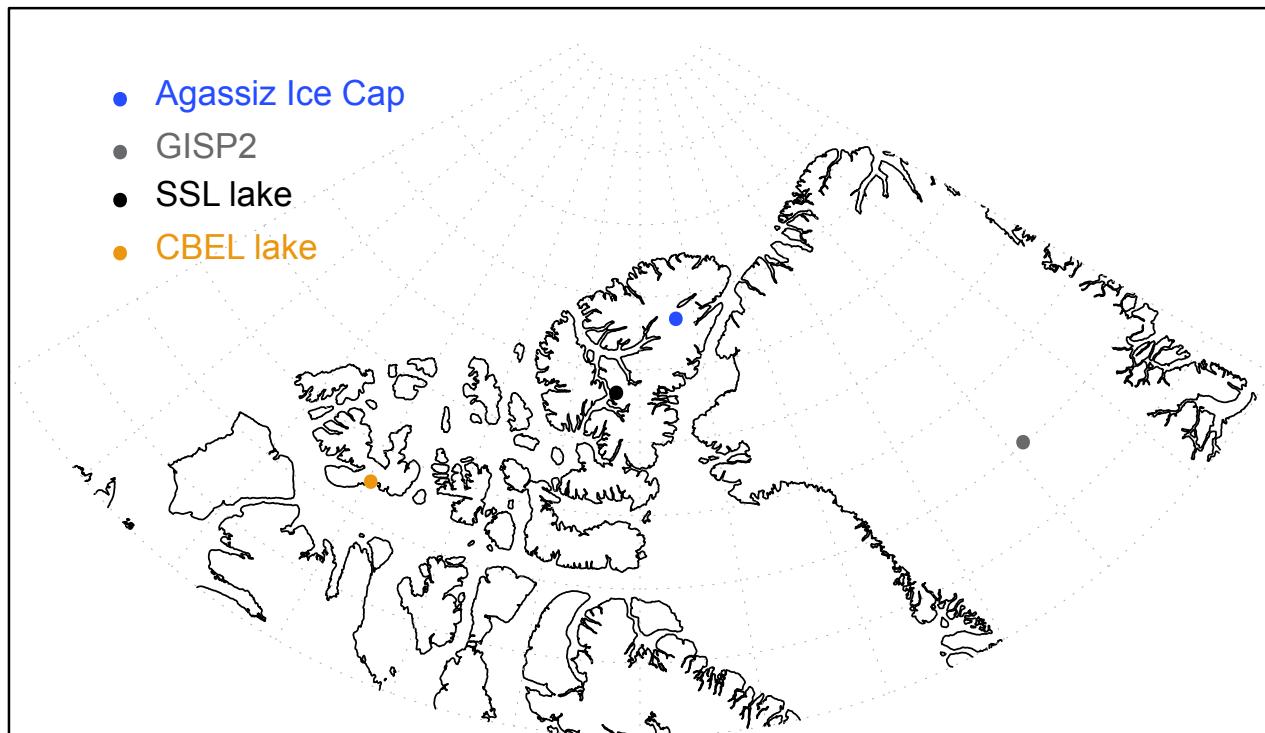
Solar forcing of climate variability is probably one of the most debated topic in climate research. Although many paleoclimate records suggest a link between solar activity and regional climate (Adolphi et al., 2014, Moffa-Sánchez et al., 2012, Bond et al., 2001, Hodell et al., 2001, Czmyzik et al., 2016), solar variations of about  $\sim 1 \text{ Wm}^2$  are thought to be too small to produce large changes in surface temperature, unless they can induce amplifying feedbacks in the climate system (IPCC 2013). Yet, researchers have suggested mechanisms to explain the response to this solar forcing. For instance, the so-called « top-down » solar mechanism (Gray et al., 2010) involves heating of the tropic stratosphere via the absorption of ultraviolet radiation (UV) by ozone, affecting the position and strength of the polar night jet which in turn feeds into the troposphere via planetary wave propagation, ultimately impacting the strength of the subpolar lows. This induces a positive phase of the NAO that maximizes 2-4 years following the maximum phase of the solar cycle due to ocean feedback (Andrews et al., 2015; Ineson et al., 2011; Scaife et al., 2013; Thiéblemont et al., 2015). Another mechanism, linking solar activity to Atlantic Medirional Overturning Circulation (AMOC), has also been viewed as a plausible connection between North Atlantic climate variability and solar forcing (Menary and Scaife, 2014; Swingedouw et al., 2011). Additionally, a « bottom up » feedback has been proposed where higher Total Solar Irradiance (TSI) increases the energy input to the cloud free regions of the subtropics, causing increased latent heat fluxes over the ocean. This latent heat is being released as sensible heat in the ITZC precipitation belts which again causes a rossby wave response and thus, impacts on the subpolar lows.

Among the cycles linked to solar activity, the periodicities of  $\sim 207$ ,  $87$  and  $11$  years are the de Vries, Gleissberg and Schwabe solar cycles, respectively. Notably, the  $\sim 207$ -year cycle has been found in numerous other studies (Adolphi et al., 2014; Bond et al., 2001; Czmyzik et al., 2016; Hodell et al., 2001; Novello et al., 2016; Steinhilber et al., 2012) and is a prominent peak

obtained from  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  data during the Holocene (Muscheler et al., 2016), and also during the Last Glacial Maximum (Adolphi et al., 2014) and beyond (Wagner et al., 2001). Here, we report two 2.9 ka annually resolved varve records from Ellesmere and Melville Islands, influenced by different climate systems, both of which are sensitive to solar variability.

### 4.3 Study sites

South Sawtooth Lake (hereafter SSL; Figure 4.1), located on the Fosheim peninsula, Ellesmere Island, is a 80 m deep lake (Francus et al., 2002; Lapointe et al., 2017). Previous studies have shown that the sedimentary record contains clastic varves and that the main sediment fluxes to the lake are essentially driven by nival melt and seldom summer rainfall events (Francus et al., 2008; Lapointe et al., 2017). The other varved lake presented in this study, Cape Bounty East Lake (hereafter CBEL), is located on Melville Island (Figure 4.1). CBEL is a unique varved record in the Canadian western High-Arctic and its watershed and lake has been monitored since 2003 as part of comprehensive hydrological and limnological studies that revealed the nature of sediment delivery (Cockburn and Lamoureux, 2008; Lamoureux and Lafrenière, 2009; Lewis et al., 2011). As in SSL, sediment at CBEL is also essentially composed of clastic varved that record May-June nival melt and late summer rainfall.



**Figure 4.1 Map showing the location of the two lakes on Melville Island, Cape Bounty East Lake (CBEL: orange circle) and South Sawtooth Lake on Ellesmere Island (SSL: black circle). Blue and grey circles denote Agassiz and GISP 2 ice core records.**

## 4.4 Methods

### 4.4.1 Proxy data

The SSL proxies used in this study can be found in Lapointe et al., (2017b). Annual grain-size data were extracted using the image analysis technique that uses high-resolution images (1024 x 768 pixels, 1 pixel = 1 micron) collected from thin sections at the scanning electron microscope in backscattered mode. The coarse grain-size fraction is sensitive to extreme hydrological events (Lapointe et al., 2012). Estimation of density measurements were carried out using a CT-Scanner (Computerized axial tomography), a Siemens SOMATOM Definition AS+128, available at INRS-ETE in Québec City. These 3D images correspond to the 3D X-ray attenuation (Duliu, 1999) of the objects in the sample, where higher attenuations represents higher densities and higher atomic numbers.  $\mu$ -XRF data were acquired using a ITRAX core scanner available at INRS-ETE in Québec-City. High-resolution geochemical variations (Croudace et al., 2006) were measured using a molybdenum tube. The data acquisition was performed with a 100  $\mu$ m resolution and an exposure time of 15 s. The incoherence/coherence (inc/coh) is the ratio of the Compton (coherent) and Rayleigh (incoherent) scattered intensities and these are affected by the average atomic number of the sample, and hence by mineralogical composition (Croudace et al., 2006). The SSL inc-coh ratio and the Houndsfield Unit (HU) obtained from CT-Scan were shown to be compatible (Lapointe et al., 2017). As for the CBEL varve record, coarse grain-size, which was also extracted using the SEM image analysis technique, and varve thickness (VT) are the ones presented in Lapointe et al., (2017). These are available at the NOAA paleoclimate database at <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/13096>. The sunspots dataset was extracted from the Solar Influences Data Analysis Center (SIDC; Clette et al., 2014) available online <http://sidc.oma.be>. Spectral analysis were carried out using REDFIT (Schulz and Mudelsee, 2002). To document modes of variability and common variability in the time series, wavelet and cross-wavelet were performed with the software R (R Development Core Team 2008) using the package bi-wavelet (*Gouhier and Grinsted*, 2012). More information on the proxies used in this study can be found in the Data availability section of this paper.

#### **4.4.2 Observational climate data**

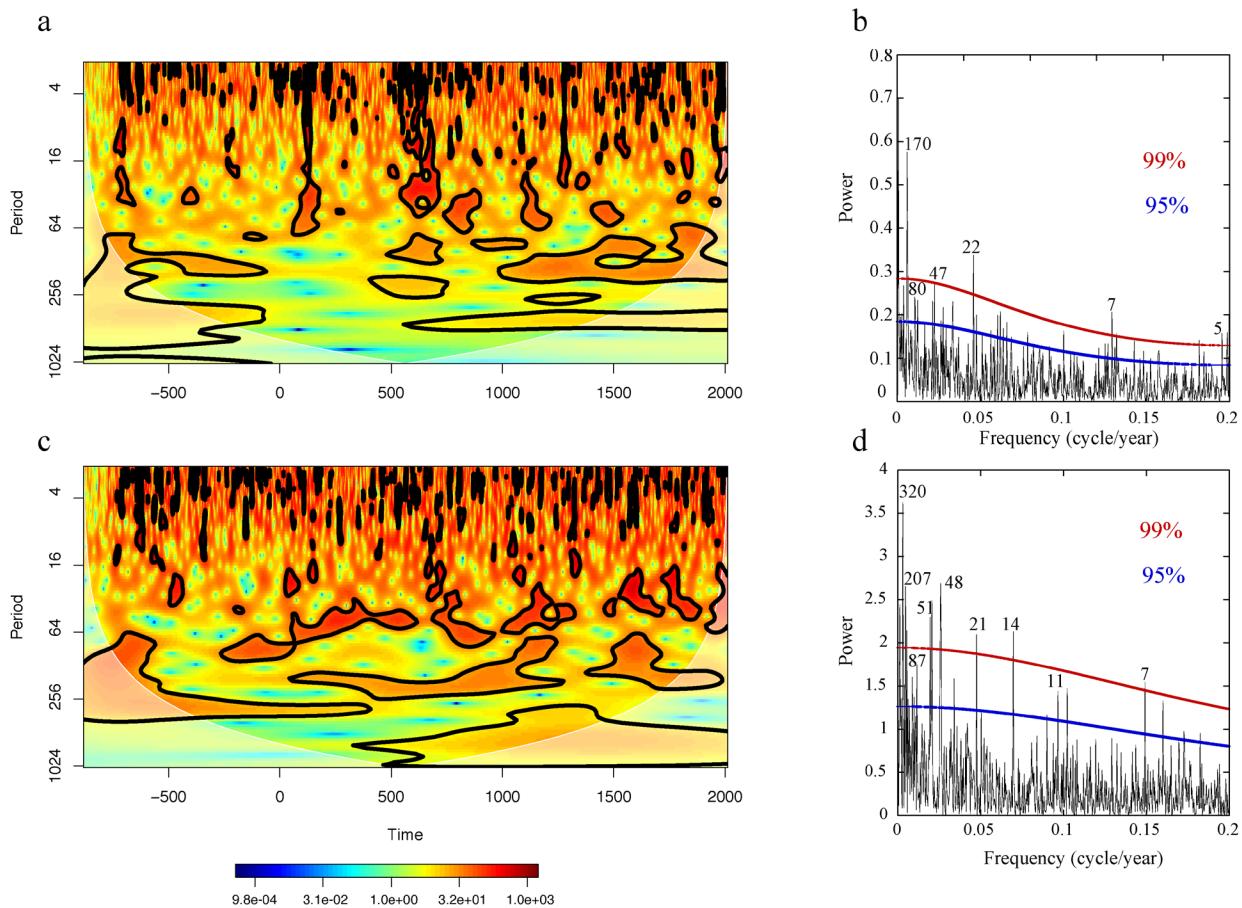
To understand the relationship between the Eastern Canadian Arctic climate and the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) during the instrumental period, a one-point correlation map was calculated using the Pearson's correlation prepared using the Climate Explorer tool (Van Oldenborgh and Burgers, 2005). The Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSSTv4) dataset was used to compare the AMO and NAO (Huang et al., 2015) with monthly snow cover observations derived from the Global Snow Lab at Rutgers University.

### **4.5 Results**

#### **4.5.1 South Sawtooth Lake varve record**

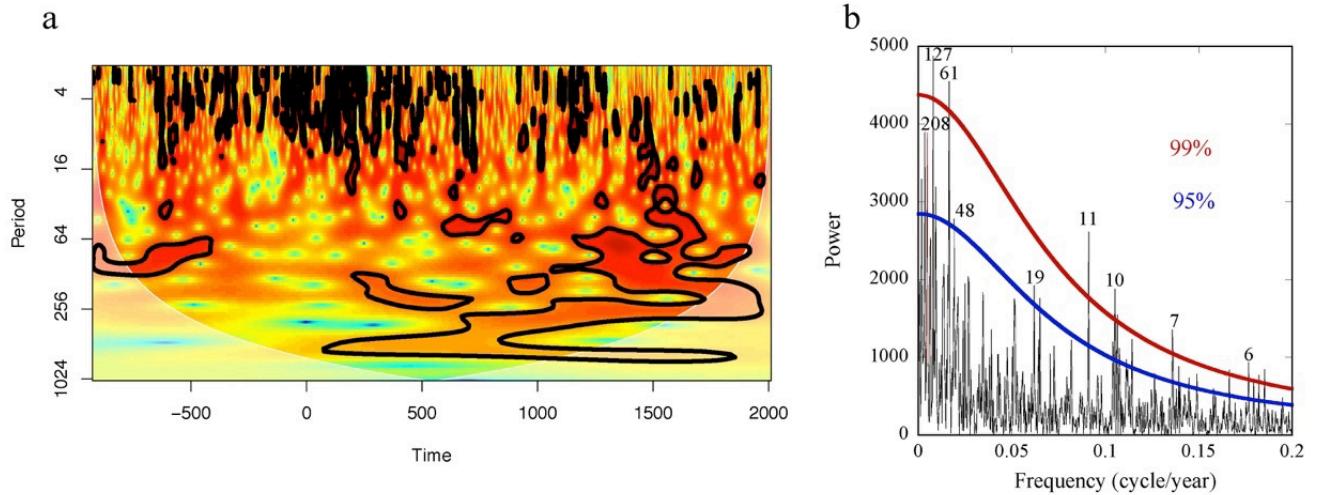
The great quality of the SSL varve chronology provides the opportunity to identify cycles in the ~2900 annually resolved proxies. Wavelet analysis of the 99<sup>th</sup> percentile of the grain-size (P99) reveals a ~170-200-year cycle that disappears between ~950 CE and 50 BCE (Figure 4.2a), while the VT wavelet spectrum exhibits strong power band at ~200-year during the interval ~0-1000 CE (Figure 4.2c). This bi-centennial periodicity, which has been an almost persistent forcing on Ellesmere Island over the past 2900 years, might be linked to the so-called de Vries solar cycle (~207 year-cycle; Stuiver and Braziunas 1993).

Similarly, the wavelet spectrum of the coarse grain-size at CBEL (Lapointe et al., 2017) revealed a persistent ~170-200-year cycle during the past millennium (Annexe IV, Section 8, Figure S1a), similar to what is found at Sawtooth Lake (Figure 4.2a). The strongest spectral peak of the grain-size time series is located at 178 year-cycle at CBEL (Annexe IV, Section 8, Figure S1b), compatible with the 170 year periodicity seen at SSL. In both lakes this ~170-year cycle exceeds the 99% confidence level (Figure 4.2b; Annexe IV, Section 8, Figure S1).



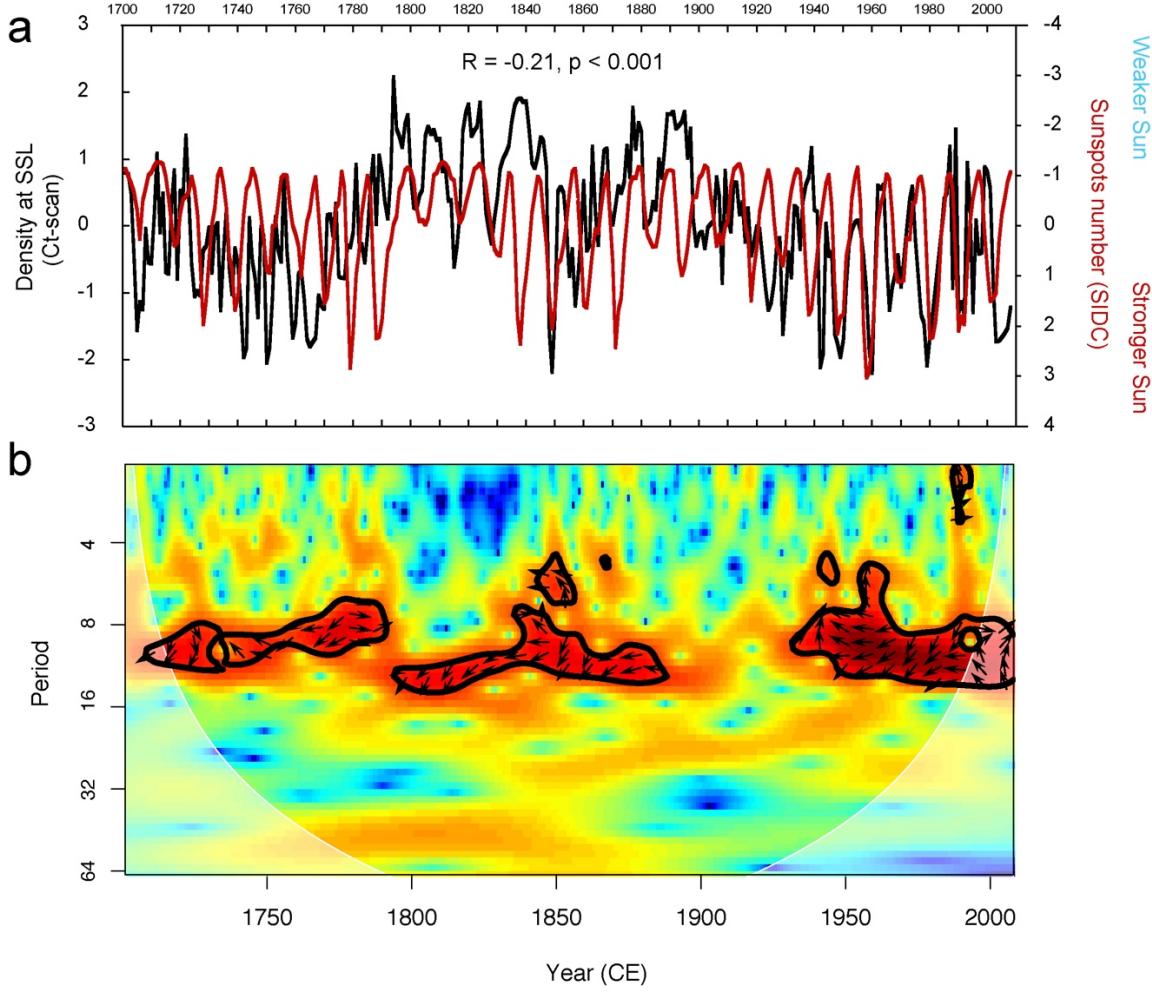
**Figure 4.2** (a) Wavelet spectrum of the 99<sup>th</sup> percentile (coarse grain-size) at South Sawtooth Lake. (b), spectral power of the 99<sup>th</sup> percentile time series. (c) and (d), same as (a) and (b) but for the varve thickness series at South Sawtooth Lake.

Spectral analysis of the density measurements indicates a significant periodicity at centennial time-scales (Figure 4.3b). Wavelet spectrum of the density measurements at SSL (Figure 4.3a) depicts significant power bands located at similar time intervals as the coarse grain-size (Figure 4.2). The 61 and 48 periodicities found in the SSL record (Figure 4.3b) could be related to the AMO (Enfield et al., 2001) whereas the bi- to tri-decadal cycles seen in the spectral analysis might be linked to the North Atlantic Oscillation (NAO) which has a well defined 20-30 year-cycle (Delworth et al., 1993). Finally, the 11 year-cycle is imprinted in the SSL record (Figure 4.3b) which might be related to the solar Schwabe cycle and could point towards a solar influence on Ellesmere Island.



**Figure 4.3 a)** Wavelet spectrum of the detrended annual HU time series. **B)** Spectral analysis of the HU time series (Lapointe et al., 2017b). Red and blue lines represent the 99% and the 95% confidence level based on a chi-2 test.

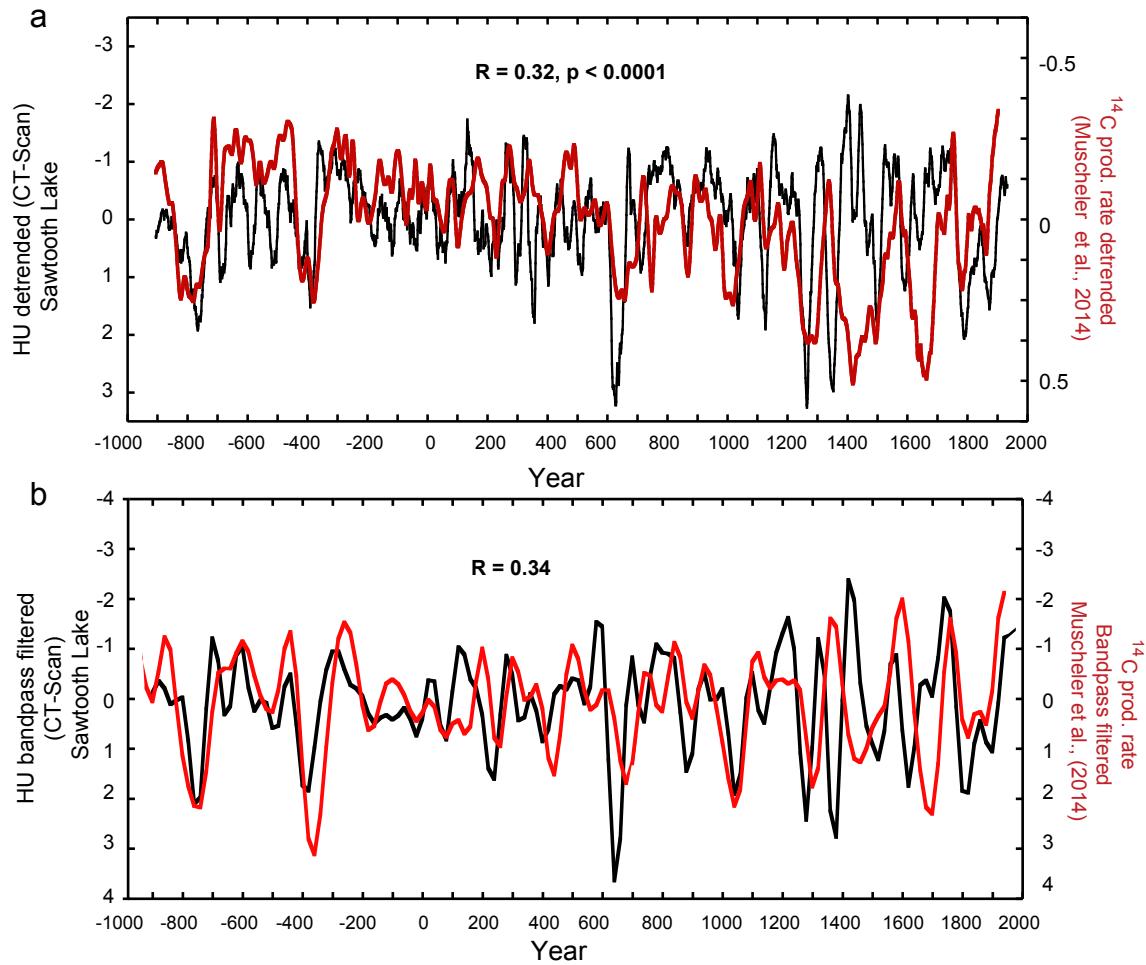
When comparing the instrumental sunspots record from the Solar Infuence Data Center (SIDC) and SSL density varve record, a strong co-variability occurs when the sediment record is shifted by 2 years, suggesting an influence of solar activity after ~2 year-lag (Figure 4.4). Cross-wavelet analysis (Section 9.1.3) exhibits an anti-phase relationship between both series that are clearly located in the 11-year power band (Figure 4.4b). The same analysis was performed on the Titanium (Ti) and inc/coh time series at SSL, which are proxies of detrital input at SSL (Lapointe et al., 2017b). Spectral analysis of the Ti and inc/coh indicate a strong peak at 11-year cycle (99% CL, Figures S5a, S6a). Both correlation between the sunspots Ti and inc/coh are significant (Annexe IV, Section 8, Figures S5b, S6b), which is supported by high common variance at the 11-year power band and reach maximum values at 2-3 year lag (Annexe IV, Section 8, Figures S5c, S6c), suggesting that HU, Ti, and inc/coh, proxies of detrital inputs at SSL (Lapointe et al., 2017b), are influenced by solar activity (Figure 4.4; Annexe IV, Section 8, Figures S5, S6). A compatible finding has also been found with the VT at CBEL whereby a significant 11-year power band between instrumental solar activity and VT is seen (Annexe IV, Section 8, Figure S7a, b).



**Figure 4.4 a)** Comparison between normalized HU (Ct-scan) data at South Sawtooth Lake (SSL) and instrumental sunspots number extracted by the Solar Influences Data Center (SIDC). Note that the sunspots scale is inverted to allow comparison. **b)** Cross-wavelet spectrum between the HU from SSL and Sunspots numbers indicating significant common spectral power around 11 years. Black bounderies represent the 95% confidence level based on a chi-2 test. Black arrows indicate an anti-phase relationship. White shading delimits the cone of influence where edge effect might be important.

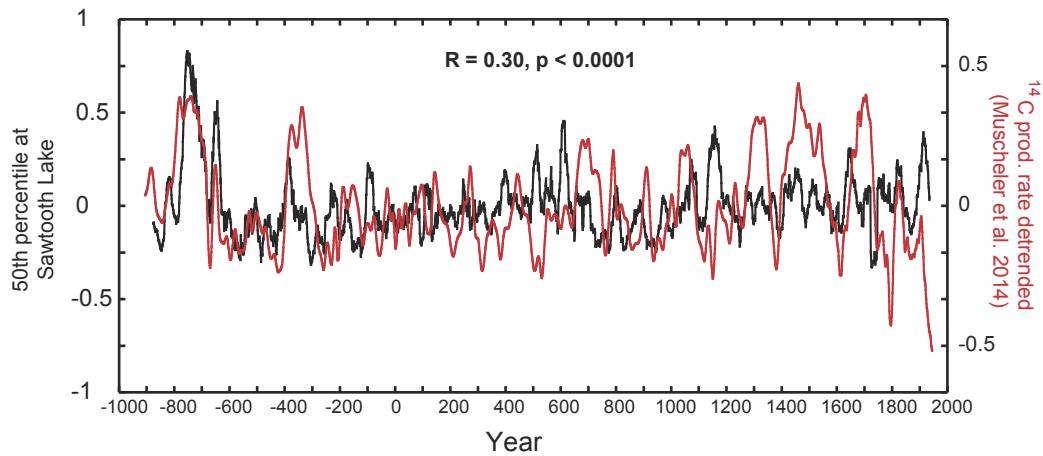
The SSL density record was compared to the  $^{14}\text{C}$  production rate (Muscheler et al., 2014). Increased solar activity enhances heliomagnetic shielding and thereby reduces the flux of cosmic rays reaching the Earth's upper atmosphere, forming  $^{14}\text{C}$  by the interaction with nitrogen and oxygen (Lal and Peters, 1967). As a consequence, more  $^{14}\text{C}$  is produced during periods of low solar activity. A similar modulation of  $^{14}\text{C}$  production rates occurs through changes in the geomagnetic field intensities (Masarik and Beer 1999). However, on timescales faster than  $\sim 500$  years the solar modulation of  $^{14}\text{C}$  production rates is the dominant process (Snowball and Muscheler 2007). Hence, we normalized the  $^{14}\text{C}$  production rates to their  $>500$  year variations

following Muscheler and Heikkilae (2011). This isolates the solar signal we are interested in from the  $^{14}\text{C}$  production rates (Adolphi et al., 2014). In theory, also carbon cycle changes could influence the  $^{14}\text{C}$  record, however, for variations  $<500$  years the good agreement of  $^{14}\text{C}$  with that of  $^{10}\text{Be}$  from ice cores implies that carbon cycle changes are of minor importance (Adolphi and Muscheler 2016). Figure 4.5a illustrates the co-variability between detrended HU (proxy for density) at SSL and the proxy for solar activity. By isolating the solar frequencies (see above) the coherence between the two datasets becomes evident (Figure 4.5b). However, there is some discrepancies during  $\sim 1280\text{-}1500$  CE. This time interval is characterized by sustained volcanic activity, which likely explains coldest episodes of the Little Ice Age (Miller et al., 2012). It is thus possible that the lack of coherence between SSL density record and solar activity is associated with more intense volcanic activity which likely weakened the solar component. This is consistent with a reconstructed sea-ice variability off west Greenland and a diatom-based sea surface temperature offshore in the north of Iceland (Jiang et al., 2015; Sha et al., 2016), in which a lack of co-variability during this time interval is also observed between solar forcing and the respective climate proxy. This is especially evident during the Spörer solar minimum, occurring around 1450 CE, during which a striking lack of coherence is observed (Jiang et al., 2015; Sha et al., 2016).



**Figure 4.5 a)** Detrended HU (CT-scan) at Sawtooth Lake (20 year-running mean) compared to detrended  $^{14}\text{C}$  production rates. b) SSL (HU) and  $^{14}\text{C}$  production rate bandpass filtered at 80-500 years. Note that  $^{14}\text{C}$  production rate and HU SSL data are reversed.

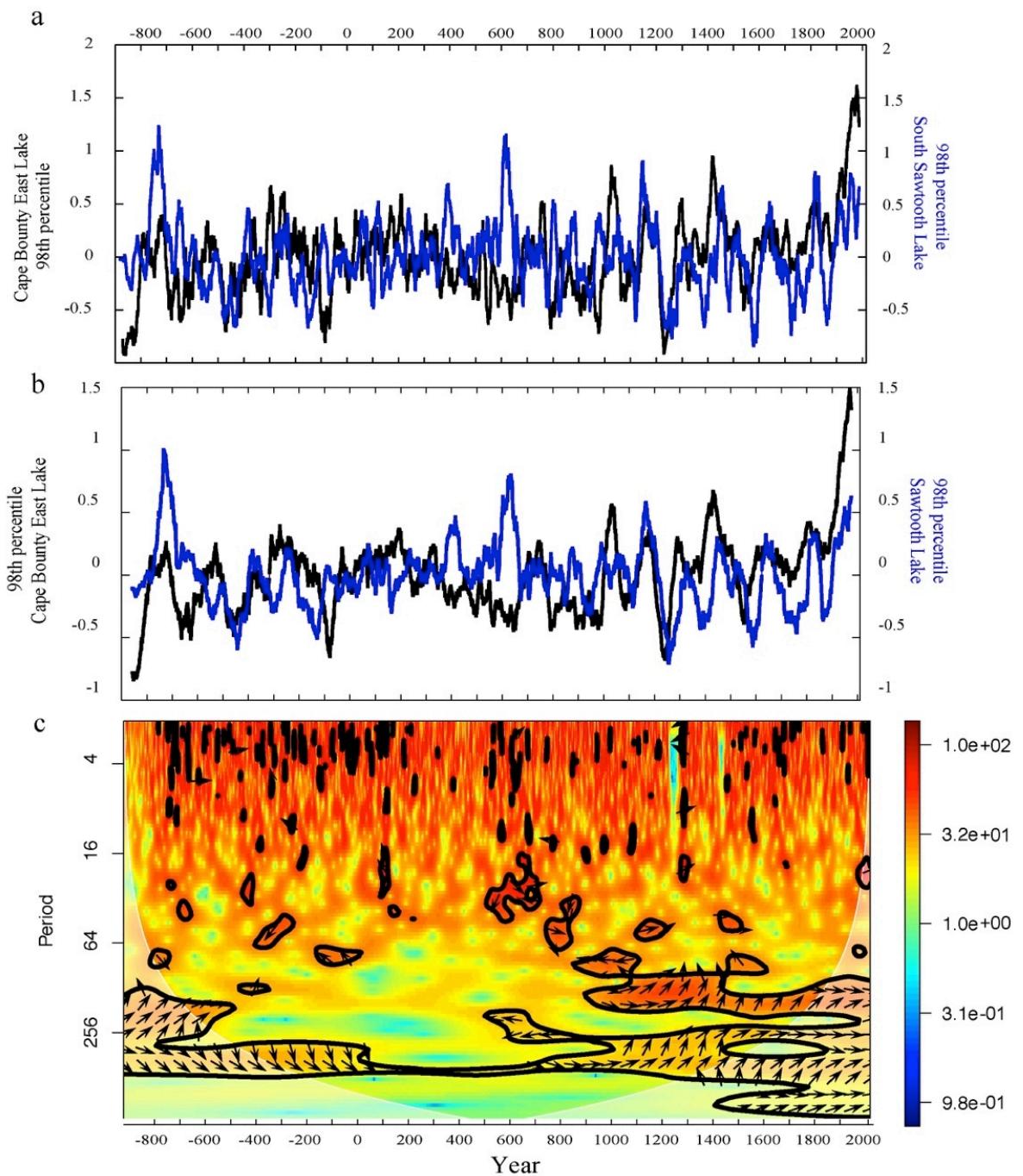
A similar finding was found using the 50<sup>th</sup> percentile fraction of the grain-size dataset at SSL (Figure 4.6). This is especially clear during the Homeric solar minimum, occurring 2800 years ago, and the 350 BCE solar minimum. Hence, these observations are suggestive that the hydroclimate in Ellesmere Island is sensitive to solar variability.



**Figure 4.6 Comparison between the median grain-size (50<sup>th</sup> percentile) at South Sawtooth Lake and <sup>14</sup>C production rates. Data at Sawtooth Lake are filtered by a 25-year running mean to facilitate comparison.**

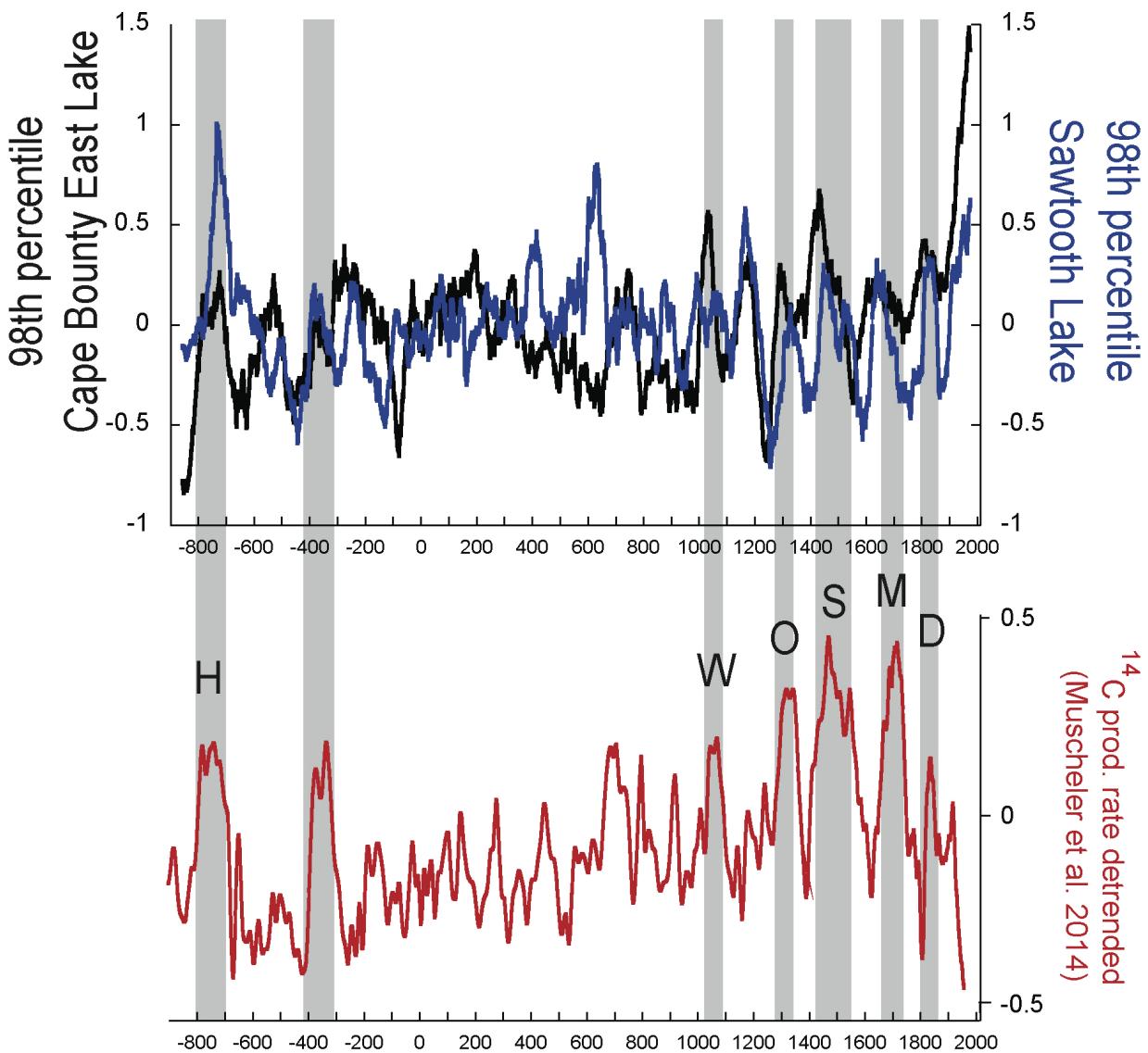
#### 4.5.2 Comparison between SSL and CBEL varve records

Although separated by 800 km, the South Sawtooth and Cape Bounty sedimentary records share remarkably high similarities during the past millennium (Figure 4.7a,b:  $R = -0.64$ ,  $p < 0.0001$ ). This suggests a common forcing that influences the climate in the Canadian Arctic. Cross-wavelet analysis between these records exhibits a significant ~170-year power band during the last millennium. We also note that both sites appear to be influenced by a ~350 year periodicity that is persistent throughout the past 2900 years (Figure 4.7c). Similar cyclicities have also been found in solar activity proxies from Greenland and Antarctica combined with the global <sup>14</sup>C tree ring record (Steinhilber et al., 2012).



**Figure 4.7 a)** Comparison between detrended and normalized (relative to the mean and standard deviation) Sawtooth and Cape Bounty coarse grain-size (98<sup>th</sup> percentile) variability for the past ~2900 years. Data are filtered by an 11-year running-mean filter. **b)** same as a) but using a 50-year running-mean filter. **c)** is the cross-wavelet spectrum of both time series in which the data are detrended and annual. The correlation from 950-1990 CE is  $R = 0.64$  (max correlation achieved with a 14 year-lag ( $R = 0.71$ ), Cape Bounty record leads).

Supporting this, we find strong co-variability between a proxy of solar activity,  $^{14}\text{C}$  production rate (Muscheler et al., 2014), and the grain-size of both varved sites over the past  $\sim$ 2900 years (Figure 4.8). Increased grain-size at both Cape Bounty (Western Canadian High-Arctic) and South Sawtooth Lake (Eastern Canadian High-Arctic) mainly coincide during periods of low solar activity (Figure 4.8). Variations in solar activity appear to have been quite pronounced over the past 1000 years with multiple Grand Solar Minima (Figure 4.8b). This is well reflected in both sedimentary records: at least five episodes of significantly reduced solar activity have been documented, namely the Oort, Wolf, Spörer, Maunder and Dalton solar minima, all of which appear to have had a substantial impact on our sites (Figure 4.8a). Two periods of low solar forcing, around 350 BCE and  $\sim$ 750 BCE (Homeric solar minimum), appear to have had an influence on both varved records (Figure 4.8a). In parallel, other worldwide proxy records responded to these grand solar minima (Moffa-Sánchez 2014, Duan et al., 2014, Martin-Puertas 2012, Czymzik et al., 2016), further indicating the external nature of this climate forcing. Correlation between  $^{14}\text{C}$  production rate and the 98<sup>th</sup> percentile at CBEL is significant for the entire period ( $R=0.17$ ,  $p=0.005$ ). For the past millennium and without taking into account the 20<sup>th</sup> century, the correlation increases sharply (no lag:  $R=0.28$ ,  $p=0.02$ , 20 year-lag :  $R=0.38$ ,  $p<0.001$ ). At SSL, this relationship is also observed for the entire record ( $R=0.19$ ,  $p=0.001$ ) and during the past millennium ( $R=0.22$ ,  $p=0.03$ , 10-year lag:  $R=0.24$ ,  $p=0.02$ ). It was shown that North Atlantic and the Pacific regions were influenced by centennial-scale shifts in Holocene climate possibly due to the Sun-ocean-climate linkages (Hu et al., 2003). The co-variability between the two varved records combined with that of  $^{14}\text{C}$  production rate (Figures 4.7, 4.8) supports this assumption.

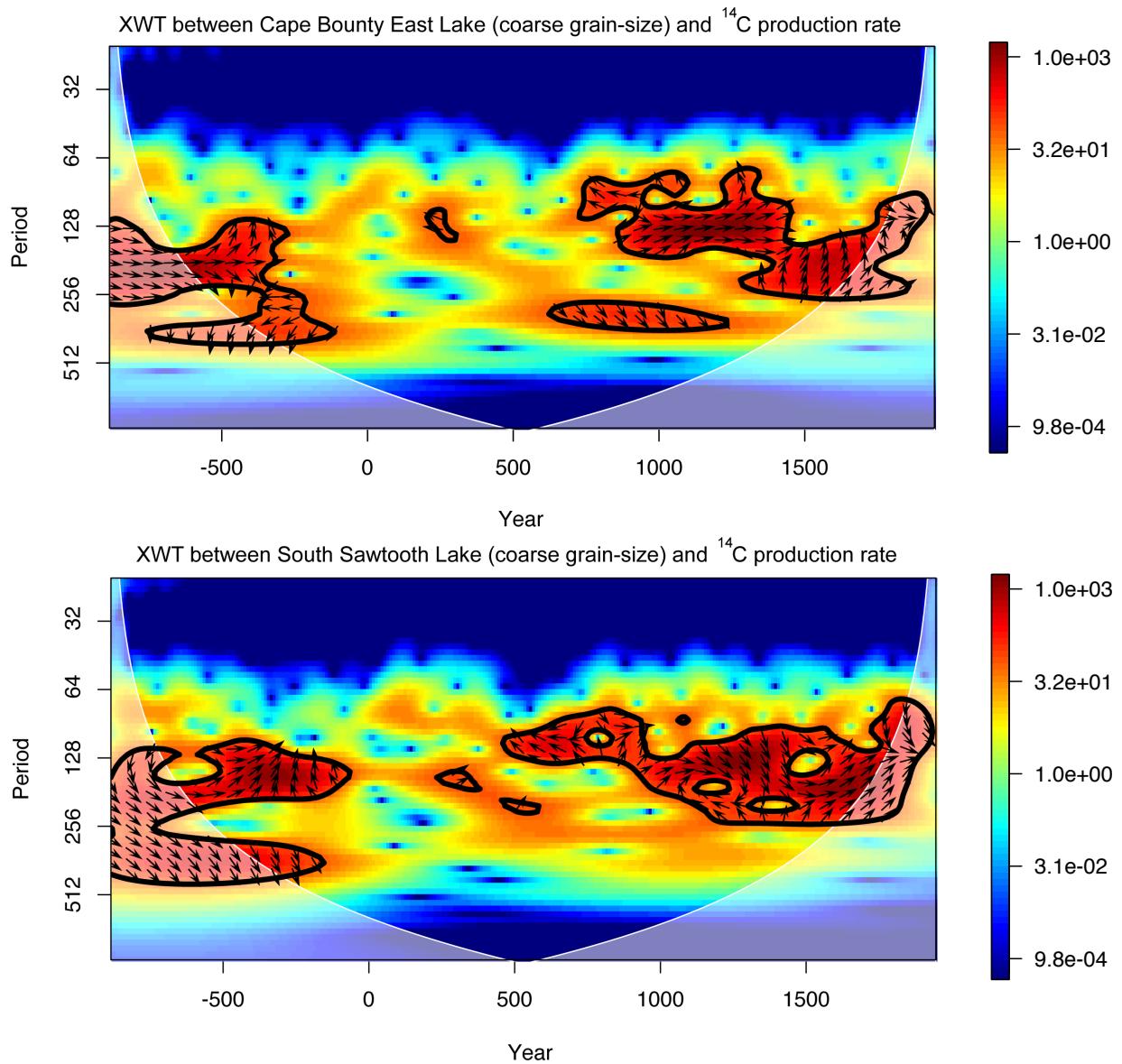


**Figure 4.8 Solar  $^{14}\text{C}$  production rates (Muscheler et al., 2014) as a proxy for solar activity over the past 2900 years (below) compared to coarse grain-size at Cape Bounty East Lake and South Sawtooth Lake. H, O, W, S, M and D refer to the Homeric, Oort, Wolf, Spörer, Maunder and Dalton solar minima.**

The ~170 and ~210 year-cycle has also been reported in Alaska using networks of glacial moraines and was shown to be associated with low solar activity, glacier expansion and the negative phase of the PDO (Wiles et al., 2004). Interestingly, the CBEL varved record was shown to be influenced by the negative phase of the PDO, whereby negative PDO phases were linked with increased varve thickness as a result of more precipitations in the Western Canadian High-Arctic (Lapointe et al., 2017a). The existence of high common power bands in the cross-

wavelet spectrum between the reconstructed PDO (MacDonald and Case 2005) and the solar proxy ( $^{14}\text{C}$  production rate) support the link of a solar influence on the PDO (Annexe IV, Section 8, Figure S3).

Cross-wavelet analysis between SSL and CBEL varved records and solar activity adds evidence to the link of the solar forcing on the climate of these regions (Figure 4.9). In general, fluctuations of both varved records are in-phase with that of the  $^{14}\text{C}$  production rates, suggesting coarser grain-size during solar minima. The reasons why the phase relationships in the time series are different are unknown, but they may be related to delays and feedbacks in the climate system, or dating uncertainties, which is likely to occur in varve chronologies where radiocarbon dating is not accurate (Ojala et al., 2012). Periods of elevated volcanic activity might also mask the solar influence on climate (Jiang et al., 2014). The ~350 year-cycle detected in SSL and CBEL records has also been detected in isotopes of  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  and was associated to an unnamed periodicity of solar variability (Steinhilber et al., 2012). Centennial-scale variability has been strong over the past millennium and also around ~100 BCE and 900 BCE (Figure 4.9). This pattern is similar to numerous other studies showing a pronounced solar influence during these periods (e.g. Czmyzik et al., 2016, Duan et al., 2014, Steinhilber et al., 2012). Other proxies at SSL have also been compared to the  $^{14}\text{C}$  production rate and indicate similar centennial-scale variability with solar activity (Annexe IV, Section 8, Figure S4).



**Figure 4.9 a)** Cross-wavelet (XWT) spectrum between the 98<sup>th</sup> percentile at Cape Bounty East Lake, Melville Island, and  $^{14}\text{C}$  production rates (Muscheler et al., 2014). Black boundaries indicate regions of significant common variance at 95% confidence levels. b) same as a), but for the South Sawtooth Lake (Ellesmere Island) grain-size record. c) and d) same as a) and d) but using the total solar irradiance (TSI) from Steinhilber et al., (2012). Data are detrended and averaged every 10 years.

## 4.6 Discussion

### 4.6.1 Solar forcing on atmospheric circulation

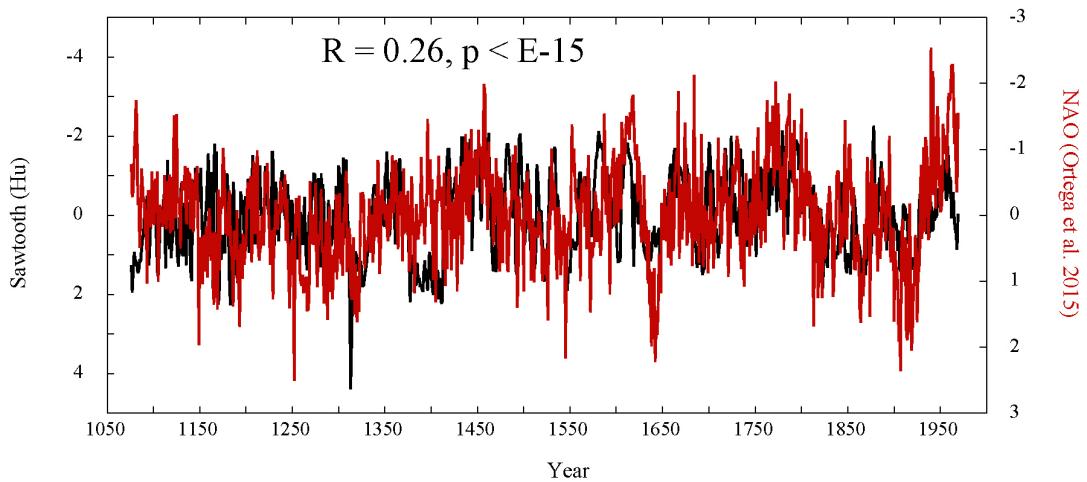
As mentioned above, the amplitude of instrumental solar activity appears too small to cause large changes in Earth surface temperature. One popular proposed mechanism of solar influence on climate is the so-called top-down mechanism which involves stratospheric ozone feedback with solar UV variation (Gray et al., 2010, Ineson et al., 2011, Andrews et al., 2015). During stronger (weaker) solar activity, stratospheric temperatures increase (decrease) as more UV sunlight is being absorbed by ozone, and this results in an increase in the temperature gradients between stratospheric high and low latitudes ultimately leading to the positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO), maximizing ~2-4 years following the 11-year solar cycle peak due to ocean feedbacks (Ineson et al., 2011, Gray et al., 2009, Scaife et al., 2013, Thiéblemont et al., 2014, Menary and Scaife 2014, Andrews et al., 2015). This is consistent with the lag seen between the SSL record and the sunspots cycle (Figure 4.4; Annexe IV, Section 8; Figures S5b, S6b).

The role of solar activity in the modulation of the Pacific climate variability has also been assessed (van Loon et al., 2007, Meehl et al., 2008, 2009, Roy and Haigh 2010, Gray et al., 2013, Hood et al., 2013, Andrews et al., 2015). In both observational analyses and model experiments, a significant positive atmospheric pressure anomaly over the Aleutian Low (AL) region is observed following the peak of the 11-year solar cycle (Meehl et al., 2009, Andrews et al., 2015). Meanwhile, a significant negative atmospheric pressure anomaly over the Canadian Arctic extending across Greenland is seen, reminiscent of the positive phase of the Arctic Oscillation (AO) (Andrews et al., 2015). It has been also shown that extremes in solar variability correlate highly with the locations of Pacific centers of action, that is, the AL and the Hawaiian High (HH) (Christoforou and Hameed 1997). Indeed, according to these authors, the AL migrates eastward during minimum solar activity while the HH migrates southward.

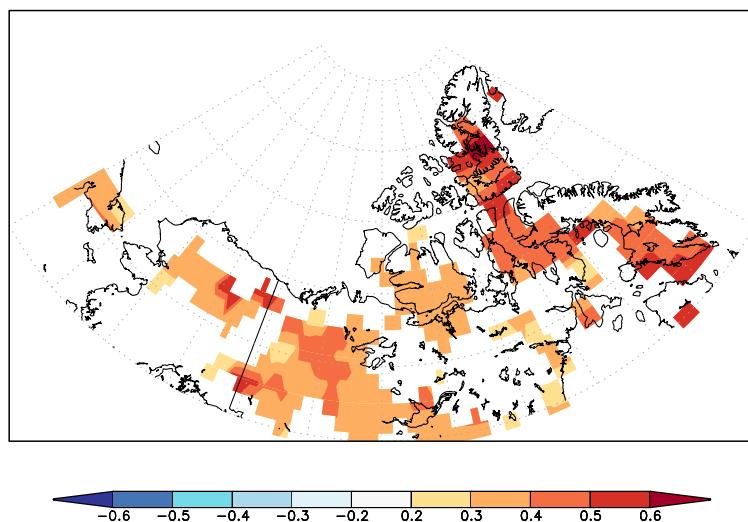
When the AL is in a weakened state, southerly winds extend from the northernmost Pacific across the Bering Strait and reach as far as the western Canadian High Arctic, increasing evaporation and precipitation in this region and allowing for thicker varves to develop at CBEL (Lapointe et al., 2017a). We thus argue that the solar signal found in the varves at CBEL might well be linked to this solar-Pacific connexion.

After a lag of ~2-4 years following the solar peak cycle, a positive phase of the NAO emerges (e.g. Ineson et al., 2011, Andrews et al., 2015). As observed in the spectral analysis, multiple

significant peaks are compatible to known atlantic oscillations. Comparing the SSL density record to the reconstructed NAO (Ortega et al., 2015), there is a strong positive correlation (Figure 4.10). This is consistent with an increase of snow cover over Ellesmere Island, allowing the deposition of denser materials into the lake during the positive phase of the NAO (Figure 4.10). This relationship is also confirmed by the spatial correlation during the instrumental period that indicates increased snow cover during the positive phase of the NAO on Ellesmere Island (Figure 4.11).



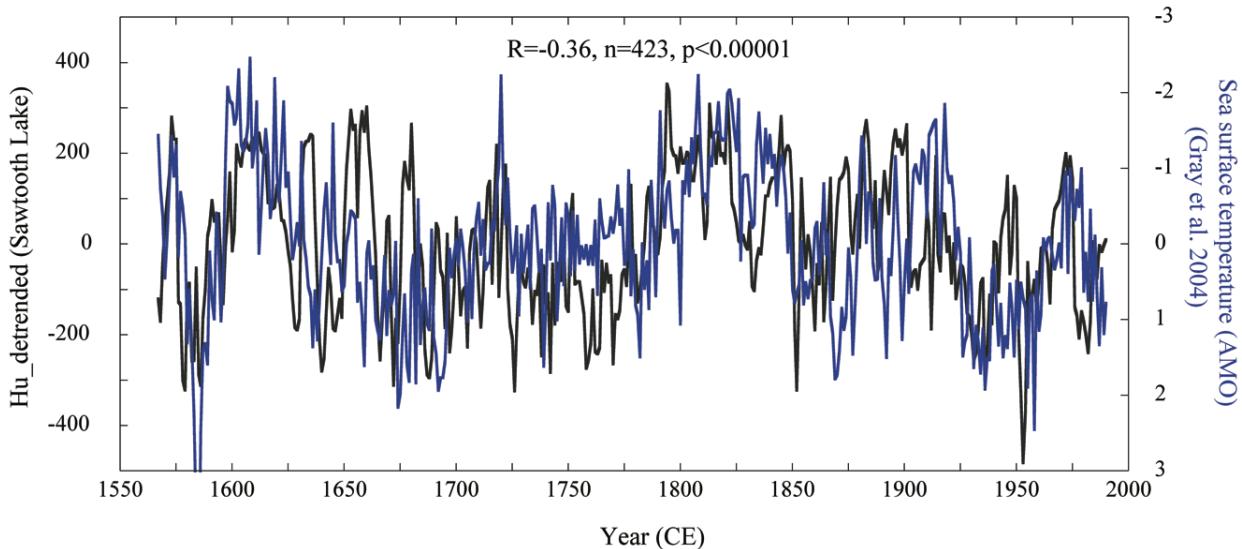
**Figure 4.10 Comparison between the millennial NAO reconstruction (Ortega et al., 2015) and the density record from South Sawtooth Lake.**



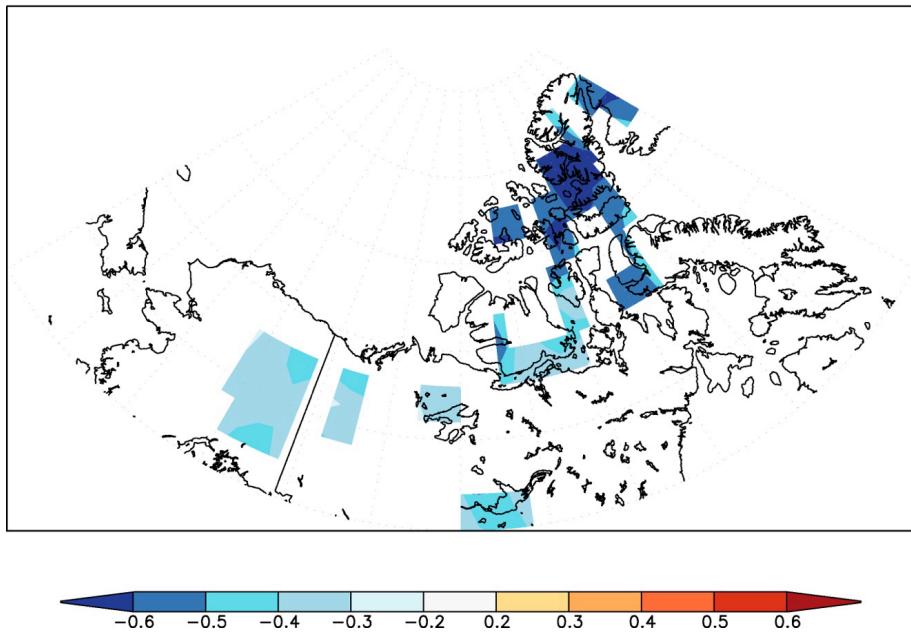
**Figure 4.11 Spatial correlation between averaged May-July North Atlantic Oscillation (CPC) and snow cover (Rutgers) in the Canadian Arctic.**

It was proposed that the NAO and AMO were linked together and that the ocean integrates changes in the NAO resulting in SST resembling the AMO (McCarthy et al., 2015). In the wavelet and spectral analysis, many cyclities found in the ~60 year band might be linked to the AMO (Figure 4.3). Annual HU variations at SSL compares well with the reconstructed AMO (Gray et al., 2004), suggesting that Atlantic sea surface temperature played a role in Ellesmere climate over the past ~450 years (Figure 4.12). This is further supported by the negative correlation between the instrumental AMO and the snow cover in the region (Figure 4.13), indicating more nival precipitation during negative phases of the AMO.

The role of solar forcing on the AMO has also been investigated and some studies suggested that they were linked (Knudsen et al., 2014; Otterå et al., 2010). In a recent study, negative anomalies of the summer Atlantic multidecadal variability (AMV) has been shown to prevail following periods of low solar activity (Wang et al., 2017). The negative correlation found between the 1200-year reconstructed AMV and the SSL record provides additional evidence into the link between low solar activity and negative AMV phases (Annexe IV, Section 8, Figure S8).



**Figure 4.12 Comparison between the Atlantic Multidecadal Oscillation and detrended and annual HU record from South Sawtooth Lake.**



**Figure 4.13 Spatial correlation of averaged spring-summer (March-August) snow cover anomalies and the Atlantic Multidecadal Oscillation based on the extended reconstructed sea surface temperature based on ERSSTv4 (Huang et al., 2009).**

#### 4.6.2 Solar forcing on the Atlantic Meridional Ocean circulation (AMOC)

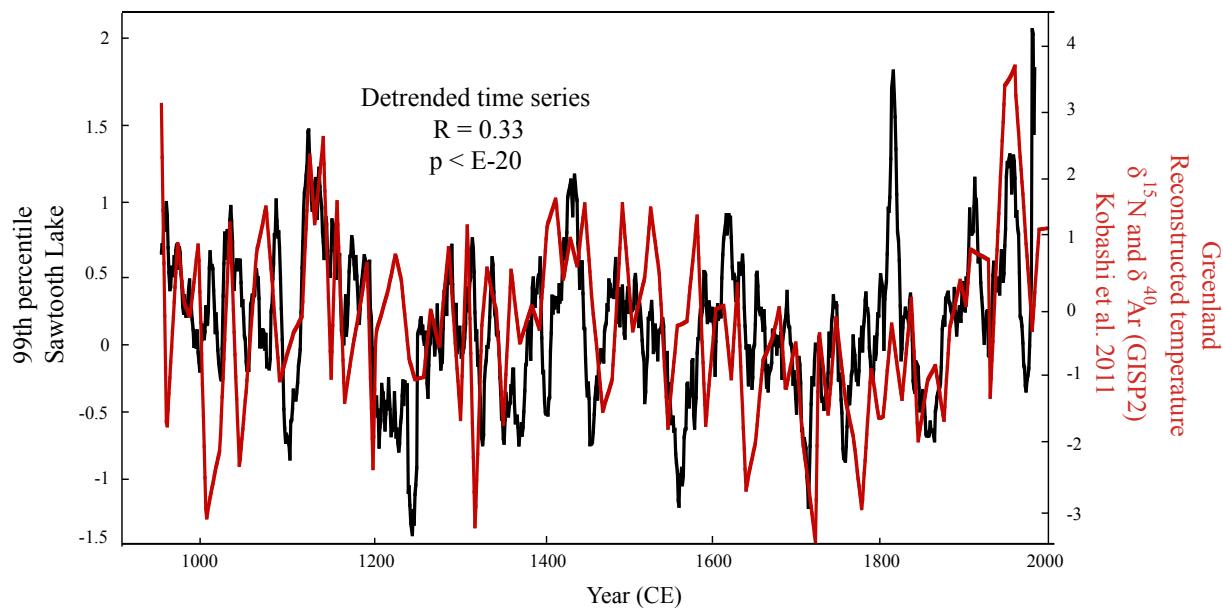
Increasing solar input to Earth's surface would induce a buoyancy forcing due to warming which results in increased freshwater inputs from Greenland into the subpolar North Atlantic, thereby reducing deepwater formation (or the AMOC) (Menary and Scaife 2015, Swingedouw et al., 2011). The resulting cooling in sea surface temperature would induce a positive NAO-like atmospheric pattern (Gastineau and Frankignoul, 2012; Swingedouw et al., 2011).

Kobashi et al., (2015) suggest that high solar activity influences Greenland temperatures in reducing the AMOC strength, leading to a reduction in heat transport from low to high latitudes. According to these authors, this is the reason their Greenland temperature record lags solar activity at multidecadal scales (~40 year-lag).

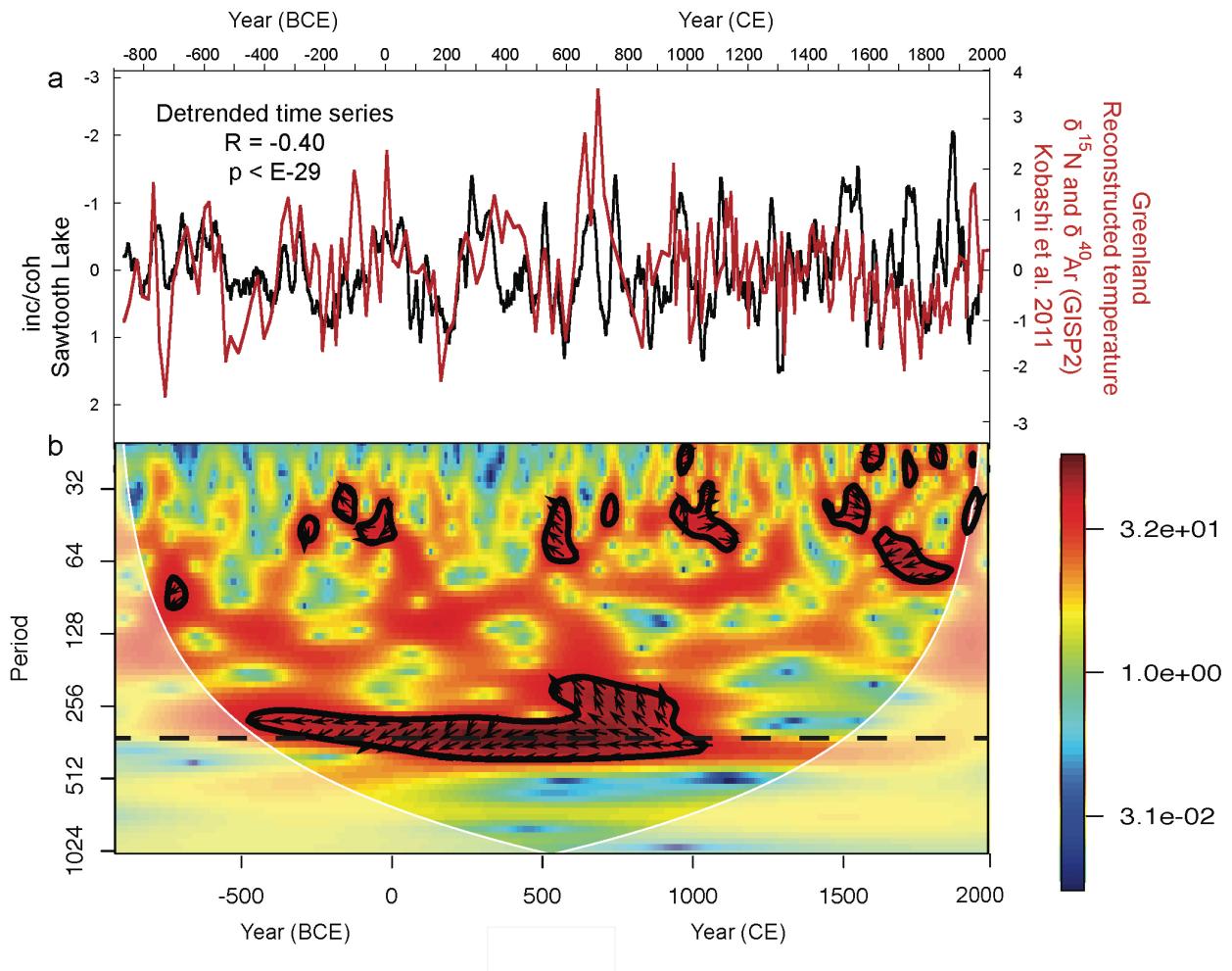
SSL annual grain-size record (P99) is compared to the new GISP2 temperature reconstruction based on isotopes of Ar and N trapped in air bubbles from Kobashi et al., (2011) (Figure 4.14). The co-variability between P99 and the GISP2 record is compelling from 950 CE to 1993 CE, including the Medieval Climate Anomaly (MCA) which appears to reach maximal values ~1150–1180 CE. The correlation between both records maximizes with a 10 year-lag (that is, Greenland temperature leads SSL). The reason for this lag is unknown but could be related to the lower resolution of the Greenland reconstructed temperature or intrinsic errors of varves chronologies (Ojala et al., 2012). In any case, this lag is within the age uncertainty at SSL

(Lapointe et al., 2017b). In many intervals there are similar features occurring closely in time (Figure 4.14: ~1090, 1450, 1560, 1700s, 1820s). This is suggestive that SSL is sensitive to temperature variability and that a common decadal temperature variations have existed in the region throughout most of the past millennium. However, this co-variability between the records (P99 and GISP2) does not continue prior to this time interval (not shown). Kobashi et al., (2011) indicate that their temperature reconstruction exhibits coherent multidecadal to centennial variations only over the past 1000 years with the nearby NGRIP ice core. Those two times series are no longer correlated from 1000 CE to 100 BCE, and they suggest that this discrepancy is caused by the lower sampling density prior to 1000 CE. However, the strong co-variability of the inc/coh at SSL with the temperature proxies from Greenland over the past 2900 years is striking (Figure 4.15a).

During the interval 500 BCE-1000 CE, strong agreement in fluctuations of GISP2 temperature and inc/coh ratio at SSL occurs within larger time intervals, which may explain significant common variability at a ~350-year cycle (Figure 4.15b). This suggests that the ~350-year cycle found in tracers of past solar variability (Steinhilber et al., 2012) and also in the spectral analysis at SSL (Annexe IV, Section 8, Figure S6a) might have had a strong influence on the regional climate of Greenland and Ellesmere over the interval ~500 BCE – 1000 CE. Similarly, a ~350 year cycle is seen between the inc/coh ratio at SSL and  $^{14}\text{C}$  production rates (Annexe IV, Section 8, Figure S4d) occurring during the same time interval, i.e. ~500 BCE – 1000 CE. Finally, the SSL record is also correlated to the nearby  $\delta^{18}\text{O}$  Agassiz Ice Cap over the past 2900 years (Chapitre 3). Altogether, these significant correlations (Figures 4.14, 4.15a) point to an influence of a regional temperature on the climate signal found in the SSL varve archive.



**Figure 4.14** South Sawtooth Lake annual coarse grain-size (99<sup>th</sup> percentile filtered by a 11 year-running mean) compared to the temperature record from GISP2 (Kobashi et al., 2011) over the past millennium.



**Figure 4.15 a)** incoherence/coherence ratio from Itrax compared to the temperature record from GISP2 (Kobashi et al., 2011) over the past 2900 years. The inc/coh data is filtered by an 20 year-running mean. **b)** Cross-wavelet between incoherence/coherence from Itrax at South Sawtooth Lake and the GISP2 temperature record (Kobashi et al., 2011). Both records in **b)** averaged every 10 years since the Greenland reconstructed temperature has (at best) a decadal resolution. The dashed line in **b)** corresponds to a 350 year-cycle.

#### 4.6.3 The 11-year solar cycle imprint in the varved records

As mentioned above, Kobashi et al., (2015) attributed their Greenland temperature record as being largely driven by solar activity. These authors suggest that weaker (stronger) solar activity yields to warmer (colder) temperature in Greenland on multidecadal scales, with lags of 10-40 year (solar leads). These annually laminated records suggest that the 11-year solar cycle appears to influence both the regions of Ellesmere Island at Sawtooth Lake (near Greenland)

and Melville Island at Cape Bounty (far away from Greenland) at almost no time lag (SSL: 2 to 3 years, CBEL: 1 year). The North Pacific Index (NPI) has been shown to be a major influence for the climate of the Western Canadian Arctic (Lapointe et al., 2017a). As the NPI may be influenced by the 11-year solar cycle (Andrews et al., 2015; Meehl et al., 2009), it is plausible that atmospheric variability changes, as suggested by the top-down solar mechanism, explain the link between regional climate and solar activity. In brief, it is interesting that the varved records respond to both the 11-year solar cycle and also the Pacific and Atlantic climate oscillations. This suggests that solar activity may play a role in the genesis of these cycles, at least on short timescales (e.g. NAO). Finally, it can not be ruled out that the combination of the top-down and bottom-up mechanisms played a role in natural climate changes (Meehl et al., 2009).

## 4.7 Conclusion

All evidence from proxies of two ~2900 years Arctic varved records located in Eastern and Western Canadian High-Arctic suggest a significant influence of solar activity on the climate of these regions. Spectral analysis on these two sedimentary records shows cyclicities well established in the literature, including those linked to Atlantic, Pacific (Chapitre 2) and solar oscillations. In particular, the presence of centennial-scale as well as the ~170 and the 208-year de Vries solar cycle highlights that these modes of solar variability are relatively important contributors of long-term arctic climate change, especially for the past millennium. Low solar activity coincides with large increases of sediment delivery in these two lakes. Since these records respond to both internal and external climate forcings, the results shown here suggest that solar activity may be an important metronome for natural cycles seen in the northern Atlantic and Pacific oceans. It is still not clear whether the top-down and/or the bottom-up mechanisms played a role in natural climate change. However, if this solar-climate relationship was correct, how its influence will impact arctic regions under future warming conditions is an interesting avenue for future climate modelling studies.

## 4.8 Acknowledgements

The authors wish to thank the Polar Continental Shelf Program, Canada Natural Resources, for their great help for field preparations and logistic inputs. We are grateful to NSERC discovery and northern supplement grants (grant number RGPIN-2014-05810 and RGPNS-2014-305427

to PF). FL wishes to thank Charly Massa for constructive discussions and is grateful to the Fonds de Recherche Nature et Technologies du Québec and the Weston Garfield Foundation for external scholarships.

## 4.9 Data availability

The reconstructed Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) was extracted from the following link :  
<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/reconstructions/amo-gray2004.txt>.

The reconstructed North Atlantic Oscillation can be found at:

[https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions\\_by\\_author/ortega2015/ortega2015nao.txt](https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions_by_author/ortega2015/ortega2015nao.txt)

Total Solar Irradiance available at :

[ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate\\_forcing/solar\\_variability/steinhilber2009tsi.txt](ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/solar_variability/steinhilber2009tsi.txt)

<sup>14</sup>C production rate available at: <http://www.radiocarbon.org/IntCal13.htm>

Cape Bounty's annual grain-size and varve thickness ca be found at :

<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/northamerica/canada/nu/east2012.txt>

<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.874667>

The instrumental AMO: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>

The instrumental NAO: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>

SSL data will be available at NOAA paleoclimatology database.

## 4.10 References

Abbott, M. B., and T. W. Stafford Jr (1996) Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada, Quaternary Research, 45(3), 300-311.

Adolphi, F., and R. Muscheler (2016) Synchronizing the Greenland ice core and radiocarbon timescales over the Holocene—Bayesian wiggle-matching of cosmogenic radionuclide records, Climate of the Past, 12(1), 15-30.

Adolphi, F., R. Muscheler, A. Svensson, A. Aldahan, G. Possnert, J. Beer, J. Sjolte, S. Björck, K. Matthes, and R. Thiéblemont (2014) Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum, Nature Geoscience.

Andrews, M., J. Knight, and L. Gray (2015) A simulated lagged response of the North Atlantic Oscillation to the solar cycle over the period 1960–2009, Environmental Research Letters, 10(5), 054022.

Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, Science, 294(5549), 2130-2136.

- Christoforou, P., and S. Hameed (1997) Solar cycle and the Pacific 'centers of action', *Geophysical Research Letters*, 24(3), 293-296.
- Cockburn, J., and S. Lamoureux (2008) Inflow and lake controls on short-term mass accumulation and sedimentary particle size in a High Arctic lake: implications for interpreting varved lacustrine sedimentary records, *J Paleolimnol*, 40(3), 923-942.
- Croudace, I. W., A. Rindby, and R. G. Rothwell (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner, *special publication-Geological Society of London*, 267, 51.
- Czmyzik, M., R. Muscheler, and A. Brauer (2016) Solar modulation of flood frequency in central Europe during spring and summer on interannual to multi-centennial timescales, *Clim. Past*, 12(3), 799-805.
- Delworth, T., S. Manabe, and R. Stouffer (1993) Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model, *Journal of Climate*, 6(11), 1993-2011.
- Duliu, O. G. (1999) Computer axial tomography in geosciences: an overview, *Earth-Science Reviews*, 48(4), 265-281.
- Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nunez, and P. J. Trimble (2001) The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U. S, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077-2080.
- Fisher, D. A., and R. M. Koerner (1994) Signal and noise in four ice-core records from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Canada: details of the last millennium for stable isotopes, melt and solid conductivity, *The Holocene*, 4(2), 113.
- Francus, P., R. Bradley, T. Lewis, M. Abbott, M. Retelle, and J. Stoner (2008) Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation, *Journal of Paleolimnology*, 40(3), 963-985.
- Gastineau, G., and C. Frankignoul (2012) Cold-season atmospheric response to the natural variability of the Atlantic meridional overturning circulation, *Climate dynamics*, 1-21.
- Gouhier, T., and A. Grinsted (2012) biwavelet: Conduct univariate and bivariate wavelet analyses, R package version 0.13.
- Gray, L. J., J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, and L. Hood (2010) Solar influences on climate, *Reviews of Geophysics*, 48(4).
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson (2004) A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 AD, *Geophysical Research Letters*, 31(12).
- Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, and T. Guilderson (2001) Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands, *Science*, 292(5520), 1367-1370.
- Hu, F. S., et al. (2003) Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic, *Science*, 301(5641), 1890-1893.
- Huang, B., V. F. Banzon, E. Freeman, J. Lawrimore, W. Liu, T. C. Peterson, T. M. Smith, P. W. Thorne, S. D. Woodruff, and H.-M. Zhang (2015) Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: upgrades and intercomparisons, *J. Clim.*, 28(3), 911-930.

- Ineson, S., A. A. Scaife, J. R. Knight, J. C. Manners, N. J. Dunstone, L. J. Gray, and J. D. Haigh (2011) Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere, *Nature Geoscience*, 4(11), 753-757.
- Jiang, H., R. Muscheler, S. Björck, M.-S. Seidenkrantz, J. Olsen, L. Sha, J. Sjolte, J. Eiríksson, L. Ran, and K.-L. Knudsen (2015) Solar forcing of Holocene summer sea-surface temperatures in the northern North Atlantic, *Geology*, 43(3), 203-206.
- Knudsen, M. F., B. H. Jacobsen, M.-S. Seidenkrantz, and J. Olsen (2014) Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age, *Nature communications*, 5.
- Kobashi, T., J. Box, B. Vinther, K. Goto-Azuma, T. Blunier, J. White, T. Nakaegawa, and C. Andresen (2015) Modern solar maximum forced late twentieth century Greenland cooling, *Geophysical Research Letters*, 42(14), 5992-5999.
- Kobashi, T., K. Kawamura, J. P. Severinghaus, J. M. Barnola, T. Nakaegawa, B. M. Vinther, S. J. Johnsen, and J. E. Box (2011) High variability of Greenland surface temperature over the past 4000 years estimated from trapped air in an ice core, *Geophysical Research Letters*, 38(21).
- Lal, D., and B. Peters (1967) Cosmic ray produced radioactivity on the earth, in *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II*, edited, pp. 551-612, Springer.
- Lamoureux, S. F., and M. J. Lafrenière (2009) Fluvial impact of extensive active layer detachments, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 41(1), 59-68.
- Lapointe, F., P. Francus, S. F. Lamoureux, M. Vuille, J. P. Jenny, R. S. Bradley, and C. Massa (2017a) Influence of North Pacific decadal variability on the western Canadian Arctic over the past 700 years, *Clim. Past*, 13(4), 411-420.
- Lapointe , F., P. Francus, J. S. Stoner, M. B. Abbott, N. L. Balascio, T. Cook, and R. Bradley (2017b) Physical and geochemical properties of a new 2.9ka annually laminated record from South Sawtooth Lake, Ellesmere Island, In prep.
- Lewis, T., M. J. Lafrenière, and S. F. Lamoureux (2011) Hydrochemical and sedimentary responses of paired High Arctic watersheds to unusual climate and permafrost disturbance, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *Hydrol. Process.*, 26(13), 2003-2018.
- MacDonald, G. M., and R. A. Case (2005) Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 32(8).
- Masarik, J., and J. Beer (1999) Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere, *Journal of Geoph. Res.: Atmos.* 104(D10), 12099-12111.
- McCarthy, G. D., I. D. Haigh, J. J.-M. Hirschi, J. P. Grist, and D. A. Smeed (2015) Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations, *Nature*, 521(7553), 508-510.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, K. Matthes, F. Sassi, and H. van Loon (2009) Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing, *Science*, 325(5944), 1114-1118.
- Menary, M. B., and A. A. Scaife (2014) Naturally forced multidecadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation, *Climate dynamics*, 42(5-6), 1347.
- Miller, G. H., Á. Geirsdóttir, Y. Zhong, D. J. Larsen, B. L. Otto-Bliesner, M. M. Holland, D. A. Bailey, K. A. Refsnider, S. J. Lehman, and J. R. Southon (2012) Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks, *Geophysical Research Letters*, 39(2).

- Muscheler, R., F. Adolphi, and M. F. Knudsen (2014), Assessing the differences between the IntCal and Greenland ice-core time scales for the last 14,000 years via the common cosmogenic radionuclide variations, *Quaternary Science Reviews*, 106, 81-87.
- Muscheler, R., F. Adolphi, K. Herbst, and A. Nilsson (2016) The revised sunspot record in comparison to cosmogenic radionuclide-based solar activity reconstructions, *Solar Physics*, 291(9-10), 3025-3043.
- Muscheler, R., and U. Heikkilä (2011) Constraints on long-term changes in solar activity from the range of variability of cosmogenic radionuclide records, *Astrophysics and Space Sciences Transactions (ASTRA)*, 7(3), 355.
- Novello, V. F., M. Vuille, F. W. Cruz, N. M. Stríkis, M. S. de Paula, R. L. Edwards, H. Cheng, I. Karmann, P. F. Jaqueto, and R. I. Trindade (2016) Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites, *Scientific reports*, 6.
- Ojala, A., P. Francus, B. Zolitschka, M. Besonen, and S. Lamoureux (2012) Characteristics of sedimentary varve chronologies—a review, *Quaternary Science Reviews*, 43, 45-60.
- Ortega, P., F. Lehner, D. Swingedouw, V. Masson-Delmotte, C. C. Raible, M. Casado, and P. Yiou (2015), A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium, *Nature*, 523(7558), 71-74.
- Ottera, O. H., M. Bentsen, H. Drange, and L. Suo (2010) External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability, *Nature Geosci*, 3(10), 688-694.
- Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, and M. Friedrich (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Scaife, A. A., S. Ineson, J. R. Knight, L. Gray, K. Kodera, and D. M. Smith (2013) A mechanism for lagged North Atlantic climate response to solar variability, *Geophysical Research Letters*, 40(2), 434-439.
- Schulz, M., and M. Mudelsee (2002) REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.*, 28(3), 421-426.
- Sha, L., H. Jiang, M.-S. Seidenkrantz, R. Muscheler, X. Zhang, M. F. Knudsen, J. Olsen, K. L. Knudsen, and W. Zhang (2016) Solar forcing as an important trigger for West Greenland sea-ice variability over the last millennium, *Quaternary Science Reviews*, 131, 148-156.
- Snowball, I., and R. Muscheler (2007) Palaeomagnetic intensity data: an Achilles heel of solar activity reconstructions, *The Holocene*, 17(6), 851-859.
- Steinhilber, F., J. A. Abreu, J. Beer, I. Brunner, M. Christl, H. Fischer, U. Heikkilä, P. W. Kubik, M. Mann, and K. G. McCracken (2012) 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(16), 5967-5971.
- Stuiver, M., and T. F. Braziunas (1993) Modeling atmospheric  $^{14}\text{C}$  influences and  $^{14}\text{C}$  ages of marine samples to 10,000 BC, *Radiocarbon*, 35(1), 137-189.
- Swingedouw, D., L. Terray, C. Cassou, A. Volodio, D. Salas-Mélia, and J. Servonnat (2011) Natural forcing of climate during the last millennium: fingerprint of solar variability, *Climate Dynamics*, 36(7), 1349-1364.
- Thiéblemont, R., K. Matthes, N.-E. Omrani, K. Kodera, and F. Hansen (2015) Solar forcing synchronizes decadal North Atlantic climate variability, *Nature communications*, 6.

Van Loon, H., G. A. Meehl, and D. J. Shea (2007) Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D2).

Van Oldenborgh, G. J., and G. Burgers (2005) Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections, *Geophys. Res. Lett.*, 32(15).

Wagner, G., et al. (2001) Presence of the solar de Vries cycle (~ 205 years) during the last ice age, *Geophysical Research Letters*, 28(2), 303-306.

Wang, J., B. Yang, F. Ljungqvist, J. Luterbacher, T. Osborn, K. Briffa, and E. Zorita (2017) Atlantic Multidecadal Variability and the Atlantic Multidecadal Oscillation over the last millennium, paper presented at EGU General Assembly Conference Abstracts.

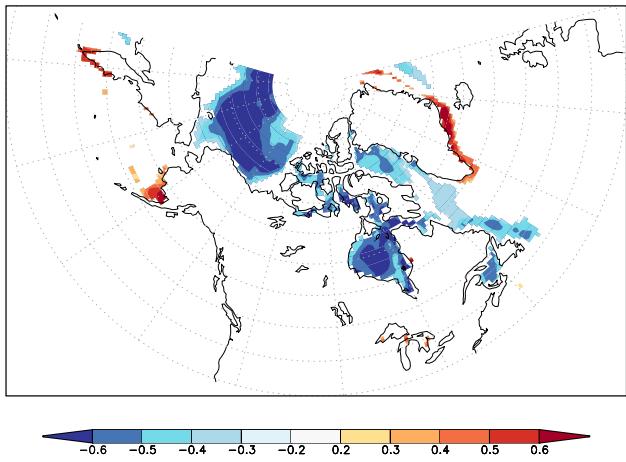
Wiles, G. C., R. D. D'Arrigo, R. Villalba, P. E. Calkin, and D. J. Barclay (2004) Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium, *Geophysical Research Letters*, 31(15).



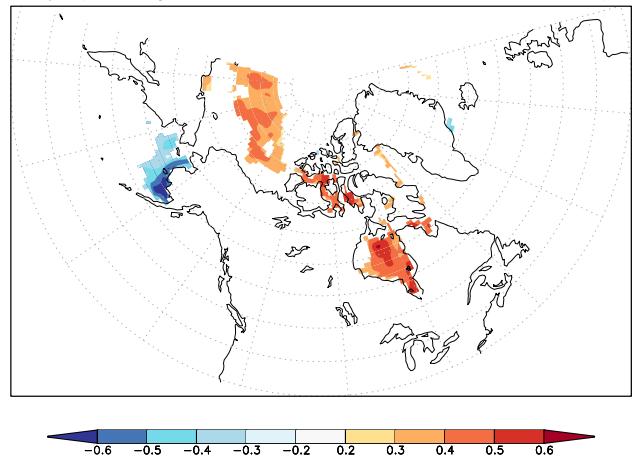
## 5 ANNEXE I

### 5.1 La glace de mer en Arctique selon la PDO et l'AMO

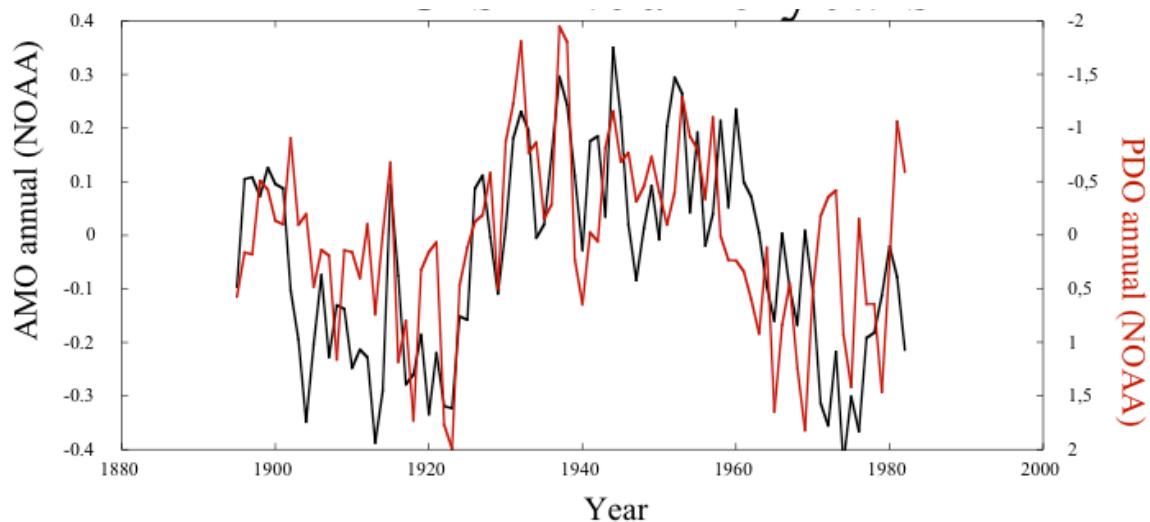
Correlation between yearly averaged Atlantic Multidecadal Oscillation (ERSST) and sea-ice cover anomalies from 1979-2016



Correlation between yearly averaged Pacific Decadal Oscillation (ERSST) and sea-ice cover anomalies from 1979-2016

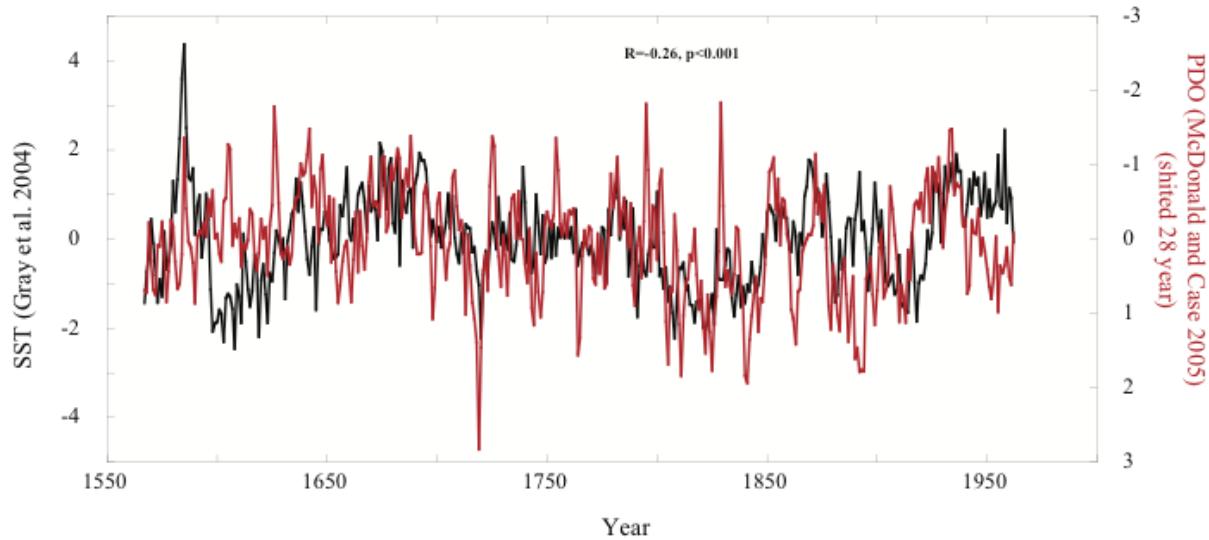


## 5.2 PDO instrumental versus AMO instrumental



Corrélation entre PDO et AMO instrumental annuel ( $R=-0.51$ ,  $p<0.001$ ). PDO est décalé vers le bas de 18 ans.

## 5.3 Données reconstituées de l'AMO et de la PDO



Corrélation entre PDO et AMO reconstitués. PDO décalé de 28 ans vers le bas.

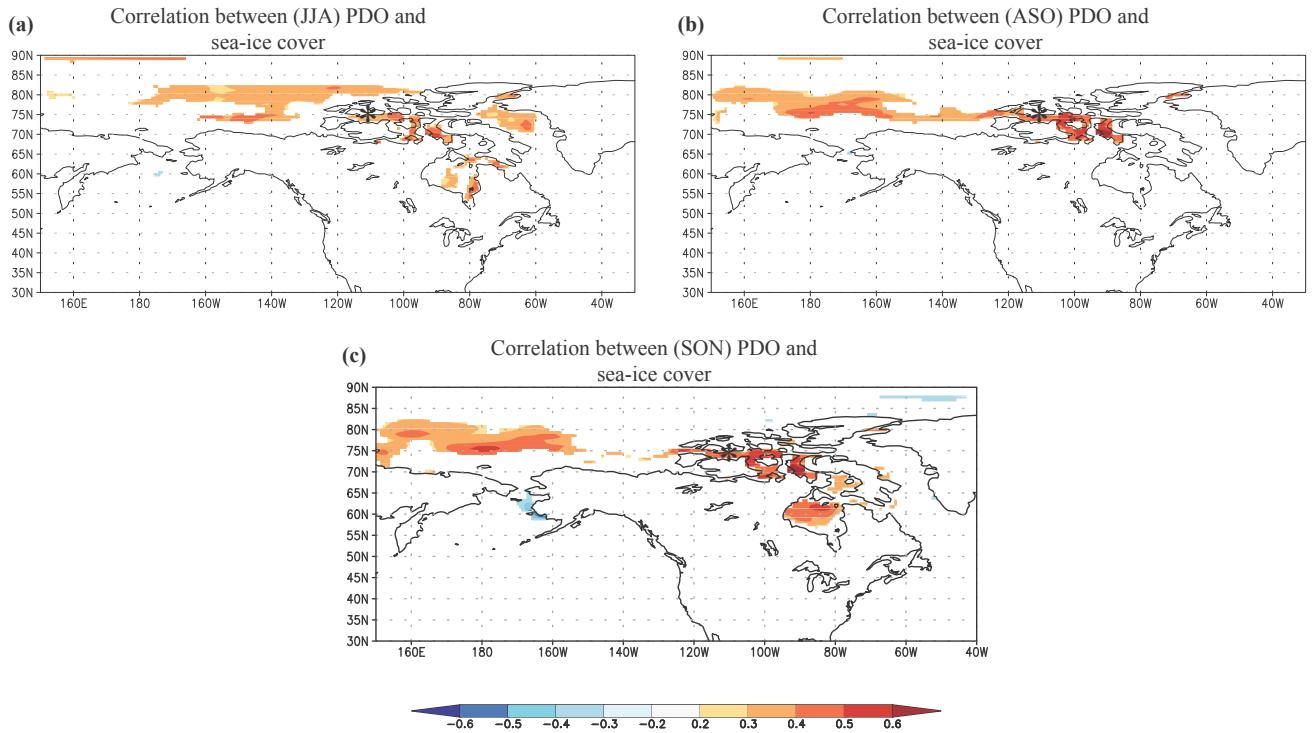
## 6 ANNEXE II

### 6.1 Supplemental information article 1

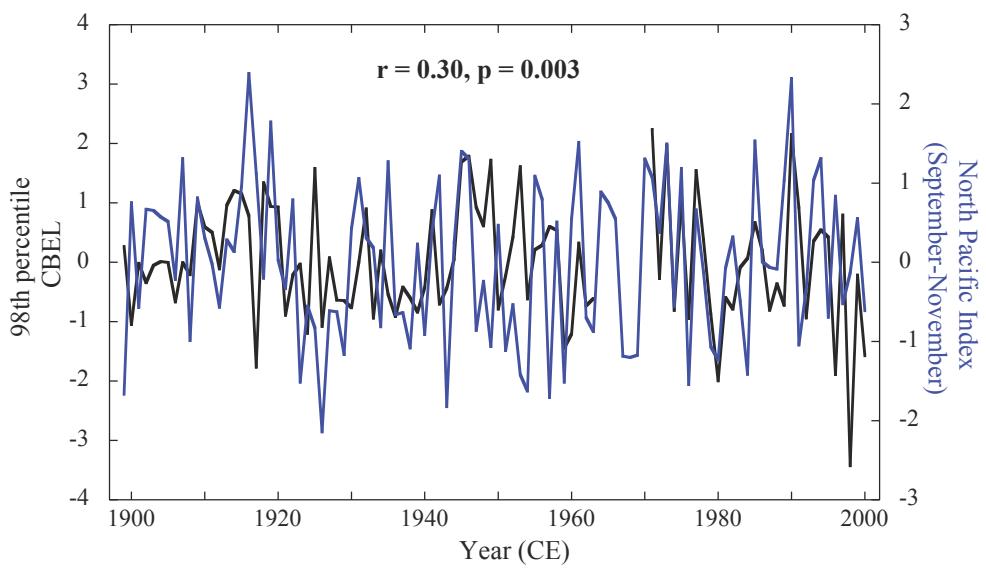
#### Text 1

##### Period before 1300 CE

We note a weaker correlation between our record and the PDO-reconstruction (MacDonald and Case, 2005) prior to ~1300 CE during a period that corresponds broadly with a thick erosive layer dated ~1300 CE in the varve chronology (Lapointe et al., 2012) (Figure S6). This layer has been suggested to be the consequence of a mass movement deposit in a recent study (Normandeau et al., 2016). However, this event is also relatively synchronous with an unprecedented negative anomaly in the reconstructed PDO occurring around 1296 CE (MacDonald and Case, 2005). Cross-correlation between these two proxy records shows a significant correlation between 993-1299 CE when VT is shifted by 45 years (CBEL lags PDO by 45 years,  $r = -0.20$ ,  $p < 0.001$ ; Figure S7), suggesting that the large debris flow at ~1300 CE likely eroded 45 varves. It is worth noting that the tree-ring based PDO reconstruction values prior to 1300 CE are almost constantly negative. Moreover, the period encompassing 1000-1300 CE is characterized by periods of massive droughts in the southwestern USA, causing a deficit of soil-water recharge and possibly widespread tree mortality in this region (Williams et al., 2013). In any case, the low distribution of tree-rings prior to 1300 CE impedes a good understanding of the climate in the Northern latitudes (Wilson et al., 2015).

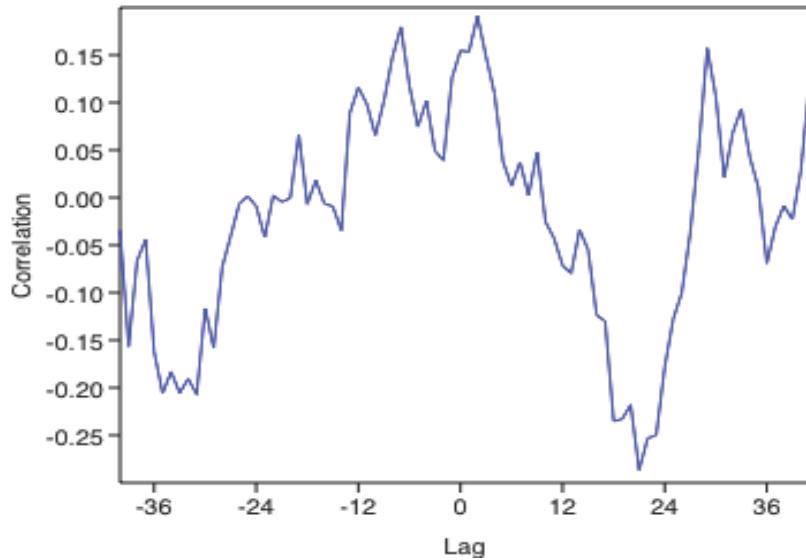


**Figure S1.** Sea-ice cover anomalies in relation to PDO phases during summer and autumn. Correlation between PDO (Huang et al., 2015) and sea-ice anomalies from ERA-Interim (Dee et al., 2011) for June-August (a), August-October (b), and September-November (c) during 1979-2016. Black asterisk denotes Cape Bounty.

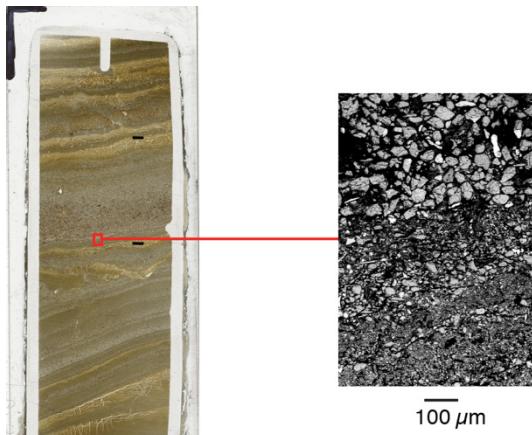


**Figure S2.** Correlation between the 98<sup>th</sup> percentile at CBEL (Lapointe et al., 2012) and the NPI during September-November (Trenberth and Hurrell 1994) for the past 100 years.

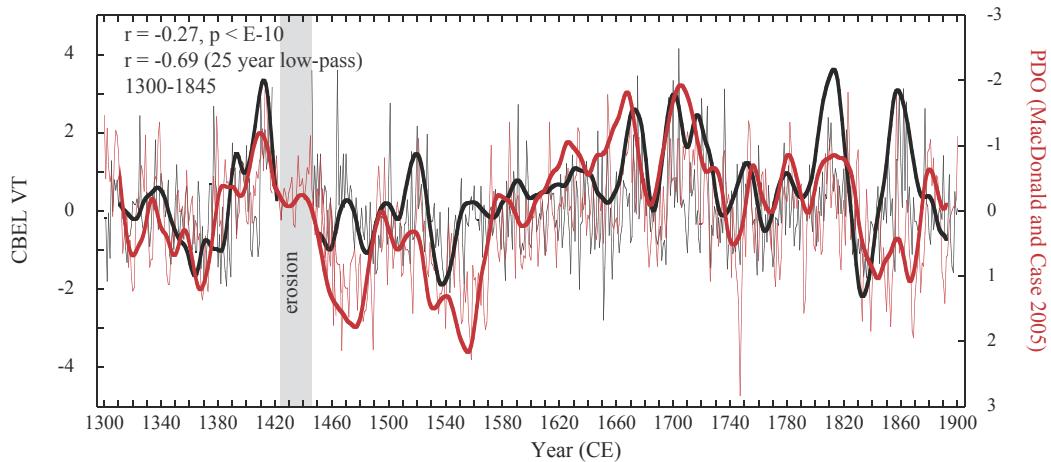
## PC1 of PDOs versus CBEL VT



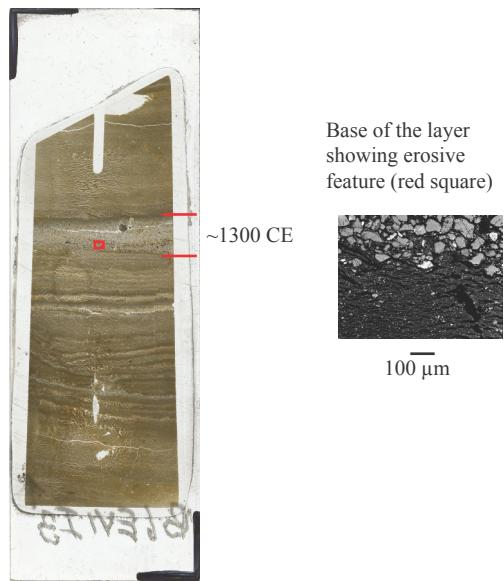
**Figure S3.** Cross-correlation between annual PC1 of reconstructed PDOs (MacDonald and Case 2005, D'Arrigo et al., 2001, Gedalof and Smith 2001) versus annual CBEL varve thickness from 1700-1900. Maximum correlation is reached at 18 year lag, that is CBEL leads the PDO reconstructions.



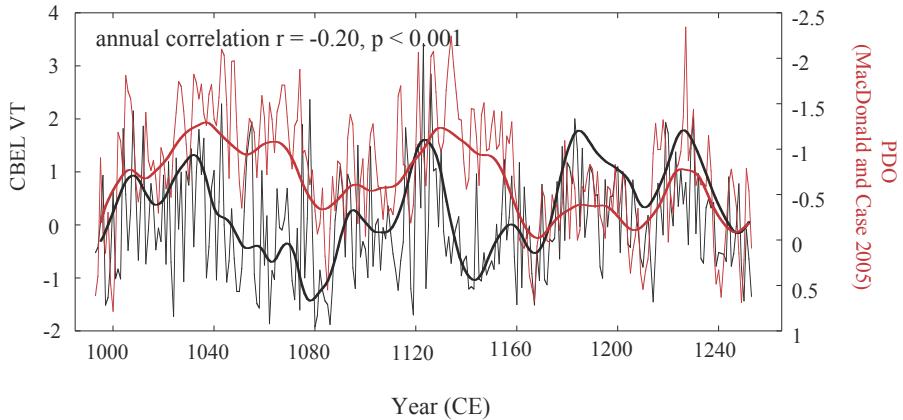
**Figure S4.** Large turbidite showing erosive features. The black lines indicate the thickness of the layer (1.34 cm) dated to 1446 CE. The backscattered electron image acquired at the scanning electron microscope shows the base of the turbidite (red square). Core # CBEV1, depth from top: 101.88 cm.



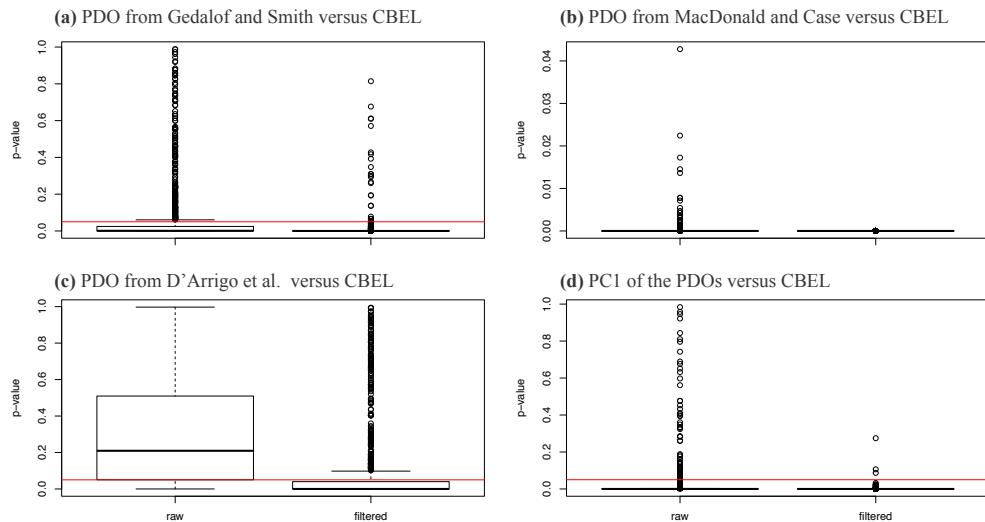
**Figure S5.** Comparison between CBEL varve thickness and the Pacific Decadal Oscillation (MacDonald and Case, 2005) over the last ~700 years. Bold lines are 25-year low-pass filter. Grey shading (b) indicates the 28 years eroded varves at CBEL.



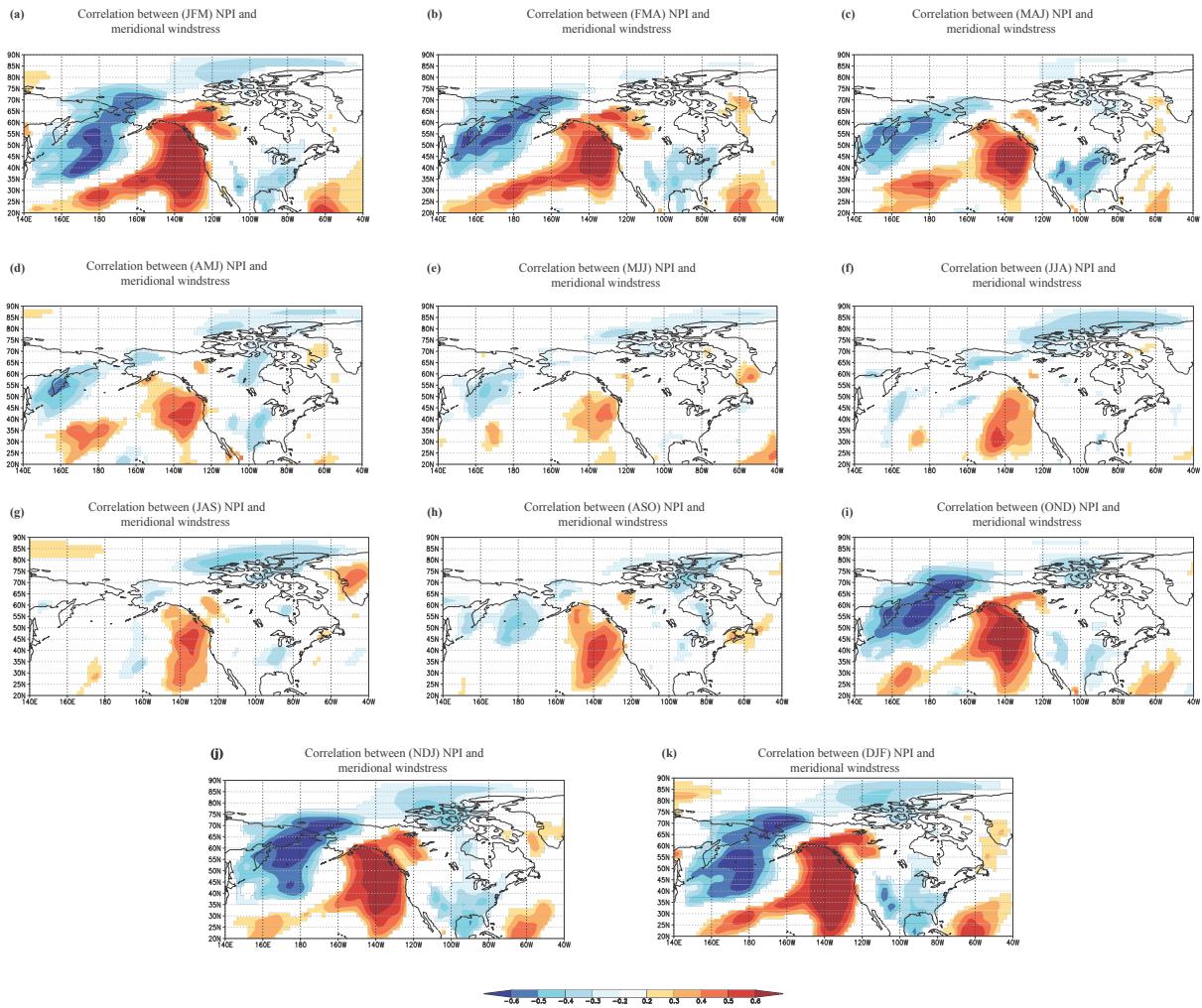
**Figure S6.** Largest debris flow deposit dated to ~1300 CE. The backscattered electron image acquired at the scanning electron microscope shows the base of the debris flow (red square). Core # CBEV1, depth from top: 130.14 cm.



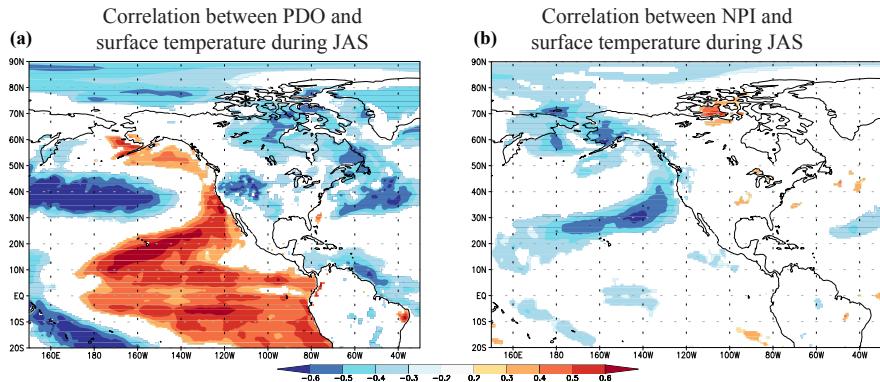
**Figure S7.** Varve thickness versus reconstructed PDO(MacDonald and Case, 2005) during the Medieval Climate Anomaly. Bold lines are 25-year low-pass filter. Varve thickness is shifted 45 years earlier.



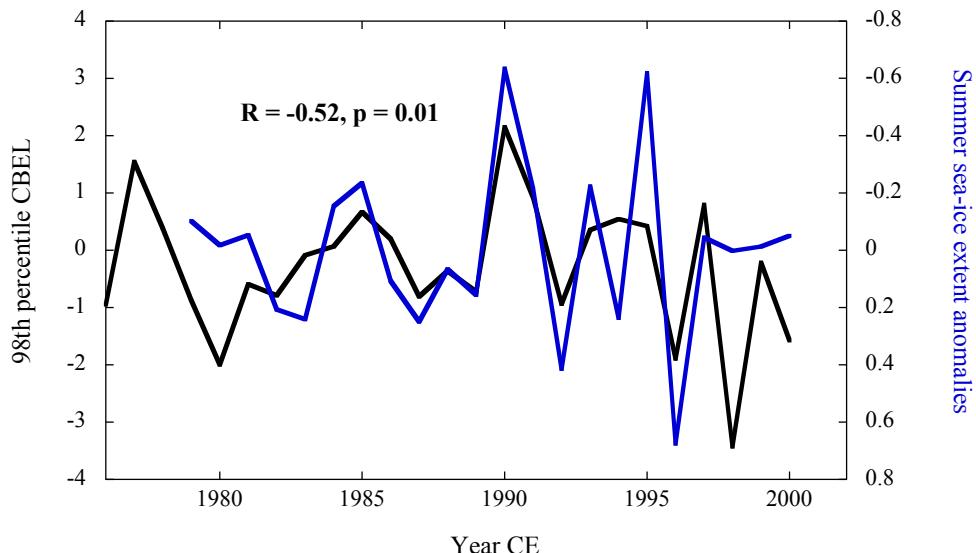
**Figure S8.** p-values for the correlations between (raw and filtered) reconstructed PDOs and CBEL VT using a nonparametric stationary bootstrap (1000 iterations). Red line is the 95% confidence levels.



**Figure S9.** Same as Figure 6a, but for all year-round except SON (as it is in the main text). (a) averaged January-March, (b) February-April, (c) March-May, (d) April-June, (e) May-July, (f) June-August, (g) July-September, (h) August-October, (i) October-December, (j) November-January and (k) December-February.



**Figure S10.** North Pacific influences on temperature anomalies in the western Canadian Arctic. (a), Spatial correlation between July-September PDO index and July-September surface temperature (Dee et al., 2011) for 1979-2016. (b), as in (a), but for the North Pacific Index (Trenberth and Hurrell, 1994).



**Figure S11.** Summer sea ice extent covering  $84^{\circ}$ - $67^{\circ}$ N /  $100^{\circ}$ W -  $170^{\circ}$ E (Cavalieri et al., 1996) compared to the 98<sup>th</sup> percentile at CBEL.

## 6.2 References

Cavalieri, D., Parkinson, C., Gloersen, P., and Zwally, H (1996) Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data (updated 2008). NASA Distributed Active Archive Center, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO <http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html>, Last access September 2016.

Cuven, S., Francus, P. and Lamoureux SF (2011) Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic, Quatern. Sci. Rev., 30 2651-2665.

Dee, D., S. Uppala, A., Simmons, P., Berrisford, P., Poli, S., Kobayashi, U., Andrae, M., Balmaseda, G., Balsamo and Bauer P (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597.

Huang, B., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T.C., Smith, T.M., Thorne, P.W., Woodruff, S.D. and Zhang, H.-M (2015) Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4), Part I: upgrades and intercomparisons, *J. Climate*, 28, 911-930.

Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, SF., Saïd, M. and Cuven, S (2012) 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada, *J. Paleolimnol.*, 48, 159-173.

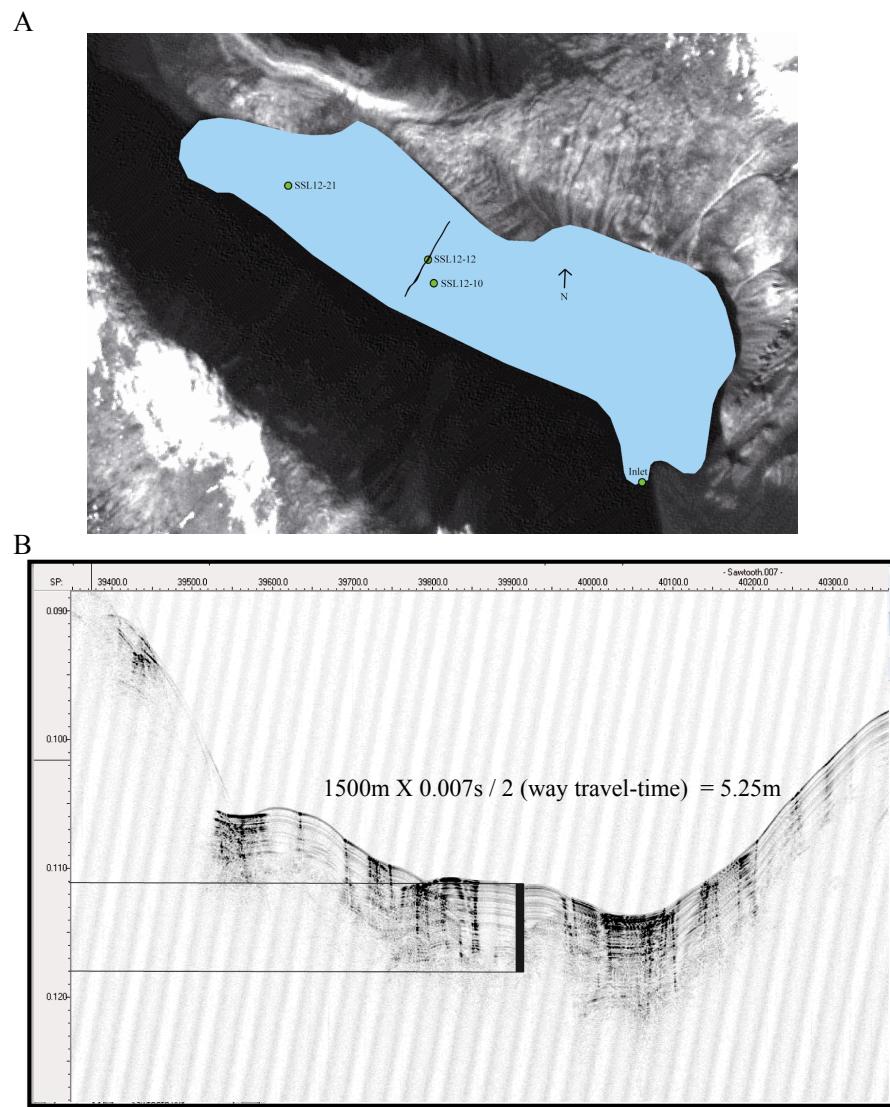
MacDonald, G. M. and Case, R.A (2005) Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 32.

Normandeau A., Joyal G., Lajeunesse P., Francus P., Lamoureux SF. and Lapointe F (2016) Late-Holocene Mass Movements in High Arctic East Lake, Melville Island (Western Canadian Arctic Archipelago). *Submarine Mass Movements and their Consequences*: Springer. p. 311-20

## 7 ANNEXE III

### 7.1 Supplemental information article 2

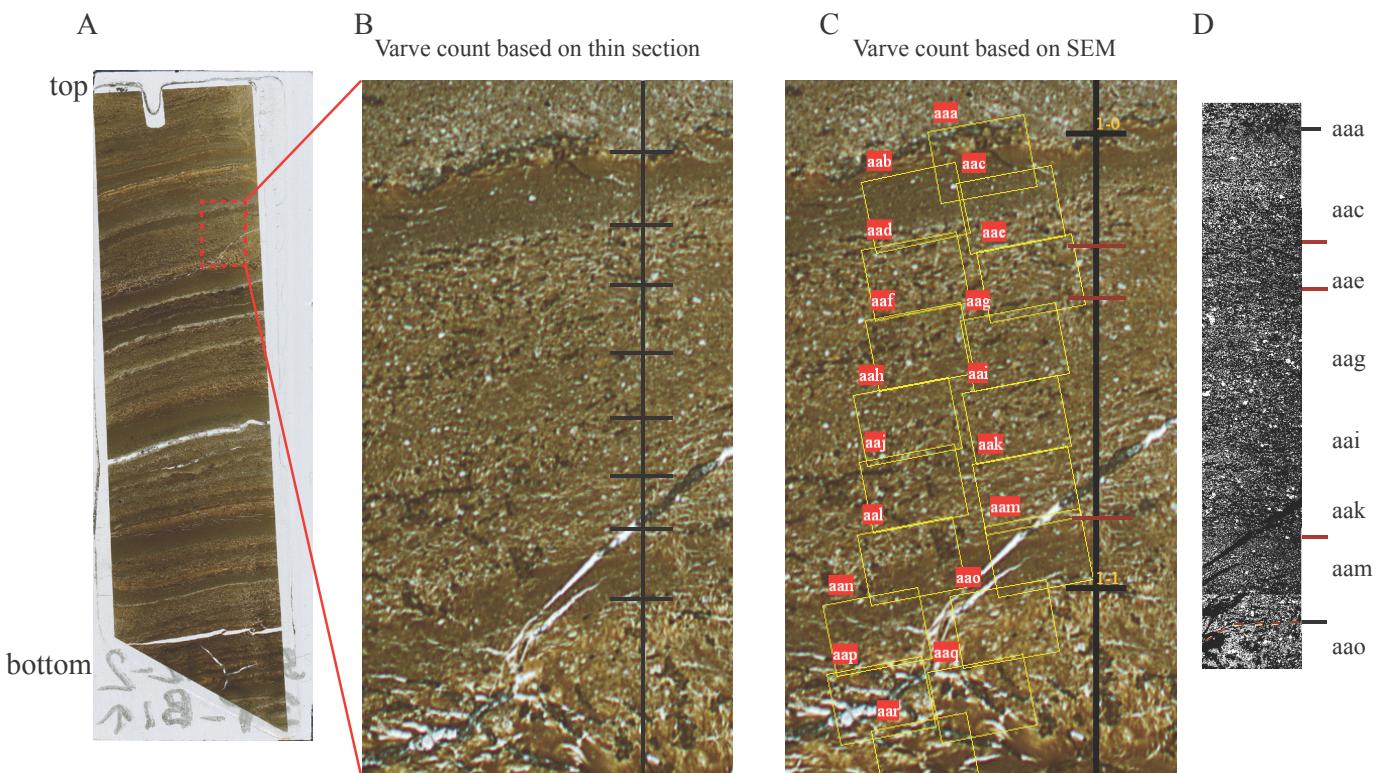
The seismic profiles was conducted in August 2006 using an inflated boat by M. Besonen, P. Francus and T. Cook.



**Figure S1.** A) SS12-12 is the location of the composite sequence. The line corresponds the the seismic profile in B. SEG-Y data from the seismic profile were processed using the Kingdom Suite®.

In rare parts of the laminated sequence, varves can be hard to distinguish on thin section and can cause multiple extra varves to be counted. An example is shown in Figure S2, where

laminae appear to be more diffuse (red dashed rectangle). Seven varves are counted for when observation are made on thin sections only. This differs greatly from the 1 to 4 varve counted using the SEM imageries. Indeed, these high-resolution images have better contrast, and it can be seen that no clay cap is observed in many of the supposedly varve layers proposed by the varve count based on thin section solely.



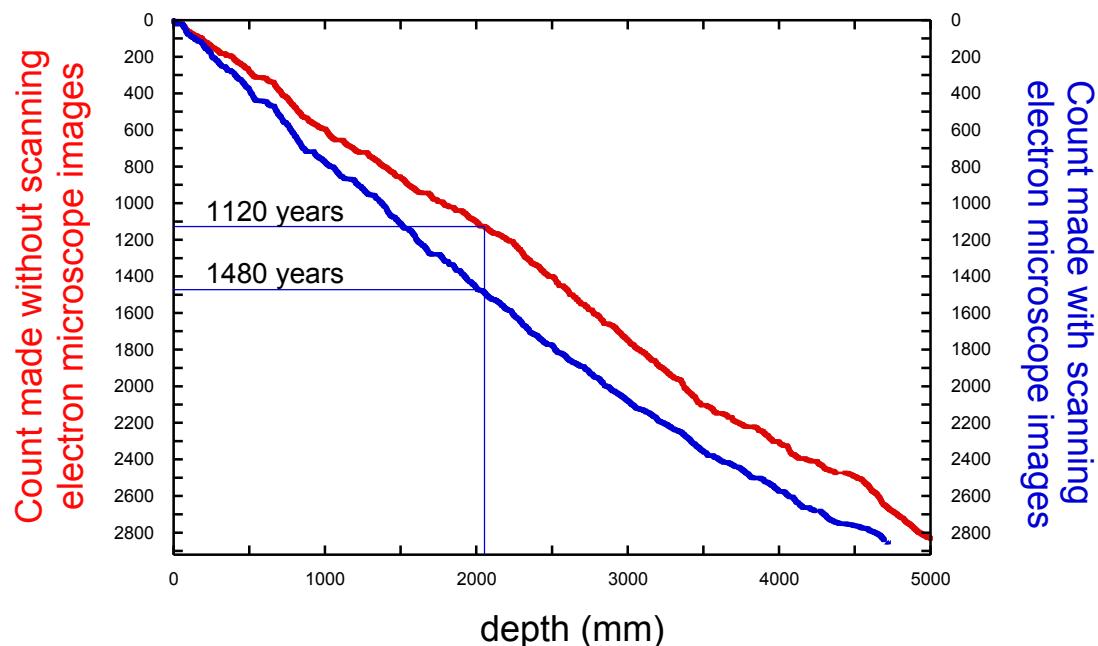
**Figure S2.** A: thin section SS12-12-2-3P-B1. B: zoom of the dashed rectangle showing varve count based on thin section. C: same as B, but showing varve count based on SEM imageries. D: SEM imageries of the corresponding yellow rectangles. Red lines represent the first varve count based on SEM imageries.

**Table S1.** Description of the varve thickness series

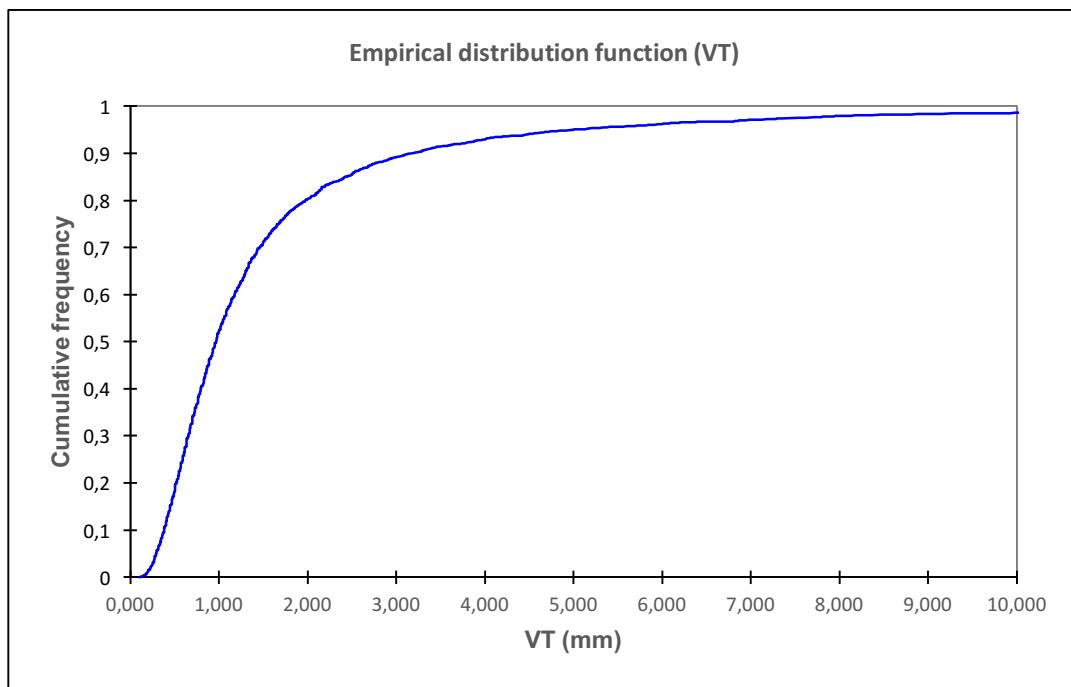
Variable	Minimum	Maximum	Average	Standard dev
VT	0.106	50.900	1.672	2.981

**Table S2.** Statistical analysis of the distribution frequency of the varve thickness series.

Percentile	Value
Maximum	
100%	50.900
99%	13.410
95%	4.995
90%	3.158
3rd Quartile	
75%	1.672
Median 50%	0.963
1st Quartile	
25%	0.593
10%	0.381
5%	0.296
1%	0.191
Minimum 0%	0.106



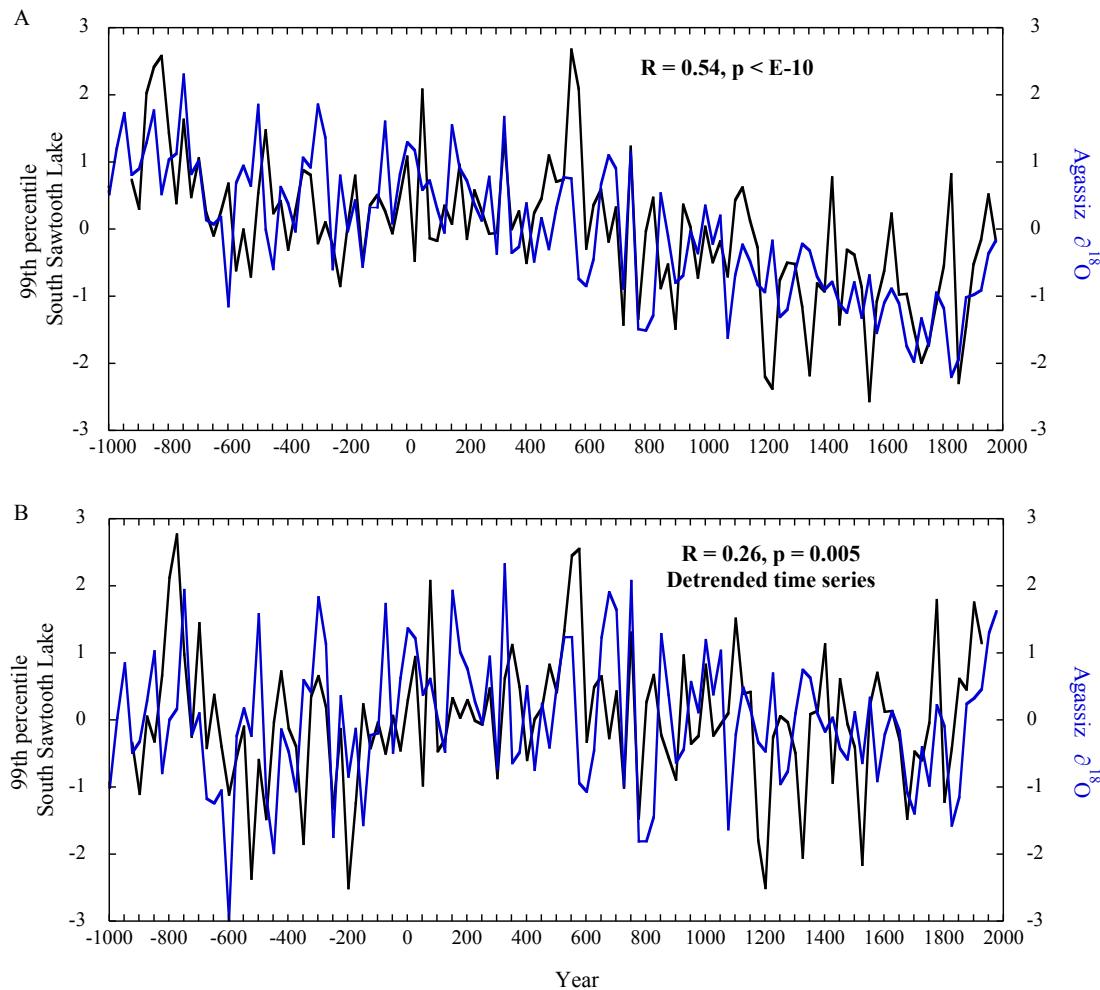
**Figure S3.** Comparison between the first count made without high-resolution SEM images with a count made using the last count with high-resolution SEM images. A large discrepancy exists between the 2 counts as many thin layers were missed for the very first count.



**Figure S4.** Cumulative frequency of the varve thickness series. Note that half of the varve thicknesses are less than 21 mm.

**Table S3.** Pearson correlation matrix between instrumental core loggers (first 5 variables), % water and density values. Data are sampled at 2 mm continuously using a modified micrometer sampler from Mitutoyo instruments.

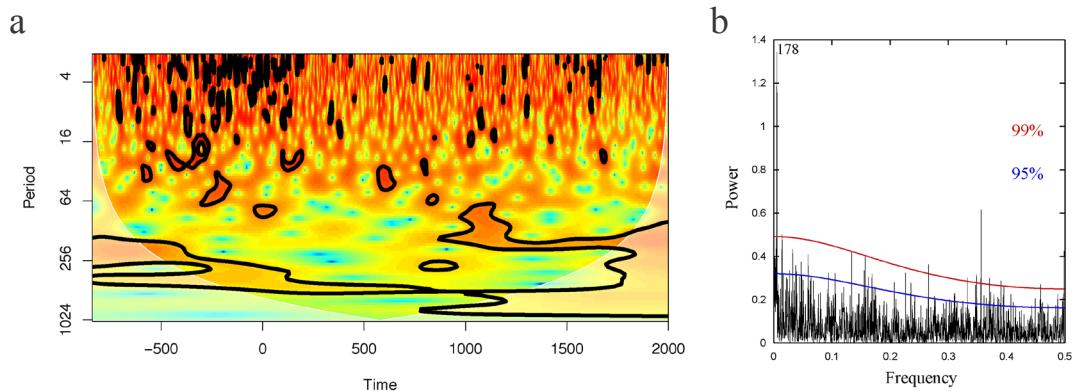
Variables	X-ray	calibrated X-ray	CT-scan	GRA	inc/coh	%water	WBD	DBD
X-ray	1	0.96	0.91	0.79	0.93	0.84	0.83	0.85
calibrated X-ray	0.96	1	0.93	0.8	0.92	0.86	0.85	0.88
CT-scan	0.92	0.94	1	0.9	0.87	0.85	0.72	0.73
GRA	0.79	0.8	0.9	1	0.78	0.75	0.71	0.72
inc/coh	0.93	0.92	0.87	0.78	1	0.77	0.69	0.7
%water	0.84	0.86	0.85	0.75	0.77	1	0.76	0.79
WBD	0.83	0.85	0.72	0.71	0.69	0.76	1	0.82
DBD	0.85	0.88	0.73	0.72	0.7	0.79	0.82	1



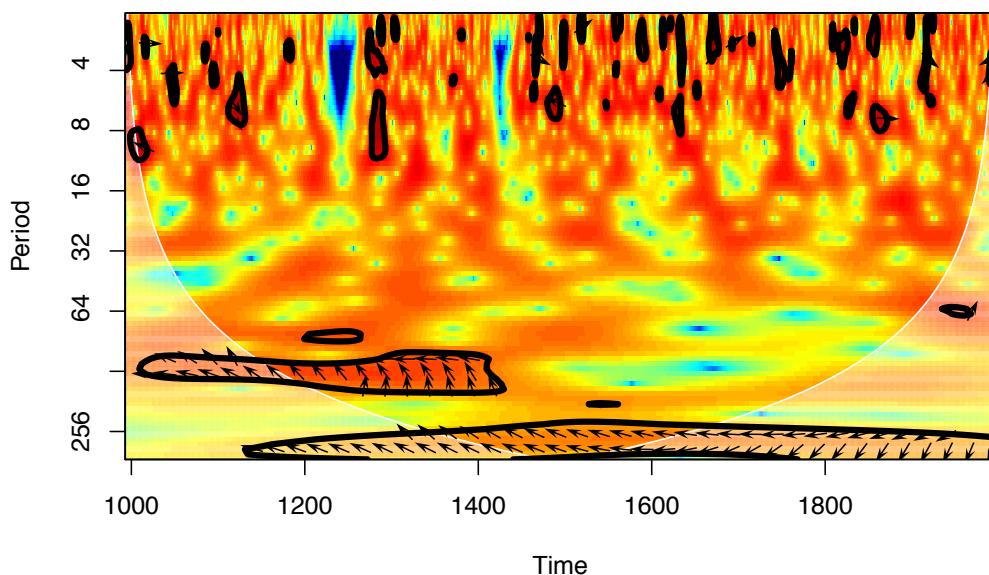
**Figure S5.** Upper panel: Comparison between South Sawtooth Lake (99th percentile) and Agassiz  $\delta^{18}\text{O}$  (A77). (b), same as (a) but data are detrended. Data from South Sawtooth Lake are averaged every 25 years to allow comparison.

## 8 ANNEXE IV

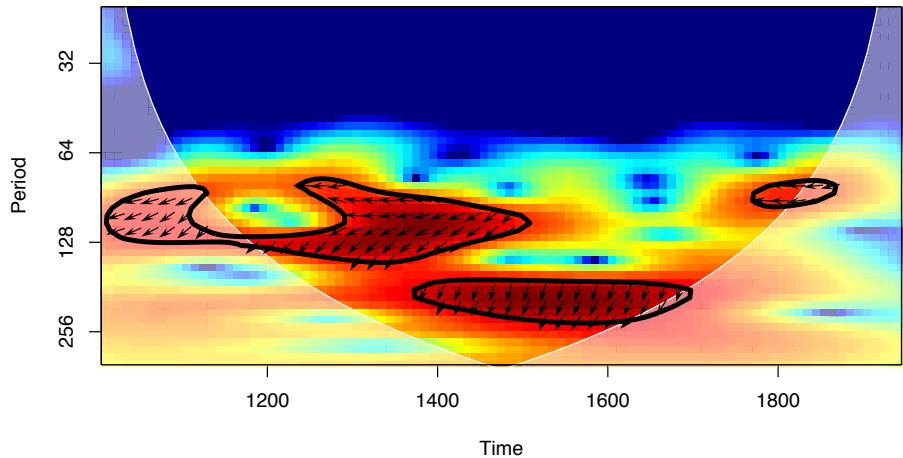
### 8.1 Supplemental information article 3



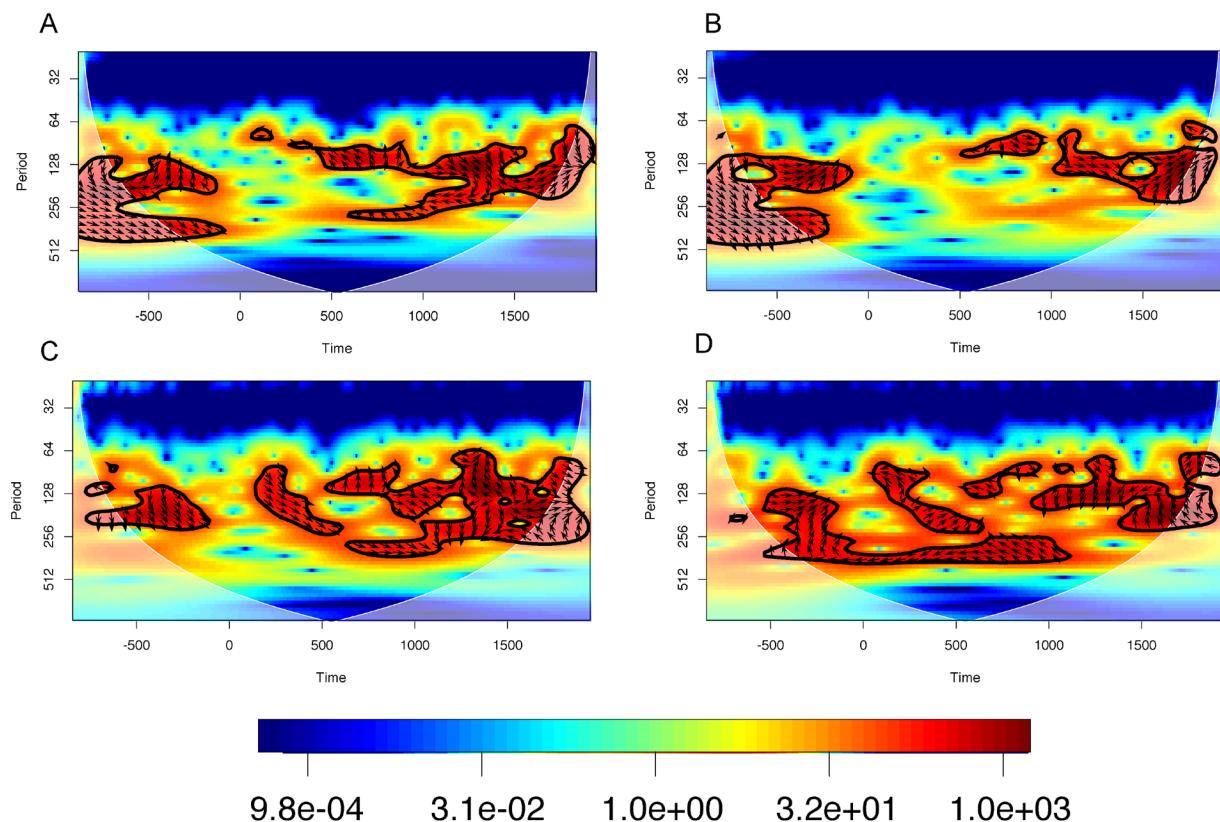
**Figure S1.** (a) Same as Figure 4.2a but using the 98th percentile at Cape Bounty East Lake (Lapointe et al., 2017). (b) Same as Figure 4.2b, but using the 98th percentile at Cape Bounty East Lake (Lapointe et al., 2017).



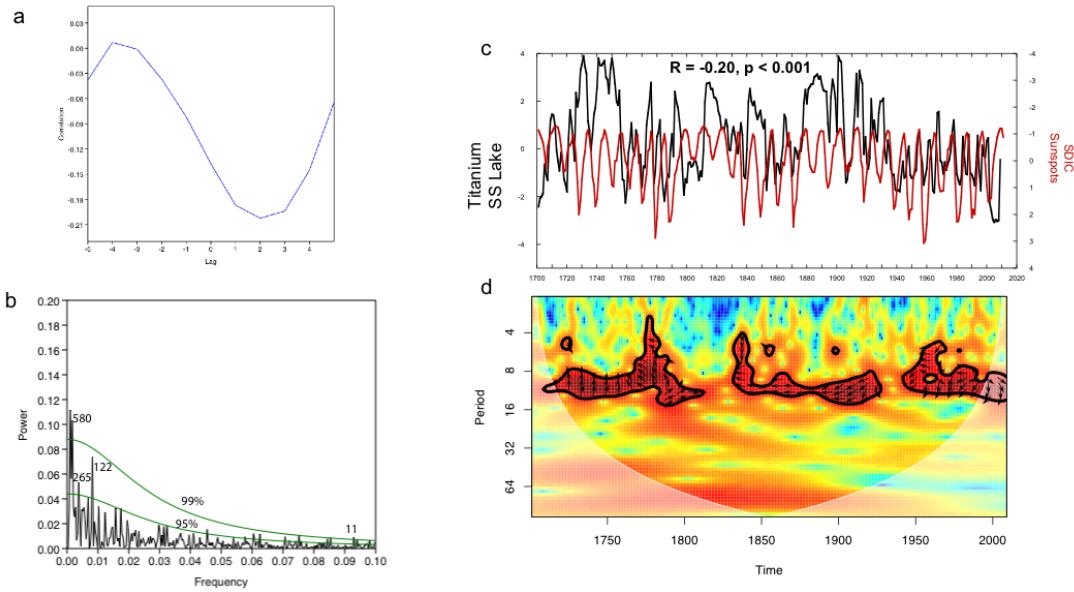
**Figure S2.** Cross-wavelet spectrum between VT at CBEL and a reconstructed PDO (MacDonald and Case 2005).



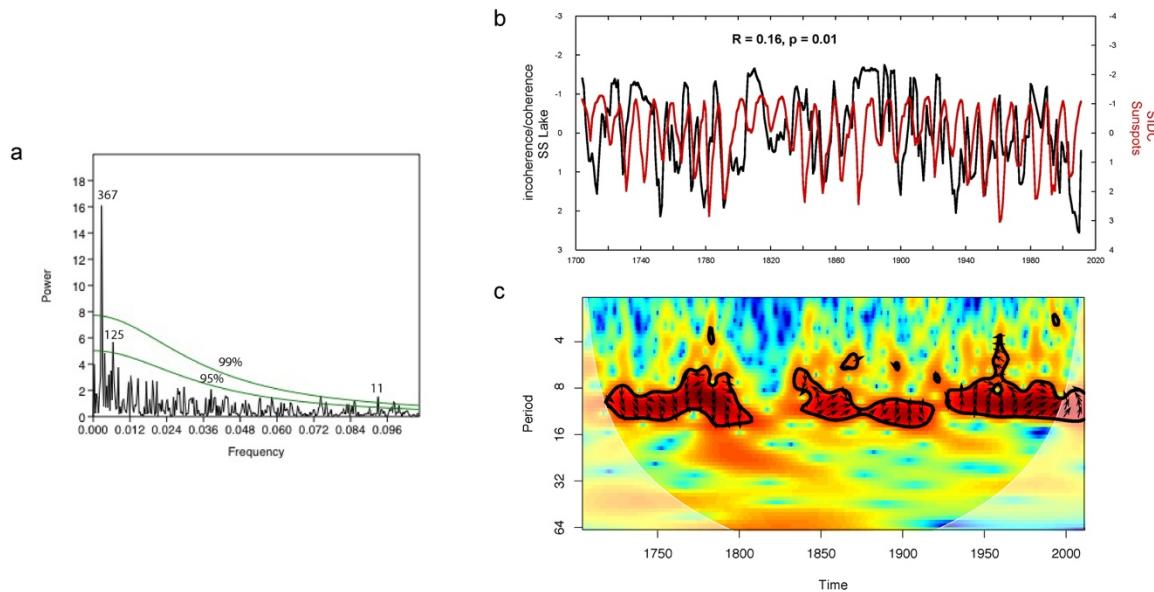
**Figure S3.** Cross-wavelet spectrum between  $^{14}\text{C}$  production rates (Muscheler et al., 2016) and a reconstructed PDO (MacDonald and Case, 2005).



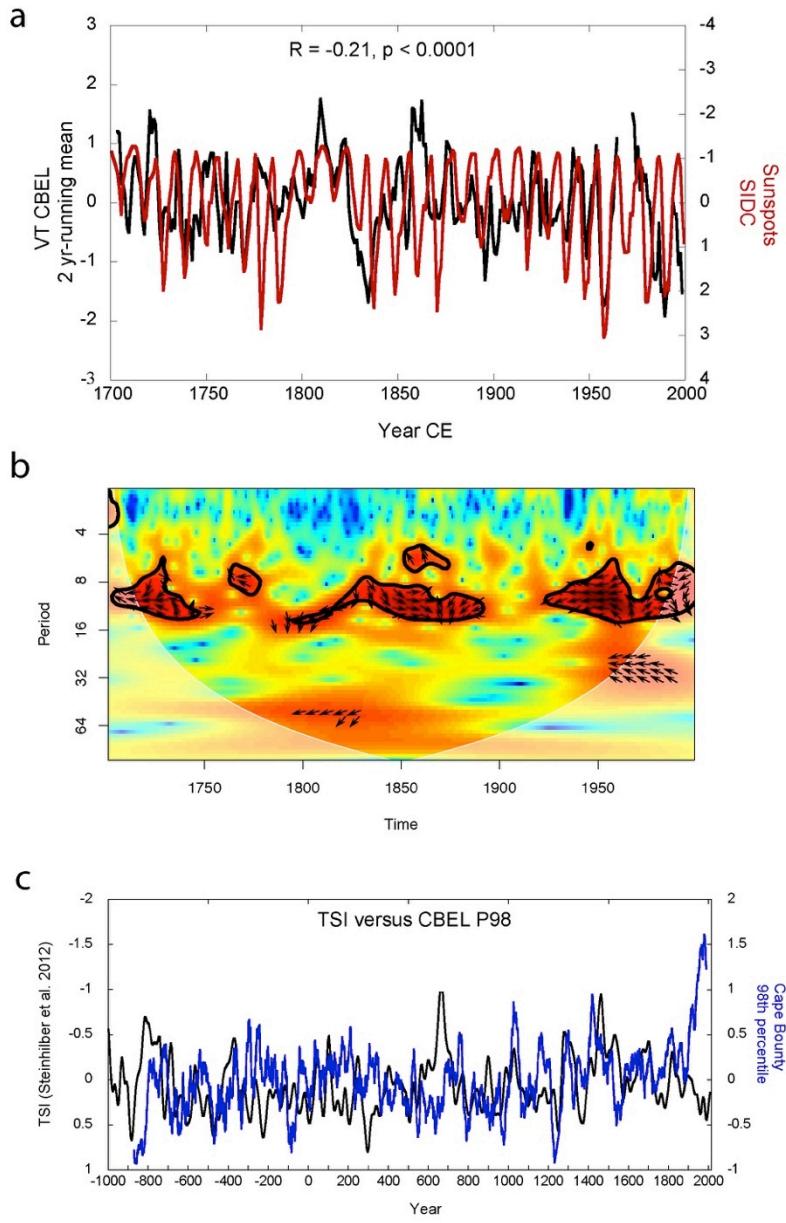
**Figure S4.** Cross-wavelet spectrum of a) MaxD<sub>0</sub> (coarsest grain-size) at SSL and  $^{14}\text{C}$  production rates (Muscheler et al., 2016). b), c) and d) same as a) but for mD<sub>0</sub> (b: median grain-size), the HU (c: CT-Scan; proxy of density) and the incoherence /coherence ratio (d: Itrax; proxy of density).



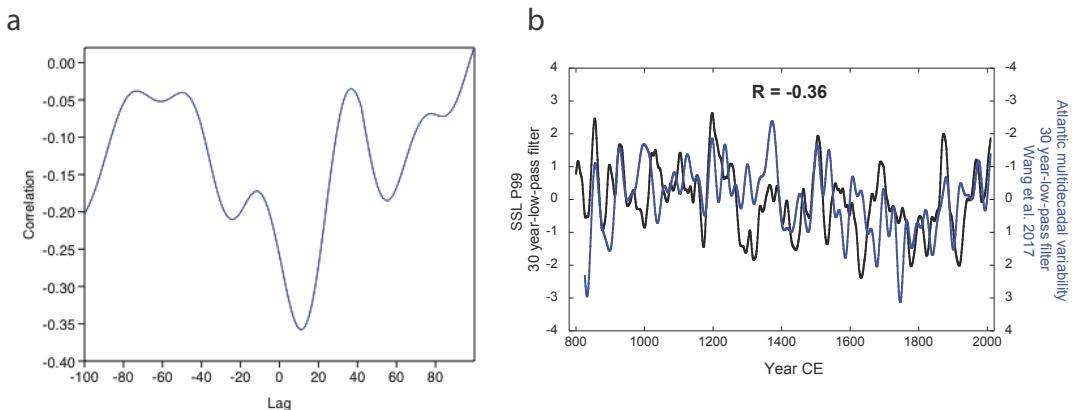
**Figure S5.** a) Cross-correlation between Titanium and instrumental sunspots time series from the Solar Influence Data Center (SIDC). Solar forcing leads by 2 (3) years. b) Spectral density of the Titanium time series for the past 2900 years. The upper green line delimits the 99% confidence level (CL) against a red-noise background, the lower green line being the 95% CL. c) Time series of the Ti (black) and the sunspots (red) from the SIDC. d) cross-wavelet spectrum of the Ti and the sunspots time series. Black boundaries show the 95% confidence level where high common variance is obtained between the series. White shading indicates the cone of influence where edge effects might be important. Arrows pointing left means that the series are in anti-phase.



**Figure S6.** Same as Figure S5, but using incoherence/coherence ratio at SSL (Lapointe et al., 2017b). The 11-year periodicity is above the 99% CL. Note that the most significant spectral peak is at 367 year-cycle, compatible to an unnamed solar cycle at  $\sim 350$ -year cycle (Stein Hilber et al., 2012).



**Figure S7.** a, Comparison between varve thickness at CBEL (Lapointe et al., 2017) and sunspots from the solar data influence center. b) Cross-wavelet between both time series. Arrows pointing right indicate in-phase relationship, arrows pointing left indicate anti-phase relationship. Black boundaries denote common variability at 95% confidence level. c) Comparison between total solar irradiance (Steinhilber et al., 2012) and the coarse grain size (98th percentile) at Cape Bounty East Lake (Lapointe et al., 2017). Correlation between the CBEL and TSI (Steinhilber et al., 2012) over the past millennium is significant when the 20<sup>th</sup> century is removed ( $R = -0.28$ ,  $p < 0.0001$ ).



**Figure S8.** a) Cross-correlation between the summer Atlantic multidecadal variability reconstruction (Wang et al., 2017) and the 99th percentile (P99) at South Sawtooth Lake. Both datasets are filtered by a 30-year low-pass filter. At 0 lag ( $R = -0.26$ ), maximum correlation is reached at 14 year-lag, SSL leads the AMW. b) Comparison between reconstructed AMW and P99.

## 8.2 References

- Lapointe, F., P. Francus, S. F. Lamoureux, M. Vuille, J. P. Jenny, R. S. Bradley, and C. Massa (2017), Influence of North Pacific decadal variability on the western Canadian Arctic over the past 700 years, *Clim. Past*, 13(4), 411-420, doi:10.5194/cp-13-411-2017.
- Lapointe , F., P. Francus, J. S. Stoner, M. B. Abbott, N. L. Balascio, T. Cook, and R. Bradley (2017), Physical and geochemical properties of a new 2.9ka annually laminated record from South Sawtooth Lake, Ellesmere Island, In prep.
- MacDonald, G. M., and R. A. Case (2005), Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 32(8).
- Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, and M. Friedrich (2013), IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Steinhilber, F., J. A. Abreu, J. Beer, I. Brunner, M. Christl, H. Fischer, U. Heikkilä, P. W. Kubik, M. Mann, and K. G. McCracken (2012), 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(16), 5967-5971.
- Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell (1994), Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Clim. Dyn.*, 9(6), 303-319.
- Wang, J., B. Yang, F. C. Ljungqvist, J. Luterbacher, T. J. Osborn, K. R. Briffa, and E. Zorita (2017), Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years, *Nature Geosci.*, 10(7), 512-517.

## 9 ANNEXE V

### 9.1 Codes pour le logiciel R

#### 9.1.1 Bootstrap

Pour obtenir des intervalles de confiance précis pour la corrélation linéaire entre les enregistrements de PDO et CBEL (Chapitre 2), on utilise un bootstrap stationnaire non paramétrique, utilisant 1000 iterations (Muldelsee 2010). La longueur de bloc moyenne optimale (block length) est déterminée selon la méthode écrite dans Patton et al., (2009) (Chapitre 2) pour convenir aux séries autocorrélées.

Dans l'exemple ci-dessous, on utilise les séries temporelles sans filtrage (aucune méthode de lissage employée) et les mêmes séries mais avec une moyenne mobile de 5 ans (pour réduire le bruit dans les données annuelles). Ce sont les séries de Cape Bounty East Lake (l'épaisseur des varves) et de l'Oscillation décennale du Pacifique reconstituée par Gedalof et Smith (2001).

Le package « boot » a été utilisé et modifié par Charly Massa et François Lapointe

```
## QUICK BOOTSTRAP
dat <- read.delim("test2.txt", dec=",", header=TRUE)

matplot(dat, type="l", lty=1, col=1:2)

# linear regression on the sample
lm_sample <- lm(dat)
summary(lm_sample) # p value = 3.637e-12 (we need an estimate of its uncertainty)
plot(dat)
abline(lm_sample)
P_sample <- anova(lm_sample)(1,5 ) # get the p-value

# bootstrap resampling (by pairs)
n <- nrow(dat) # the size of the resample must be equal to the size of the original data
set
spl <- dat(sample(1:n, n, replace=TRUE), ) # resampling with replacement
points(spl, col="red", pch=2) # plot one resample
abline(lm(spl), col="red") # draw the corresponding model
```

```

# iterations : 1000 times

pvalues <- NA # empty vector to fill with the p-values of each iteration

for (i in 1:1000){
  spl <- dat(sample(1:n, n, replace=TRUE), )
  lm_spl <- lm(spl)
  abline(lm_spl, col=rgb(0,0,0,0.2))
  pvalues(i) <- anova(lm_spl)(1,5)
  if (i %in% seq(100,1000,100)) print(i);flush.console() # show the progress of the loop
  every 100 iterations}

# distribution of p-values
boxplot(pvalues, ylim=c(0,0.001)) # 99.9% confidence level
plot(pvalues, ylim=c(0,0.001), type="l")
summary(pvalues)

#####
#####

dat <- read.delim("cbel_PDO_GS.txt", dec=",", header=TRUE)
dat <- na.omit(dat)
library(boot)

## SIMPLE BOOTSTRAP (PLAIN WRONG FOR AUTOCORRELATED SERIES)
# create a function to compute p-value of linear model
p_fun <- function(d, i) {
  d2 <- d[i,]
  fit <- lm(d2)
  pvalue <- anova(fit)(1,5)
  pvalue
}
boot1 <- boot(data = dat[,2:3], statistic = p_fun, R = 100)
boot1
# original: original statistic (no bootstrap)
# bias = mean of 100 bootstrap sample - original
# std.error: the standard deviation of the 99 bootstrap pvalues
plot(boot1)
boot.ci(boot.out = boot1, type = c("perc")) #generate confidence intervals for p

#####
## BLOCK BOOTSTRAP FOR TIME SERIES (autocorrelated data)#
#####

p_fun <- function(d){
  fit=lm(d[,1]~d[,2],data=d)

```

```

anova(fit)(1,5)
}

# Optimal selection of the blocks length (l)
l <- round(nrow(dat)^(1/3),0) # criterion of Hall and Horowitz (7)
# method described in Patton, Politis and White (2009)
library(np)
b.star(dat[,2:5], round=TRUE) # us SB as stationary bootstrap
                                # 7 or 8 for raw data, and 34 or 11 for 5-year filtered)
# p-value
tsboot1 <- tsboot(dat[,2:3], p_fun, R = 100, l = 8, sim = "geom")
mean(tsboot1$t)
quantile(tsboot1$t[,1], probs = c(0.025,0.975)) #Efron's percentile CI on coefficient
# r
corboot1 <- tsboot(dat[,2:3], cor, R = 100, l = 8, sim = "geom")
mean(corboot1$t[,2])
quantile(corboot1$t[,2], probs = c(0.025,0.975))

# p-value 5-years
tsboot5 <- tsboot(dat[,4:5], p_fun, R = 100, l = 11, sim = "geom")
mean(tsboot5$t)
quantile(tsboot5$t[,1], probs = c(0.025,0.975))

# r 5-years
corboot5 <- tsboot(dat[,4:5], cor, R = 100, l = 11, sim = "geom")
mean(corboot5$t[,2])
quantile(corboot5$t[,2], probs = c(0.025,0.975))

# comparison p-values
boxplot(data.frame(raw=tsboot1$t, filtered=tsboot5$t), ylab="p-value")
abline(h=0.05, col="red") # 95% confidence level

# comparison r
boxplot(data.frame(raw=corboot1$t[,2], filtered=corboot5$t[,2]), ylab="r")

```

### 9.1.2 Continuous Wavelet Transform (ondelettes)

Les ondelettes permettent de décomposer une série temporelle en espace fréquence – temps. Cette technique permet de visualiser les différents modes de variabilité et comment ces modes ont varié dans le temps.

Plus spécifiquement, la transformée en ondelettes, contrairement à la transformée de Fourier, est utilisée pour décomposer un signal en une somme de petites fonctions d'onde de longueur finie fortement localisées dans le temps, pour différentes échelles exploratoires. Par différence,

la transformée de Fourier vise à séparer un signal en fonctions oscillatoires de longueur infinie (ondes sinusoïdales), ce qui se traduit par une perte complète de l'information temporelle puisque les fréquences séparées s'appliquent toujours à toute la longueur du signal. Par conséquent, les processus non-stationnaires ne peuvent pas être décrits correctement en utilisant des exponentielles complexes infinies, en raison de changements dans le contenu fréquentiel dans le temps. La transformée en ondelettes est un filtre passe-bande qui consiste à convoluer le signal avec des formes mises à l'échelle et traduites d'une fonction d'onde fortement localisée dans le temps (le filtre), appelée "ondelette mère". L'ondelette de référence  $\psi$ , appelée "ondelette mère", comprend deux paramètres d'exploration temps-fréquence, à savoir un paramètre d'échelle ( $a$ ) et un paramètre de localisation temporelle ( $b$ ):

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} * \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

Le paramètre  $a$  produit des "ondelettes filles" à investiguer à différents niveaux d'échelle, tandis que le paramètre  $b$  permet la traduction de chaque ondelette fille dans le temps pour détecter les changements dans le contenu fréquentiel. La transformée en ondelettes continue d'un signal  $s(t)$ , produisant le spectre d'ondelettes, est définie comme:

$$S_{(a,b)} = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) + \frac{1}{\sqrt{a}} * \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt$$

Le spectre d'ondelettes dit local permet la description et la visualisation de la distribution de puissance (axe z) en fonction de la fréquence (axe y) et du temps (axe x).

Dans les Chapitres 2 et 4, l'ondelette de type « Morlet » a été choisie comme référence d'ondelette. Plusieurs types d'ondelettes sont disponibles, mais l'ondelette de Morlet offre une bonne résolution fréquentielle et est le plus souvent utilisée avec un nombre d'onde de 6, pour lequel l'échelle des ondelettes et la période de Fourier sont approximativement égales.

Toutes les séries ont été filtrées par « zero-padding » pour doubler la longueur des données afin d'éviter les fuites spectrales produites par la longueur finie de la série temporelle. Le zero-padding produit des effets de bord avec les fréquences les plus basses, la zone proche des bords de la série étant alors sous-estimée. Cette zone est connue comme le cône d'influence. Pour cette raison, les fluctuations qui se produisent dans cette zone doivent être interprétées avec prudence.

Les fluctuations détectées (cycles) sont testées statistiquement par test de significativité  $\alpha = 0.05$  par rapport à un spectre de fond approprié, soit un bruit rouge (processus autorégressif pour  $AR(1) > 0$ ) ou un bruit blanc (processus autorégressif pour  $AR(1) = 0$ ) en arrière-plan (Torrence et Compo, 1998). La modélisation autorégressive est utilisée pour déterminer le processus stochastique  $AR(1)$  pour chaque série temporelle. Les composants détectés peuvent être extraits et reconstruits dans le domaine temporel par Fourier inverse ou WT de bandes d'énergie sélectionnées dans le spectre.

Le package « biwavelet » (Gouhier et al., 2016) est nécessaire pour construire les ondelettes.

Les conseils de Tarik Gouhier ont aidé à construire ce script.

```
data <- read.table("VT_P99_sawtooth.txt", header=T)

VT <- data[,1:2]
VTsort <- VT(nrow(VT):1,
wtVT <- wt(VTsort,max.scale=250)
x11()
plot(wtVT)

p99 <- data(c(1,3))
p99sort <- p99(nrow(p99):1,)
p99interp <-
approx(p99sort(!is.na(p99sort[,2])),1),p99sort(!is.na(p99sort[,2])),2),xout=p99sort(is.na(p
99sort[,2]),1))

p99sort(is.na(p99sort[,2]),2) <- p99interp$y

wtp99 <- wt(p99sort,max.scale=250)
x11()
plot(wtp99)
```

### 9.1.3 Cross-wavelet (Ondelettes croisées)

Les ondelettes croisées permettent de comparer deux séries temporelles pour y connaître la variance commune entre les deux jeux de données. Cette technique permet de visualiser les principaux modes de variabilité dans deux séries temporelles.

Le spectre des ondelettes croisées  $W_{XY}(a, T)$  entre deux signaux  $x(t)$  et  $y(t)$  est calculé comme suit :

$$W_{XY}(a, T) = C_X(a, T) C_Y^*(a, T)$$

Où  $C_X(a, T)$  et  $C_Y^*(a, T)$  sont le coefficient d'ondelette du signal  $x(t)$  et le conjugué du coefficient du signal de l'ondelette de  $y(t)$ .

Les flèches permettent de savoir si les deux séries sont en phases ou en anti-phases. Lorsque celles-ci pointent vers la droite, cela signifie que les deux séries temporelles sont en phase, tandis qu'elles sont en anti-phase lorsque les flèches pointent vers la gauche. Les flèches pointant vers le haut indiquent que la série  $y$  mène  $x$  par  $\pi/2$ . Les flèches pointant vers le bas indiquent que la série  $x$  mène  $y$  par  $\pi/2$ .

Le package « biwavelet » est nécessaire pour les ondelettes croisées. Réalisées avec l'aide de Pierre Masselot.

```
data <- read.delim("~/Desktop/VT_C14_2.7_.txt", dec=",")  
View*data  
View(data)  
VT<- data(nrow(data):1,1:2)  
C14<- data(nrow(data):1,3:4)  
crwav <- xwt(VT,C14)  
plotbiwavelet(crwav,plot.phase=T,arrow.lwd=1.9, arrow.size = 30, arrow.size.head =  
0.05,arrow.cutoff=0.90, arrow.nlocs.x = 30, arrow.nlocs.y = 25)  
plotbiwavelet(crwav,plot.phase=T,arrow.lwd=1.9, arrow.size = 30, arrow.size.head =  
0.05,arrow.cutoff=0.80, arrow.nlocs.x = 30, arrow.nlocs.y = 25)  
plotbiwavelet(crwav,plot.phase=T,arrow.lwd=1.9, arrow.size = 30, arrow.size.head =  
0.05,arrow.cutoff=0.80, arrow.nlocs.x = 15, arrow.nlocs.y = 25)  
plotbiwavelet(crwav,plot.phase=T,arrow.lwd=1.9, arrow.size = 30, arrow.size.head =  
0.08,arrow.cutoff=0.80, arrow.nlocs.x = 25, arrow.nlocs.y = 25)
```

#### 9.1.4 Données haute-résolution (i.e. Ct-Scan, µ-XRF) moyennées à l'année

Ceci est un script qui moyenne l'épaisseur de chaque varve selon la profondeur composite. Ci-bas, les données CT-Scan (HU) sont moyennées selon l'épaisseur des varves en fonction de la profondeur composite.

Script réalisé avec Arnaud De Coninck et le support du groupe des utilisateurs du logiciel R.

```

#####
-----MISE EN FORME DES DONNEES-----
#####

## appel des tables et creation de tableaux
setwd("/Users/francoislapointe/desktop/hu_composite_corrected")
mydata1<-read.table(
  "Hu_composite_corrected.txt",
  header=TRUE,
  sep="\t",
  dec=".",
  na.strings="")
##mettre toute en text
HU<- as.data.frame(mydata1)

mydata2<-read.table(
  "age_composite.txt",
  header=TRUE,
  sep="\t",
  dec=".",
  quote="",
  skip=0) ##ne prend pas en compte les deux n 1ere lignes

age<- as.data.frame(mydata2)
dimnames(age)((2))(1)<-"depth_composite"

# regroupement des 2 tableaux en fonction de la profondeur
df1 <- merge(age,
              HU,
              by="depth_composite",
              all = TRUE)

## on met par ordre croissant
df2<-df1(order(-df1$depth_composite),)

# deLimite des lignes de la table
n <- nrow(df2)
n

# On initialise une colonne qui va contenir la meme information que la colone Year,
# mais sans les NA
df2$year_full <- NA

##Tranformation des colonnes Year en caractere.
df2$year<- as.character(df2$year)

```

```

# On remplit ensuite cette colonne element par element
tmp <- NA # tmp va etre la valeur que l'on va attribuer en position i

for (i in 1:n) {
  if ( ! is.na(df2$year(i))) tmp <- df2$year(i) # dès que l'on rencontre quelque chose qui
  n'est pas NA dans la colonne Varves,
  df2$year_full(i) <- tmp                         ##on remplace tmp par cette valeur
}

df2$year_full<- as.character(df2$year_full)

## on remets par ordre décroissant
df3<-df2(order(df2$depth_composite),)

## Nouvelle table Depth, Year full et HU
df3<-data.frame(df3("depth_composite"),
                 df3("year_full"),
                 df3("Hu"))

## on exclut les ligne contenant des NA qui vont fausser le calcul
df4<- na.omit (df3)

# Creation d'une nouvelle table afin d'identifier les lignes ou il y des doublons dans les
# YEARS
##### cette fonction fonctionne aussi: averages<-do.call(rbind,lapply(split(z,z$id),
  function(chunk) mean(chunk$var)))
z<-data.frame(id=df4(),"year_full",
               df4("depth_composite"),
               var=df4("Hu"))

## on fait la moyennes des doublons puis on ne garde qu'une année:
z$var <- ave(z$var,
              z$id,
              FUN=mean)

z<-z(!duplicated(z$id),)

# Préparation de la nouvelle table contenant les HU moyens

HU_mean_by_year<-data.frame(z)
colnames(HU_mean_by_year)=c("years",
                           "depth_composite",

```

```

    "HU") # remplace le nom des entêtes de colonne

HU_mean_by_year<- data.frame(HU_mean_by_year("years"),HU_mean_by_year(
  "HU"))
HU_mean_by_year

## Sauvegarde des données en format Txt
write.table(
  HU_mean_by_year, file="age_HU_mean.txt",
  row.names=F, ## si on ajoute row.name=F, on ne prend pas en compte la 1ere
  colonne
  sep="\t",
  dec=".")

```

### 9.1.5 Interpolation des données avec pas de temps différents

Ce script est utile lorsqu'il y a un « gap » ou l'absence de données dans une série temporelle (par exemple érosion) et aussi pour fournir des données pour avoir un pas d'intervalle de temps constant dans le cas où nous avons affaire à une série avec un pas de temps non-constant.

Script réalisé avec Charly Massa

```

# Read data
part1 <- read.delim("to_interpolate.txt", header=TRUE)
part2 <- read.delim("to_interpolate2.txt", header=TRUE)

# interpolate part 1
Min <- floor(min(part1$year, na.rm=TRUE))
Max <- ceiling(max(part1$year, na.rm=TRUE))
interp1 <- approx(part1, xout=Min:Max)

# interpolate part 2
Min <- floor(min(part2$year, na.rm=TRUE))
Max <- ceiling(max(part2$year, na.rm=TRUE))
interp2 <- approx(part2, xout=Min:Max)

# plot
plot(part1, type="l")
lines(interp1, col="red")

plot(part2, type="l")
lines(interp2, col="red")

```

```
# export
write.csv(interp1, "interp1.csv", row.names = FALSE)
```

### 9.1.6 Test de normalité des données

Ceci est un script pour connaître si les données d'une série temporelle suit une distribution normale. Pour faire des analyses en ondelettes (et spectrales), il est nécessaire que les données suivent une distribution normale et qu'il n'y ait pas d'«outliers» (données aberrantes).

```
data <- read.delim("~/Desktop/p99.txt", header=T, dec=",")
View(data)
hist(data)
library("lattice",
  lib.loc="/Library/Frameworks/R.framework/Versions/3.0/Resources/library")
hist(data)
histogram(year, P99.Do)
densityplot(P99.Do)
summary(data)
data <- subset(data, P99.Do)
data <- subset(data$P99.Do)
attach(P99.Do)
hist(P99.Do)
data <- read.delim("~/Desktop/p99.txt", header=T)
attach(data)
hist(data)
hist(p99)
summary(data$p99)
summary(p99)
hist(p99)
attach(data)
summary(p99)
hist(p99)
View(data)
data(1681,1)
data(,1)
x=data(,1)
hist(x)
hist(x, col="grey")
hist(x, freq=FALSE, col="grey")
xbar=mean(x)
S=sd(x)
curve(dnorm(x,xbar,S), col=2, add=TRUE)
oneS=c(xbar-S,xbar+S)
twoS=c(xbar-2*S,xbar+2*S)
threeS=c(xbar-3*S,xbar+3*S)
```

```

oneS
twoS
threeS
sum((x>threesS<1)*(x<threeS(2)))/n#percent$
sum((x>threeS<1)*(x<threeS(2)))/n#percent$
sum((x>threeS(1))*(x<threeS(2)))/n#percent$
qqnorm(x)
savehistory("~/Desktop/R/_density_plot_qq(quantiles)plot.Rhistory")

```

### 9.1.7 Code taille des grains

Ce script a été créé pour choisir une seule valeur lorsqu'il y a plusieurs valeurs à l'intérieur d'une année sédimentaire.

Script réalisé avec Thibault Labarre

```

#duplicate une valeur dans une colonne jusqu'à la valeur suivant
#charger le fichier

setwd("/Users/francoislapointe/Documents/South_sawtooth/SSL_WORKING_DATA/Grain_size/R")
grain_size_R <- 
  read.table("/Users/francoislapointe/Documents/South_sawtooth/SSL_WORKING_DATA/Grain_size/R/grain_size_R.txt",header=T,sep="\t",quote="")
  colnames(grain_size_R)
  rownames(grain_size_R)

#transformer exemple factor en character

grain_size_R$Varve<- as.character(grain_size_R$Varve_TS)
str(grain_size_R)

# DUPLIQUER LES IDENTIFIANTS DANS LA COLONNE

n <- nrow(grain_size_R)
n
# On initialise une colonne qui va contenir la même information que la colonne Varves,
# mais sans les NA

grain_size_R$Varves_sans_trou <- NA
grain_size_R$Varves_sans_trou

# On remplit ensuite cette colonne _l_ement par _l_ement
tmp <- NA # tmp va _tre la valeur que l'on va attribuer en position i
for (i in 1:n) {
  # d_s que l'on rencontre quelque chose qui n'est pas NA dans la colonne Varves, on

```

```

remplace tmp par cette valeur : cela arrive par exemple quand i vaut 1 !
if ( ! is.na(grain_size_R$Varve_TS(i)) ) tmp <- grain_size_R$Varve_TS(i)
grain_size_R$Varves_sans_trou(i) <- tmp
}
SEM_francois_test#appelle la nouvelle table
write.table(grain_size_R,
  file="/Users/francoislapointe/Documents/South_sawtooth/SSL_WORKING_DATA/Grai
n_size/R/grain_size_R.txt", row.names = F, sep = "\t", dec = ".")
attach(grain_size_R)

#Modification des ent_tes de colonne et construction de la table final

grain_size_P99<-data.frame(grain_size_R("id"),
  grain_size_R("Varve_TS"),grain_size_R("fichier"), grain_size_R("n"),grain_size_R
  ("P_area"),grain_size_R("mDo"),grain_size_R("sDo"),grain_size_R("maxDo"),grain_size
  _R("P75"),grain_size_R("P90"),grain_size_R("P95"),
  grain_size_R("P98"),grain_size_R("P99"),grain_size_R("MHI"),grain_size_R
  ("Mhi_._Do"), grain_size_R("Mhi_._THHI"), grain_size_R("MRI"), grain_size_R("x1"),
  grain_size_R("x2"), grain_size_R("x3"), grain_size_R("x4"), grain_size_R("x5"),
  grain_size_R("x6"), grain_size_R("x7"), grain_size_R("x8"), grain_size_R("x9"),
  grain_size_R("x10"),grain_size_R("x11"),grain_size_R("x12"),
  grain_size_R("x13"),grain_size_R("x14"), grain_size_R("x15"),
  grain_size_R("x16"),grain_size_R("x17"),grain_size_R("x18"),
  grain_size_R("x19"),grain_size_R("x20"),
  grain_size_R("x21"),grain_size_R("x22"),grain_size_R("x23"),grain_size_R("x24"),grain
  _size_R("x25"),grain_size_R("x26"),grain_size_R("x27"),grain_size_R("x28"),grain_size
  _R("x29"), grain_size_R("x30"),grain_size_R("x31"),grain_size_R("x32"),
  grain_size_R("Varves_sans_trou"))
grain_size_P99
attach(grain_size_P99)
grain_size_P99("id") = grain_size_P99("Varves_sans_trou")
grain_size_P99("txt_associe") = SEM_francois_test_data("fichier")
SEM_francois_test_data("num_varve_ts") = SEM_francois_test_data("Varve_TS")
SEM_francois_test_final<-data.frame(SEM_francois_test_data("ordre"),
  SEM_francois_test_data("id_varve"),SEM_francois_test_data("num_varve_ts"),SEM_fra
  ncois_test_data("txt_associe"),SEM_francois_test_data("valeur"),SEM_francois_test_
  data("Total_P_Area"),SEM_francois_test_data("P"),SEM_francois_test_data("mDo"),S
  EM_francois_test_data("sDo"),SEM_francois_test_data("maxDo"),SEM_francois_test_
  data("P75Do"),SEM_francois_test_data("P90Do"),SEM_francois_test_data("P95Do"),S
  EM_francois_test_data("P98Do"),SEM_francois_test_data("P99Do"),SEM_francois_te
  st_data("MHI"))
SEM_francois_test_final #Ok

SEM_francois_test_final("id_num_varve")<- do.call(paste,
  c(SEM_francois_test_final(c("id_varve", "num_varve_ts")), sep = "_"))
SEM_francois_test_final("id_num_varve")

```

```

granulo_final<-data.frame(SEM_francois_test_final("ordre"),
SEM_francois_test_final("id_num_varve"), SEM_francois_test_final("txt_associe"),
SEM_francois_test_final("valeur"),SEM_francois_test_final("Total_P_Area"),SEM_francois_test_final("P"),
SEM_francois_test_final("mDo"),SEM_francois_test_final("sDo"),SEM_francois_test_final("maxDo"),
SEM_francois_test_final("P75Do"),SEM_francois_test_final("P90Do"),SEM_francois_test_final("P95Do"),
SEM_francois_test_final("P98Do"),SEM_francois_test_final("P99Do"),SEM_francois_test_final("MHi"))
granulo_final

```

#\_limination des doublons dans la colonne "valeur" selon le num\_ro des varves\_ts

```

granulo_sup_valeur<-data.frame(granulo_final("ordre"),
id=granulo_final("id_num_varve"),granulo_final("txt_associe"),
var=granulo_final("valeur"),
granulo_final("Total_P_Area"),granulo_final("P"),granulo_final("mDo"),granulo_final("sDo"),
granulo_final("maxDo"),granulo_final("P75Do"),granulo_final("P90Do"),granulo_final("P95Do"),
granulo_final("P98Do"),granulo_final("P99Do"),granulo_final("MHi"))
granulo_sup_valeur_francois<-
ddply(granulo_sup_valeur,~id,function(d)d(which.max(d$var),))
order(granulo_sup_valeur_francois)
granulo_sup_valeur_francois
colnames(granulo_sup_valeur_francois)

```

# Renommer les ent\_tes de colonnes

```

colnames(granulo_sup_valeur_francois)=c("ordre", "numero", "fichier", "valeur",
"Total_P_Area", "P", "mDo", "sDo", "maxDo", "P75Do", "P90Do", "P95Do", "P98Do",
"P99Do", "MHi")

```

# Enregistrer la table dans un dossier - row.names permet de supprimer la num\_rotation de la premi\_re colonne

```

write.table(granulo_sup_valeur_francois,
file="/Users/boreale/Desktop/R_stat/granulo_sup_valeur_francois.txt", row.names = F,
sep = "\t", dec = ".")

```

```

essai<-granulo_sup_valeur_francois(order(granulo_sup_valeur_francois("ordre"),
decreasing=FALSE),)
essai<-granulo_sup_valeur_francois
write.table(granulo_sup_valeur_francois,
file="/Users/boreale/Desktop/R_stat/granulo_sup_valeur_francois.txt", row.names = F,
sep = "\t", dec = ".")

```

# la fonction merge permet de regrouper des informations \_ partir de 2 tables

```

m1<-merge(granulo_sup_valeur_francois, SEM_francois_test_final), by. x =

```

```

c(granulo_sup_valeur_francois("fichier"), granulo_sup_valeur_francois("fichier")), , by.y
= c(SEM_francois_test_data("id_varve"), SEM_francois_test_final("valeur")))
m1

m1<-merge(granulo_sup_valeur_francois, SEM_francois_test_final), by.x =
granulo_sup_valeur_francois("numero"), by.y = c(SEM_francois_test_final("id_varve"),
SEM_francois_test_final("valeur")))
m1
# l'ordination des donn_es _ partir de la table "merg_e"

m2<-m1(order(m1("id_varve"), m1("num_varve_ts"), decreasing=FALSE),)
colnames(m2)

m2<-m1(order(m1("id_varve"), decreasing=FALSE),)
colnames(m2)
m2

# Construction de la nouvelle table

m3<-data.frame(m2("id_varve"), m2("num_varve_ts"), m2("fichier"), m2("valeur"),
m2("Total_P_Area"), m2("P"), m2("mDo"), m2("sDo"), m2("maxDo"), m2("P75Do"),
m2("P90Do"), m2("P95Do"), m2("P98Do"), m2("P99Do"), m2("MHi"))
m3
colnames(m3)=c("id_varve", "numero", "fichier", "valeur", "Total_P_Area", "P", "mDo",
"sDo", "maxDo", "P75Do", "P90Do", "P95Do", "P98Do", "P99Do", "MHi")
colnames(m3)
granulo_sup_valeur_francois_classe<-m3

# Enregistrement de la table class_e

write.table(granulo_sup_valeur_francois_classe,
file="/Users/boreale/Desktop/R_stat/granulo_sup_valeur_francois_classe.txt",
row.names = F, sep = "\t", dec = ".")
# Attention R n'aime pas les noms avec des accents

```

## 10 ANNEXE VI

### 10.1 Protocole (liqueur dense) pour identifier des cryptotéphras dans les varves

Ce protocole a été réalisé et inspiré de Turney (1998). Le grand aide et l'expérience de René Rodrigue de l'INRS a permis de faciliter l'extraction des particules de tephra visées.

- 1- Choisir des intervalles de temps connus pour avoir eu des retombés volcaniques sur le site d'étude (e.g. 1362 AD) à l'aide d'un profilé en feuille de métal., Avoir une bonne fenêtre temporelle (50 années varvaires + et -1362). Exemple 1 échantillon chaque 5 cm en continu.
- 2- Mettre les échantillons dans des tubes et soumettre ces échantillons à l'acide nitrique (max 10%) avec eau distillée (e.g. : 40 ml d'eau et 4 ml de HNO<sub>3</sub>), brasser les échantillons pendant 30 min (utiliser un shaker) et les placer dans un bain d'eau à 80°C pour 3 heures afin d'enlever tout composant organique.
- 3- Placer les échantillons dans la centrifugeuse pendant 15 minutes. Lorsque le sédiment est au fond des tubes, jeter la solution acide dans un contenant prévu à cet effet.
- 4- Remplir les tubes au ¾ d'eau distillée et bien mélanger le sédiment avec l'eau. Remettre les tubes dans la centrifugeuse pour 15 min. Jeter l'eau et recommencer 3 fois pour éliminer le plus d'acide des échantillons. Si le sédiment est bien sédiménté (dans le cas d'un sédiment argileux avec bcp de cohésion), frapper à répétition (délicatement pour ne pas briser le tube) le bout du tube (à la hauteur du sédiment) avec le comptoir. Le sédiment devrait en partie décoller, et recommencer à brasser manuellement.
- 5- Deux techniques s'appliquent pour l'obtention des fractions granulométriques entre 20 et 63µm : 1) Sécher les tubes dans le lyophilisateur ou à l'étuve (voir point 6) ou; 2) à tamissage humide (voir points 7-8).
- 6- Les échantillons récoltés doivent être tamisés entre 63µm et 20µm (selon (Turney, 1998) car les tephra se concentrent dans cette fraction (il est conseillé de garder aussi >63 µm et <20µm). Un filtre en soie pour être utilisé entre la fraction 63µm et le fond. Récupérer les sédiments triés à l'aide d'un pinceau (voir ci-bas).



- 7- Lorsque l'on a affaire à un sédiment très cohésif, il est conseillé d'utiliser du hexamétaphosphate de sodium ( $\text{NaPO}_3)_6$  dans les échantillons. Mettre environ 20 ml de  $(\text{NaPO}_3)_6$  dans les tubes avec eau distillée. Faire brasser (avec un shaker) les échantillons pour ~ 24h. Par la suite, jeter la solution et remplir d'eau distillée, brasser, centrifuger et jeter. Rincer les échantillons au moins 3 fois.
- 8- Utiliser les mêmes outils (filtre de soie 20 $\mu\text{m}$  et tamis 63 $\mu\text{m}$ ) pour faire le tamisage humide.
- 9- Le filtre de soie sera certainement saturé en sédiment et l'eau pourrait ne plus s'écouler. Frottez alors le filtre. Si le tamisage <20 $\mu\text{m}$  ne fonctionne pas, rincez le filtre et le sécher avec l'air comprimé. Utiliser un tube + entonnoir avec (Figure)... Si marche pas non plus... pompe vide... Il est très important de garder toutes les fractions.
- 10- Faire une liqueur dense de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  et  $2.5 \text{ g/cm}^3$ . L'expérience montre que pour 0.5 g de sédiment, une quantité de 50 ml d'eau distillée et de liqueur dense est raisonnable. Calcul :  $50 \text{ ml} \times 2.3 \text{ g} = 115 \text{ g} + \sim 14.5 \text{ (poids du tube)} = 129.5 \text{ g}$  pour  $2.3 \text{ g/50ml}$ . Pour  $2.5 \text{ g/cm}^3 = 50 \text{ ml} \times 2.5 = 125 + \sim 14.5 \text{ (poids du tube)} = 139.5 \text{ g}$  pour  $2.5 \text{ g/50 ml}$ .
- 11- Bien homogénéiser la solution eau distillée et liqueur dense avec une barre magnétique (ci-bas).



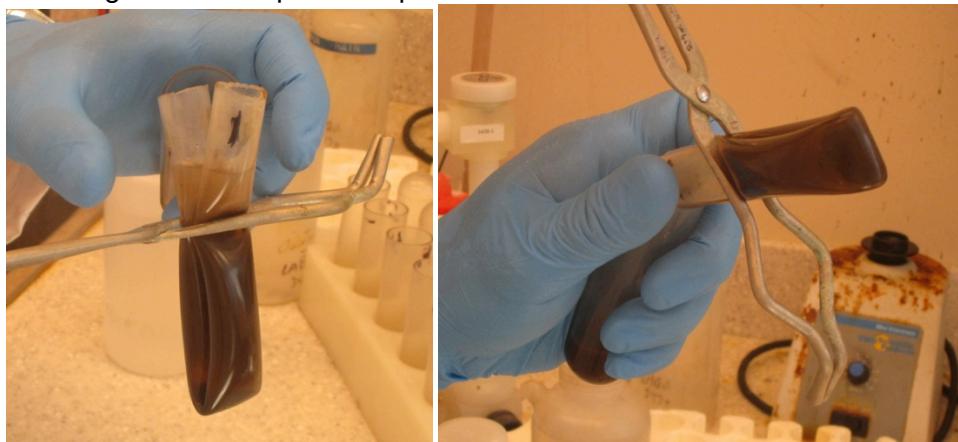
- 12- Verser le contenu de liqueur dense dans un tube (de poids ~14.5g) de 50 ml et le peser. Pour avoir un poids de 129.5. Recommencer jusqu'à atteindre le bon poids.
- 13- Avant de commencer la séparation, il est recommandé de dissoudre le plus possible les impuretés des échantillons dès le départ. Par exemple, même après digestion avec l'acide nitrique, les sédiments lacustres de Sawtooth lake semblent réagir avec la liqueur dense et produit une couleur brunâtre suite au recyclage de la liqueur dense. Pour se défaire de cette coloration, mélanger le sédiment avec de l'eau distillée et centrifuger puis enlever le surnageant. S'il n'y a pas d'amélioration (i.e. le surnageant reste limpide), ajouter de l'éthanol (ou alcool) et répéter dans la centrifugeuse jusqu'à avoir une couleur plus limpide.
- 14- Note : Il faut commencer à faire la séparation avec la liqueur dense de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  car nous allons discréder le surnageant < $2.3 \text{ g/cm}^3$ . (Ensuite, nous allons utiliser la liqueur dense à  $2.5 \text{ g/cm}^3$  et récolter le surnageant pour finalement obtenir les particules avec une densité entre  $2.3$  et  $2.5 \text{ g/cm}^3$ .)
- 15- Lorsque la liqueur dense de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  est prête, il est recommandé de la « shaker : mini-vortex» avec l'appareil du 3420 pour bien désagréger les particules avant de passer à la centrifugeuse.



- 16- Centrifuger à 2500 rpm pendant 15 min avec la liqueur dense-sédiment à  $2.3 \text{ g/cm}^3$ .  
Vérifier s'il y a deux stratifications (un au sommet et un plus dense au fond). Faire 3 fois.  
17- Verser le surnageant et le liquide de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  (sans les particules du fond bien sûr)  
dans un contenant qui servira à recycler cette liqueur dense pour de futures séparations.  
Après plusieurs séparations, le liquide dense pourra être récupéré (voir ci-bas).



- 18- Verser la liqueur dense de  $2.5 \text{ g/cm}^3$  dans le tube avec les particules  $>2.3 \text{ g/cm}^3$ .  
Ensuite verser la liqueur dense dans un tube en plastique souple transparent et plié en deux côté égaux avec la même quantité de liquide dense. Pour avoir une même quantité des deux côtés, déplier DOUCEMENT et légèrement le tube pour que le liquide s'égalise. Vérifier, en repliant le tube, si c'est bien égal et redéplier si besoin. (Avoir un nombre d'échantillons paires pour équilibrer le poids dans la centrifugeuse.)  
19- Mettre ces tubes pliés dans la centrifugeuse à 2500 rpm pendant 15 min, recommencer à centrifuger au besoin.  
20- Lorsque l'on observe bien le surnageant, pincer à l'aide de pincette l'endroit où il y a les particules  $<2.5 \text{ g/cm}^3$  et récupérer les particules avec un tube.



- 21- Récupérer la liqueur dense de  $>2.5 \text{ g/cm}^3$  dans un contenant pour utilisation future.

- 22- Lorsque tout le matériel est dans le tube, utiliser de l'eau distillée et remplir le tube à 90%. **Mettez une forte pression d'eau au départ pour bien mélanger avec la liqueur dense au fond** (emprisonnée dans les sédiments) et diminuer d'intensité au fur et à mesure du remplissage. Bien brasser.
- 23- Centrifuger le matériel de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  à  $2.5\text{g/cm}^3$  à 2500 rpm pendant 15 min, brake rate à 9. À centrifuger comme cela 3 fois. Après chaque fois, vider le contenu en eau et refaire points 17 au total 3 fois pour bien enlever la liqueur dense (**Au moins 3 rinçages sinon risque de film blanchâtre (PST) dans les lames minces**).
- 24- Mettre matériel dans un pétri ou lame mince, laisser sécher et analyse au microscope binoculaire.
- 25- Si le matériel est toujours difficile à observer (à cause de différentes granulométrie). Faire un tamisage à pompe en utilisant l'outil jaune... Mettre dans un pétri chaque fraction granulométrique et laissez sécher.
- 26- Analyse au microscope binoculaire.
- 27- Bien sûr : nettoyer les tuyaux avec une brosse et du old dutch.
- 28- Lorsque l'on désire récupérer les liqueur denses ( $2.3$  et  $2.5 \text{ g/cm}^3$ ) restants dans les bouteilles (points 12 et 16), on peut utiliser une seringue avec une petit tuyau en plastique pour récupérer la liqueur qui se situe entre le surnageant et les particules plus denses au fond.



- 22- On peut aussi utiliser un filtre et pomper le liquide, ce qui donne de bons résultats.
- 23- Entreposer chaque liqueur dense et bien écrire sur celles-ci qu'elles ont été séparées par une seringue/filtrés.