



HAL
open science

Réponses sédimentaires et moléculaires des remplissages lacustres groenlandais aux changements climatiques holocènes et à l'évolution des pratiques agropastorales

Typhaine Guillemot

► **To cite this version:**

Typhaine Guillemot. Réponses sédimentaires et moléculaires des remplissages lacustres groenlandais aux changements climatiques holocènes et à l'évolution des pratiques agropastorales. *Ecologie, Environnement*. Université de Franche-Comté, 2015. Français. NNT : 2015BESA2034 . tel-01682886

HAL Id: tel-01682886

<https://theses.hal.science/tel-01682886v1>

Submitted on 12 Jan 2018

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

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

UNIVERSITÉ DE FRANCHE-COMTÉ

ECOLE DOCTORALE ENVIRONNEMENT-SANTÉ

Laboratoire Chrono-environnement UMR CNRS 6249

THÈSE présentée par :

Typhaine GUILLEMOT

Soutenue le : 04/12/2015

Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Franche-Comté**

Discipline/Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Environnement**

**Réponses sédimentaires et moléculaires
des remplissages lacustres groenlandais
aux changements climatiques holocènes et à
l'évolution des pratiques agropastorales**

THÈSE dirigée par :

Vincent BICHET
Hervé RICHARD

Maître de conférences, Université de Franche-Comté
Directeur de recherches, CNRS, Université de Franche-Comté

RAPPORTEURS :

Christian Di-GIOVANNI
Pierre FRANCUS

Professeur des Universités, Université d'Orléans
Professeur des Universités, INRS de Québec

EXAMINATEURS :

Dominique MARGUERIE
Martine REGERT

Directeur de recherche, CReAAH UMR CNRS 6566, Université de Rennes.
Directrice de recherche, CEPAM UMR CNRS 7264, Université de Nice.



Ce travail de thèse a bénéficié du soutien financier
de l'Agence National de la Recherche

Programme ANR CEPS Green Greenland

Table des matières

A- Introduction.....	p15
I. Cadre de la thèse.....	p17
II. Objectifs principaux.....	p17
III. Démarche adoptée.....	p19
B- Contexte climatique.....	p21
I. Conséquences du réchauffement climatique en zone arctique.....	p23
II. Evolution climatique de l'Atlantique Nord.....	p24
1. Sur l'Holocène.....	p24
2. À l'échelle temporelle du dernier siècle.....	p27
III. Les forçages climatiques naturels.....	p27
1. Les paramètres astronomiques.....	p27
2. L'activité solaire.....	p28
3. Les paramètres de couplage atmosphère/océan.....	p31
4. Le volcanisme.....	p33
IV. Forçages anthropiques.....	p35
V. La particularité de la région du sud du Groenland.....	p36
C- Contexte historique.....	p37
I. Les cultures paléo-eskimos (<i>ca.</i> 2500 BC - 250 BC).....	p39
II. L'établissement viking au Groenland (986 AD - <i>ca.</i> 1450 AD).....	p40
1. La colonisation.....	p40
2. Le fonctionnement de la colonie.....	p42
3. L'abandon de la colonie.....	p49
III. La culture néo-Eskimos (<i>ca.</i> AD 1100 – aujourd'hui).....	p50
IV. L'occupation du dernier siècle.....	p51
D- Partie I : Évolution et réponses environnementales des activités agropastorales médiévales et actuelles sur les écosystèmes du sud du Groenland à partir d'une approche moléculaire.....	p53
I. Objectifs et démarche de la partie I.....	p55
II. Présentation et choix du site d'étude.....	p55
III. Matériels et méthodes.....	p59
1. Missions de terrain.....	p59
a) Relevés bathymétriques.....	p59
b) Carottages lacustres.....	p59
2. Corrélations chronologiques entre les séquences d'Igaliku.....	p60

c) Conclusion.....	p99
d) Acknowledgments.....	p100
e) References.....	p100

E- Partie II : Enregistrements sédimentaires et impacts des grands changements climatiques de la fin de l'Holocène sur les civilisations du sud du Groenlandp105

I. Objectifs et démarche de la partie II.....	p107
II. Présentation et choix des sites d'étude.....	p108
1. Le lac de Qallimiut.....	p109
2. Le lac de Little Kangerluluup.....	p112
III. Matériels et méthodes.....	p114
1. Mission de terrain.....	p114
a) Carottages lacustres et relevés bathymétriques.....	p114
2. Les analyses en laboratoire.....	p114
a) Les analyses continues à haute résolution.....	p114
<i>La photographie des séquences.....</i>	p115
<i>Imagerie de type Scopix.....</i>	p115
<i>La susceptibilité magnétique.....</i>	p115
<i>La fluorescence des rayons X.....</i>	p116
b) Les analyses de type discrètes.....	p116
<i>L'échantillonnage des séquences lacustres.....</i>	p117
<i>Les analyses granulométriques.....</i>	p117
<i>La diffraction des rayons X.....</i>	p118
<i>Les analyses élémentaires (carbone, azote, soufre).....</i>	p118
<i>Les analyses de pétrographies organiques quantitatives.....</i>	p119
c) Méthodes de datations.....	p120
<i>Le radiocarbone (¹⁴C).....</i>	p120
<i>Les isotopes ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs.....</i>	p121
IV. Chapitre ① : Caractérisation sédimentaire des dépôts instantanés.....	p123
1. Dépôts instantanés de type « crue ».....	p124
2. Dépôts instantanés de type « glissements en masse sub-aquatiques ».....	p126
V. Chapitre ② : Impacts de la variabilité climatique Holocène sur des séquences lacustres du sud-ouest du Groenland et les sociétés humaines locales.....	p127
1. Abstract.....	p127
2. Introduction.....	p128
3. Setting.....	p129
a) Localization and climate.....	p129
b) The Qallimiut lake system.....	p129
c) The Little Kangerluluup lake system.....	p130
d) Archaeological context.....	p130
4. Materials and methods.....	p132
a) Fieldwork.....	p132
b) Non-destructive laboratory analyses.....	p132
c) Destructive analyses.....	p132
d) Core chronology.....	p133
5. Results.....	p136
a) Chronology.....	p136
<i>Lake Qallimiut.....</i>	p136
<i>Lake Little Kangerluluup.....</i>	p136
b) Lithology, physical and chemical properties of the laminated facies.....	p136
<i>Lake Qallimiut.....</i>	p136
<i>Lake Little Kangerluluup.....</i>	p139

6. Discussion.....	p141
a) Sedimentary events (SEs).....	p141
b) Flood frequencies at Late Holocene.....	p142
c) High-resolution flood frequency during the last 1000 years.....	p146
d) Climatic influences on Human settlements.....	p148
7. Conclusion.....	p149
8. Acknowledgments.....	p150
9. References.....	p150
F- Discussion générale.....	p155
I. Les interactions Homme/Environnement au Groenland.....	p157
1. Identification des grandes périodes anthropiques.....	p157
2. Impacts de l'Homme sur les environnements groenlandais.....	p161
a) À la période médiévale.....	p161
b) À la période actuelle.....	p162
II. Les interactions Climat/Homme au Groenland.....	p163
G- Conclusion et perspectives.....	p167
H- Références.....	p173
I- Annexes.....	p191
I. Liste des publications.....	p193
1. Publications acceptées dans des revues internationales à comité de lecture...	p193
2. Publications soumises dans des revues internationales à comité de lecture....	p193
3. Actes de colloques, chapitres d'ouvrage dans des revues nationales à comité de lecture.....	p193
II. Liste des communications.....	p194
1. Conférences internationales à comité de lecture.....	p194
2. Conférences nationales à comité de lecture.....	p194
3. Conférence sans comité de lecture.....	p195
III. Liste des formations mutualisées.....	p196
IV. Liste d'activités pédagogiques et de vulgarisations.....	p196
V. Chapitre d'ouvrage issus de colloque ArchéoPal.....	p197
VI. Données analytiques du lac d'Igaliku.....	p210
1. Données de la thèse de Charly Massa utilisées pour les analyses moléculaires.p	210
2. Inventaires des <i>n</i> -alcanes trouvés dans la séquence d'Igaliku.....	p211
3. Suite de l'inventaire moléculaire de la séquence d'Igaliku.....	p212
VII. Données sédimentaires de la séquence de Qallimiut.....	p213
1. Données géophysiques, géochimiques et élémentaires.....	p213
2. Données granulométriques.....	p217
VIII. Données sédimentaires de la séquence de Little Kangerluluup.....	p219
1. Données géophysiques, géochimiques et élémentaires.....	p219
2. Données granulométriques.....	p224

Liste des figures

- Figure 1** : Carte climatique et historique du sud-ouest du Groenland d'après Cappelen et al. (2010) et Madsen et al. (2014).....**p18**
- Figure 2** : A-Tendance linéaire de la moyenne des températures atmosphériques de surface de novembre à avril pour la période 1951-2015. B-Même tendance, moyennée en fonction de la latitude.....**p23**
- Figure 3** : A- Variations des températures groenlandaises sur l'Holocène (Vinther et al., 2009). B- Zoom sur le dernier siècle (en noir ; Vinther et al., 2006) et modélisation des températures groenlandaises sur le prochain siècle (en rouge ; (Masson-Delmotte et al., 2012).....**p26**
- Figure 4** : Mise en parallèle de la courbe d'irradiance solaire sur la dernière moitié de l'Holocène (Steinhilber et al., 2009) et du ¹⁴C résiduel d'après (Stuiver et al., 1998).....**p29**
- Figure 5** : Schéma représentant les forçages cosmiques et solaires d'après Van Geel et al. (1999)...**p30**
- Figure 6** : Représentation des circulations atmosphériques. A- NAO en phase positive. B- NAO en phase négative.....**p32**
- Figure 7** : Concentrations des gaz à effet de serre d'après Meehl et al. (2007).....**p35**
- Figure 8** : Circulations océaniques en Atlantique nord (Bond et al., 1997).....**p36**
- Figure 9** : Frise de l'occupation humaine groenlandaise d'après Weidick et Bennike (2007)..... **p39**
- Figure 10** : Carte illustrant les différentes vagues de migrations des Vikings entre le VII^{ème} et le IX^{ème} siècle modifiée, d'après Massa et al. (2010).....**p41**
- Figure 11** : Carte de localisation des trois établissements vikings modifiée d'après Arneborg et al. (2012b). A- Carte du Groenland. B- Zoom sur le sud-ouest du Groenland.....**p43**
- Figure 12** : Carte de l'implantation des sites vikings de l'établissement oriental, modifiée d'après Madsen et al. (2014).....**p44**
- Figure 13** : A- Carte recensant les différents sites d'Igaliku modifiée d'après Krogh (1967) et Arneborg (2007). B- Photographie des vestiges de la cathédrale (n°1). C- Photographie de l'enclos n°39. D- Photographie de l'étable n°24.....**p45**
- Figure 14** : Etudes archéozoologiques du site E29 et GUS compilées par ordre chronologique dans la thèse de Madsen, (2014), d'après McGovern, (1983), McGovern et al. (1996), Enghoff, 2003 et Edvardsson et al. (2007).....**p46**

- Figure 15** : Synthèse des résultats principaux obtenus par Massa et al., (2012a). A- Reconstruction du taux de sédimentation, de l'état trophique du lac et de la végétation à partir des travaux paléolimnologiques réalisés sur la séquence d'Igaliku. B- Reconstruction du $\delta^{18}\text{O}$ d'hiver de Dye-3 d'après Vinther et al. (2010), des anomalies de températures arctiques d'après Kaufman et al. (2009) et de la proportion relative d'os de mammifères terrestres et marins retrouvés dans le site viking Ø29a mise en parallèle avec le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur des squelettes vikings, d'après le travail de Arneborg et al. (1999) et Dugmore et al. (2009).....**p48**
- Figure 156** : A- Vestige d'une ancienne habitation Thulé constituée d'os de baleine d'après Douglas et al. (2014). B- Vue aérienne du site étudié par Douglas et al. (2014).....**p50**
- Figure 16** : Evolution du nombre de moutons présents au sud du Groenland de 1925 à 2008.....**p52**
- Figure 17** : Synthèse des caractéristiques du bassin versant du lac d'Igaliku, de son système lacustre et de son remplissage lacustre.....**p57**
- Figure 18** : Schéma récapitulatif de la séparation des composés lipidiques.....**p63**
- Figure 19** : Schéma du fonctionnement de la CG-MS d'après Fourmont (2000).....**p65**
- Figure 20** : A- Chromatogramme et spectromètre de masse du standard injecté. B- Chromatogramme et spectromètre de masse d'hydrocarbures aromatiques détectés dans la 2^{ème} fraction des neutres.....**p66**
- Figure 22** : Inventaire moléculaire des 5 β -stanols et des acides biliaires présents dans les déjections d'Hommes et des espèces domestiques les plus présentes dans les sites archéologiques européens.....**p68**
- Figure 23** : A- Détails de la dégradation du Cp en epiCp d'après Bull et al. (2002). B- Détail de la dégradation de C en DOC d'après Bull et al. (2002). C- Evolution des rapports Cp/epiCp et DOC/C dans un échantillon frais et dans les latrines du site archéologique d'Orléans pour estimer la stabilité des marqueurs fécaux dans le temps.....**p70**
- Figure 24** : Localization of Lake Igaliku: (a) Map of Greenland. (b) Focus on the region around the lake including paths, buildings, actual hay fields and the archaeological site of Gardar. (c) Bathymetry of Lake Igaliku and core lga-2011 localization.....**p73**
- Figure 25** : Age-depth model for lga-2007 and correlation between lga-2007 and lga-2011 cores. (a) The age-depth model is based on ^{14}C , ^{210}Pb and ^{137}Cs data, according to Massa et al. (2012). (b) Correlation is based on magnetic susceptibility data.....**p74**
- Figure 26** : Evolution of DOC and coprophilous fungal spores flux through the last 2 kyr in sediments from Lake Igaliku.....**p76**
- Figure 27** : Localization of Lake Igaliku. A- Map of Greenland. B- Map of the catchment of Lake Igaliku. C- Bathymetry of Lake Igaliku and localization of the coring.....**p83**

Figure 28 : A- Age-depth model of Iga-2007 according to Massa et al., (2012). B- Correlations between Iga-2007 and Iga-2011 based on magnetic susceptibility data and a radiocarbon date made in Iga-2011.....	p85
Figure 29 : Evolution of molecular biomarker fluxes classed by polarity.....	p88
Figure 30 : Evolution of molecular, NPP, palynological, geochemical and biological biomarkers over the last two millennia. A- Archaeological and climatic phases. B- Fecal biomarkers. C- Vegetation biomarkers. D- Erosion markers. E- Water trophic changes biomarkers.....	p93
Figure 31 : Principal components analysis performed on molecular data.....	p95
Figure 32 : Evolution of molecular, NPP, palynological, geochemical and biological biomarkers over the last century. A- Total sheep population. B- Fecal biomarkers. C- Vegetation biomarkers. D- Erosion markers. E- Water trophic changes biomarkers.....	p96
Figure 33 : Localisation des trois sites d'études. A- Enregistrement météorologique de Narsarsuaq sur la période 1961-2013 d'après Cappelen et al. (2014). B- Enregistrement météorologique de Qasqortoq sur la période 1961-2013 d'après Cappelen et al. (2014). C- Illustration du gradient climatique du sud du Groenland.....	p108
Figure 34 : Caractérisations du bassin versant et du système lacustre du lac de Qallimiut.....	p110
Figure 35 : Localisation et caractérisation de l'ensemble des sites vikings de l'établissement oriental d'après Madsen et al. (2014).....	p111
Figure 36 : Caractérisations du bassin versant et du système lacustre du lac Little Kangerluluup...	p113
Figure 37 : Microphotographies en lumière transmise des particules organiques. A- rAP (particules amorphes rougeâtres) et LCF (débris ligno-cellulosique). B- gAP (particules amorphes grisâtres).....	p119
Figure 38 : Chaîne de désintégration de l' ²³⁸ U.....	p121
Figure 39 : Dynamique des apports et des processus de dépôts dans les milieux lacustres d'après Sturm et Matter (1978).....	p123
Figure 40 : Illustration des deux types de courants engendrés par un évènement de type « crue ».....	p125
Figure 41 : Localization of Lake Qallimiut and Little Kangerluluup. A) Map of Greenland. B) Map of South Greenland. C) Catchments outlines.....	p131
Figure 42 : Age-depth models based on radiocarbon dates. A) Lake Qallimiut age-depth model. B) Lake Little Kangerluluup age-depth model.....	p134
Figure 43 : A- X-radiographs and log representing the Lake Qallimiut core associated to magnetic susceptibility, γ -density, XRF, grain size, TOC and TOC/TN ratio measurements. B- The frame	

contains photographs of the thin section in plane polarized light and the piechart shows the composition of the OM.....p138

Figure 44 : A- X-radiographs and log representing the Lake Little Kangerluluup core associated to magnetic susceptibility, γ -density, XRF, grain size, TOC and TOC/TN ratio measurements. B- The frame contains photographs of the thin section in plane polarized light and the piechart shows the composition of the OM in pies.....p140

Figure 45 : Flood frequencies in a time step of 30 yr are compared to solar irradiance (Bard et al., 2000), ice accumulation rate (Andersen et al., 2006), Arctic temperature anomalies (McKay and Kaufman, 2014), PCA score of the Igaliku chironomid samples (Millet et al., 2014) and the number of radiocarbon dates realized in local archaeological sites (Arneborg, 2007; Arneborg et al., 2012; Edvardsson et al., 2007; Madsen et al., 2009) during the last 1000 years.....p143

Figure 46 : Flood frequencies in a time step of 30 yr are compared to solar irradiance (Steinilber et al., 2009), west Greenland lake water temperatures (D'Andrea et al., 2011), global glacier advances (Briner et al., 2011, 2009; Kelly et al., 2008; Larsen et al., 2011; Winsor et al., 2014), the main rapid climate changes (Mayewski et al., 2004) and periods of Human occupations (Dugmore et al., 2009; Gulløv, 2004; Jones, 1986; Meldgaard, 2004) during the second half of the Holocene.....p147

Figure 47 : Inventaires archéozoologiques réalisés sur trois sites vikings de l'établissement oriental, classés par ordre chronologique d'après McGovern (1983) ; Edvardsson et al. (2007) ; Madsen et al. (2015).....p159

Figure 48 : Illustration de l'abandon progressif des pratiques agropastorales vikings au profit des pratiques de chasse et de pêche. A- Contextes. B- Courbe de paléotempératures d'après McKay et Kaufman, 2014. C- Flux du DOC. D- Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées sur des ossements humains Vikings et corrélées à une fraction de ressources alimentaires d'origine marine d'après Arneborg et al. (1999 ; 2012a et b).....p165

Liste des tableaux

- Tableau 1** : Paramètres techniques de la chromatographie gazeuse couplée à un spectromètre de masse (CG-SM).....**p64**
- Table 2** : Radiocarbon dates made on terrestrial remains and the age calibrations obtained from a linear model, using R program and the calibration curve of IntCal13 (Reimer, 2013). A) Radiocarbon dates on Lake Qallimiut core. B) Radiocarbon dates on Lake Little Kangerluluup core.....**p135**
- Table 3** : Depth, thickness and age of the flood deposits. A) Lake Qallimiut flood deposits description. B) Lake Little Kangerluluup flood deposits description.....**p144-145**

A- Introduction



Vue aérienne de la vallée glaciaire située en face de Narsarsuaq. Cliché : T. Guillemot

I. Cadre de la thèse

Cette thèse intitulée « *Réponses sédimentaires et moléculaires des remplissages lacustres groenlandais aux changements climatiques holocènes et à l'évolution des pratiques agropastorales* » s'inscrit dans le cadre de l'ANR CEPS « *Green Greenland* ». Ce projet pluridisciplinaire, associant paléo-environnementalistes, archéologues, physiciens du climat, géographes et sociologues, a pour but de comprendre les facteurs responsables de la variabilité climatique groenlandaise à grande échelle pour replacer le réchauffement actuel dans son histoire climatique et observer les réponses anthropiques à ces changements (i.e. stratégies d'adaptation ou abandon).

Au préalable de cette ANR, la thèse de Charly Massa, s'inscrivant dans le programme de recherche « ULTIMAGRI » (Impacts environnemental de l'agropastoralisme médiéval au Groenland, UMR 6249, Chrono-environnement), a permis de mieux comprendre les mécanismes d'interactions des forçages climatiques et anthropiques sur la dynamique sédimentaire et de préciser les connaissances de l'histoire du peuplement médiéval scandinave du sud-ouest du Groenland. Soutenue en 2012 et intitulée « *Variabilité climatique holocène et impacts anthropiques historiques en zone subarctique* », ce travail a démontré le réel potentiel d'une approche paléolimnologique pour reconstruire, à haute résolution temporelle, l'histoire paléo-environnementale holocène en retraçant notamment les réponses écosystémiques associées aux pratiques agropastorales médiévales et actuelles du sud-ouest du Groenland.

II. Objectifs principaux

En utilisant une approche sédimentaire multi-paramètre couplée à des données palynologiques et biologiques, la thèse de Charly Massa a montré le potentiel de la séquence d'Igaliku pour reconstruire à haute résolution les modifications environnementales liées aux changements climatiques sur l'Holocène et aux activités anthropiques sur le dernier millénaire. Elle a cependant laissé certaines interrogations concernant les dynamiques agropastorales passées et la variabilité climatique des derniers millénaires, masquée par une sédimentation principalement contrôlée par les activités anthropiques du bassin versant.

Dans la complémentarité de cette précédente thèse, ce manuscrit aura pour objectif premier d'explorer l'intérêt des biomarqueurs moléculaires pour définir et caractériser, à haute résolution temporelle, les pratiques agropastorales groenlandaises et leurs impacts sur les écosystèmes. Pour cela, un inventaire moléculaire complet de la fraction lipidique contenue dans la matière organique du sédiment a été réalisé sur la séquence sédimentaire du lac d'Igaliku, préalablement bien datée et caractérisée (Gauthier et al., 2010 ; Massa et al., 2012a et b ; Perren et al., 2012).

Le deuxième objectif sera de tester le potentiel de d'autres séquences lacustres pour reconstruire la variabilité climatique de la seconde moitié de l'Holocène et mieux comprendre l'influence des grands changements climatiques sur l'occupation humaine du Groenland. Pour cela, une approche sédimentaire multi-paramètre sera réalisée sur deux autres systèmes lacustres, le lac de Qallimiut et de Little Kangerluluup, localisés le long d'un gradient de proximité à la mer (Figure 1). Alimentés par des tributaires majeurs contrairement au lac Igaliku et dans un contexte moins anthropisé, ce sont potentiellement des sites influencés par la variabilité hydrologique régionale donc climatique.

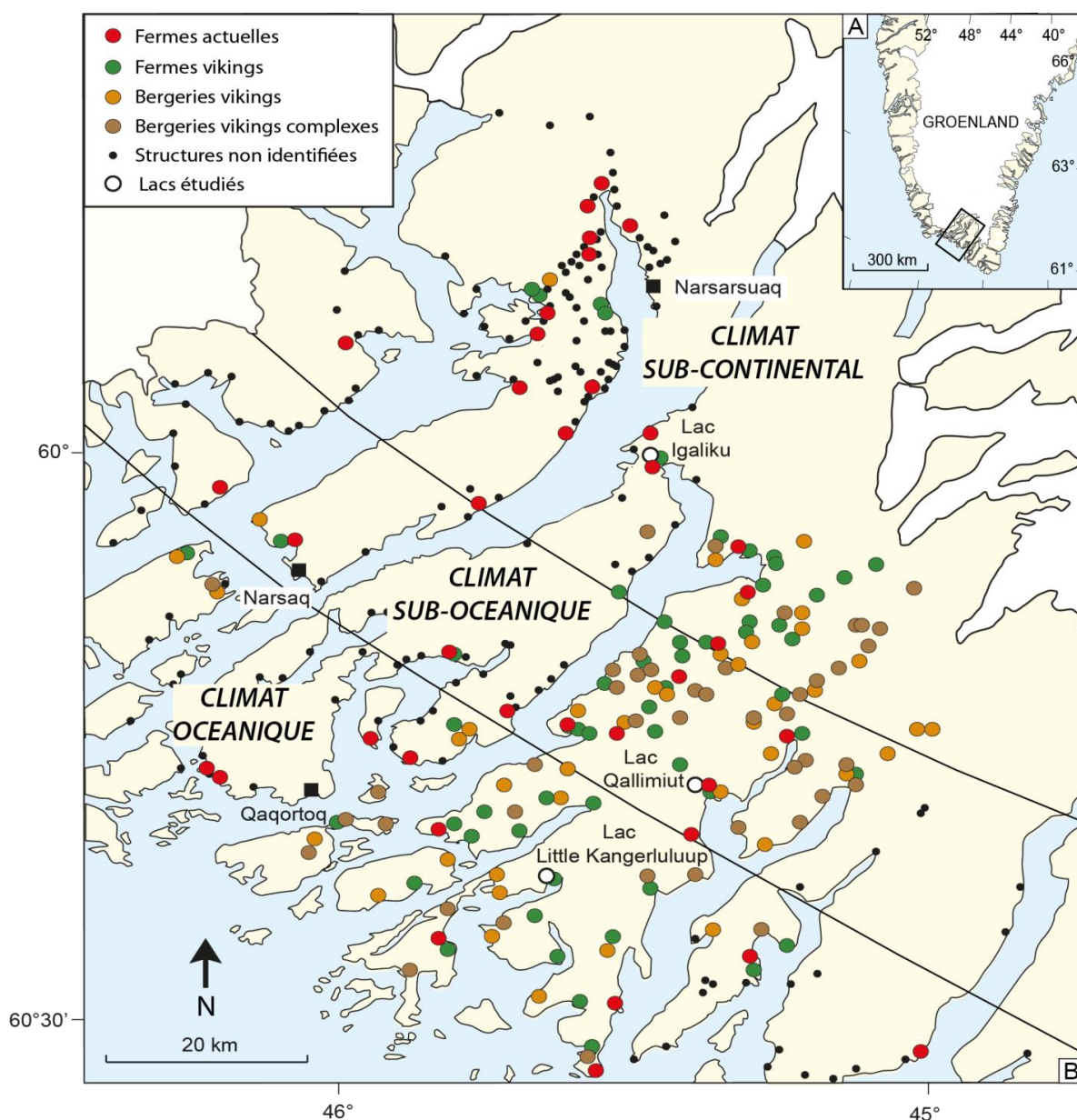


Figure 1 : Carte climatique et historique du sud-ouest du Groenland d'après Cappelen et al. (2010) et Madsen et al. (2014).

III. Démarche adoptée

Pour répondre à ces deux objectifs principaux, cette thèse est organisée sous la forme de deux parties distinctes avec des approches et méthodologies différentes.

La première partie, intitulée « *Évolution et réponses environnementales des activités agropastorales médiévales et actuelles sur les écosystèmes groenlandais* » se focalise sur le site du lac d'Igaliku et se base exclusivement sur une approche moléculaire inédite. Elle est constituée en tout de trois chapitres. Le premier, écrit en français, fera l'objet dans les prochains mois d'un article en co-auteur ciblant la revue « *Journal of Archaeological Sciences* ». Il a pour principal objectif de montrer l'intérêt des marqueurs fécaux (acides biliaires et 5 β -stanols) en tant que biomarqueurs moléculaires pour tracer, de manière univoque et sur une longue période de temps, la présence de l'Homme et d'animaux domestiques et réussir à les distinguer. Un inventaire moléculaire complet des marqueurs fécaux a donc été réalisé sur des déjections actuelles pour mettre en évidence la spécificité de ces composés, ciblant ces différentes sources avec précision. La préservation de ces biomarqueurs a également été abordée au sein de ce chapitre puis testée sur différents types d'archives continentales. Une fois que l'intérêt des biomarqueurs fécaux en termes de spécificité et de préservation a été prouvé pour caractériser les pratiques agropastorales actuelles et passées, un deuxième chapitre, sous la forme d'une note actuellement sous presse dans la revue « *Organic Geochemistry* », fait l'inventaire complet de ces biomarqueurs le long de la séquence sédimentaire d'Igaliku pour y aborder les dynamiques agropastorales se succédant sur les deux derniers millénaires. Pour conclure cette première partie focalisée sur les pratiques agropastorales du sud-ouest du Groenland, un dernier chapitre, sous la forme d'un article actuellement accepté dans la revue « *The Holocene* », fait l'inventaire des biomarqueurs moléculaires de végétation, d'érosion et d'eutrophisation des lacs et les confronte aux données palynologiques, sédimentaires et biologiques préalablement acquises sur la séquence d'Igaliku, afin d'évaluer les réponses environnementales associées aux pratiques agropastorales locales. La deuxième partie de ce manuscrit, intitulée « *Enregistrements sédimentaires et impacts des grands changements climatiques sur les civilisations du sud du Groenland* » se focalise sur les lacs de Qallimiut et de Little Kangerluluup pour définir à plus haute résolution spatiale et temporelle les grands changements climatiques holocènes et mieux comprendre les mécanismes d'interactions Homme/Climat au sud du Groenland à partir d'une approche sédimentaire multi-paramètre « classique ». Cette deuxième partie est constituée de deux chapitres. Le premier, écrit en français, présente une rapide synthèse de la caractérisation sédimentaire des dépôts instantanés d'origines diverses, pouvant perturber la sédimentation lacustre. Le deuxième, sous la forme d'un article actuellement en révision pour la revue « *Climate of the Past* », met en évidence, à travers l'enregistrement sédimentaire de niveaux de crues, des épisodes globaux de changements climatiques rapides holocènes.

Les principaux résultats de ces deux parties seront ensuite réunis au sein d'une discussion générale dans le but de caractériser les différents mécanismes d'interactions Homme/Environnement/Climat à l'échelle régionale de trois lacs groenlandais. Enfin, une conclusion générale résumera les apports scientifiques de cette thèse aux connaissances climatiques et archéologiques du sud du Groenland tout en y abordant des futurs développements nécessaires à une meilleure compréhension des interactions Homme/Climat/Environnement en zone arctique.

B- Contexte climatique



Coucher de soleil sur la calotte groenlandaise. Cliché : V. Bichet

I. Conséquences du réchauffement climatique en zone arctique

Le dernier siècle est marqué par une perturbation climatique majeure et sans précédent. Caractérisée par une augmentation drastique des gaz à effet de serre et des températures atmosphériques, celle-ci est particulièrement intense au niveau de la zone arctique en raison du phénomène d'amplification arctique (Figure 2 ; Chylek et al., 2009 ; Kaufman et al., 2009 ; Overpeck et al., 1997 ; Serreze et Barry, 2011 ; Miller et al., 2012 ; PAGES 2k Consortium, 2013). Pour la première fois décrit par Arrhenius en 1896, l'amplification arctique est égale au rapport des températures arctiques sur les températures mondiales. Elle est tout particulièrement associée au phénomène d'albédo, défini par une réduction des surfaces englacées très réfléchissantes et la mise à nu de terres ou de mers très tôt au printemps, absorbant l'énergie solaire et amplifiant ainsi le phénomène de réchauffement initial (Serreze et Barry, 2011).

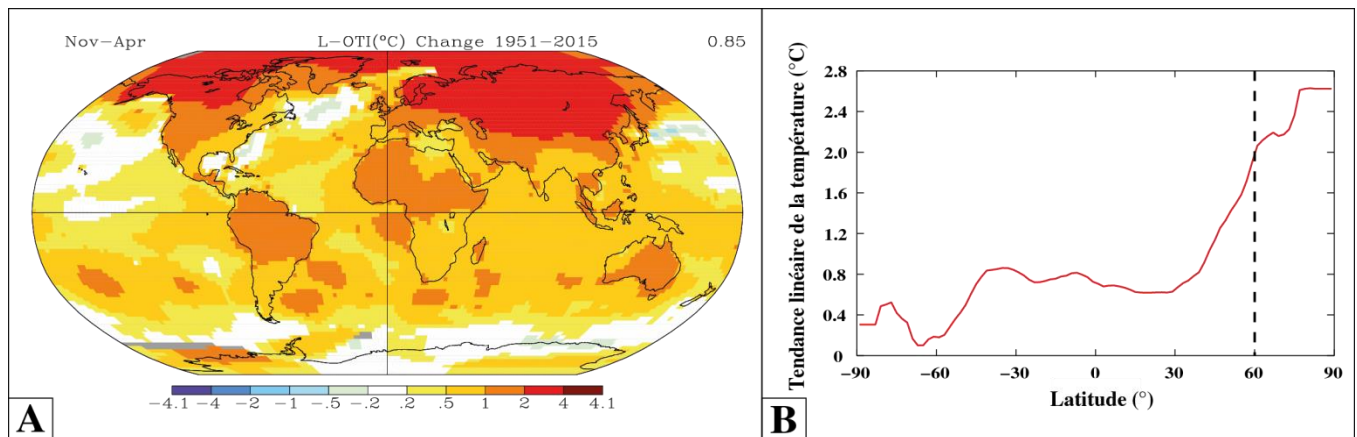


Figure 2 : A-Tendance linéaire de la moyenne des températures atmosphériques de surface de novembre à avril pour la période 1951-2015. B-Même tendance, moyennée en fonction de la latitude (NASA GISS, <http://data.giss.nasa.gov/gistemps/>).

Ce réchauffement climatique, particulièrement intense en Arctique, implique donc de nombreuses conséquences environnementales et socio-économiques comme le retrait des glaciers, responsable d'une augmentation du niveau des océans (Overpeck et al., 1997 ; Lemke et al., 2007 ; Gardner et al., 2011), et la fonte de la glace de mer. Cet important apport d'eau douce et froide dans les océans peut, en plus, engendrer un ralentissement de la circulation thermohaline et avoir un impact global sur le climat en retour (Clark et al., 2002). En réponse à ce réchauffement, une altération globale des écosystèmes arctiques terrestres et marins est également observée (Overpeck et al., 1997 ; Post et al., 2009). L'augmentation des températures engendre une augmentation de la saison végétative (Post et al., 2009 ; Bhatt et al., 2010) mais également le retrait progressif de la calotte glaciaire, favorisant le développement de certaines espèces au profit d'autres (Tyler, 1991 ; Danby et Hik, 2007 ; Laidre et al., 2008 ; Post et al., 2009). D'un point de vue socio-économique, le réchauffement climatique, et plus particulièrement la disponibilité de nouvelles terres, peut présenter certains avantages comme le développement des activités minières (Schönenberger et al.,

2008 ; Nuttall, 2009 ; Kolb et al., 2013) et agropastorales qui s'étendent sur des surfaces de plus en plus importantes, en réponse au retrait de la calotte glaciaire et cela, tout particulièrement au sud du Groenland (Austrheim et al., 2008).

Mieux comprendre les causes et les conséquences de ce réchauffement climatique sur les écosystèmes arctiques, plus fragiles aux changements climatiques, est aujourd'hui un enjeu sociétal majeur, nécessitant la compréhension des variations climatiques passées et de leurs forçages associés afin de les modéliser dans un futur proche.

II. Evolution climatique de l'Atlantique Nord

1. Sur l'Holocène

L'amélioration de la résolution spatiale et temporelle des changements climatiques sur l'Holocène est nécessaire pour une meilleure compréhension des mécanismes de forçages et de rétroactions climatiques expliquant en partie le réchauffement actuel observé. Cette période interglaciaire actuelle, nommée Holocène, est la plus récente des unités géologiques et couvre la période de temps de 11.7 ka à aujourd'hui. Ce terme, signifiant « Récent », a été utilisé pour la première fois par Gervais en 1867 pour référer à l'épisode chaud débutant à la fin de la dernière période glaciaire (le Würm) et pour remplacer le terme de « Postglaciaire » utilisé par l'ensemble de la communauté scientifique (Walker et al., 2012).

Malgré son apparente stabilité vis-à-vis des périodes climatiques extérieures, l'Holocène est ponctué de nombreuses variations climatiques. En tout, dix épisodes majeurs ont été recensés en Atlantique Nord (Figure 3 ; Gillett et al., 2008) :

1. l'oscillation pré-boréale de 9400-9150 BC (11 350 - 11 100 cal. BP), globalement plus froide, est définie par Björck et al. (1997) et caractérisée par des phases de hauts niveaux lacustres, (Magny, 2013, 2004) ;
2. l'oscillation boréale autour de 8350 BC (10 300 cal. BP) qui, comme l'oscillation pré-boréale, se caractérise par un épisode globalement plus froid (Björck et al., 2001) durant lequel les lacs européens ont des niveaux sensiblement plus élevés (Magny, 2004, 2013) ;
3. la transition début/milieu de l'Holocène définit par Walker et al. (2012) autour de 6250 BC et communément appelé « évènement à 8.2 ka cal. BP ». Il s'agit d'un épisode climatique majeure de l'Holocène, relativement court et froid, enregistré dans les carottes de glace groenlandaises (Alley et al., 1997) et expliqué par un épisode volcanique majeur (Rasmussen et al., 2006) couplé à un apport massif d'eau douce dans la mer du Labrador, perturbant la circulation thermohaline (Barber et al., 1999);
4. la transition Hypsithermal/Néoglaciale, située entre ca. 4050 et 3050 BC (6000-5000 cal. BP), caractérisée par des avancées glaciaires, une diminution de 1.5°C au Groenland (Dahl-Jensen et al., 1998), des débâcles glaciaires en Arctique (Bond et al., 1997) et des phases de hauts niveaux lacustres en Europe (Magny, 2004, 2013) ;

5. la transition milieu/fin de l'Holocène, défini par [Walker et al. \(2012\)](#) et datée aux alentours de 2250 BC (4200 cal. BP). Celle-ci correspond à un épisode globalement plus froid ([Bond et al., 1997](#)) durant lequel des phases de hauts niveaux lacustres sont enregistrées en Europe ([Magny, 2004, 2013](#)) ;
6. la transition Sub-boréal/Sub-atlantique, mis en évidence par [Van Geel et al. \(1996\)](#) autour de 700 BC (2650 cal. BP), préférentiellement dans la zone nord-Atlantique ([Magny et al., 2009](#)). Il s'agit du passage d'un climat plutôt chaud et sec à un climat globalement froid et humide ([Van Geel et al., 1996](#) ; [Martin-Puertas et al., 2012](#)), caractérisé par des avancées et des débâcles glaciaires ([Bond et al., 1997](#) ; [Holzhauser et al., 2005](#)) et des phases de hauts niveaux lacustres ([Magny, 2004, 2013](#)) ;
7. l'Optimum Climatique Romain (OCR), situé entre *ca.* 100 BC et *ca.* 300 AD, défini par une augmentation globale des températures ([Sicre et al., 2008](#) ; [Büntgen et al., 2011](#)) ;
8. les Dark-Ages (DA) de *ca.* 300 AD à *ca.* 900 AD, qui correspondent à une période froide et humide ([Büntgen et al., 2011](#)) associée à des avancées glaciaires ([Holzhauser et al., 2005](#)) et à des phases de hauts niveaux lacustres ([Magny, 2004, 2013](#)). Par comparaison aux autres grandes phases de changements climatiques, cet épisode semble être celui qui impacte le moins les écosystèmes à l'échelle globale ([Mayewski et al., 2004](#)) ;
9. l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) daté entre *ca.* 900 AD à *ca.* 1250 AD, comparable à l'Optimum Climatique Romain (OCR), c'est-à-dire caractérisé par une période globalement plus chaude ([Sicre et al., 2008](#) ; [Büntgen et al., 2011](#)) ;
10. le Petit Âge Glaciaire (PAG), situé entre *ca.* 1350 AD et *ca.* 1900 AD, considéré comme le changement climatique le plus rapide et intense observé sur l'ensemble de l'Holocène ([O'Brien et al., 1995](#)). A l'échelle globale, il s'agit d'un épisode plus froid et humide, caractérisé par de fortes avancées glaciaires ([Holzhauser et al., 2005](#) ; [Briner et al., 2009](#) ; [Larsen et al., 2011](#) ; [Winsor et al., 2014](#)), débâcles glaciaires ([Bond et al., 1997](#)) et hauts niveaux lacustres ([Magny, 2004, 2013](#)).

Sur la fin de l'Holocène, la fréquence des grands épisodes climatiques augmente nettement ([Figure 3](#)) en réponse à de nombreux types de forçages naturels ([Magny et al., 2004](#) ; [Mayewski et al., 2004](#) ; [Holzhauser et al., 2005](#) ; [Magny, 2010](#)). Certains de ces épisodes, séparés par des cycles de 1500 ans ([Bond et al., 2001](#)), sont définis par [Mayewski et al. \(2004\)](#) comme étant des changements climatiques rapides (RCC). C'est notamment le cas de la transition début/milieu de l'Holocène à *ca.* 6250 BC, de la transition Hypsithermal/Néoglaaciaire entre *ca.* 4050 et 3050 BC, de la transition milieu/fin de l'Holocène à *ca.* 2250 BC, de la transition Sub-boréal/Sub-atlantique à *ca.* 700 BC, des Dark-Ages entre *ca.* 300 AD et *ca.* 900 AD et du PAG entre *ca.* 1350 AD et *ca.* 1900 AD. Sur la deuxième moitié de l'Holocène, la fréquence des variations climatiques est nettement plus importante. Dans le but de caractériser les mécanismes de forçages responsables des variations climatiques holocènes, se focaliser sur cette période de temps précise s'est donc avéré être le choix le plus judicieux.

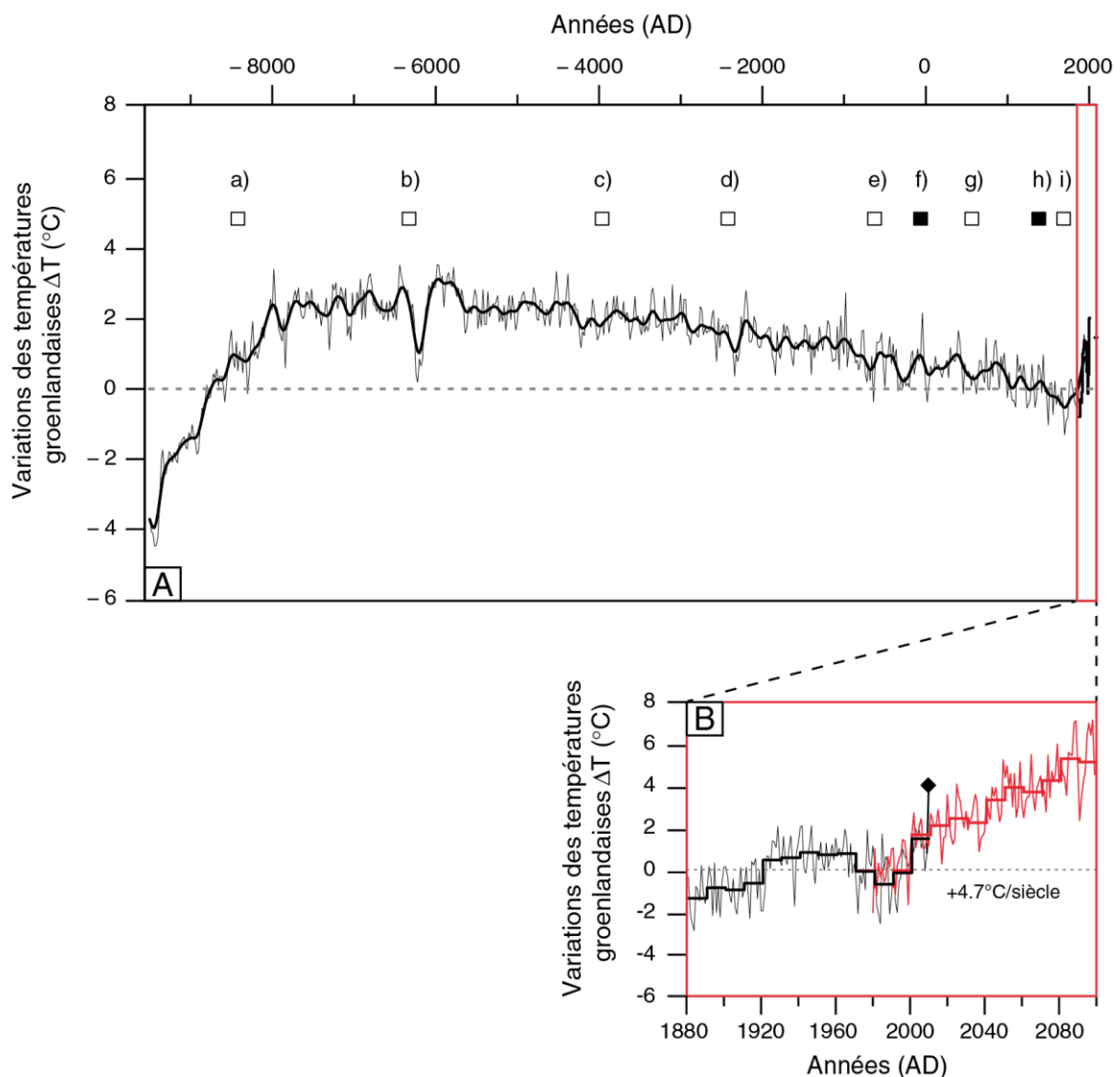


Figure 3 : A- Variations des températures groenlandaises sur l'Holocène (Vinther et al., 2009). En lettre minuscule sont symbolisés les grands épisodes climatiques avec en blanc les épisodes froids et en noir les épisodes chauds : a) l'oscillation boréale; b) la transition début/milieu de l'Holocène; c) la transition Hypsithermal/Néoglaciaire ; d) la transition milieu/fin de l'Holocène ; e) la transition Sub-boréal/Sub-atlantique ; f) l'OCR ; g) les DA ; h) l'OCM ; i) le PAG. B- Zoom sur le dernier siècle (en noir ; Vinther et al., 2006) et modélisation des températures groenlandaises sur le prochain siècle (en rouge ; (Masson-Delmotte et al., 2012)). Le losange noir correspond à l'année 2010 ayant une réponse climatique distincte de la tendance générale.

2. A l'échelle temporelle du dernier siècle

La période actuelle est caractérisée par une tendance climatique se démarquant nettement des variations naturelles observées tout au long de l'Holocène (Figure 3 ; Kaufman et al., 2009 ; Masson-Delmotte et al., 2012). A partir du XX^{ème} siècle, une nette augmentation des températures associée à une augmentation des gaz à effet de serre est enregistrée à l'échelle globale (PAGES 2k Consortium, 2013), de manière plus intense en Arctique (Overpeck et al., 1997 ; Meehl et al., 2007 ; Chylek et al., 2009 ; Kaufman et al., 2009 ; Miller et al., 2013 ; PAGES 2k Consortium, 2013). Les deux dernières décennies sont plus particulièrement classées parmi les décennies les plus chaudes enregistrées (Meehl et al., 2007 ; Kaufman et al., 2009). Plus particulièrement au Groenland, le saut des températures a été réellement observé entre les années 1920 et 1930 (Masson-Delmotte et al., 2012). Les projections climatiques futures, influencées par cette tendance actuelle, estiment notamment une augmentation moyenne de 4.7°C/siècle pour le prochain siècle, engendrant un retrait progressif de la couverture de glace et une augmentation de la saison végétative (Figure 3 ; Masson-Delmotte et al., 2012). Même si les concentrations des gaz à effet de serre venaient à se stabiliser, le réchauffement et ses conséquences pourraient perdurer encore sur plusieurs siècles (Meehl et al., 2007). L'origine de ce réchauffement drastique est encore sujet à controverse bien qu'il soit globalement acquis que les activités anthropiques y tiennent une part non négligeable (Gillett et al., 2008 ; Chylek et al., 2009 ; Guiot et al., 2010). Certains auteurs s'accordent tout de même sur le fait qu'il puisse être également associé à des facteurs forçant climatiques d'origine naturelle comme l'activité solaire ou les paramètres de couplage océan/atmosphère (Overpeck et al., 1997 ; Meehl et al., 2007 ; Chylek et al., 2009).

III. Les forçages climatiques naturels

Différents mécanismes de forçages sont responsables de ces grands épisodes climatiques enregistrés sur l'Holocène. Mieux comprendre leur influence sur la variabilité climatique est donc primordial pour modéliser et prédire le réchauffement actuel observé.

1. Les paramètres astronomiques

Le changement des paramètres orbitaux est le principal facteur influençant les cyclicités climatiques observées au cours des périodes glaciaires et interglaciaires. Ils déterminent notamment la quantité d'énergie solaire reçue par la surface terrestre lors de sa rotation autour du soleil.

Au cours de l'Holocène, le seul changement des paramètres orbitaux observé est un changement d'inclinaison de l'axe de la terre impliquant une diminution progressive de l'insolation solaire estivale (JJA) à 65°N (Berger et Loutre, 1991 ; Renssen et al., 2006 ; Kaufman et al., 2009 ; Kobashi et al., 2012). Le Groenland étant situé dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, des changements saisonniers d'insolation peuvent avoir beaucoup d'influence sur le climat local (Laskar et al., 2004 ; Servonnat et al., 2010). Kaufman et al. (2009) mettent notamment en évidence un

refroidissement global de la région arctique lié à la réduction de la quantité d'énergie lumineuse reçue au cours de l'Holocène. Un phénomène d'amplification de ce refroidissement peut être observé, directement lié aux variations de surfaces englacées qui sont influencées et répondent rapidement aux anomalies d'insolation estivale. Ce n'est qu'à partir des années 1950 qu'un changement d'inclinaison de l'axe de la terre provoque une inversion de la tendance générale des températures holocènes en augmentant progressivement l'insolation solaire estivale.

2. L'activité solaire

L'activité solaire est la principale source d'énergie affectant l'atmosphère terrestre donc un des principaux facteurs forçant du climat terrestre (Van Geel et al., 1999 ; Steinhilber et al., 2009). Également appelée irradiance solaire, elle a été mesurée, dans un premier temps, à partir d'un inventaire des tâches solaires observées (Solanki et al., 2004). Sur les dernières décennies, des constructions plus robustes de l'irradiance solaire passée ont été proposées en quantifiant les concentrations en ^{14}C et en ^{10}Be présents dans les archives continentales (Bard et al., 2000 ; Kobashi et al., 2012). Le ^{14}C , produit de l'interaction des rayons cosmiques avec l'azote atmosphérique, s'oxyde rapidement en $^{14}\text{CO}_2$ et intègre le cycle du carbone. Sa concentration, mesurée dans les cernes des arbres, est ainsi largement influencée par la biomasse (Versteegh, 2005). Une augmentation du ^{14}C dans l'atmosphère peut donc être à la fois le résultat d'un changement d'activité solaire ou d'une perturbation du cycle du carbone. Distinguer ces deux causes est parfois possible au vu de l'intensité de certaines augmentations de ^{14}C . Par exemple, les augmentations majeures enregistrées au cours PAG ne peuvent être le résultat que d'un changement d'activité solaire, puisqu'il est impossible de relarguer autant de ^{14}C dans l'atmosphère, connaissant la capacité globale des réservoirs terrestres en cet élément (Van Geel et al., 1999). Le ^{10}Be , quant à lui, est le produit de l'interaction des rayons cosmiques avec les atomes d'azote et d'oxygène dans la haute atmosphère. Après production, le ^{10}Be se fixe à des aérosols et reste dans la troposphère une à deux semaines. Ce temps de résidence court implique qu'il n'est pas réparti de manière homogène dans l'atmosphère. Ainsi, lors de son dépôt par précipitations, la concentration de ^{10}Be peut être influencée par les circulations atmosphériques. Les variations observées reflètent donc des variations d'activité solaire et de précipitations (Van Geel et al., 1999 ; Versteegh, 2005). La teneur en ^{10}Be sont donc préférentiellement mesurées dans des carottes de glace car il y est plus simple d'estimer les effets liés aux précipitations (Bard et al., 2000 ; Steinhilber et al., 2009). Les reconstructions des variations en irradiance solaire passées à l'aide des concentrations en ^{14}C et en ^{10}Be permettent de réduire les chances de covariance dues à des forçages qui ne sont potentiellement pas d'origine solaire. De manière générale, les courbes de ^{14}C et ^{10}Be coïncident avec des variations d'ordre climatique (Van Geel et al., 1999 ; Versteegh, 2005).

La production de ces deux radionucléides est directement sujette aux fluctuations des flux cosmiques qui atteignent la terre, dépendant à leur tour de l'intensité des vents solaires (gaz ionisés, de faible densité, éjectés du soleil et influençant la force du champ magnétique autour de la Terre ; Van Geel et al., 1999). Lors d'une activité solaire intense, de forts vents solaires dévient le flux

primaire des particules cosmiques qui arrive dans l'atmosphère, empêchant toutes interactions avec l'azote ou l'oxygène de l'atmosphère et limitant la production de ^{14}C et ^{10}Be (Van Geel et al., 1999 ; Bard et al., 2000 ; Versteegh, 2005). À l'inverse, lorsque le soleil montre une faible activité, un maximum de rayons cosmiques entre dans l'atmosphère, engendrant une forte production de radionucléides. Il est donc possible de mettre en évidence des phases d'activités solaires majeures ou réduites, appelées maxima ou minima solaires, à l'aide des teneurs mesurées en ^{14}C et en ^{10}Be (Bard et al., 2000 ; Delaygue et Bard, 2010 ; Kobashi et al., 2012). Sur la seconde moitié de l'Holocène, les principaux minima solaires ont été identifiés à ca. 2800 BC, ca. 1500 BC, ca. 800 BC, ca. 400 BC, ca. 600 AD, ca. 1060 AD (nommé le minimum d'Oort), ca. 1320 AD (intitulé le minimum de Wolf), ca. 1690 AD (appelé le minimum de Maunder) et à ca. 1820 AD (désigné comme le minimum de Dalton, Figure 4). Les maxima solaires ont quant à eux été recensés vers 1900 BC, 1600 BC, 850 BC, 500 BC, 200 BC, 300 AD, 1200 AD (période nommée l'Optimum Médiéval Climatique), 1630 AD (juste avant le minimum de Maunder), 1760 AD (juste après le minimum de Maunder) et à partir des années 1920-1930, lors du réchauffement climatique actuel (Figure 4). De manière générale, l'irradiance solaire montre un impact direct sur le climat. En effet, les périodes de minima solaire coïncideraient avec des phases plus humides et plus froides en Europe (Magny, 2004 ; Versteegh, 2005 ; Magny et al., 2010) alors que les périodes de maxima solaires sont synchrones avec des phases plus chaudes, comme cela peut être actuellement le cas (Solanki et al., 2004).

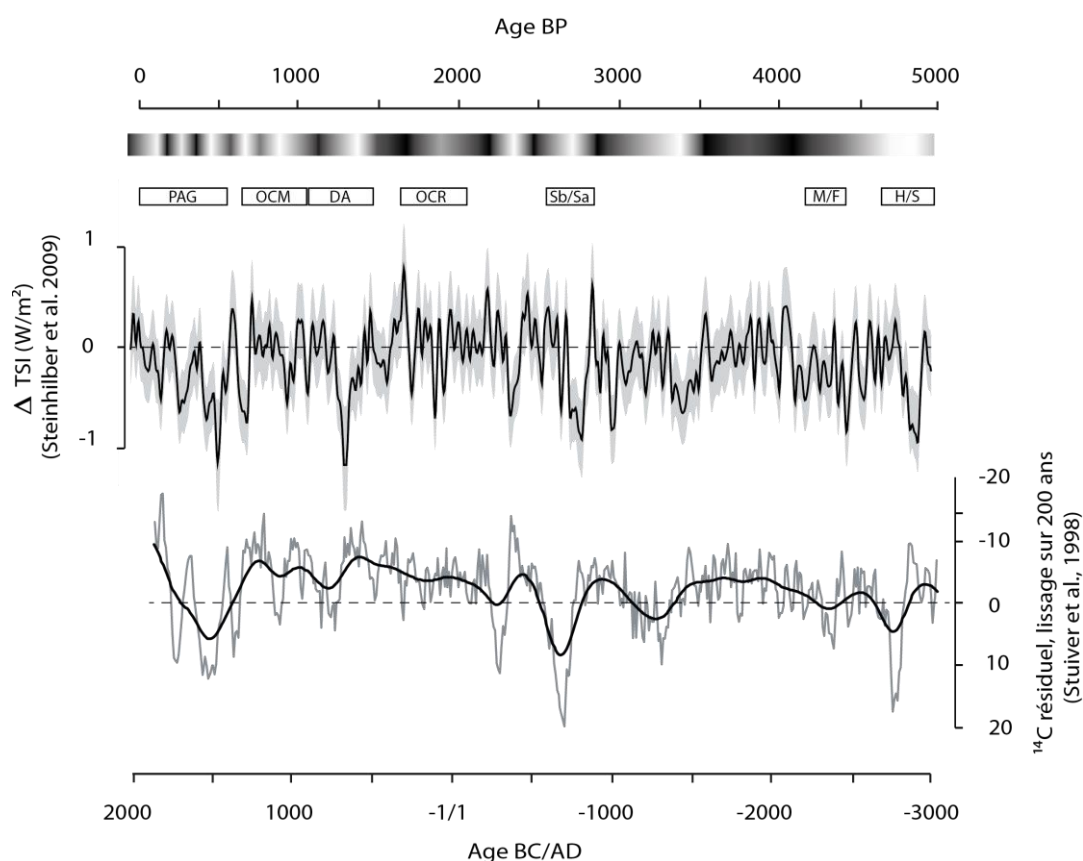


Figure 4 : Mise en parallèle de la courbe d'irradiance solaire sur la dernière moitié de l'Holocène (Steinilber et al., 2009) et du ^{14}C résiduel d'après (Stuiver et al., 1998). Les périodes blanches correspondent à des minima solaires et les périodes noires à des maxima solaires. PAG = Petit Age Glaciaire, OCM = Optimum Climatique Médiéval, DA = Dark Ages, OCR = Optimum Climatique Romain, Sb/Sa = Transition Sub-boréal/Sub-atlantique, M/F = transition milieu/fin de l'Holocène, H/S = transition Hypsithermal/Néoglaciaire.

De manière générale, sur l'ensemble de l'Holocène, les variations en irradiance solaire sont relativement faibles ($<1 \text{ W/m}^2$; [Martin-Puertas et al., 2012](#)) et ne peuvent pas expliquer à elles seules les variations climatiques enregistrées à l'échelle globale. Des mécanismes d'amplification sont ainsi nécessaires pour observer de telles magnitudes de changements climatiques ([Van Geel et al., 1999](#) ; [Renssen et al., 2006](#) ; [Steinhilber et al., 2009](#) ; [Martin-Puertas et al., 2012](#)). Les variations des flux d'ultra-violet (UV) et des rayons cosmiques modulés par les vents solaires peuvent en partie expliquer une amplification des variations d'activité solaire, génératrice des changements climatiques majeurs ([Figure 5](#)). En effet, comme les fluctuations d'irradiance solaire sont proportionnellement plus grandes à courte longueur d'onde, les UV peuvent transporter une fraction plus importante de la variabilité de l'énergie solaire totale (de l'ordre de 20%) et être responsable d'un réchauffement stratosphérique à travers une production d'ozone ([Van Geel et al., 1999](#) ; [Martin-Puertas et al., 2012](#)). Les variations des flux cosmiques, modulés par les vents solaires, peuvent également amplifier les effets de l'irradiance solaire en changeant les paramètres optiques et la balance radiative de la stratosphère puis de la troposphère ([Van Geel et al., 1999](#)). L'océan peut également engendrer une amplification des signaux solaires en les transmettant à plus large échelle et jouer un rôle important dans la variabilité climatique à l'échelle centennale ([Bond et al., 1997](#)). L'amplification des variations d'activité solaire par des paramètres de couplage océan/atmosphère permettrait ainsi d'expliquer l'enregistrement de changements climatiques majeurs à l'échelle globale.

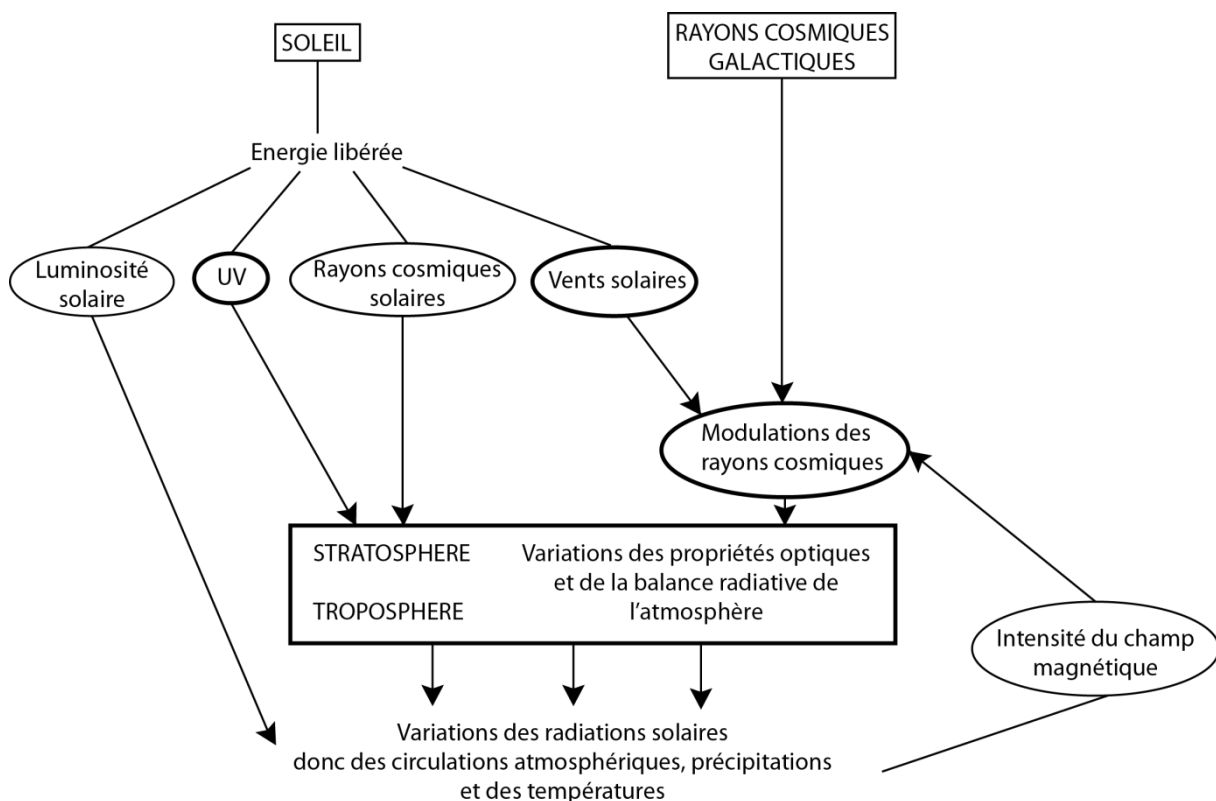


Figure 5 : Schéma représentant les forçages cosmiques et solaires d'après [Van Geel et al. \(1999\)](#).

3. Les paramètres de couplage atmosphère/océan

Dans l'hémisphère nord, le paramètre de couplage atmosphère/océan, responsable de la variabilité climatique régionale et interannuelle des circulations atmosphériques, est connu sous le terme d'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Définie pour la première fois par [Hurrell](#), en 1995, la NAO est une oscillation des masses atmosphériques situées entre l'Arctique et l'Atlantique subtropical. Son intensité est déterminée à partir d'un indice égal à la différence entre la pression mesurée au niveau de la mer à Stykkisholmur (Islande) et celle obtenue à Lisbonne (Portugal), lorsque le gradient de pression est le plus important, c'est-à-dire au cours des quatre mois d'hiver ([Hurrell, 1995](#)). Au niveau de l'Atlantique nord, la différence entre l'anticyclone des Açores (zone à forte pression) et la dépression islandaise (zone de basse pression) peut atteindre des valeurs supérieures à 15 mbar ([Hurrell, 1995](#)).

Quand la NAO en phase dite « positive », le gradient de pression au niveau de l'Atlantique nord est très important en raison du renfort de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores. Au contraire, lors de phases dites « négatives » de la NAO, la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores s'affaiblissent ([Figure 6 ; Hurrell et al., 2001](#)).

Les passages d'une phase de NAO à l'autre peuvent être responsables de nombreux changements climatiques ([Hurrell et al., 2001](#)) qui peuvent affecter :

- les circulations atmosphériques et plus particulièrement la vitesse et la direction moyenne des vents de surface de l'Atlantique nord ([Schlesinger et Ramankutty, 1994](#)). Par exemple, pendant les périodes à fort indice, les vents d'ouest à travers l'Europe sont 8 m/s plus forts que la normale, altérant ainsi les échanges de chaleur à la surface de l'océan ([Hurrell, 1995](#)) ;
- les circulations océaniques comme la dérive des eaux du courant d'Irminger vers le sud-ouest du Groenland ([Schlesinger et Ramankutty, 1994](#)) ou la circulation thermohaline ([Hurrell et al., 2001](#)) ;
- la couverture de glace de mer qui s'étend plus au sud de la mer du Labrador lorsque la NAO est en phase positive ([Hurrell et Deser, 2010](#)) ;
- la calotte groenlandaise qui se développe favorablement vers le nord lors des forts indices de NAO ([Hurrell et Deser, 2010](#)) ;
- les températures atmosphériques qui sont anti-corrélées avec la valeur de l'indice de la NAO, et cela, plus particulièrement au Groenland depuis la deuxième moitié de l'Holocène ([Chylek et al., 2004 ; Aebly et al., 2008](#)). De manière générale, en mode positif, les masses d'air sont plutôt froides et sèches au sud-ouest du Groenland dans la région de Kangerlussuaq ([Walter et Graf, 2004](#)) ;
- les précipitations qui augmentent en Europe du Nord et diminuent au Groenland lors d'une phase positive de la NAO ([Lamb et Pepler, 1987 ; Hurrell, 1995](#)). Au contraire, lors de phases négatives, les précipitations excèdent l'évaporation au niveau du Groenland et de l'Arctique canadien, provoquant des périodes plus humides que la normale ([Hurrell et Deser, 2010](#)). Plus particulièrement, la NAO a une influence

majeure sur la variabilité les précipitations groenlandaises de mai à septembre (Aebly et al., 2008) ;

- les tempêtes qui deviennent plus intenses et fréquentes autour de l'Islande et Atlantique nord lors de phases positives de la NAO (Serreze et al., 1997). En phases négatives, les tempêtes proviennent d'avantage de la mer du Labrador (Walter et Graf, 2004) ;
- enfin, les changements de phases de NAO peuvent également affecter, à travers ses effets sur les vents, les océans, la glace, les températures atmosphériques et les précipitations, les écosystèmes marins et terrestres (Hurrell et Deser, 2010).

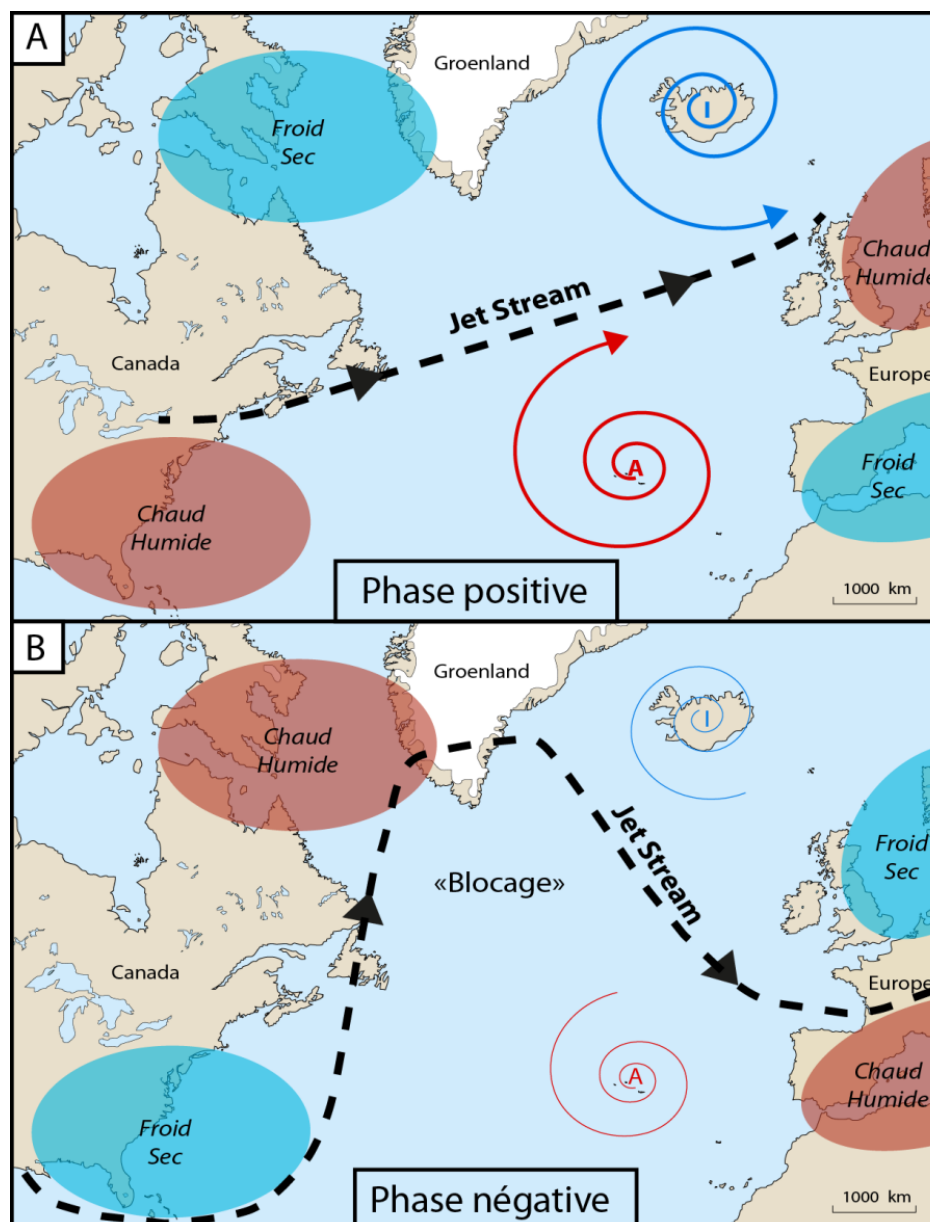


Figure 6 : Représentation des circulations atmosphériques. A- NAO en phase positive. B- NAO en phase négative.

De nombreuses reconstructions de la NAO au cours de l'Holocène sont disponibles et ont été réalisées à partir de carottes de glace (Hurrell, 1995 ; Appenzeller et al., 1998 ; Meeker et Mayewski, 2002), de cernes d'arbres (Cook et al., 2002 ; Trouet et al., 2009), de spéléothèmes (Trouet et al., 2009) et d'archives lacustres (Olsen et al., 2012). Cependant, il est toujours délicat de reconstruire les variations de la NAO sur le long terme car les calibrations réalisées sur le dernier siècle peuvent poser problème selon les proxys utilisés. En effet, ces derniers peuvent être affectés différemment par les activités anthropiques récentes selon leur position géographique et donc, biaisés (Cook et al., 2002). Beaucoup de tendances différentes de la NAO sont ainsi présentes dans la littérature et s'expliquent en partie par le type de proxys utilisés, leur distribution géographique et la surreprésentation des données sur les dernières années fortement impactées par les activités anthropiques (Versteegh, 2005). Déterminer avec précision les fréquences des changements d'indice de la NAO pour connaître les futurs impacts de la NAO sur le climat et sur les écosystèmes reste donc très difficile (Hurrell et Deser, 2010). Bien qu'Appenzeller et al. (1998) observent des fréquences de 15 ans et de 80-90 ans, qu'Hurrell et al. (2001) enregistrent une variabilité à l'échelle pluriannuelle et sur le plus long terme, et que Cook et al. (2002) mesurent une fréquence pluri-décennale au cours du XX^{ème} siècle, la NAO demeure aujourd'hui assez imprévisible.

D'autres paramètres de couplage atmosphère/océan peuvent être responsables de variations climatiques comme l'Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique (AMO), mais à une échelle plus locale en l'Hémisphère Nord (HN). En modifiant les températures des eaux de surface (SST) de l'Atlantique nord, elle influence notamment le climat groenlandais en perturbant la migration du front polaire de la zone de convergence intertropicale ainsi que la couverture de glace de mer (Chylek et al., 2009 ; Knudsen et al., 2011). Des reconstitutions de l'AMO ont déjà été réalisées sur les carottes de glace (Fischer et Mieding, 2005), les cernes des arbres (Gray et al., 2004) et sur des coraux (Kilbourne et al., 2008) et ont démontré une périodicité de 60 à 90 ans sur l'Holocène ainsi qu'une influence des paramètres orbitaux. Malgré ces reconstructions et bien que l'AMO représente un facteur périodique persistant du climat, sa nature et son origine demeurent aujourd'hui inconnue.

4. Le volcanisme

L'activité volcanique, en plus de l'activité solaire et des paramètres de couplage océan/atmosphère, est également un forçage climatique naturel majeur, particulièrement dans l'hémisphère nord (Bradley, 1990). Elle implique, sur de courtes périodes de temps (annuelles voire pluriannuelles), d'importantes variations des températures (de l'ordre d'1°C ou d'1 W/m²; Versteegh, 2005 ; Delaygue et Bard, 2010 ; Sigl et al., 2013). En effet, au cours d'une éruption volcanique, des sulfures sont injectés dans la stratosphère puis transformés en sulfates. La principale cause des perturbations climatiques observées associée à ce forçage est la formation de ces nuages d'aérosols sulfatés (Versteegh, 2005 ; Gao et al., 2008 ; Sigl et al., 2013). Pour tracer l'activité volcanique passée et ses impacts sur le climat, les archives glaciaires sont majoritairement utilisées pour y mesurer des concentrations en sulfates ou identifier des verres volcaniques (Abbott et Davies, 2012).

De manière générale, un refroidissement global de la troposphère est enregistré les années suivant une grande éruption, par dispersion des radiations solaires. À titre d'exemple, la phase éruptive majeure centrée autour de 1259 AD, d'origine inconnue, aurait relargué plus de 60 Tg de sulfates et serait en partie responsable du refroidissement majeur enregistré au PAG (Gao et al., 2008 ; Kobashi et al., 2012 ; Miller et al., 2012). D'autres éruptions volcaniques majeures ont également été enregistrées au cours du PAG comme celle du Kuwae en 1453 AD, du Laki en 1783 AD, du Tambora en 1815 AD et du Krakatau en 1883 AD, amplifiant les effets du refroidissement global observé (Zielinski et al., 1994 ; Gao et al., 2008 ; Guiot et al., 2010 ; Jungclaus et al., 2010 ; Servonnat et al., 2010 ; Kobashi et al., 2012 ; Miller et al., 2012 ; Sigl et al., 2013). Ce sont les éruptions répétées sur plusieurs décennies qui provoqueraient un refroidissement général sur une longue durée de temps (Versteegh, 2005 ; Jungclaus et al., 2010 ; Miller et al., 2012). À cause du faible temps de résidence des sulfates dans l'atmosphère, une seule et puissante éruption aurait des effets uniquement à court terme, c'est-à-dire sur une échelle de temps décennale à pluri-décennale (Servonnat et al., 2010 ; Miller et al., 2012). Le relargage d'aérosols sulfatés, en plus de devoir avoir lieu à une fréquence décennale pour avoir des effets à long terme sur le climat, doit être renforcé par des forçages externes pour observer des refroidissements à une échelle pluri-centennale. Par exemple, un volcanisme explosif répété à un moment où la configuration orbitale de la terre montre une faible insolation estivale dans l'hémisphère nord, peut engendrer la réduction de la saison végétative et le développement de la glace de mer, maintenant à son tour de faibles températures estivales sur plusieurs siècles, alors que les aérosols sulfatés sont déjà remobilisés de l'atmosphère (Overpeck et al., 1997 ; Miller et al., 2012).

IV. Les forçages anthropiques

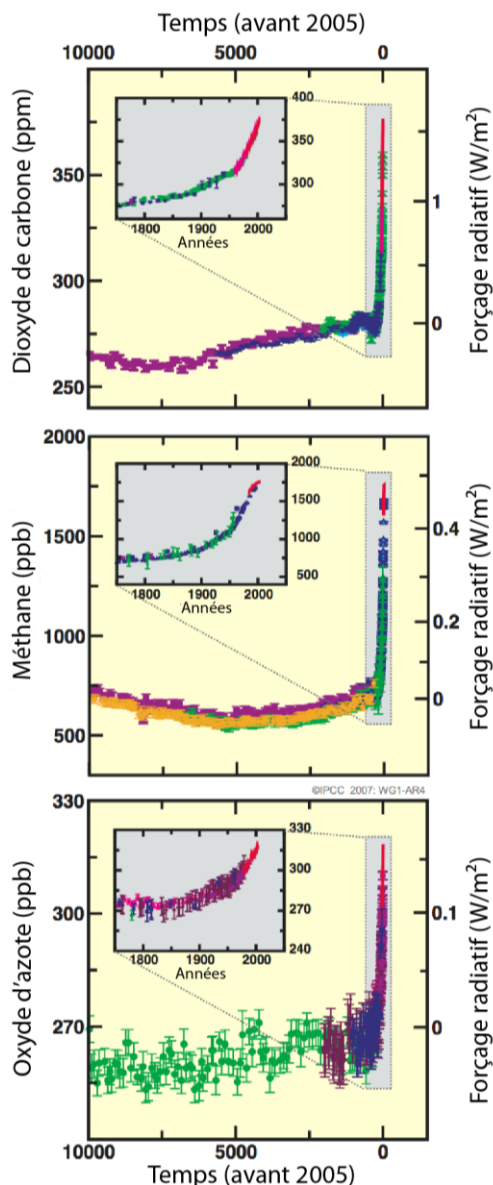


Figure 7 : Concentrations des gaz à effet de serre d'après Meehl et al. (2007). Les différentes couleurs sont attribuées aux différentes études réalisées sur des carottes de glace et les lignes rouges aux données atmosphériques.

Sur le dernier siècle, l'augmentation drastique des températures est synchrone avec celle de la concentration des gaz à effet de serre observée depuis l'industrialisation des pays européens et américains dans les années 1850 (Figure 7). Les gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O) sont relargués principalement par la combustion des énergies fossiles et par les activités agropastorales de plus en plus intenses. Sur les dernières décennies, leurs concentrations excèdent de loin la tendance naturelle des derniers 0.9 Ma et seraient responsable en majeure partie du réchauffement climatique actuel (Figure 7 ; Meehl et al., 2007). En effet, de nombreux chercheurs indiquent que l'augmentation des températures depuis la moitié du XX^{ème} siècle serait principalement le résultat d'un forçage anthropique (Gillett et al., 2008 ; Guiot et al., 2010 ; Meehl et al., 2007). L'un des arguments prouvant l'implication d'un forçage anthropique majeur sur le dernier siècle est l'homogénéité de ce réchauffement. Par comparaison, le réchauffement de l'optimum climatique médiéval, engendré par des forçages climatiques naturels, montrait une hausse des températures assez hétérogène (Guiot et al., 2010). Une part de forçages climatiques naturels, comme l'activité solaire ou la NAO, pour expliquer le réchauffement climatique actuel n'est cependant pas à négliger et pourrait notamment expliquer la rapidité de l'augmentation des températures enregistrées (Hurrell, 1995 ; Chylek et al., 2004 ; Solanki et al., 2004).

L'augmentation des gaz à effet de serre sur le dernier siècle a eu tellement d'impacts sur le climat et sur les écosystèmes que certains chercheurs indiquent que nous sommes rentrés dans un nouvel intervalle stratigraphique: l'Anthropocène (Zalasiewicz et al., 2008). Pour la première fois employé par Crutzen (2002), ce terme a été utilisé pour parler de l'intervalle actuel où les changements environnementaux globaux d'origine anthropique sont suffisamment forts pour avoir une signature stratigraphique globale sans équivalence, nettement différente de celle de l'Holocène.

V. La particularité de la région du sud du Groenland

Du fait de sa localisation géographique très au nord et de sa proximité à la calotte glaciaire et aux courants Nord-Atlantique (Figure 8), le climat du sud du Groenland est fortement influencé par des variations d'activité solaire et des paramètres de couplage atmosphère/océan. Cette région apparaît donc comme une zone d'étude idéale pour retracer les variations climatiques passées en Atlantique Nord et leurs forçages associés.

De nombreux types d'archives permettent de reconstruire ces changements. C'est notamment le cas des carottes de glace (Dansgaard et al., 1975 ; O'Brien et al., 1995 ; Dahl-Jensen et al., 1998 ; Vinther et al., 2009), marines (Bond et al., 2001 ; Sicre et al., 2008) ou lacustres (Andresen et al., 2006 ; Olsen et al., 2010 ; D'Andrea et al., 2011 ; Massa et al., 2012b ; Millet et al., 2014). Afin de répondre aux objectifs de départ, c'est-à-dire reconstruire la variabilité climatique holocène à haute résolution et caractériser les mécanismes de forçage climatique, nous nous sommes focalisés spécifiquement sur des archives lacustres, enregistrant à haute résolution les variations environnementales liées aux variations climatiques, parfois perturbées par les activités anthropiques.

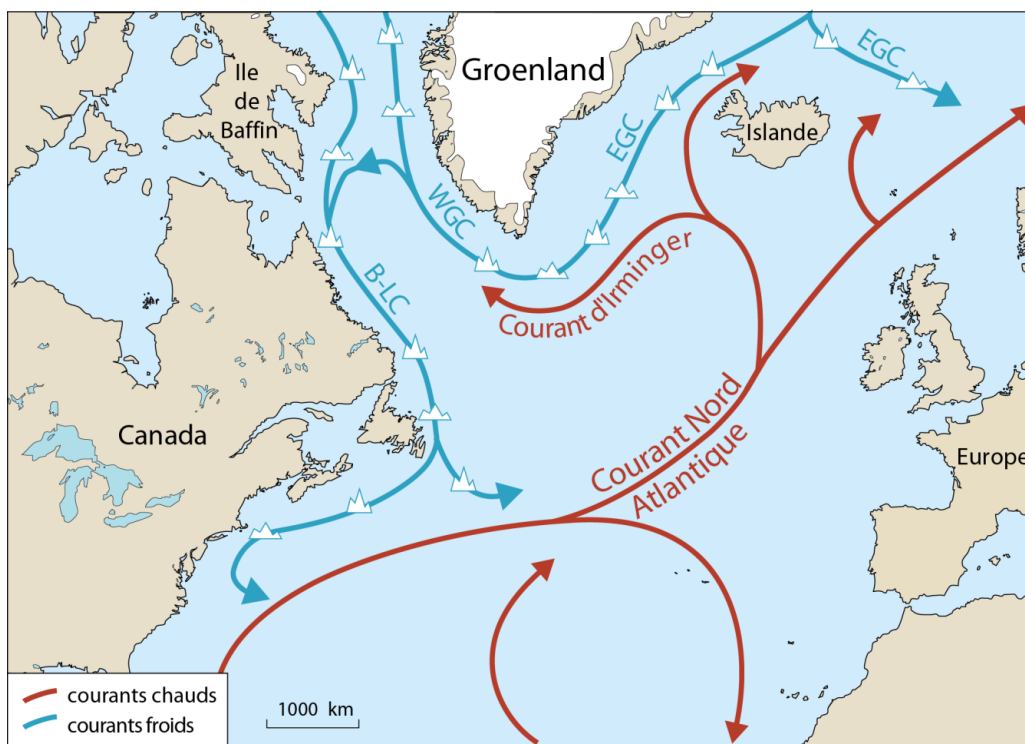


Figure 8 : Circulations océaniques en Atlantique nord (Bond et al., 1997). EGC : courant Est groenlandais ; WGC : courant Ouest groenlandais ; B-LC : courant de la baie du Labrador.

C- Contexte historique



Ruines de la cathédrale viking d'Igaliku. Cliché : T. Guillemot

I. Les cultures paléo-Eskimos (ca. 2500 BC - 250 BC)

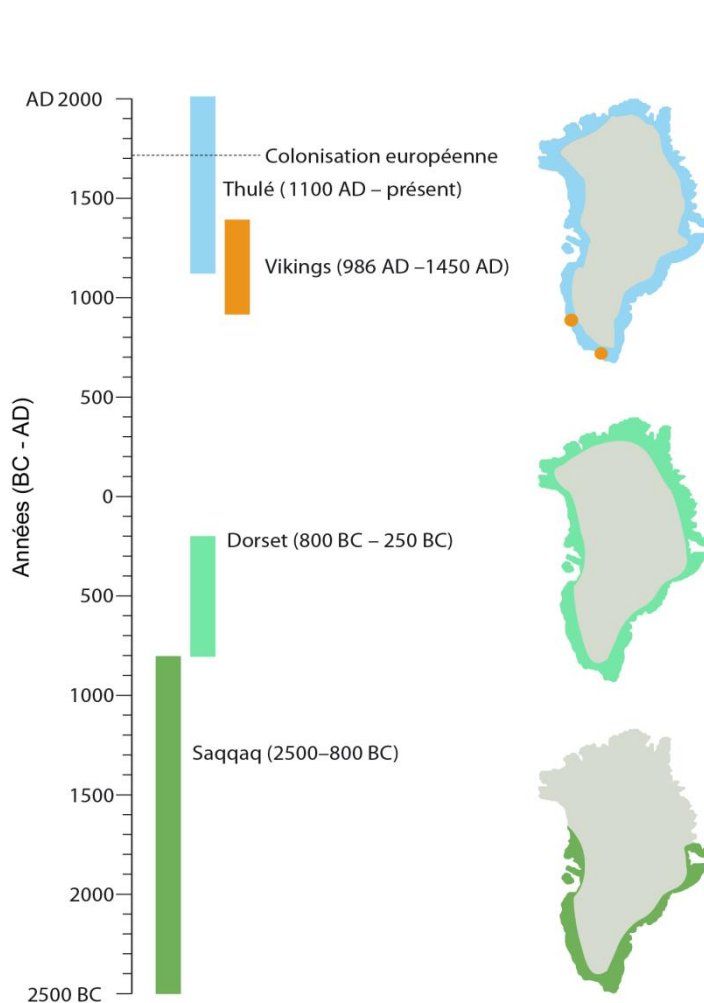


Figure 9 : Frise de l'occupation humaine groenlandaise modifiée d'après Weidick et Bennike (2007).

L'Homme est présent au Groenland depuis environ 4500 ans (Meldgaard, 2004 ; Weidick et Bennike, 2007 ; Figure 9). La première civilisation ayant colonisé la moitié sud du Groenland est le peuple Saqqaq, d'origine sibérienne, issus de la culture paléo-eskimos. Présents depuis ca. 2500 BC, ce sont des chasseurs évoluant préférentiellement sur terre au vu de leurs équipements (Jensen, 2009 ; Rasmussen et al., 2010). Lorsque d'importantes variations d'ordre climatique ont lieu, des évolutions technologiques sont observées, attestant d'une volonté de changements de régimes alimentaires et donc d'une réelle adaptation de ce peuple aux changements de conditions du milieu (Jensen, 2009). Cela a notamment été recensé entre ca. 1600 BC et ca. 1400 BC, à la fin de la transition Milieu/Fin de

l'Holocène connue à l'échelle globale comme un épisode plus froid et humide (Walker et al., 2012). En effet, des outils plus adaptés à des pratiques de chasse sur glace (à la baleine et aux morses notamment) ont été retrouvés dans des sites archéologiques Saqqaq à cette période (Jensen, 2009). Parallèlement, au cours de la période plus chaude située entre ca. 1500 BC et ca. 1000 BC, les Saqqaq utilisent des outils plus adaptés à la chasse terrestre et plus particulièrement, à la chasse aux caribous (Møbjerg, 1999 ; Jensen, 2009). Finalement, cette civilisation disparaît vers ca. 800 BC, au cours de la transition Sub-boréal/Sub-Atlantique connue à l'échelle globale pour être un changement climatique très froid et brutal (Van Geel et al., 1996 ; Martin-Puertas et al., 2012).

C'est la communauté paléo-eskimos des Dorset, colonisant l'ensemble du Groenland et plus particulièrement le nord de l'île au vu du grand nombre de sites archéologiques inventoriés, qui remplace la civilisation des Saqqaq autour de ca. 800 BC (Andreasen, 2003 ; Jensen, 2009 ; Figure 9). Les équipements des Dorset attestent que ce sont des chasseurs évoluant préférentiellement sur la

glace de mer, mieux équipés aux épisodes climatiques froids que semble l'être la communauté Saqqaq. Ils utilisent notamment des couteaux pour découper la glace et des chaussures adaptées à la marche sur glace (Jensen, 2009). Ils ne restent au Groenland que 600 ans, disparaissant aux alentours de la période de réchauffement de l'Optimum Climatique Romain (OCR) vers *ca.* 250 BC pour des raisons encore peu connues mais ayant potentiellement un lien avec cet épisode de changement climatique (Jensen, 2009 ; D'Andrea et al., 2011).

L'étude des outils des cultures paléo-eskimos donne ainsi de nombreuses indications sur les variations environnementales et climatiques traversées par ces peuples. Si, au cours de son histoire, un peuple paléo-eskimos montre un changement voire une évolution technologique de ses outils, cela peut attester d'une volonté d'adaptation de ces civilisations aux nouvelles conditions environnementales, et donc climatiques, du milieu (Sørensen, 2010).

L'occupation humaine du sud du Groenland n'est pas continue dans le temps (Figure 9). En effet, suite à la disparition brutale des Dorset vers *ca.* 250 BC (Jensen, 2009), il faut attendre quasiment 1000 ans pour que le sud du Groenland soit de nouveau colonisé (Figure 9).

II. L'établissement viking au Groenland (986 AD - *ca.* 1450 AD)

1. La colonisation

La colonisation du Groenland en 986 AD (ou Landnám) marque la fin d'une importante vague de migration vikings en Atlantique Nord d'environ deux siècles, favorisée par le réchauffement climatique global de l'Optimum Climatique Médiéval (OCM). Cet épisode climatique plus chaud permet, entre autre, une navigation en Arctique dans de meilleures conditions, rendue possible par la réduction de glace dérivante (Bond et al., 2001). Entre *ca.* 800 AD à *ca.* 1000 AD, les Vikings ont donc colonisé l'Irlande, l'Ecosse, les îles du Nord (Harrison, 2013), les îles Féroé (autour de 825 AD, Arge et al., 2005), l'Islande (en 870 AD, Smith, 1995) puis le Groenland (en 986 AD, Gravier, 1955 ; Figure 10). Ces nombreuses vagues de migrations, rendues possible par de bonnes conditions climatiques et des techniques de navigation avancées, peuvent également être expliquées par une volonté de recherche de nouvelles terres où les conditions de vie sont meilleures (moins de pressions démographiques et plus de terres cultivables). Cela fut notamment le cas pour la colonisation de l'Islande puis du Groenland, 100 ans plus tard.

Le Groenland fut colonisé à la fin du X^{ème} siècle, en 986 AD, par *Eirik Thorvaldson* (Erik le Rouge). D'après le livre de la colonisation (le Landnámabók), Erik le Rouge découvrit les côtes du Groenland à l'occasion de son exil d'Islande, entre 982 AD et 985 AD, suite à la mort de plusieurs personnes lors d'une altercation avec son voisin, Thorgest Gamli. Ce n'est pas la première fois qu'Erik le Rouge fut contraint à l'exil. En effet, son père, Thorvald Asvaldson fut d'abord banni de Norvège à la suite d'un meurtre, l'obligeant à s'exiler une première fois en Islande en 970 AD (Boyer, 2008).



Légende :






-  Voies maritimes empruntées par les explorateurs scandinaves
-  Mer gelée en permanence
-  Couvert de glace saisonnier avec icebergs
-  Mer navigable toute l'année
-  Etablissements vikings groenlandais

Figure 10 : Carte illustrant les différentes vagues de migrations des Vikings entre le VII^{ème} et le IX^{ème} siècle modifiée d'après [Massa et al. \(2010\)](#).

En 982 AD, dans un contexte de famine et de surpopulation, Erik le Rouge quitta donc l'Islande et profita de son exil pour partir à la recherche de meilleures terres où il pourrait s'installer et améliorer les conditions de vie de son peuple. Il décida de naviguer vers l'ouest suite au témoignage de Gunnbjörn Ulfsson, qui fut dérouté quelques années plus tôt par les vents au cours d'un voyage entre l'Irlande et l'Islande et s'échoua sur des îles inconnues, à l'ouest de l'Islande. Ces dernières se sont avérées, par la suite, être situées sur la côte est du Groenland à proximité d'Angmagssalik ([Boyer, 2008](#)). Erik le Rouge, naviguant vers l'ouest comme son prédécesseur, arriva sur les côtes du Groenland mais dans sa partie sud-ouest, entre le Cap Farewell et Qaqortoq. Il passa dès lors les trois ans de son exil à voyager à travers le Groenland. Ce périple fut l'objet d'un texte intitulé « *la Saga d'Erik le Rouge* » écrit quelques siècles plus tard et traduit en français par [Gravier](#)

en 1955. Au cours de l'hiver de sa dernière année d'exil en 985 AD-986 AD, Erik le Rouge prit la route du retour pour convaincre son peuple de quitter l'Islande et de le suivre à la conquête de cette nouvelle terre qu'il avait lui-même nommé le Groenland (le Pays Vert) afin d'attirer son peuple à la recherche de terres fertiles (Gravier, 1955). Ce stratagème marcha puisqu'au cours de l'été 986 AD, 25 vaisseaux, composés de personnes de toutes classes sociales, partirent coloniser le Groenland. Seuls 14 bateaux arrivèrent à destination ce qui correspond à une population fondatrice estimée entre 300 et 800 personnes (Gad, 1970 ; Madsen, 2014).

2. Le fonctionnement de la colonie

À leur arrivée, les premiers colons prirent possession des meilleurs fjords et pénétrèrent loin à l'intérieur des terres afin de se protéger au mieux des intempéries. Ils se séparèrent progressivement et formèrent trois principales colonies vikings, dépendant toujours des centres seigneuriaux de Scandinavie (Figure 11) :

- L'établissement oriental (nommé Østerbygden), situé à proximité de Narsaq. Il est considéré comme l'établissement le plus important des trois avec un total de 560 sites archéologiques inventoriés, comprenant une cathédrale, une douzaine d'églises et environ 200 fermes concentrées autour des fjords d'Igaliku et de Tunulliarfik (Jones, 1986 ; Arneborg, 2007 ; Arneborg et al., 2012b ; Madsen et al., 2014 ; Figure 12). Situé à l'extrême sud du Groenland, il s'agit de l'établissement le plus proche de l'Europe où les conditions climatiques sont les plus clémentes. Ce contexte plus favorable peut ainsi expliquer le fait que cet établissement soit plus attractif pour les colons vikings. Le Landnámabók indique notamment que neuf chefs de clan viking, dont Erik le Rouge, se partagèrent l'ensemble de ces fjords ;
- l'établissement intermédiaire (nommé Mellebygden), situé à proximité d'Ivittut. Environ 35 sites archéologiques comprenant des fermes de petite taille, des enclos et des étables exclusivement situées sur le littoral y ont été identifiés (Edwards, 2013). Nettement moins étudié et connu, cet établissement serait une partie périphérique de l'établissement oriental (Madsen, 2014) ;
- l'établissement occidental (nommé Vesterbygden), actuellement situé le plus au nord, à proximité de Nuuk à environ 575 km de l'établissement oriental. Environ 75 sites archéologiques comprenant un total de quatre églises et de nombreuses fermes y ont été recensés (Arneborg et al., 2012b) ;

La colonisation des terres par les Vikings a suivi une logique à la fois chronologique et sociale : les premiers colons et/ou ceux ayant un haut statut social se sont installés sur les meilleures terres alors que ceux arrivant plus tard, dans les autres vagues de migrations, et/ou ayant un rang social inférieur occupèrent des terres de moindre qualité et moins étendues, indispensables pour les pratiques agropastorales (McGovern, 1980). En se basant sur le nombre de fermes et les différentes modélisations réalisées, un maximum de 1400 à 6000 Vikings auraient été présents au Groenland entre 986 AD et le milieu du XV^{ème} siècle (Madsen, 2014).

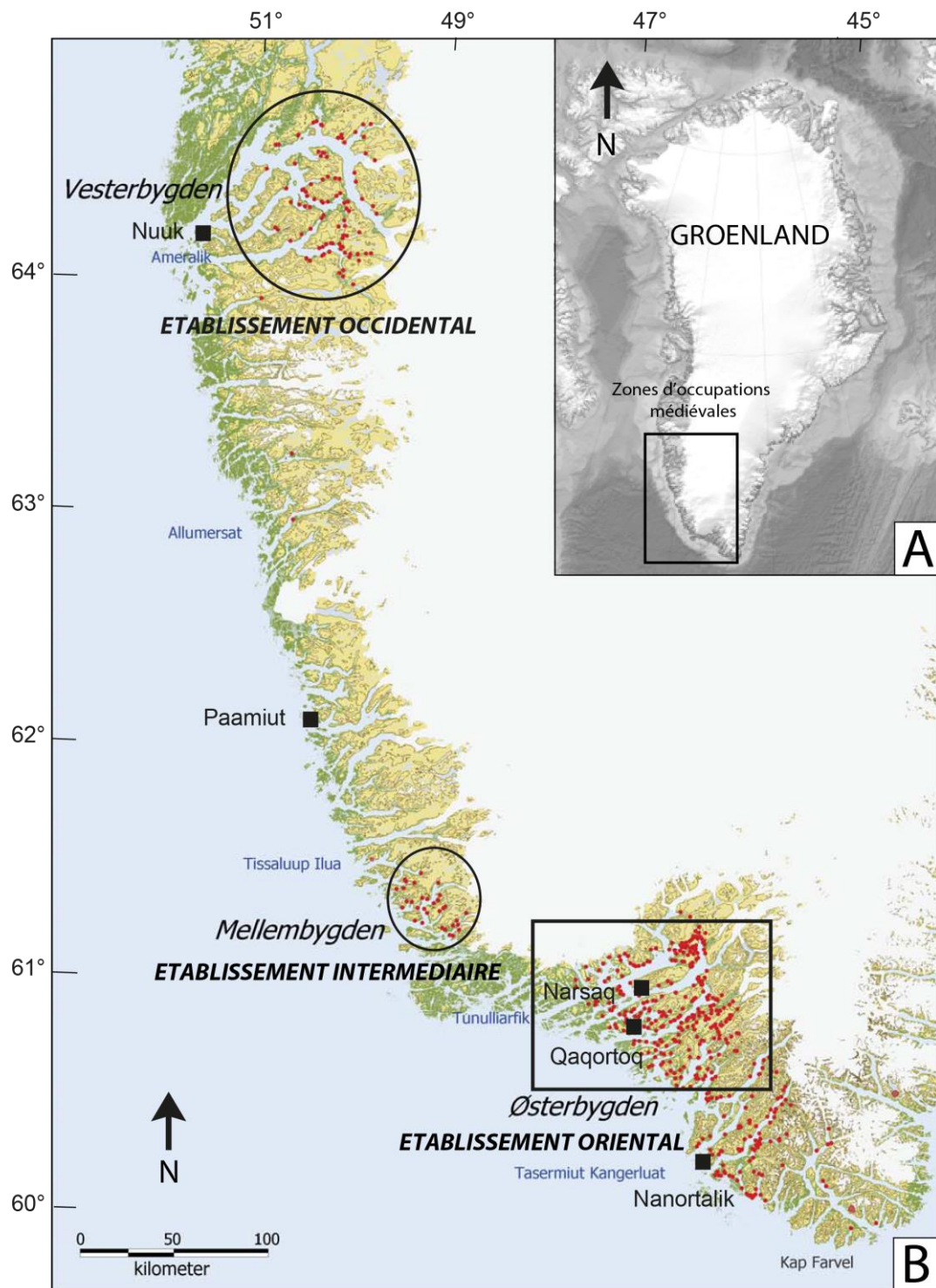


Figure 11 : Carte de localisation des trois établissements vikings, modifiée d'après Arneborg et al. (2012b). A- Carte du Groenland. B- Zoom sur le sud-ouest du Groenland.

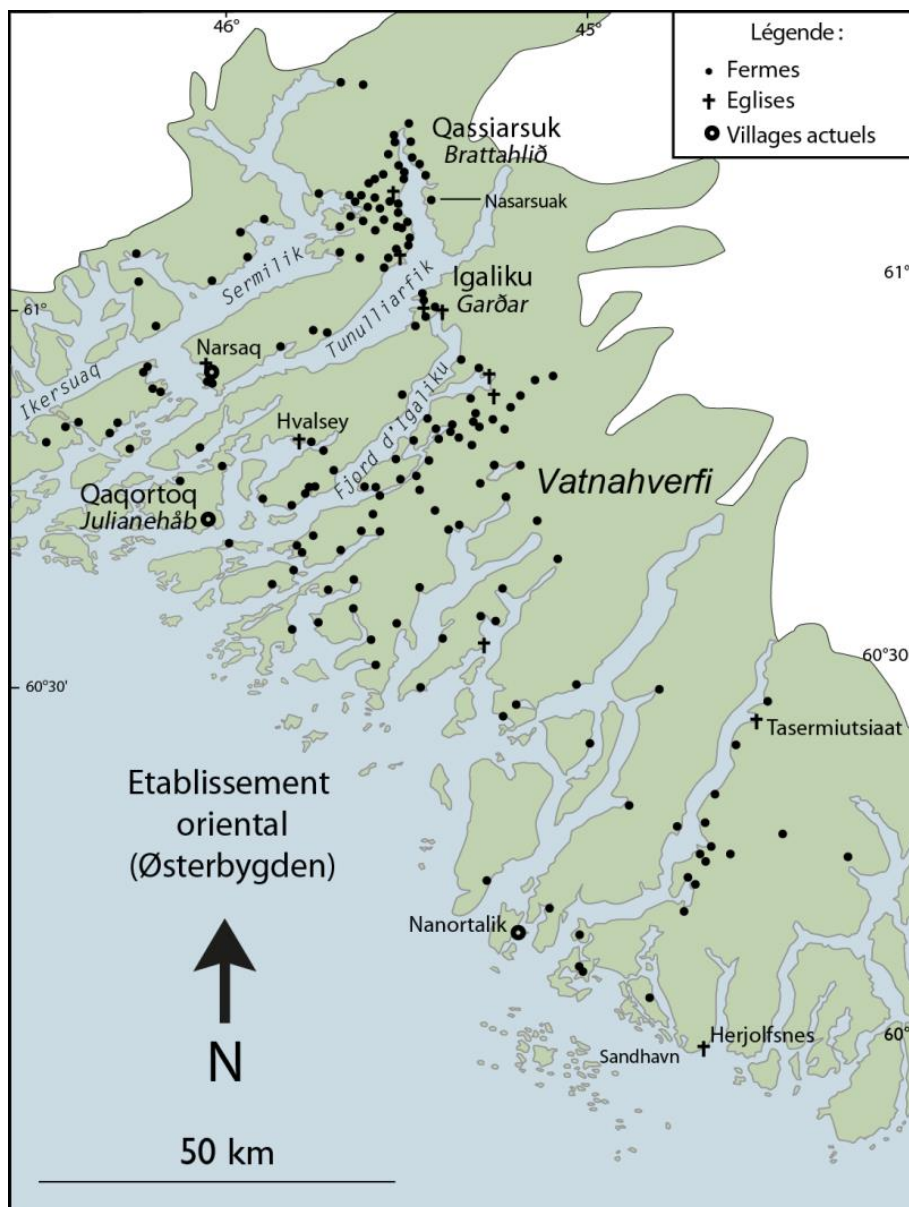


Figure 12 : Carte de l'implantation des sites vikings de l'établissement oriental modifiée d'après Madsen et al. (2014).

La civilisation viking groenlandaise se développa, comme la civilisation viking scandinave, sur la base d'une économie agropastorale, initiée à la faveur de l'OCM. Des études archéozoologiques, réalisées sur les deux principaux établissements (Vesterbygden et Østerbygden), mettent en évidence un élevage de bovins, d'ovins et de porcins (McGovern, 1983 ; Mc Govern et al., 1996 ; Enghoff, 2003 ; Edvardsson et al., 2007 ; Arneborg et al., 2012b ; Nelson et al., 2012). Concernant les pratiques agricoles, les vikings récoltent quelques céréales peu exigeantes comme l'orge (*Hordeum vulgare*) et du lin (*Linum usitatissimum*) pour la fabrication de cordes (Fredskild et Humle, 1991 ; Barlow et al., 1997 ; Dugmore et al., 2012 ; Legder et al., 2013). L'agriculture médiévale groenlandaise se résume principalement à une production de fourrage (Fredskild et Humle, 1991 ; Gauthier et al., 2010 ; Dugmore et al., 2012). Afin d'étendre les zones de cultures et de pâtures nécessaires au pâturage des animaux, les vikings défrichent le peu d'arbres et arbustes présents

(Gauthier et al., 2010), pratiquent la fertilisation par fumure (Commisso et Nelson, 2010) et aussi l'irrigation, obligatoire dans cette région froide et aride (Buckland et al., 2009 ; Edwards et Schofield, 2013). Afin d'exploiter au maximum les ressources du milieu, les Vikings ont également développé des pratiques de transhumance (Ledger et al., 2013). Elles ont été mises en évidence par la découverte de structures archéologiques apparentées aux sæters islandais et norvégiens (maisons occupées seulement pendant la transhumance estivale) au cours de prospections archéologiques dans la vallée de Qorlortoq (Albrethsen et Keller, 1986). Ainsi, les troupeaux pâturaient loin des fermes en été pour assurer une production de fourrage à proximité des fermes, indispensable pour l'hiver (Ledger et al., 2013). La taille des exploitations agropastorales est le reflet de leur statut social. A titre d'exemple, Garðar, actuel village d'Igaliku et capitale épiscopale médiévale du Groenland, fut de loin la plus imposante ferme du Groenland avec un total de 52 structures archéologiques recensées (Krogh, 1967; Arneborg, 2007; Figure 13). Ce site, situé au centre de l'établissement oriental dans la région du Vatnahverfi (la Terre des lacs), possède de larges zones de pâturages disponibles. L'établissement oriental, situé dans un contexte plus favorable que les deux autres, fut donc le siège du diocèse groenlandais (arrivée du premier évêque dès 1126 AD ; Arneborg, 2007).

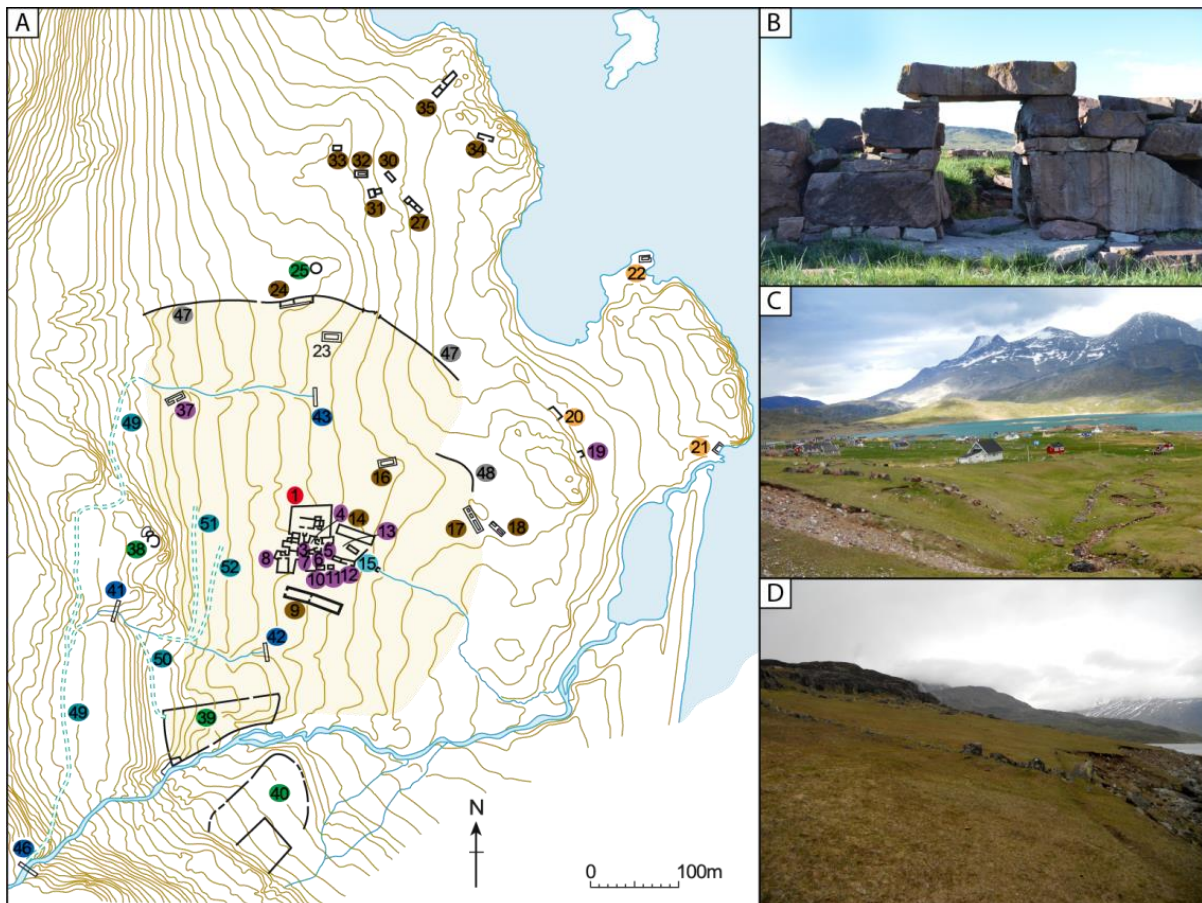


Figure 13 : A- Carte recensant les différents sites d'Igaliku modifiée d'après Krogh (1967) et Arneborg (2007). Le nombre en rouge identifie le site archéologique de la cathédrale viking, les nombres en violet les habitations, en orange les entrepôts, en gris les murs, en marron les étables, en vert foncé les enclos, en bleu foncé les digues, bleu clair le réservoir et bleu les conduits d'irrigations. B- Photographie des vestiges de la cathédrale (n°1). C- Photographie de l'enclos n°39. D- Photographie de l'étable n°24.

Bien que l'économie de cette société ait été principalement basée sur des pratiques agropastorales, la chasse et la pêche constituaient, pour la plupart des sites, une part majoritaire des ressources (Madsen, 2014 ; Figure 14). En effet, les conditions climatiques plutôt rudes rendant les rendements agricoles insuffisants, il était nécessaire de compléter leurs ressources alimentaires. L'économie viking requiert en plus une stratégie d'adaptation basée sur des connections économiques et sociales entre les différentes fermes (Adderley et al., 2008). Les fermes situées sur les meilleures terres donc possédant les troupeaux les plus importants, redistribuaient probablement la viande, le lait et la laine pour les autres fermes plus petites qui leur fournissaient en retour des produits de la chasse et de la pêche (Keller, 1990). Les ressources alimentaires domestiques (de type bovins et porcins notamment) étant toutefois réservées en priorité pour les personnes de haut statut social et cela, dès les premières années de colonisation (Arneborg et al., 2012a).

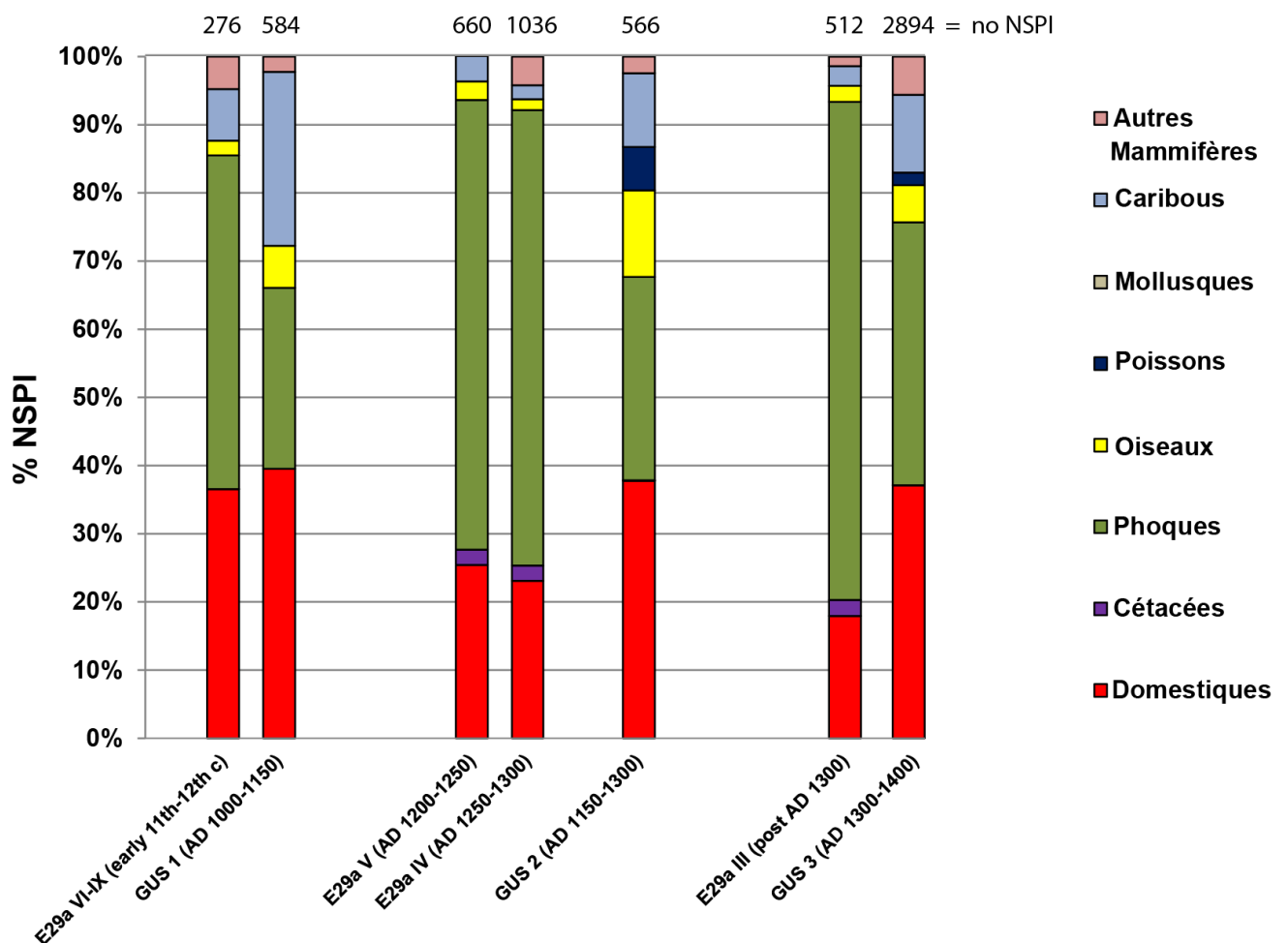


Figure 14 : Etudes archéozoologiques du site E29 (localisé dans l'établissement oriental près de Qassiarsuk) et GUS (localisé dans l'établissement occidental à 80 km à l'Est de Nuuk), compilées par ordre chronologique dans la thèse de Madsen, (2014) d'après McGovern, (1983), McGovern et al. (1996), Enghoff, 2003 et Edvardsson et al. (2007). NSPI = nombre d'espèces identifiées.

De manière générale, la colonie viking groenlandaise est basée sur les pratiques agropastorales soutenues par des pratiques de chasse et de pêche. Les parts de ressources alimentaires domestiques ou sauvages évoluant selon les facteurs climatiques et environnementaux particulier à chaque région (Dugmore et al., 2012). Le lien économique avec les autres colonies viking européennes est également indispensable économiquement pour ces établissements : en échange d'ivoire (provenant des défenses de morse) et de peaux, ils importent du fer et du bois indispensables pour les armes et la construction de bateaux et de maisons (Dugmore et al., 2009 ; Antunes et al., 2014 ; Madsen, 2014).

À partir d'environ 1300 AD, les données archéozoologiques montrent une proportion d'ossements issus de mammifères marins croissante, au détriment des restes osseux appartenant à des espèces domestiques (McGovern, 1983 ; Mc Govern et al., 1996 ; Enghoff, 2003 ; Edvardsson et al., 2007 ; Madsen, 2014 ; Figure 14). Ce résultat se confirme par des données isotopiques réalisées sur des restes osseux humains, indiquant par une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$, une nutrition de plus en plus basée sur des ressources d'origine marine (Arneborg et al., 1999, 2012a et b ; Figure 15). Ce changement de régime alimentaire est également synchronique d'une réduction du taux d'érosion des sols autour du lac d'Igaliku, soulignant une réduction du pastoralisme à cette période (Massa et al., 2012 ; Figure 15). Ainsi, l'entrée dans la période climatique du PAG est synonyme d'une réduction des pratiques agropastorales et d'un changement de régime alimentaire tourné vers des pratiques de chasse et de pêche probablement en réponse à des conditions climatiques plus froides.

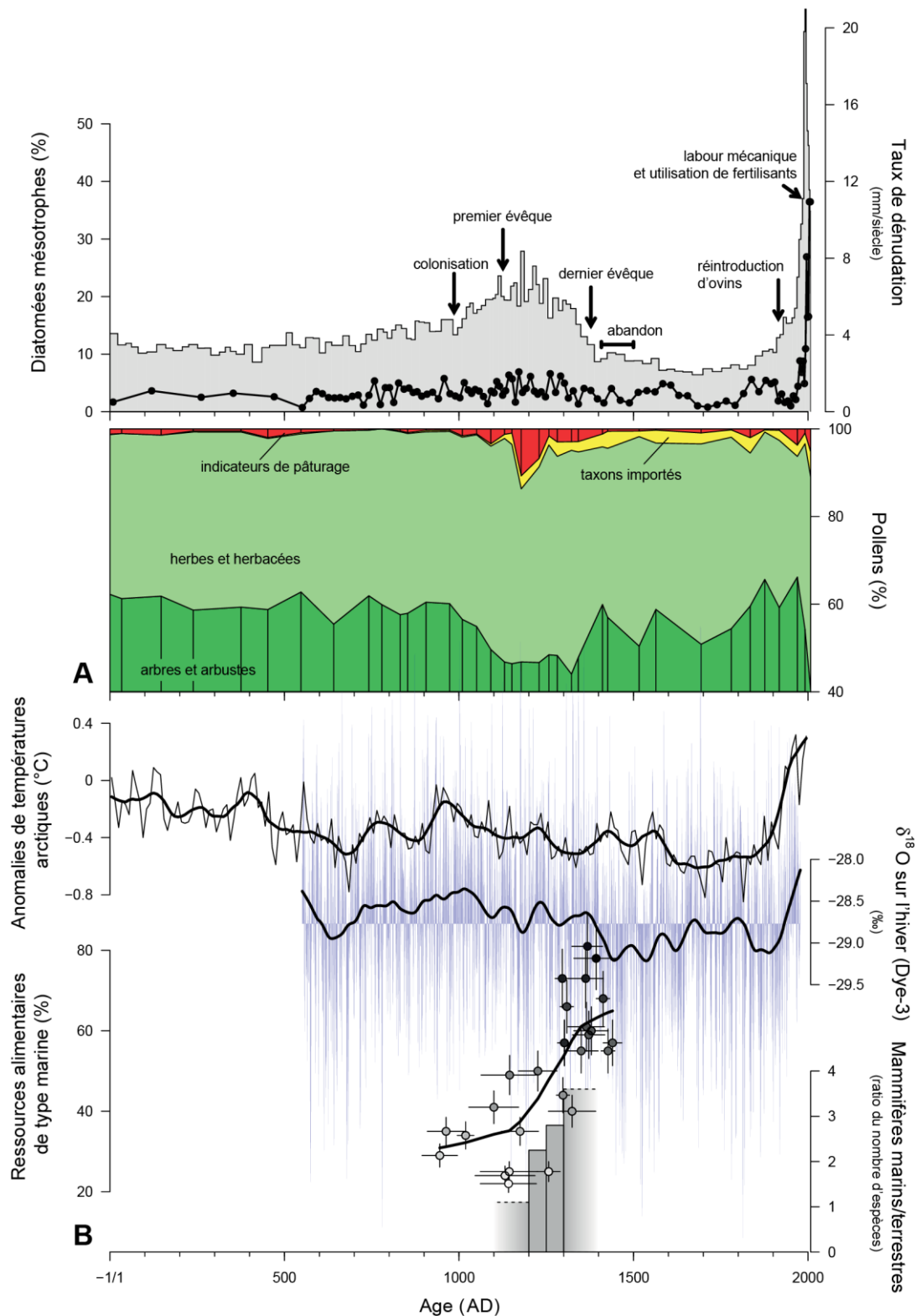


Figure 15 : Synthèse des résultats principaux obtenus par Massa et al., (2012a). A- Reconstruction du taux de sédimentation (en barres grisées), de l'état trophique du lac (en points noirs) et de la végétation (en couleur) à partir des travaux paléolimnologiques réalisés sur la séquence d'Igaliku. B- Reconstruction du $\delta^{18}\text{O}$ d'hiver de Dye-3 d'après Vinther et al. (2010), des anomalies de températures arctiques d'après Kaufman et al. (2009) et de la proportion relative d'os de mammifères terrestres et marins retrouvés dans le site viking Ø29a mise en parallèle avec le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur des squelettes vikings, d'après le travail de Arneborg et al. (1999) et Dugmore et al. (2009).

3. L'abandon de la colonie

La chronologie et les causes précises de l'abandon du Groenland par les vikings sont, encore aujourd'hui, sujettes à de nombreuses controverses (Barlow et al., 1997 ; Dugmore et al., 2012 ; Massa et al., 2012a). Des enregistrements ecclésiastiques indiquent que les Vikings auraient quitté l'établissement occidental aux alentours de *ca.* 1350 AD. En ce qui concerne l'établissement oriental, la dernière trace d'occupation attestée est une lettre datée de 1409 AD annonçant un mariage à l'église de Hvalsey l'année précédente (Gad, 1970). De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la disparition de cette colonie : le déclin des liaisons commerciales avec l'Europe (lié à des épidémies de peste en Norvège et en Islande, à l'augmentation de la fréquence des tempêtes et l'effondrement du commerce de l'ivoire), des raids de pirates européens, des conflits avec les populations nomades locales, l'infertilité congénitale, des épidémies, une population de plus en plus importante nécessitant des ressources de plus en plus nombreuses...(Barlow et al., 1997; Dugmore et al., 2012). Le seul point sur lequel les chercheurs s'accordent est le rôle de la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire (PAG) qui aurait isolé la communauté de l'Europe et progressivement dégradé les rendements agricoles indispensables à leur survie (Dansgaard et al., 1975 ; D'Andrea et al., 2011 ; Massa et al., 2012a ; Antunes et al., 2014). L'abandon précoce de l'établissement occidental s'expliquerait donc par sa position géographique plus au nord et ses conditions climatiques plus rudes par rapport à l'établissement oriental.

Bien que le peuple groenlandais ait réduit les pratiques agropastorales (Massa et al., 2012a ; Ledger et al., 2013) et se soit tourné vers des ressources alimentaires sauvages issues de la chasse et de la pêche (Arneborg et al., 1999, 2012a et b ; Figure 15), cela n'a pas suffi à maintenir la colonie viking au Groenland. Les vikings ont finalement migré vers l'Islande et la Norvège dès la fin du XIV^{ème} siècle. Attachés à une tradition de vie sédentaire, ils auraient tout de même maintenu une économie agropastorale, malgré la dégradation des conditions climatiques (Barlow et al., 1997 ; Arneborg et al., 2012a). D'après Barlow et al. (1997), seul un changement vers un mode de vie nomade, contraire leurs visions économiques, politiques et idéologiques, aurait pu leur permettre de traverser la péjoration climatique du PAG en accédant à des ressources alimentaires toute l'année. Les Vikings ont ainsi créé un système de subsistance efficace pour répondre aux challenges environnementaux toutefois vulnérable aux changements climatiques majeurs et qui finalement échoue lors de combinaisons de processus économiques, politiques et culturels (Dugmore et al., 2012).

III. La culture néo-eskimos (ca. AD 1100 - aujourd'hui)

Au cœur de la période viking, les Thulés, faisant partie de la première communauté néo-Eskimos provenant d'Alaska, s'installèrent sur l'ensemble des côtes du Groenland vers ca. 1100 AD et y demeurèrent jusqu'à nos jours (Figure 16). Ces chasseurs nomades, adaptés à suivre et chasser les troupeaux d'animaux sauvages principalement sur mer et sur glace, ont un régime alimentaire considéré à 100% d'origine marine (Arneborg et al., 2012a ; Nelson et al., 2012). Contrairement aux Vikings, le refroidissement du PAG ne semble pas avoir affecté le mode de vie des Thulés. En effet, aucune évolution de leurs outils ou équipements n'a été identifiée au cours de cet épisode (Sørensen, 2010). C'est en grande partie leur mode de vie nomade qui leur a permis de traverser cette période climatique plus froide et de perdurer sur plusieurs siècles dans les régions arctiques. Une grande majorité de groenlandais sont d'ailleurs aujourd'hui les descendants de ce peuple Néo-Eskimos (Gulløv, 2004).

Il est assez difficile d'affirmer avec certitude si les Thulés ont eu de quelconques échanges avec la civilisation viking entre ca. 1100 AD et ca. 1450 AD. Seuls des outils Thulés ont été découverts dans des sites vikings et vice-versa, indiquant que ces peuples se sont au moins inspirés l'un de l'autre d'un point de vue technologique (Gulløv, 2000).

Tout comme les peuples paléo-Eskimos, les Thulé sont des chasseurs nomades peu nombreux ayant globalement peu, voire pas, d'impacts sur l'environnement. Douglas et al. (2004) ont cependant mis en évidence que l'occupation Thulé entre ca. 1200 AD et ca. 1600 AD sur l'île de Somersete située au cœur de l'archipel arctique canadien, a modifié et perturbé l'écologie d'un lac : ce peuple, chasseur de baleines, utilise les os de ces mammifères pour fabriquer leurs habitations autour du lac après consommation de la viande (Figure 16). Le dépôt de ces carcasses dans le bassin versant et leur dégradation progressive fertilisent les sols en apportant de nombreux nutriments, responsables de l'apparition de nouvelles espèces végétales de mousses. Ces nutriments peuvent également se retrouver transportés directement vers le lac par ruissellement puis utilisés par la biomasse lacustre comme source d'énergie provoquant un changement d'état trophique du lac. Ainsi, à l'aide des différents assemblages de diatomées identifiés dans les sédiments du lac, Douglas et al. (2004) ont mis en évidence une eutrophisation du lac à partir de l'installation des Thulés visible encore aujourd'hui malgré leur départ autour de ca. 1600 AD.

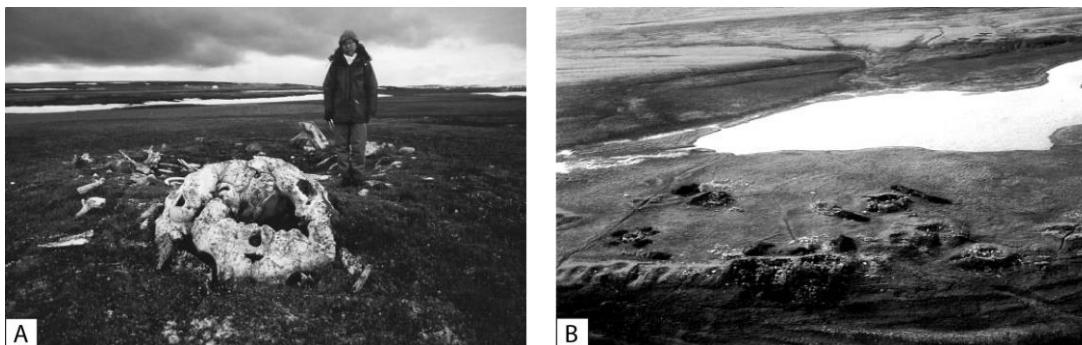


Figure 16 : A- Vestige d'une ancienne habitation Thulé constituée d'os de baleine d'après Douglas et al. (2014). B- Vue aérienne du site étudié par Douglas et al. (2014).

IV. L'occupation du dernier siècle

Il faut attendre le XX^{ème} siècle pour qu'une nouvelle phase agropastorale se développe au sud-ouest du Groenland, à la faveur du réchauffement climatique actuel. En 1915, le gouvernement danois offre aux groenlandais l'opportunité de développer un élevage d'ovins pour une production quasi-exclusive de viande (Petersen, 2000 ; Austrheim et al., 2008). Les pratiques de chasse devenant de plus en plus restrictives, certains groenlandais se sont sédentarisés pour pratiquer des activités d'élevage au cœur même des bassins agropastoraux médiévaux (Petersen, 2000). Igaliku, avec ses zones de pâtures de bonne qualité, est aujourd'hui encore l'un des pôles agropastoraux majeurs du sud du Groenland.

Cette phase agropastorale peut être subdivisée en deux périodes durant lesquelles les deux types de pratiques exercées sont bien distinctes (Austrheim et al., 2008):

- de *ca.* 1915 AD à *ca.* 1970 AD durant laquelle l'élevage d'ovins est extensif : les moutons pâturent librement sans aucune mesure de régulation de population (Figure 17). Quelques suppléments de fourrage leur sont parfois distribués au cours de l'hiver et ils peuvent être parfois rentrés à l'étable. Tous les ans, les moutons sont collectés pour la tonte et/ou l'abattage ;
- des années 1980 à nos jours où l'élevage devient intensif : au cours des sept mois d'hiver groenlandais, les troupeaux sont rentrés dans des étables et nourris. Au cours des cinq mois de printemps et d'été, ces derniers pâturent librement loin des fermes pour assurer une production de fourrage à proximité des fermes. Ces nouvelles pratiques, et plus particulièrement la stabulation en hiver, nécessitent la régulation du nombre de têtes qui se stabilisent autour de 20 000 têtes (Figure 17) et une production de fourrage nettement plus importante.

Ce changement abrupt de pratiques agropastorales dans les années 1980 s'explique par une perte de plus de la moitié des troupeaux sud-groenlandais suite à l'hiver de 1966-1967, particulièrement froid. Des situations similaires se sont produites au cours de l'hiver 1972-1973, réduisant les cheptels à un total de 20 000 têtes à cette date (Austrheim et al., 2008 ; Figure 17). Pour éviter ce type d'incident et limiter de telles pertes dans le futur, une réforme agraire, mise en place en 1982, rend obligatoire la stabulation du cheptel au cours de l'hiver. Dès lors, le nombre de fermes et d'étables a dû être doublé pour accueillir les troupeaux. De plus, une production de fourrage pendant l'été a été nécessaire pour nourrir les moutons au cours des six mois de stabulation. Sur les dernières décennies, la création de parcelles agricoles et la production croissante de fourrage ont engendré une érosion importante des sols déjà peu épais (Massa et al., 2012) et une perturbation des écosystèmes lacustres liée à des apports importants de fertilisants azotés (Perren et al., 2012 ; Millet et al., 2014).

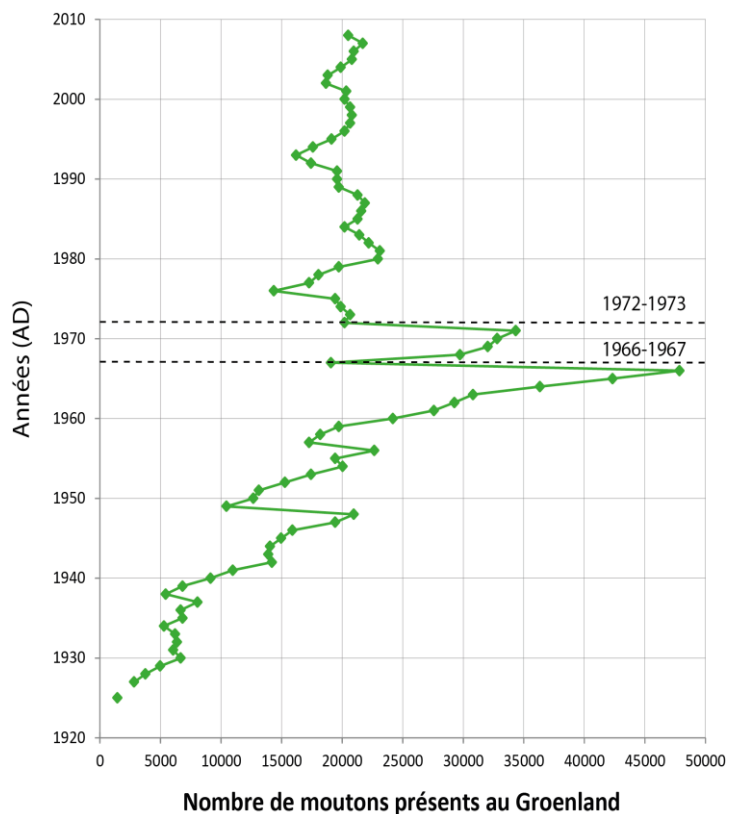


Figure 17 : Evolution du nombre de moutons présents au sud du Groenland de 1925 à 2008
(<http://www.nunalerineq.gl>)

L'occupation humaine au Groenland peut ainsi se résumer par une succession non continue dans le temps, de peuples paléo et néo-eskimos, chasseurs nomades et peu nombreux, ayant eu très peu (Douglas et al., 2004) voire pas d'impacts sur les écosystèmes (Gauthier et al., 2010 ; Massa et al., 2012a ; Perren et al., 2012). Elle se caractérise également par deux phases agropastorales majeures, la période viking et le dernier siècle, séparées par la péjoration climatique du PAG. Le sud du Groenland est donc un site d'étude unique, de par son histoire humaine, pour l'étude du passage d'un paysage quasiment vierge de toutes activités humaines à anthropisé, puis résilient et de nouveau anthropisé.

D- Partie I

Évolution et réponses environnementales
des activités agropastorales médiévales et actuelles
sur les écosystèmes du sud du Groenland
à partir d'une approche moléculaire



Famille de moutons pâturent autour d'Igaliku. Cliché : O. Mathieu

I. Objectifs et démarche de la partie I

L'objectif principal de cette première partie est d'améliorer les connaissances historiques de l'occupation viking au sud-ouest du Groenland en se focalisant tout particulièrement sur les pratiques agropastorales. Il s'agira, dans un premier temps, de tester de nouveaux traceurs pour identifier directement les dynamiques agropastorales passées et actuelles. Pour cela, un premier chapitre écrit en français issu d'un travail en co-auteur soumis prochainement à *Journal of Archaeological Science*, présente l'intérêt des biomarqueurs moléculaires fécaux, produits dans les intestins des mammifères, en termes de spécificité et de préservation pour tracer de manière univoque la présence de l'Homme et du bétail. Un deuxième chapitre, rédigé en anglais et laissé sous la forme de la note publiée dans *Organic Geochemistry*, fera ainsi l'inventaire des biomarqueurs moléculaires fécaux sur la séquence sédimentaire du lac d'Igaliku pour retracer, à haute résolution l'évolution, les pratiques agropastorales groenlandaises des 2000 dernières années. Une fois ciblées, il sera plus simple de caractériser les impacts liés à ces pratiques sur les écosystèmes. Pour cela, un troisième chapitre, laissé sous la forme de l'article accepté dans la revue *The Holocene*, associera les données sédimentologiques, palynologiques et biologiques déjà acquises sur la séquence d'Igaliku à un inventaire moléculaire complet recensant des biomarqueurs de végétation, d'érosion des sols et d'eutrophisation dans le but d'identifier, puis de comparer, les réponses écosystémiques aux activités agropastorales passées et actuelles.

II. Présentation et choix du site d'étude

Le lac d'Igaliku (N61°00'24'' ; O45°26'30''), localisé à l'intérieur des fjords et relativement loin des zones côtières de la mer du Labrador, est sous l'influence d'un climat de type sub-continental. Les données météorologiques indiquent des températures moyennes hivernales de -6°C et estivales de 10°C, ce qui correspond à une différence de +2°C par rapport aux zones côtières, plus chaudes l'hiver (Cappelen et al., 2001 ; Cappelen, 2014). En moyenne, les températures sont positives seulement sept mois par an et des gelées peuvent survenir même au cours de l'été. En plus d'un gradient annuel de températures important, le climat sub-continental implique des précipitations moins importantes, avec une moyenne de seulement 600 mm/an soit 240 mm/an de moins par rapport à ce qui est enregistré sur les côtes (Cappelen et al., 2001 ; Cappelen, 2014). S'ajoutant à ce manque de précipitations, des vents de type foehns, soufflant à parfois plus de 40 m/s et provenant de la calotte glaciaire, peuvent engendrer d'importantes sécheresses (Cappelen et al., 2001 ; Cappelen, 2014).

Situé à 15 m d'altitude sur une étroite bande de terre entre le fjord de Tunulliarfik et d'Igaliku et à environ 2 km du village d'où il tire son nom, le lac d'Igaliku est orienté le long d'un axe nord/sud. Il a une surface d'environ 35 hectares pour une profondeur maximale de 26 m (Figure 18).

Un ensemble de petits tributaires à faible débit drainant le versant sud de son bassin versant l'alimentent alors qu'un unique exutoire, situé au nord, mène les eaux du lac directement dans le fjord de Tunulliarfik (Figure 18).

Son bassin versant, ayant une surface d'environ 4 km², est également aligné selon un axe nord-sud et montre de fortes pentes uniquement sur son versant nord (Figure 18). Le substrat géologique qui le compose est majoritairement constitué de granites au sens large (à feldspaths, biotite, hornblende et quartz), datés entre 1.8 et 1.65 Ga et mis en place suite à l'orogénèse kétilidienne (Garde et al., 2002). Ces granites forment également le substratum géologique régional et sont regroupés sous le terme de batholite de Julianehåb (Garde et al., 2002). La série d'Eriksfjord, datée à 1.17-1.2 Ga, constituée de grès arkosiques fluvio-éoliens, riches en fer, intercalés d'épanchements basaltiques et de roches pyroclastiques (Clemmensen, 1988 ; Paslick et al., 1993) est également représentée dans le bassin versant d'Igaliku.

Comme tous les paysages du sud du Groenland à cette altitude, le bassin versant d'Igaliku offre un paysage de type ouvert : la couverture arborée actuelle est principalement composée d'arbustes comme le bouleau nain (*Betula glandulosa*), le saule (*Salix glauca*) et le genévrier (*Juniperus communis*) et se limite seulement à quelques rares arbres comme le bouleau (*Betula pubescent*). Les faibles pentes du versant sud du bassin versant d'Igaliku ont permis le développement d'activités agropastorales depuis les années 1980 et plus particulièrement, la mise en place de parcelles de fourrage sur 30 ha, favorisant le développement d'une flore caractérisée par *Ranunculus acris*, *Rumex acetosa* et *Taraxacum officinale*, typique des paysages agropastoraux de cette région (Figure 18).

Aucun site archéologique datant de l'époque médiévale n'est présent au sein même des limites géographiques du bassin versant d'Igaliku. Toutefois, une cinquantaine de sites Vikings sont centralisés à 2 km au sud du lac, au niveau du village actuel d'Igaliku qui fut l'ancienne capitale épiscopale groenlandaise (inventoriée comme le site E47). Les vestiges d'une cathédrale, d'une dizaine d'habitations, d'une dizaine d'étables, de quelques enclos et de structures d'irrigation comme des canaux, digues et réservoirs ont été notamment recensés et décrits par Arneborg, (2007 ; Figure 18).

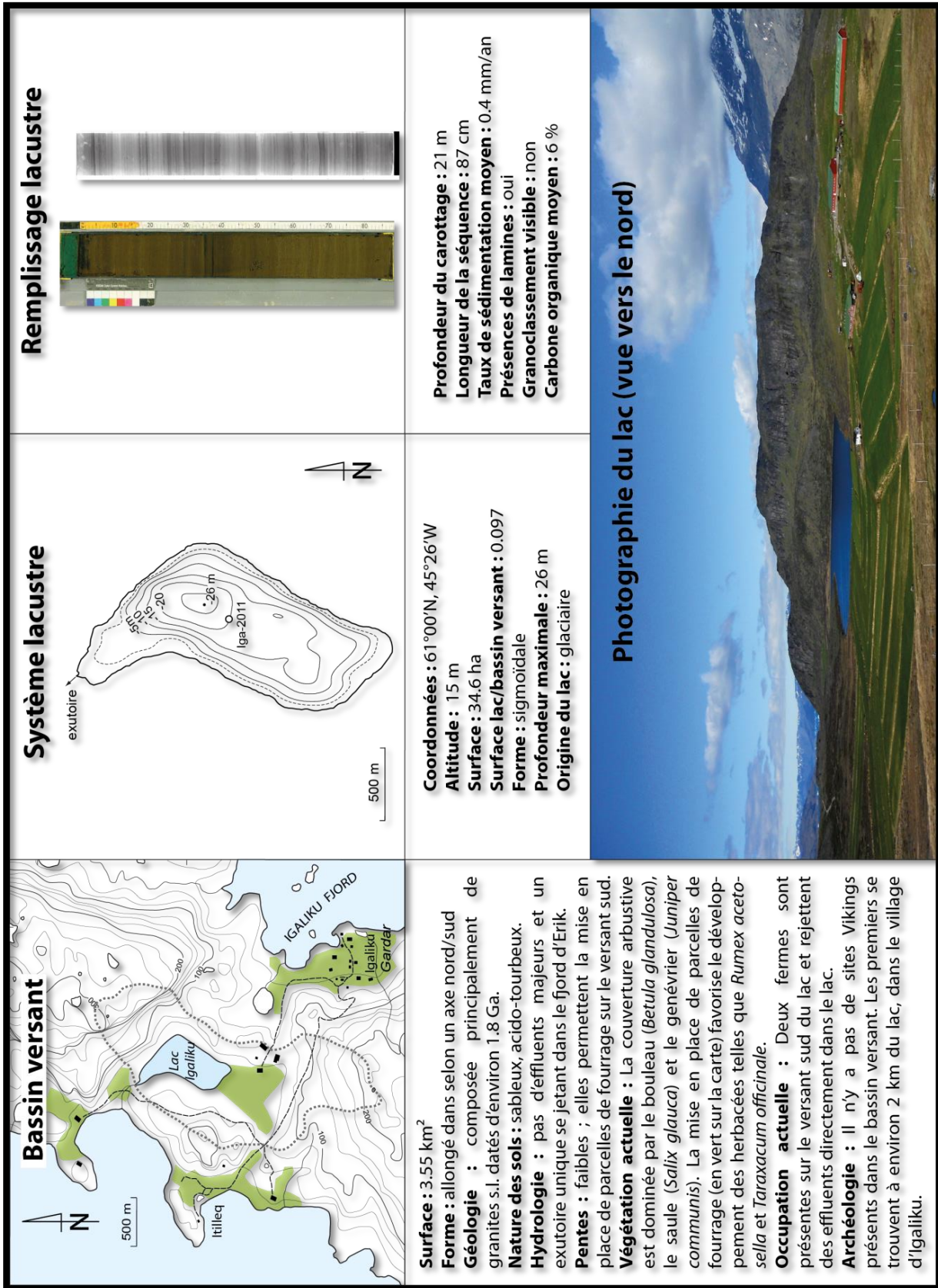


Figure 18 : Synthèse des caractéristiques du bassin versant du lac d'Igaliku, de son système lacustre et de son remplissage lacustre.

Le lac d'Igaliku, situé au cœur du centre agropastoral groenlandais médiéval et actuel, a été l'objet d'étude principal de la thèse de Charly Massa (2002). La reconstitution paléoenvironnementale réalisée sur la séquence sédimentaire d'Igaliku sur les deux derniers millénaires a montré une augmentation du taux de dénudation des sols, une diminution de la couverture arbustive au profit d'herbacées et une augmentation de la proportion de champignons coprophiles, marqueurs de la présence herbivores (van Geel et al., 2003), dès le début de la période viking à partir de *ca.* 1000 AD jusqu'à *ca.* 1200 AD et sur le dernier siècle, au cours de deux épisodes de réchauffement climatique global, attestant potentiellement de la mise en place de cheptels domestiques dans le bassin versant (Gauthier et al., 2010 ; Massa et al., 2012a ; Figure 15). Vers *ca.* 1300 AD, dès le commencement du PAG, un retour progressif vers les conditions anté-colonisation est observé en ce qui concerne le taux de dénudation des sols et les données palynologiques, signifiant un abandon de ces terres par les Vikings et un retour vers des conditions pré-anthropiques (Gauthier et al., 2010 ; Massa et al., 2012a ; Figure 15). La principale conclusion apportée par cette étude multi-paramètre est le potentiel exceptionnel de cette séquence pour revisiter à haute résolution temporelle l'histoire et les conséquences environnementales de l'occupation viking sur le dernier millénaire.

L'une des problématiques actuelles majeures des études paléoenvironnementales sur des archives continentales est de réussir à dissocier les réponses environnementales liées aux variations climatiques de celles liées aux activités anthropiques. Dans les sédiments lacustres notamment, les réponses environnementales enregistrées à haute résolution influencées par des variations climatiques sont souvent similaires à celles induites par des activités anthropiques (D'Anjou et al., 2012). Pour remédier à ces problèmes, il faut une bonne connaissance archéologique du site d'étude pour permettre de cibler les différentes périodes d'occupation mais aussi choisir le bon marqueur qui retrace les activités anthropiques. Les marqueurs les plus souvent utilisés sont : le taux d'érosion, la palynologie ou encore les micro-charbons. Cependant, ces traceurs peuvent aussi être influencés par des variations d'ordre climatique. Par exemple, le taux d'érosion peut être le résultat d'un climat plus humide ; la réduction du couvert arboré, d'un climat plus sec ; et l'augmentation de la proportion de charbons, d'un régime de feux naturels issus d'une période de sécheresse intense. Afin de tracer sans ambiguïté au sein d'archives lacustres les modifications environnementales induites par des activités anthropiques, nous avons testé une nouvelle approche basée sur les biomarqueurs moléculaires lipidiques, ayant déjà prouvé leur utilité sur de récentes études pour reconstruire l'évolution des pratiques agricoles sur les derniers millénaires hors sites archéologiques (Jacob et al., 2008 ; Lavrieux et al., 2013). Présents dans la fraction organique du sol et des sédiments, ils dérivent majoritairement de la végétation et de la population microbienne du sol et/ou lacustre et sont moins sensibles à la dégradation microbienne que d'autres composants de la matière organique (Meyers et Ishiwatari, 1993), faisant d'eux d'excellents biomarqueurs paléo-environnementaux. Cette approche a été testée sur la séquence d'Igaliku déjà bien caractérisée, où de nombreuses données sont disponibles (sédimentaires, palynologiques et biologiques ; Figure 15) en collaboration avec l'ISTO (Université d'Orléans) sous la tutelle de Jérémy Jacob.

III. Matériels et méthodes

1. Missions de terrain

a) Relevés bathymétriques

Entre 2007 et 2013, quatre missions de terrain ont été effectuées au cours desquelles le lac d'Igaliku a été carotté trois fois. Lors de la première mission, des relevés bathymétriques ont été réalisés pour :

- visualiser la morphologie et le nombre de bassins sédimentaires ;
- localiser la zone la plus profonde du lac susceptible d'accueillir un maximum d'épaisseur de sédiments ;
- cibler la zone de carottage et éviter les zones de talus à forte pente, propices à des glissements en masse.

Ces relevés ont été acquis à l'aide d'un échosondeur (de type Fishfinder de Garmin) couplé à un GPS pour permettre le géoréférencement des mesures de profondeur d'eau. Plusieurs transects sur le lac ont été effectués de manière à réduire un maximum les interpolations lors de la réalisation de cartes bathymétriques sous le logiciel ArcGis. Il arrive que les données bathymétriques soient couplées à des données sismiques pour déterminer l'épaisseur du remplissage sédimentaire avant l'étape du carottage et pour repérer avec plus de précisions les glissements en masse. Pour des raisons techniques, il n'a pas été possible de produire des données d'imagerie sismique. Toutefois, les relevés bathymétriques ont montré que le lac d'Igaliku n'était constitué que d'un seul bassin en forme de cuvette à pente douce, peu favorable aux glissements sub-aquatiques. La zone de carottage idéale a été finalement localisée, grâce aux données bathymétriques, au milieu du lac, dans une zone faiblement pentue et dans sa partie la plus profonde (à 21 m) afin d'obtenir une séquence moyennant le signal sédimentaire enregistré ([Figure 18](#)).

b) Carottages lacustres

La mission de terrain de 2007 avait pour objectif d'obtenir un enregistrement sédimentaire du lac d'Igaliku couvrant la totalité de l'Holocène. Une plateforme de forage équipée d'un carottier à percussion de 3 mètres de type UWITEC (\varnothing 63 mm) a donc été nécessaire pour extraire une séquence sédimentaire longue de 4 m et couvrant les 10 000 dernières années. Au vue du taux de sédimentation moyen mesuré (infra-millimétrique) et du potentiel exceptionnel de la séquence d'Igaliku pour retracer à haute résolution temporelle l'histoire et les conséquences environnementales des activités agropastorales sur les deux derniers millénaires, le lac d'Igaliku a également fait l'objet de carottages courts (< 1m30) en 2011 puis 2013, réalisés à l'aide d'un carottier gravitaire d'interface (UWITEC, \varnothing 90 cm) et d'une embarcation de type Zodiac.

2. Corrélations chronologiques entre les séquences d'Igaliku

Un modèle d'âge précis de la séquence du lac d'Igaliku extraite en 2007 (Iga-2007) et basé sur un total de 16 dates radiocarbone et un modèle $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ pour les 150 dernières années, a été réalisé par Massa et al. (2012a). Pour appliquer ce modèle d'âge à la carotte extraite en 2011 (Iga-2011), des corrélations « pic à pic » ont été faites entre les deux séquences (Iga-2007 et Iga-2011) à partir :

- ❖ de données de géochimie minérale obtenues par fluorescence des rayons X (XRF ; laboratoire EDYTEM, Université de Savoie) ;
- ❖ des niveaux de gris des radiographies X des deux séquences (laboratoire EPOC, Université de Bordeaux) ;
- ❖ des valeurs de susceptibilité magnétique (SM) mesurées au banc *Geotek Multi Sensor Core Logger* (laboratoire Chrono-environnement, Université de Besançon).

Seules les données de SM ont permis la corrélation des deux séquences sur leur totalité. En effet, les variations d'éléments chimiques comme le titane ou des niveaux de gris n'étaient pas suffisamment importantes pour assurer des corrélations « pic à pic » de bonne qualité. Une date radiocarbone a également été réalisée sur Iga-2011, au laboratoire Beta Analytics (Miami, Etats-Unis) pour obtenir un point de référence supplémentaire et confirmer les corrélations réalisées à partir des données de SM. Une fois les corrélations entre Iga-2007 et Iga-2011 fixées, l'âge des échantillons d'Iga-2011 a pu être établi en reliant leur profondeur à celles d'Iga-2007 elles-mêmes associées à un âge.

3. Analyses lipidiques

a) Protocole d'échantillonnage

Un premier test sur une quinzaine d'échantillons, répartis tout au long de la séquence d'IGA-2011, a été réalisé à l'ISTO sur une durée totale d'analyses d'un mois. Au vu des premiers résultats très encourageants, une nouvelle quinzaine d'échantillons ont été analysés. Au total, 35 échantillons ont été traités au laboratoire ISTO (Université d'Orléans) pour réaliser un inventaire moléculaire complet de la séquence Iga-2011 en se focalisant principalement sur les deux phases agropastorales connues (résolution de 30 ans pour la période médiévale et de 5 ans pour le dernier siècle).

b) Extraction lipidique

Les analyses de géochimie organique se sont déroulées en cinq principales étapes débutant par la phase d'extraction (Figure 19). À partir d'environ 2 g sec de sédiments totaux lyophilisés, tamisés à 2 mm et non broyés, les lipides de chaque échantillon ont été extraits de manière automatique en utilisant une ASE 200 (Dionex®), sous une pression de 1000 Psi, une température de 100°C et un mélange de solvants organiques de type dichlorométhane (DCM)/méthanol (MeOH ; Figure 19).

c) Séparation des fractions neutre/acide/polaire (N/A/P)

Chaque extrait lipidique est ensuite séparé en fractions neutre/acide/polaire (N/A/P) par chromatographie liquide sur mini-colonnes, remplies de silice greffée de groupements aminopropyles, selon le protocole établi par Jacob et al. (2005). Les fractions neutres sont obtenues en éluant l'extrait lipidique total avec un mélange de DCM/isopropanol. Les fractions acides sont, par la suite, éluées à l'aide d'un mélange éther/acide formique suivi par une solution d'éther pur. Enfin, pour récupérer la fraction polaire, une simple élution au MeOH est suffisante (Figure 19). L'ensemble des séparations N/A/P (105 en tout, en considérant les 35 échantillons de départ) ont été réalisées manuellement. Certains tests ont cependant été réalisés de manière automatique à l'aide d'une ASPEC GX-271.

d) Séparation de la fraction neutre

Chacune des fractions neutres est ensuite re-séparée en six autres fractions, toujours par chromatographie liquide sur mini-colonnes mais cette fois-ci remplies de silice désactivée avec 5% d'eau, selon le protocole développé par Lavrieux et al. (2011 ; Figure 19) :

- ❖ la 1^{ère} fraction qui regroupe des hydrocarbures aliphatiques et cycliques, est éluée avec de l'heptane ;
- ❖ la 2^{ème} fraction, contenant des hydrocarbures aromatiques, est obtenue à l'aide d'heptane puis d'un mélange heptane/toluène ;
- ❖ la 3^{ème} fraction, regroupant les éthers, est aussi éluée par un mélange heptane/toluène, avec cette fois-ci une proportion volumique d'heptane plus importante ;
- ❖ la 4^{ème} fraction qui rassemble les cétones et les alcénones, est obtenue par élution d'un mélange d'heptane/acétate d'éthyle ;
- ❖ la 5^{ème} fraction qui réunit les alcools, stérols et triterpénols, est éluée à partir de ce même dernier mélange de solvants comprenant toutefois une proportion volumique d'heptane plus grande ;
- ❖ enfin, la 6^{ème} fraction, contenant les molécules polaires, est obtenue à l'aide de MeOH pur.

e) Séparation de la fraction acide

Préalablement à leur séparation, une estérification des acides est nécessaire pour permettre l'isolation des acides biliaires. Cette estérification protège la fonction acide à partir d'une méthylation. À la fraction acide est additionnée un mélange de MeOH anhydre et d'acétyl chlorure (MeCOCl). Ce mélange est ensuite chauffé à l'étuve pendant une heure à 55°C. Il est finalement séparé en trois différentes fractions avec des solvants de polarité croissante, selon le même mode opératoire que la fraction neutre (Zocatelli et al., 2012 ; Figure 19).

- ❖ la 1^{ère} fraction des acides regroupe les acides gras méthyl-éthers (FAMES), est obtenue à partir d'une élution de DCM ;
- ❖ la 2^{ème} fraction, où sont concentrés les hydroxy-acides linéaires, diacides et acides biliaires, est éluée par un mélange DCM/isopropanol ;
- ❖ la 3^{ème} et dernière fraction contenant les molécules polaires est obtenue par le même solvant de la 6^{ème} fraction des neutres, le MeOH.

La séparation des extraits lipidiques, puis des fractions neutre et acide est une étape nécessaire pour réduire la diversité trop importante des molécules et assurer une identification et quantification précise de chaque composé lipidique. En comptant les séparations N/A/P, neutre et acide, un total de 350 séparations a été réalisée à partir des 35 échantillons de départ, correspondant au final à 315 fractions.

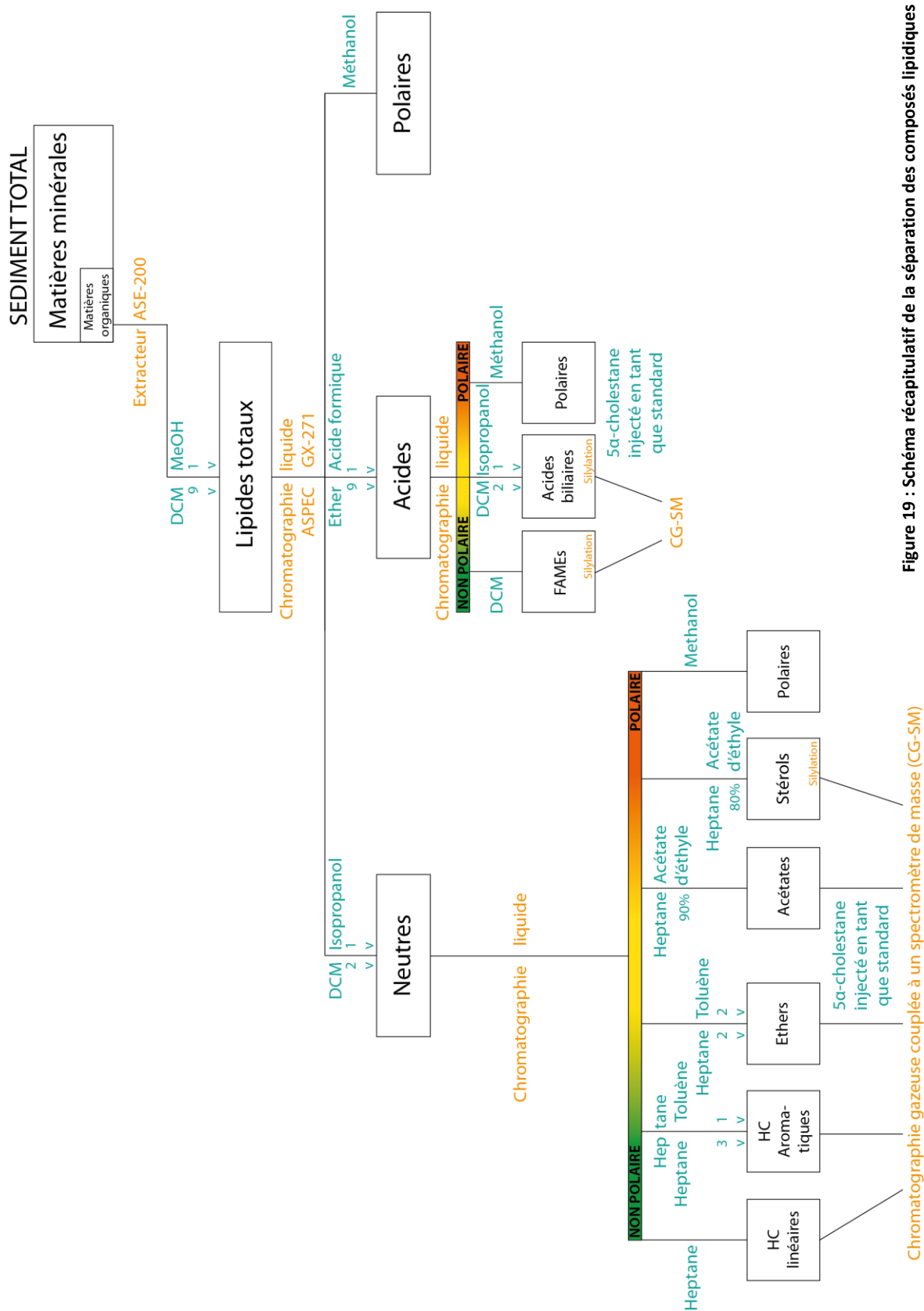


Figure 19 : Schéma récapitulatif de la séparation des composés lipidiques

f) Identification et quantification des composés organiques

L'ensemble des fractions neutres et acides (à l'exception de leur fraction contenant les molécules polaires) ont été analysées par chromatographie gazeuse (Trace GC Ultra, équipé d'un injecteur automatique AS 3000) couplée à un spectromètre de masse (TSQ Quantum XLS) dont le fonctionnement est décrit dans la [figure 19](#) et les paramètres techniques regroupés au sein du [tableau 1](#).

Paramètres de la chromatographie gazeuse (GC)	Paramètres du spectromètre de masse (SM)
Température initiale = 40°C pendant 1 min	Température source = 280°C
Palier de chauffe n°1 de 40 à 120°C à 30°C/min	Scan entre 50 Da et 600 Da
Palier de chauffe n°2 de 120 à 300°C à 3°C/min	Analyse en impact électronique
Chauffe à 300°C pendant 60 min	$E_{\text{ionisation}} = 70 \text{ eV}$
Gaz vecteur : He à 1mL/min	
Colonne Trace Gold (Thermo) TG-5MS 60 m*0.25 mm (diamètre interne)*0.25 µm (film)	
Injecteur à diviseur en mode splitless	

Tableau 1 : Paramètres techniques de la chromatographie gazeuse couplée à un spectromètre de masse (CG-SM).

Avant leur passage en CG-MS, la 5^{ème} fraction des neutres contenant les stérols et la 2^{ème} fraction des acides sont silylées à l'aide d'un mélange de *N,O*-bis(triméthyl)trifluoroacétamide (BSTFA)/pyridine puis chauffées à 60°C pendant une heure afin que les pics obtenus pendant l'analyse soient mieux formés, assurant une meilleure quantification des molécules présentes dans ces fractions.

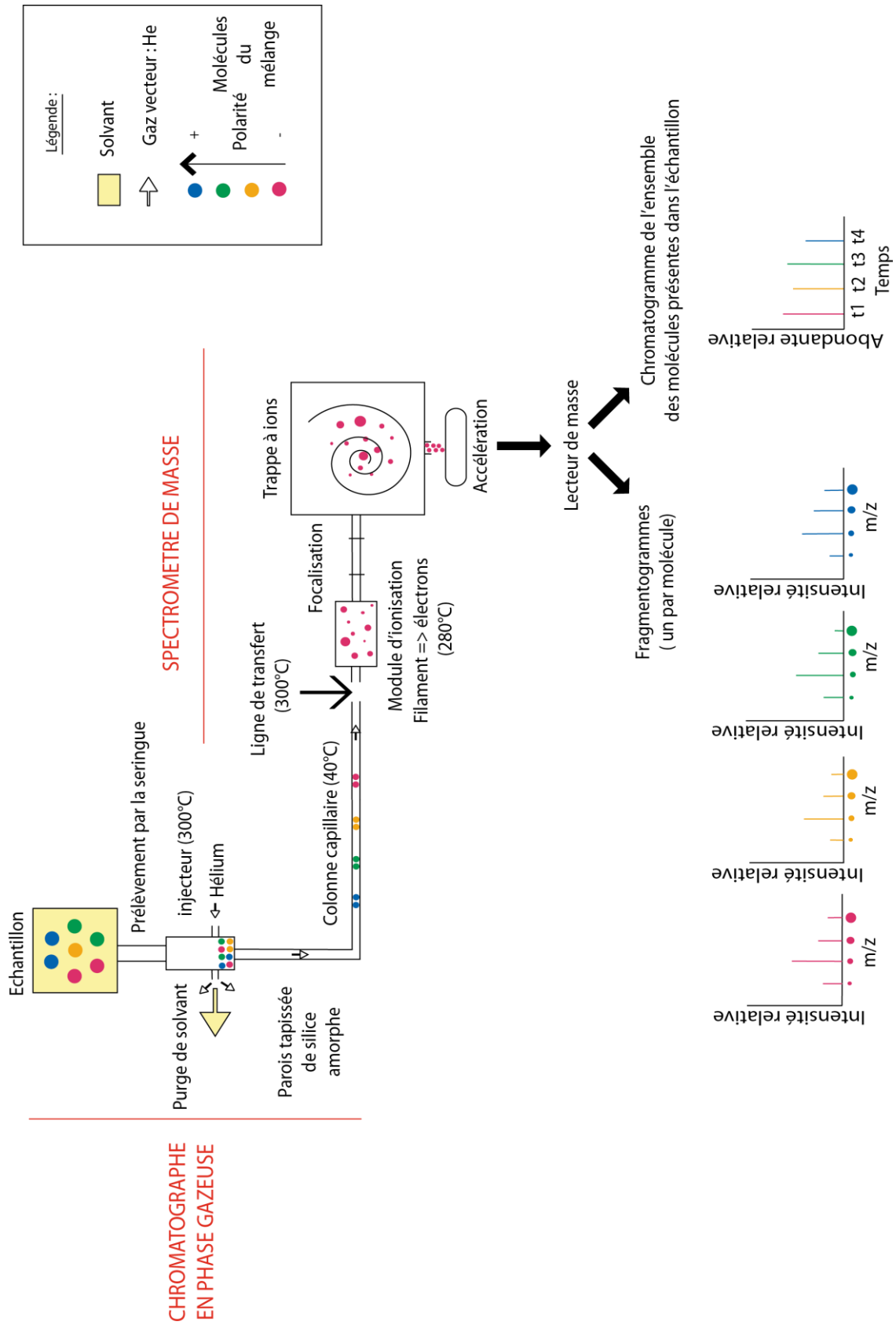


Figure 20 : Schéma du fonctionnement de la CG-MS d'après Fourmont (2000, publication personnelle).

Pour chaque chromatogramme (245 au total), l'ensemble des molécules prédominantes (100 en moyenne) ont été identifiées puis quantifiées à la main à l'aide des données de la bibliographie (Elhmmali et al., 1997 ; Bull et al., 2001 ; Tyagi et al., 2008 ; Jacob et al., 2009 ; Lavrieux et al., 2011 ; Figure 21). A partir de l'aire des pics obtenue, les molécules sont exprimées en concentrations (ng/g de sédiment). Pour cela, l'aire du pic de la molécule a été normée par l'aire du pic du standard injecté dans chaque fraction (le 5 α -cholestane), toutes deux sur le courant ionique total (TIC), puis multipliées par le rapport quantité de standard injecté sur masse de l'échantillon extrait. Les concentrations des molécules ont ensuite été converties en flux en les multipliant par le taux de sédimentation et la densité sèche, divisés par le carbone organique total (COT) afin de corriger les tendances d'éventuels apports instantanés de sédiments et/ou de matières organiques.

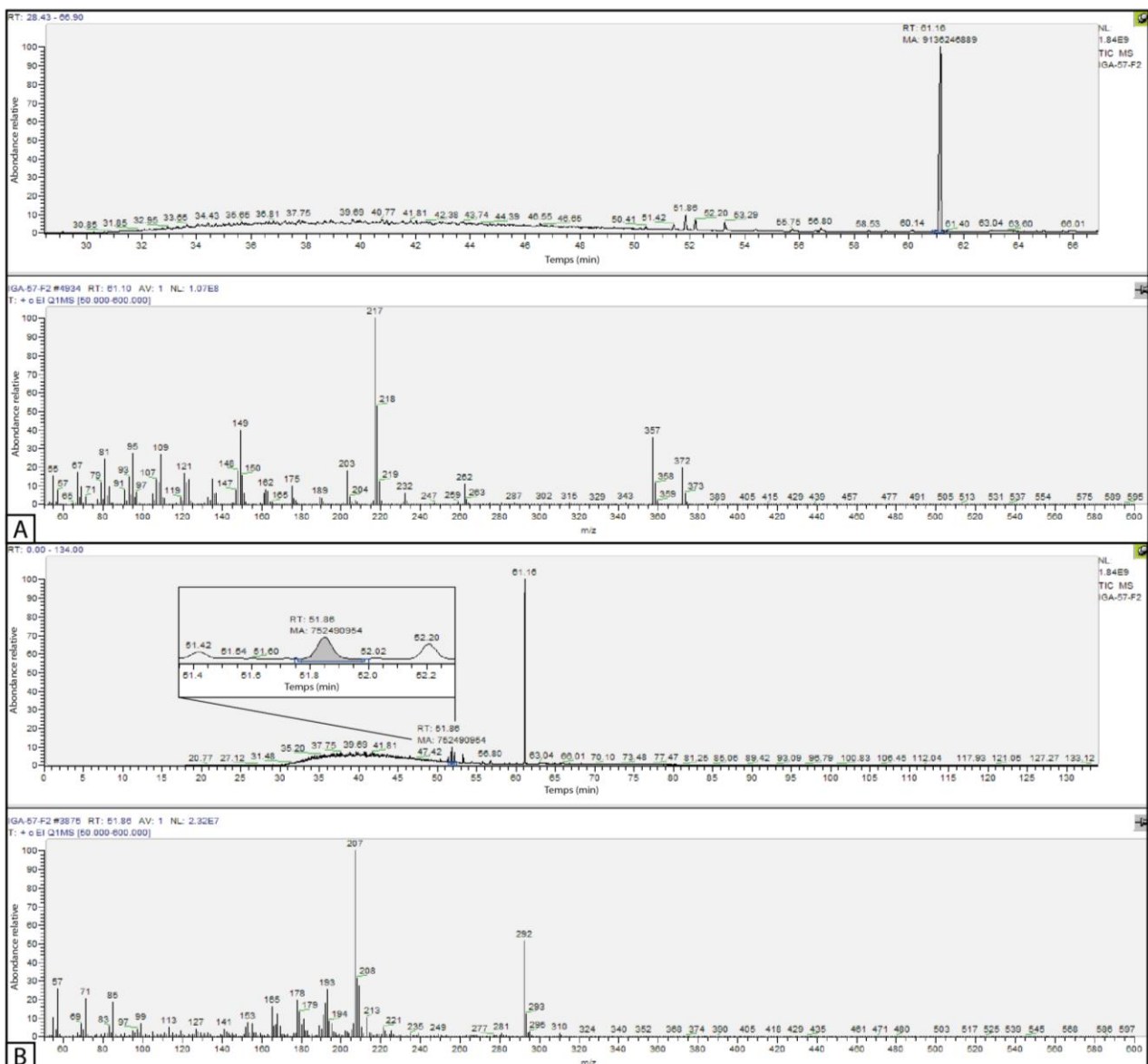


Figure 19 : A- Chromatogramme et spectromètre de masse du standard injecté. B- Chromatogramme et spectromètre de masse d'hydrocarbures aromatiques détectés dans la 2^{ème} fraction des neutres.

IV. Chapitre ① : Les marqueurs moléculaires fécaux, indicateurs des pratiques agropastorales passées

Ce chapitre, basé sur l'article de [Zocatelli et al. \(in prep\)](#) auquel je suis associée, sera prochainement soumis à *Journal of Archaeological Science* et aura pour principal objectif d'évaluer le potentiel des biomarqueurs moléculaires pour tracer et identifier avec précision la présence de l'Homme et des animaux domestiques, à long terme et hors sites archéologiques.

Les stratégies d'anciens usages des sols hors sites archéologiques sont encore peu connues d'où la nécessité d'utiliser des archives naturelles comme les sédiments lacustres permettant d'enregistrer à haute résolution et à l'échelle du bassin versant les modifications environnementales potentiellement liées aux pratiques agropastorales. Identifier des marqueurs moléculaires fécaux (5 β -stanols et les acides biliaires), produits dans l'appareil digestif des grands mammifères et naturellement présents dans leurs déjections au sein d'archives continentales, permet de mettre directement en évidence la présence de l'Homme et du bétail ([Bull et al., 2002](#) ; [Tyagi et al., 2008](#)). Beaucoup d'études ont inventorié les biomarqueurs fécaux pour tracer l'origine des pollutions fécales actuelles dans des sédiments de surface ([Elhmmali et al., 1997](#) ; [Jardé et al., 2007](#)) et sur les paléosols pour identifier d'anciennes pratiques d'épandage ([Bull et al., 2001, 2003](#)). Très peu ont cependant été réalisées pour tracer la présence de l'Homme et de bétail sur plusieurs millénaires, à une échelle régionale ([D' Anjou et al., 2012](#)). Dans tous les cas, les auteurs différencient très peu les sources de ces pollutions d'origine fécale apportant de nombreux renseignements sur les dynamiques agropastorales passées.

Dans un premier temps, un inventaire des 5 β -stanols et des acides biliaires a donc été réalisé sur des déjections fraîches d'hommes et d'animaux domestiques les plus couramment présents dans les sites archéologiques européens comme les chevaux, vaches, moutons et cochons, obtenues à l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) d'Orléans. Les 5 β -stanols montrent une distribution semblable chez l'ensemble des herbivores (chevaux, vaches et moutons ; [Figure 22](#)) : un maximum d'éthyl-coprostanol (ethCp) et une forte teneur en méthyl-coprostanol (mCp). Le coprostanol (Cp), l'épi-coprostanol (epiCp), le cholestérol (Chl), le cholestanol (ChIn), le sitostérol (Sit) et l'éthyl-cholestanol (ethChIn) sont tout de même présents, mais en faible quantité. Chez les omnivores (hommes et cochons), le Cp est le 5 β -stanols dominant et cela, plus particulièrement chez l'Homme où il représente plus de 60% de l'ensemble des 5 β -stanols. Le deuxième 5 β -stanols le plus abondant chez les omnivores étant l'ethCp. Contrairement aux cochons, l'Homme ne présente pas d'epiCp, de Sit et d'ethChIn. De manière globale, grâce aux 5 β -stanols, il est possible de différencier les différents régimes alimentaires entre eux ainsi que les deux espèces d'omnivores analysées ([Figure 22](#)). Cependant, il n'est pas possible de distinguer les différentes espèces d'herbivores entre elles à l'aide des 5 β -stanols ([Figure 22](#)).

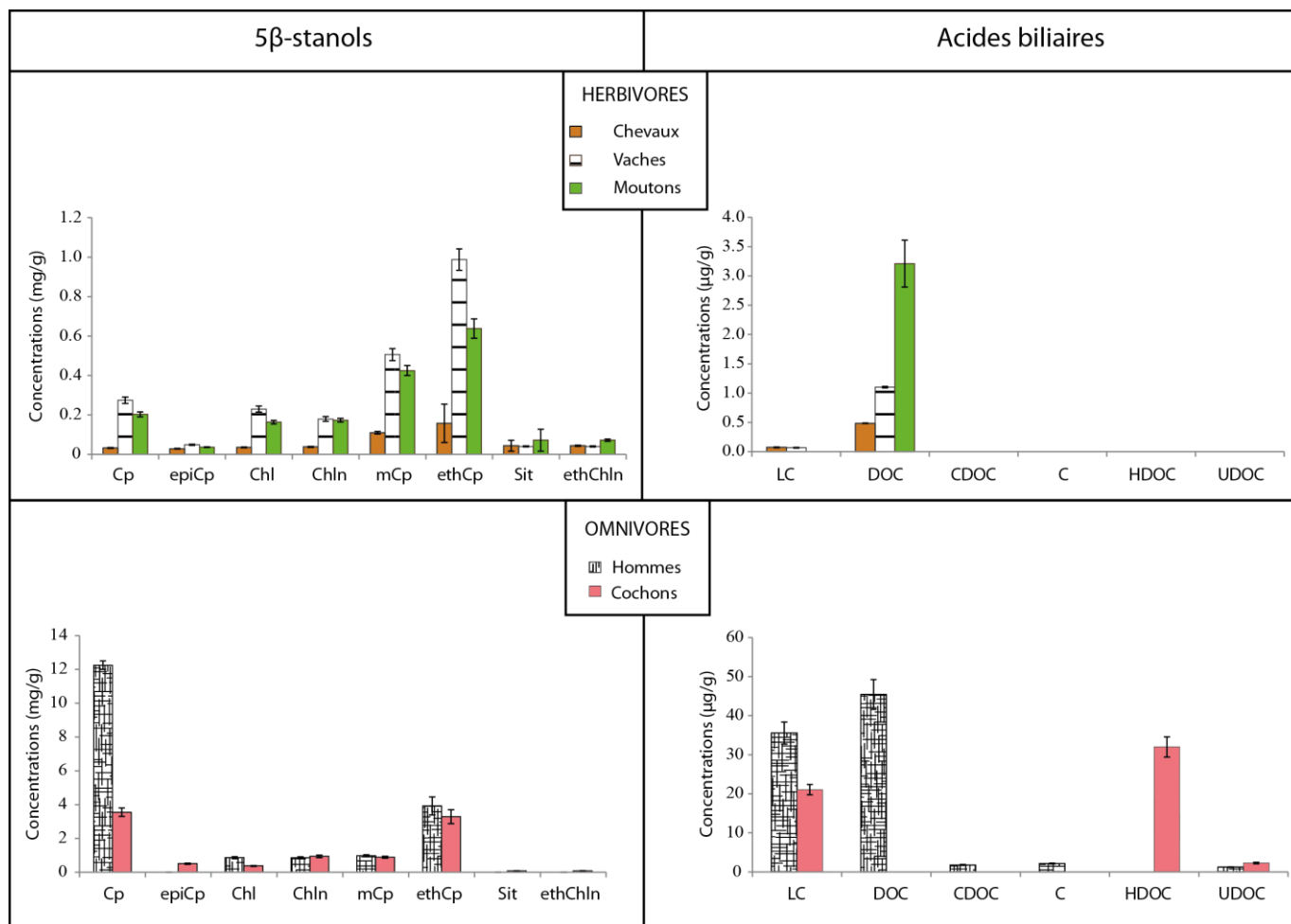


Figure 22 : Inventaire moléculaire des 5β-stanols et des acides biliaires présents dans les déjections d’Hommes et des espèces domestiques les plus présentes dans les sites archéologiques d’Europe d’après Zocatelli et al. (in prep). Cp = coprostanol ; epiCp = epi-coprostanol ; Chl = cholestérol ; Chln = cholestanol ; mCp = méthyl-coprostanol ; ethCp = éthyl-coprostanol ; Sit = sitostérol ; ethChln = éthyl-cholestanol ; LC = acide lithocholique ; DOC = acide déoxycholique ; CDOC = acide chenodéoxycholique ; C = acide cholique ; HDOC = acide hydodéoxycholique ; UDOC = acide ursodéoxycholique.

Concernant les acides biliaires, les chevaux et les vaches ont une signature fécale similaire : leurs déjections contiennent uniquement de l’acide lithocholique (LC) et déoxycholique (DOC ; Figure 22). Les moutons, quant à eux, ne produisent qu’un seul acide biliaire, le DOC. Cette différence d’assemblage permet donc de distinguer une pollution fécale d’ovins de celles caractéristiques des autres espèces d’herbivores domestiques (vaches et chevaux). La signature moléculaire des omnivores est par ailleurs clairement différente de celles des herbivores : les omnivores produisent une diversité d’acides biliaires nettement plus importante que les herbivores avec un total de six acides biliaires contre seulement trois (Figure 22). Les Hommes produisent notamment un total de cinq acides biliaires : le LC, DOC, l’acide ursodéoxycholique (UDOC), l’acide chenodéoxycholique (CDOC) et cholique (C). Il s’agit de la seule espèce en produisant autant au sein de cet inventaire. Les cochons sont, quant à eux, la seule espèce à produire de l’acide hydodéoxycholique (HDOC) associé à

de LC et à de UDOC. Ainsi, par comparaison aux 5 β -stanols, les acides biliaires semblent être plus spécifiques pour identifier les espèces d'animaux domestiques tous régimes alimentaires confondus. Globalement, pour l'ensemble des biomarqueurs fécaux, les différences d'assemblages observés entre les omnivores et les herbivores pourraient être directement liées aux différences de régimes alimentaires.

Dans un second temps, cette étude a testé la préservation de ces biomarqueurs moléculaires à l'aide de deux cas d'étude. Le premier concerne un site archéologique situé à Orléans, où plusieurs latrines datées du XIV^{ème} au XIX^{ème} siècle ont été découvertes. Elles présentent toutes des concentrations importantes en Cp, eCp et DOC et de faibles concentrations en LC, CDOC, C et UDOC, indiquant une pollution fécale principalement d'origine humaine. Pour tracer la dégradation des biomarqueurs fécaux, des ratios entre le Cp et son produit de dégradation l'epiCp, et entre le DOC et son produit de dégradation, le C ont été réalisés sur ces latrines datées de différentes périodes (Figure 23). Le ratio DOC/C montre une relative stabilité dans le temps en comparaison au ratio Cp/epiCp, indiquant une préservation plus importante des acides biliaires comme cela a pu être avancé par Elhmmali et al. (1997). Le deuxième cas d'étude concerne des fumiers archéologiques retrouvées au sein de la cité lacustre de Châtillon au bord du lac du Bourget, datés de la fin du Néolithique (2800 BC) jusqu'à la fin de l'âge du Bronze (900 BC). Elles présentent des concentrations élevées en ethChIn, Sit, eCp, Cp et DOC témoignant d'un mélange entre une pollution fécale humaine et d'herbivores. Plusieurs études bibliographiques ont indiqué que le Cp est rapidement dégradé dans les sédiments par des bactéries anaérobies et que ce dernier peut être formé directement dans des sédiments hors contexte archéologique (Nishimura et al., 1992 ; Rushdi et al., 2006). A contrario, cet exemple montre que le Cp peut être retrouvé à forte concentration dans des sédiments en contexte archéologique. De manière générale, grâce à ces deux cas d'études réalisées sur des paléosols et sédiments, l'ensemble des biomarqueurs fécaux montrent une bonne préservation et stabilité sur plusieurs millénaires, bien que les acides biliaires semblent tout de même être plus résistant à la diagenèse que les 5 β -stanols (Bethell et al., 1994 ; Bull et al., 2001, 2003 ; Shillito et al., 2011 ; D'Anjou et al., 2012).

En conclusion de ce chapitre, les marqueurs moléculaires fécaux, et plus particulièrement les acides biliaires, sont des composés lipidiques relativement stables dans le temps, permettant de tracer de manière univoque et spécifique la présence de l'Homme et d'animaux domestiques à l'échelle du site archéologique (sur des paléosols) mais également à l'échelle plus large d'un bassin versant (sur des sédiments lacustres).

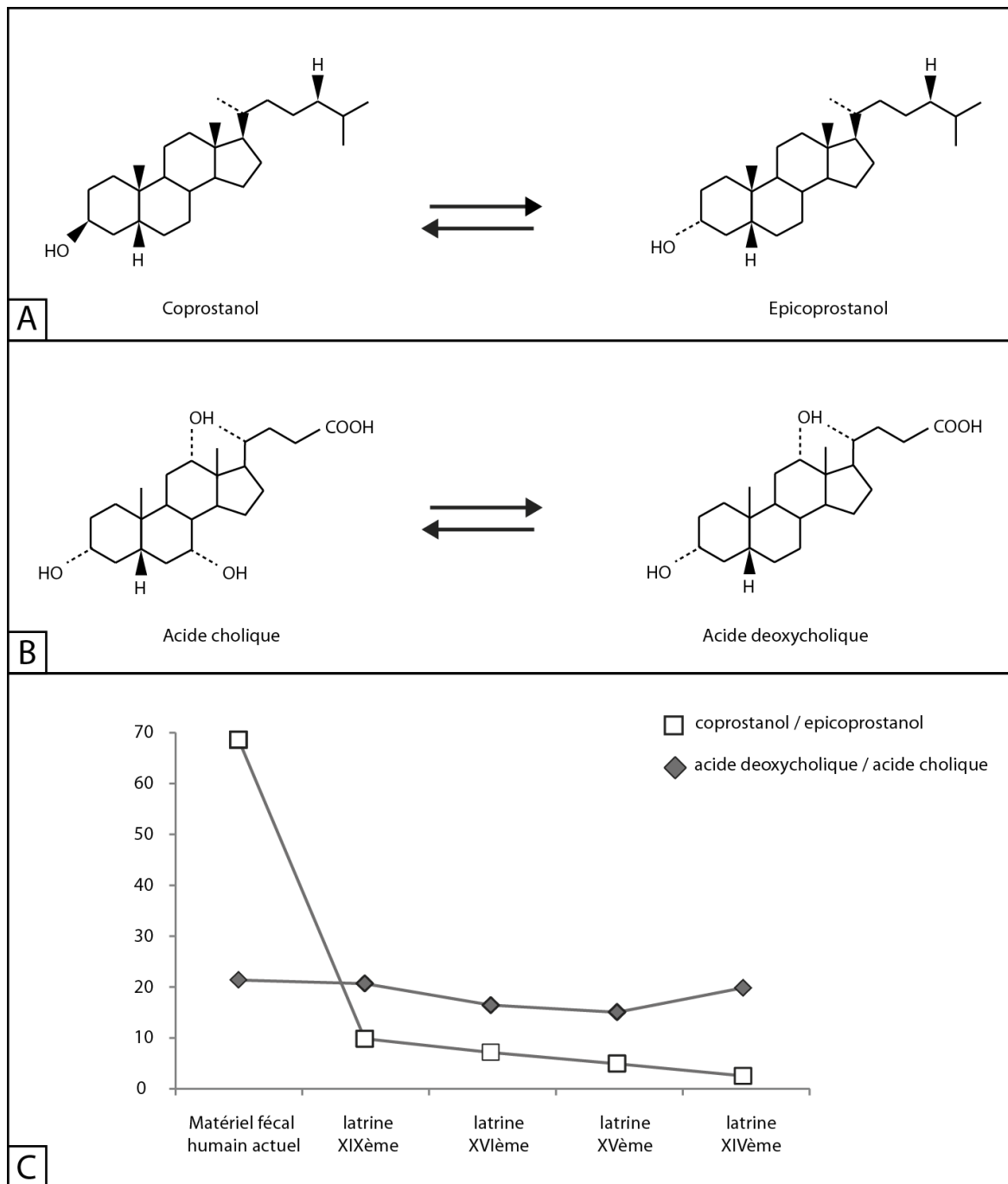


Figure 23 : A- Détails de la dégradation du Cp en epiCp d'après Bull et al. (2002). B- Détail de la dégradation de C en DOC d'après Bull et al. (2002). C- Evolution des rapports Cp/epiCp et DOC/C dans un échantillon frais et dans les latrines du site d'Orléans pour estimer la stabilité des marqueurs fécaux dans le temps d'après Zocattelli et al. (in prep).

V. Chapitre ② : Reconstruction de l'évolution des pratiques agropastorales du sud du Groenland au cours des deux derniers millénaires

Le chapitre précédent a mis en évidence la résistance et la spécificité des acides biliaires en tant que biomarqueurs pour identifier la présence de l'Homme et de bétail à travers l'enregistrement de pollutions d'origine fécale. Un inventaire moléculaire complet des acides biliaires a ainsi été réalisé sur la séquence lacustre du lac d'Igaliku afin de tracer et d'apporter des précisions sur les dynamiques agropastorales médiévales au sud du Groenland.

Organic Geochemistry 81, 40-44, sous presse.

Evolution of pastoralism in Southern Greenland during the last two millennia reconstructed from bile acids and coprophilous fungal spores in lacustrine sediments.

Typhaine Guillemot^{a,*}, Renata Zocattelli^{b,c,d}, Vincent Bichet^a, Jérémy Jacob^{b,c,d}, Charly Massa^a, Claude Le Milbeau^{b,c,d}, Hervé Richard^a, Emilie Gauthier^a.

^a Laboratoire Chrono-environnement, Université de Franche Comté, CNRS UMR 6249, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France.

^b Université d'Orléans, ISTO, UMR, 7327, 45071, Orléans, France.

^c CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France.

^d BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060, Orléans, France.

*Corresponding author. Email address : typhaine.guillemot@univ-fcomte.fr (T.Guillemot)

1. Abstract

To reconstruct the evolution of livestock in SW Greenland over the last two millennia, we measured the concentration of bile acids in a sedimentary sequence retrieved from Lake Igaliku. Deoxycholic acid (DOC) was the sole bile acid and was present throughout the sequence. The DOC flux correlated quantitatively with that of coprophilous fungal spores. Maximum DOC and coprophilous fungal spores fluxes were recorded during the two periods of human settlement and grazing activity in the region (i.e. the Norse settlement during the Middle Ages and the recent Danish agricultural phase since 1920). These flux values were consistent with the presence of recent livestock around the lake and are attested to by way of archaeological data relating to the Norse period. In contrast, the DOC and coprophilous fungal spores background during pre-Norse times and the Little Ice Age (LIA), indicated the presence of wild herbivores. Lower DOC and coprophilous fungal spores fluxes values after the Norse abandonment, compared with pre-colonization

conditions, could indicate that Norse activity in conjunction with climate peioration, altered durably the pristine wildlife. Therefore, these quantitative correlations between DOC and coprophilous fungal spores fluxes potentially suggest a quantitative relationship with the livestock grazing in the catchment. The comparison between sedimentary DOC and coprophilous fungal spores provides tremendous highlights on past pastoral dynamics over the last 2000 yr in SW Greenland.

Keywords: Greenland, Norse, pastoralism, lake sediments, deoxycholic acid, coprophilous fungal spores.

2. Introduction

Human land use is a driver of the most recent transformations of continental ecosystems but determining the timing, intensity and distribution of human impact remains challenging. Lake deposits are one of the most appropriate archives to trace recent and past land uses, because of their sensitivity of environmental change recorded at high time resolution. However, in only rare cases, may unequivocal tracers of human activity allow disentangling of natural events from human induced impact. Recent studies have proposed new biomarkers for reconstructing the history of agriculture (Oldfield et al., 2003; Jacob et al., 2008; Lavrieux et al., 2013). Concerning pastoralism, coprophilous fungal spores in sediments attest to grazing pressure in the catchment (Van Geel et al. 2003; Gauthier et al., 2010). They do not, however, enable the respective contributions of domestic and wild fauna to be distinguished. Fossil DNA offers a new perspective (Giguët-Covex et al., 2014) but necessitates further developments. Thus, there is no indicator which can be used to characterize a livestock population in a lake catchment. Fecal biomarkers, such as sterols and bile acids, may be biomarkers for tracing the presence of humans and grazing mammals. Furthermore, they have proved their relative resistance to degradation and ability to allow identification of domestic mammalian species (Elhmmali et al., 1997; Bull et al., 2002; Jardé et al., 2007; Tyagi et al., 2008). However, they have rarely been applied to sedimentary lacustrine records spanning several millennia (D'Anjou et al., 2012). Here, we have analyzed bile acids in the sediments of Lake Igaliku (Southern Greenland), which cover the last 1700 yr. The history of Southern Greenland constitutes an exceptional model since the pristine ecosystem was first affected by the Norse settlement during the medieval period. The region was then abandoned before the recent reintroduction of agriculture by the Danes. We tested deoxycholic acid (DOC) stability in sediments and whether or not fluxes of DOC allow reconstructing the evolution of domestic and wild fauna during the last 1700 yr in Southern Greenland, considering natural and anthropogenic forcing.

3. Setting

Lake Igaliku [61°00' N, 45°26' W, 15 m above sea level (a.s.l)] is a small lake (34.6 ha), with a maximum depth 26 m and catchment area 3.55 km². It is in southwestern Greenland, ca. 1.5 km from the village of Igaliku (Figure 24). It has no major inflow but there is a small outflow into the Tunulliarfik fjord. It is surrounded by relatively low relief and slopes, allowing the establishment of farms, pastures and hay fields (Figure 24). Southern Greenland has been affected by two phases of agricultural expansion during the last 1700 yr. The first corresponds to the Norse settlement that began in 986 AD and lasted approximately until the middle of the 15th century, coincident with the cooling of the Little Ice Age (Dugmore et al., 2012; Massa et al., 2012). The second corresponds to the modern agricultural expansion since 1920, resulting from the desire of the Danish to favour a new introduction of agricultural activities in a favorable climatic context. Nowadays, husbandry in the catchment is limited to two farms established during the 1970s where only sheep are raised (Massa et al., 2012).

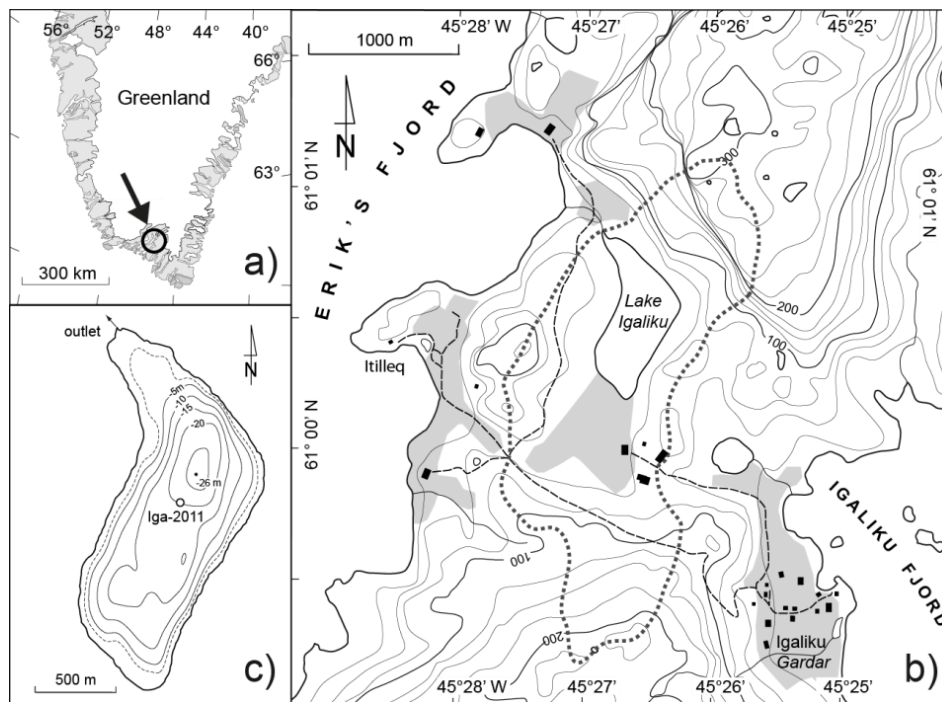


Figure 24 : Localization of Lake Igaliku: (a) Map of Greenland, the study area is located in the black circle. (b) Focus on the region around the lake including paths (dashed lines), buildings (black rectangles), actual hay fields (grey zone) and the archaeological site of Gardar. The catchment delimitation is drawn in dotted lines. (c) Bathymetry of Lake Igaliku and core Iga-2011 localization.

4. Material and methods

Two cores Iga-2007 (130 cm length) and Iga-2011 (87 cm) were retrieved a few m apart under 21 m water depth, using a gravity corer. The age-depth model of Iga-2007 was based on 16 accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon dates and on ^{210}Pb and ^{137}Cs measurements using spectroscopy, for the upper 15 cm (Massa et al., 2012; Figure 25). The model was applied to Iga-2011 by correlating magnetic susceptibility data (measured with a Geotek Multi Sensor Core Logger) with Iga-2007 (Figure 25). Coprophilous fungal spores, particularly *Sporormiella* spp, were counted in 33 samples spanning the last 1700 yr in Iga-2007, (Gauthier et al., 2010) and were expressed as flux of number of spores ($\text{N}/\text{cm}^2/\text{an}^1$) in order to take into account variation in sedimentation rate. Sediment samples (33; 0.5 cm thick) from Iga-2011 were selected for biomarker analysis.

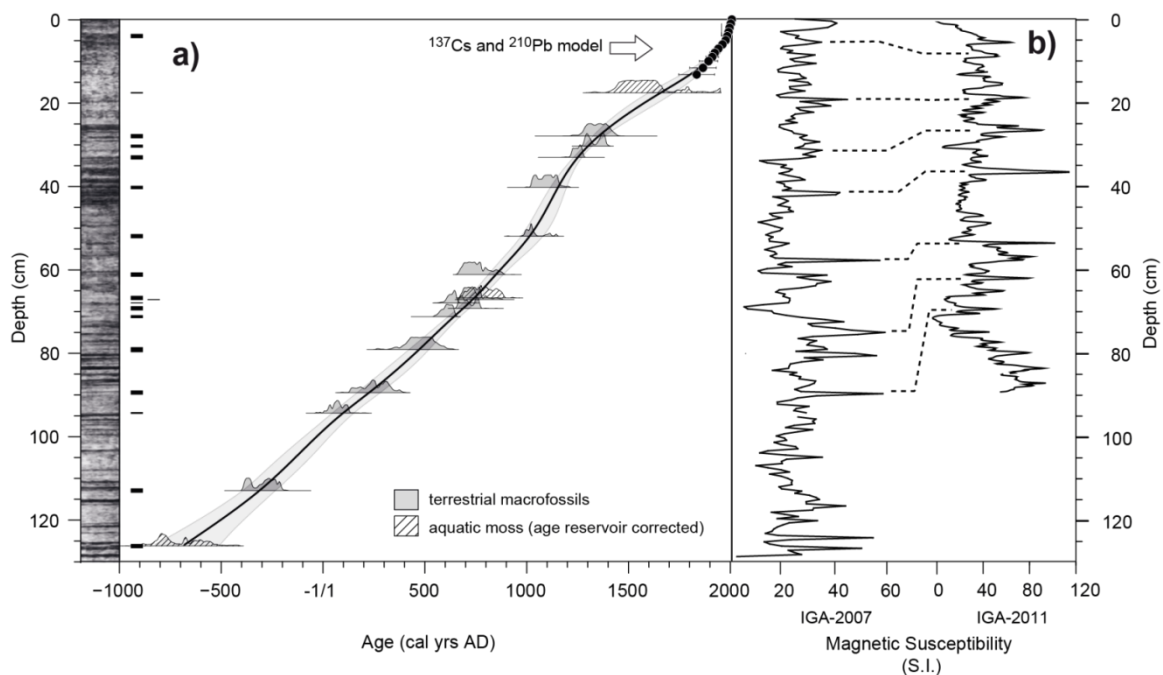


Figure 25 : Age-depth model for Iga-2007 and correlation between Iga-2007 and Iga-2011 cores. (a) The age-depth model is based on ^{14}C , ^{210}Pb and ^{137}Cs data (dots), according to Massa et al. (2012). (b) Correlation is based on magnetic susceptibility data.

Lipids were extracted from each sample (ca. 2g) using an ASE 200 (Dionex©) with $\text{CH}_2\text{Cl}_2:\text{MeOH}$ (9:1 v/v) at 100 °C and 1000 psi. Considering the minor mineralogical changes through the core, we did not use recovery standards for the bile acid. In addition, in-house tests indicated no significant proportion of bound acids, thereby excluding bias due to the proportion of bound vs free bile-acids. The extract was separated into neutral, acidic and polar fractions using solid phase extraction on aminopropyl bonded silica (Jacob et al., 2005). The acid fraction was methylated with anhydrous $\text{MeOH}/\text{MeCOCl}$ and heating at 55 °C for 1h. After the separation of the fatty acid methyl esters (eluted with DCM) from the hydroxyl acid methyl esters (eluted with $\text{DCM}:\text{MeOH}$ 1:1) on

activated silica; the latter were silylated by reacting with 100 μl *N,O*-bis(trimethylsilyl)trifluoroacetamide (BSTFA) in 200 μl pyridine at 60 °C during 1h. Finally, esterified and silylated acidic fractions were analyzed using gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS) with a Trace GC Ultra gas chromatograph equipped with an AS 3000 autosampler and coupled to a TSQ Quantum XLS mass spectrometer, (both Thermo-Scientific, Bremen, Germany). The GC instrument was fitted with a TG-5 MS column (60 m, 0.25 mm, i.d., 0.25 μm film thickness) from Thermo, Bellefonte, PA, USA. Samples were injected at 40°C (held 1 min) and the oven was programmed to 120 °C at 30 °C/min and then to 300 °C (held 70 min) at 3 °C/min. Each sample was dissolved in toluene and 2 μl were injected in splitless mode at 280 °C, the carrier gas was He at 1.0 ml/min. The MS instrument was operated in the electron ionization (EI) mode at 70 eV and scanned from *m/z* 50 to 600. Assignment of bile acids was based on retention times and mass spectra in literature (Elhmmali et al., 1997; Tyagi et al., 2008). The concentrations are normalized to total organic carbon and transformed to fluxes ($\text{ng}/\text{cm}^2/\text{yr}$) using sedimentation rate and dry density.

5. Results and discussion

DOC was the sole bile acid throughout the sequence. From bottom to top (Figure 26), before the Norse settlement, DOC flux was low but constant ($0.25 \text{ ng}/\text{cm}^2/\text{an}$). After ca. 1000 AD, it rose to reach a maximum value of $1.77 \text{ ng}/\text{cm}^2/\text{an}$ around ca. 1200 AD, before decreasing to negligible values ($<0.25 \text{ ng}/\text{cm}^2/\text{an}$) from ca. 1400 to ca. 1930 AD (Figure 26). From then, the flux increased drastically until reaching values approaching those during the Norse period ($>1.5 \text{ ng}/\text{cm}^2/\text{an}$). Finally, a slight drop in flux was noted after 2000 AD (Figure 26).

DOC is a secondary bile acid, bacterially-derived from cholic acid in the intestine of herbivorous and omnivorous mammals, and is then released in faeces (Bull et al., 2002). DOC and other bile acids have been largely studied in water, sewage and surficial estuarine sediments to evaluate faecal pollution and determine its source (Elhmmali et al., 1997; Bull et al., 2002; Tyagi et al., 2008). They have also been studied in anthropogenic and pasture soils (Zocatelli et al., 2012). Bile acids are sparsely reported, however, in ancient environmental samples and were detected in archaeological contexts such as anthropogenic manure palaeosoils (Bull et al., 1999) and Neolithic coprolites (Shillito et al., 2011). Our results constitute the first evidence of the long term persistence of DOC in lake sediments.

The presence of DOC in 1700 yr old samples implies that it did not suffer intensive degradation or leaching and could be more extensively examined in sedimentary archives.

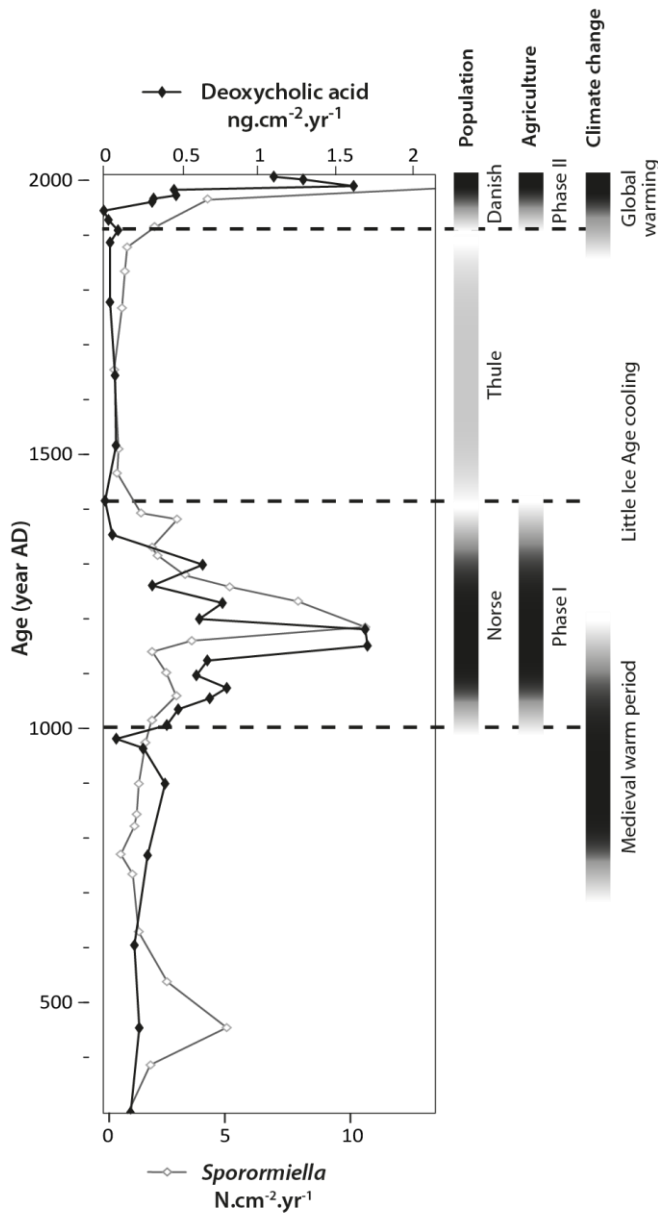


Figure 26 : Evolution of DOC (black line) and coprophilous fungal spores flux (grey line) through the last 2 kyr in sediments from Lake Igaliku. The timeline indicates the different climatic and anthropogenic phases. The nuance of grey shows the anthropogenic impact (in the dark area, there is a strong impact and in white there is no impact) and in the climatic zones, the nuance of grey is an indicator of temperatures (in the dark area, it is warmer than elsewhere).

DOC evolution remarkably followed that of *Sporormiella* spp. spores (Spearman test; $R^2 = 0.6$, $p_{\text{value}} = 0.0005$; Figure 26). Low levels (1 $\text{N}/\text{cm}^2/\text{an}$) were noted from ca. 300 AD up to ca. 1000 AD, except for a single sample with a higher value (7 $\text{N}/\text{cm}^2/\text{an}$) at ca. 450 AD that is not an outlier in the DOC data. Then, as for DOC, *Sporormiella* flux increased slightly after ca. 1000 AD and more strongly so after ca. 1100 AD until reaching a maximum (10 $\text{N}/\text{cm}^2/\text{an}$) around 1200 AD. After then, *Sporormiella* flux decreased to 2 $\text{N}/\text{cm}^2/\text{an}$ and remained relatively stable from ca. 1450 to ca. 1920 AD, when the flux increased rapidly until rising to the highest value of 64 $\text{N}/\text{cm}^2/\text{an}$. Thus, both DOC flux and *Sporormiella* spp. flux were high during the two periods of intensive grazing as a result of pastoral activity. Moreover, they were low but not zero during the two periods when no animal husbandry was revealed in the catchment (before the Norse colonization and the LIA), with noticeably lower levels after the Norse settlement than before for both tracers.

Coprophilous fungal spores commonly grow on animal dung, especially of herbivores (Van Geel et al., 2003; Gauthier et al., 2010). *Sporormiella* spp. are known to be grazing activity biomarkers (Davis and Shafer 2006). Because their abundance in sediments depends on many factors such as humidity, temperature and

competition between species, it is currently difficult to quantitatively relate their abundance to the intensity of grazing activity in the catchment (Baker et al., 2013). Similarly, no study has proposed to relate concentration of fecal biomarkers to livestock size in a catchment. It is thus remarkable that, except for the most recent sediments, the amplitude of variation in both tracers was comparable. This would suggest that a similar quantitative control is exerted on both tracers.

Another striking feature of our record lies in the relatively stable and non-zero levels of DOC and *Sporormiella* spp. spores before (between ca. 300 AD and ca. 1000 AD) and after (between ca. 1400 and ca. 1900 AD) the Norse settlement. The background of DOC and *Sporormiella* spp. spores could therefore be attributed to wild herbivores, especially reindeer that are the only large wild herbivores attested to, before and during the Norse settlement, around Igaliku (Arneborg et al., 2012). Higher DOC flux values during the Norse and Danish periods are interpreted as higher grazing pressure in Igaliku catchment. Conversely, significantly lower DOC and coprophilous fungal spores flux values after the Norse settlement than before would suggest a severe reduction in the population of reindeer around Igaliku after the Norse period. Such a reduction could result from a combination of (i) direct reduction of the reindeer population by: Norse hunting; (ii) reduction in reindeer food resources due to intensive grazing and a diminution in tree and shrub cover (Gauthier et al., 2010) and degradation of soil (an increase in denudation rate is pointed out by Massa et al., 2012); (iii) the climatic deterioration in the LIA. Considering that DOC flux did not return to pre-Norse levels before the Danish recolonization, one could conclude to long term impact of Norse activities on Greenland ecosystems.

6. Conclusions

DOC, a fecal biomarker, was detected in Southern Greenlandic lacustrine sediments dated back to the last two millennia. Higher flux values occurred in sediments deposited during the two phases of livestock breeding in the catchment: the Norse settlement during medieval times and modern Danish colonization. DOC and *Sporormiella* spp. spore flux values were well correlated, suggesting a quantitative relationship between these two biomarkers. If so, lower DOC flux after the Norse occupation than before may be interpreted as a significant and permanent impact on wild grazing animals. Identification and quantification of fecal biomarkers, especially bile acids, in lacustrine sedimentary archives are thus expected to provide information on past dynamics of pastoralism.

7. Acknowledgements

The research was supported by the University of Franche-Comté, the CNRS, the French Polar Institute (IPEV) and the ANR CEP&S “Green Greenland” Project (ANR-10-CEPL-0008). The authors also wish to thank two anonymous reviewers for constructive comments.

8. References

- Anjou (D'), R.M., Bradley, R.S., Balascio, N.L., Finkelstein, D.B., 2012. Climate impacts on human settlement and agricultural activities in northern Norway revealed through sediment biogeochemistry. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 109, 20332–20337.
- Arneborg, J., Lynnerup, N., Heinemeier, J., Møhl, J., Rud, N., Sveinbjörnsdóttir, Á.E., 2012. Norse Greenland dietary economy ca. AD 980–ca. AD 1450: Introduction. *Journal of the North Atlantic* 3, 1–39.
- Baker, A.G., Bhagwat, S.A., Willis, K.J., 2013. Do dung fungal spores make a good proxy for past distribution of large herbivores? *Quaternary Sciences Review* 62, 21–31.
- Bull, I.D., Lockheart, M.J., Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 2002. The origin of faeces by means of biomarker detection. *Environment International* 27, 647–654.
- Bull, I.D., Simpson, I.A., Van Bergen, P.F., Evershed, R.P., 1999. Muck'n'molecules : organic geochemical methods for detecting ancient manuring. *Antiquity* 73, 86–96.
- Davis, O.K., Shafer, D.S., 2006. *Sporormiella* fungal spores, a palynological means of detecting herbivore density. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237, 40–50.
- Dugmore, A.J., McGovern, T.H., Vésteinnsson, O., Arneborg, J., Streeter, R., Keller, C., 2012. Cultural adaptation, compounding vulnerabilities and conjunctures in Norse Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 109, 3658–3663.
- Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 1997. Bile acids as a new class of sewage pollution indicator. *Environmental Science and Technology* 31, 3663–3668.
- Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Petit, C., Vannière, B., Richard, H., 2010. Pollen and non-pollen palynomorph evidence of medieval farming activities in southwestern Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 427–438.
- Giguet-Covex, C., Pansu, J., Arnaud, F., Rey, P.-J., Griggo, C., Gielly, L., Domaizon, I., Coissac, E., David, F., Choler, P., Poulencard, J., Taberlet, P., 2014. Long livestock farming history and human landscape shaping revealed by lake sediment DNA. *Nature Communications* 5, 3211.
- Jard e, E., Gruau, G., Mansuy-Huault, L., 2007. Detection of manure-derived organic compounds in rivers draining agricultural areas of intensive manure spreading. *Applied Geochemistry* 22, 1814–1824.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Chapron, E., Debret, M., Lallier-Verg es, E., Desmet, M., Revel-Rolland, M., 2008. Millet cultivation history in the French Alps as evidenced by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Sciences* 35, 814–820.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Spadano Albuquerque, A.L., Sifeddine, A., Turcq, B., 2005. Pentacyclic triterpene methyl ethers in recent lacustrine sediments (Lagoa do Ca o, Brazil). *Organic Geochemistry* 36, 449–461.
- Lavrieux, M., Jacob, J., Disnar, J.-R., Bréheret, J.-G., Le Milbeau, C., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., 2013. Sedimentary cannabinol tracks the history of hemp retting. *Geology* 41, 751–754.
- Massa, C., Bichet, V., Gauthier,  ., Perren, B.B., Mathieu, O., Petit, C., Monna, F., Giraudeau, J., Losno, R., Richard, H., 2012. A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Reviews* 32, 119–130.
- Oldfield, F., Wake, R., Boyle, J., Jones, R., Nolan, S., Gibbs, Z., Appleby, P., Fisher, E., Wolff, G., 2003. The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: a multiproxy reconstruction of past human impact. *The Holocene* 13, 677–690.
- Shillito, L.-M., Bull, I.D., Matthews, W., Almond, M.J., Williams, J.M., Evershed, R.P., 2011. Biomolecular and micromorphological analysis of suspected faecal deposits at Neolithic Çatalhöyük, Turkey. *Journal of Archaeological Sciences* 38, 1869–1877.
- Tyagi, P., Edwards, D.R., Coyne, M.S., 2008. Use of sterol and bile acid biomarkers to identify domesticated animal sources of fecal pollution. *Water Air Soil Pollution* 187, 263–274.
- Van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., van Aprotroot, A., Reenen, G., Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Sciences* 30, 873–883.
- Zocatelli, R., Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Le Milbeau, C., Jacob, J., Bréheret, J.G., 2012. Free fatty acids in Lake Aydat catchment soils (French Massif Central): sources, distributions and potential use as sediment biomarkers. *Journal of Soils and Sediments* 12, 734–748.

L'inventaire moléculaire des acides biliaires sur la séquence d'Igaliku a révélé la présence d'un seul acide biliaire, l'acide déoxycholique (DOC). Présent sur la totalité de la séquence, il s'agit du plus vieux DOC observé sur une séquence lacustre, soulignant une fois de plus de la stabilité temporelle de ces composés lipidiques. Le DOC est un acide biliaire produit majoritairement par les herbivores et trouvé seul, le DOC peut être attribué à la présence de moutons. Deux principaux pics de DOC ont été enregistrés au cours de la période d'occupation viking et actuelle avec des maxima à ca. 1200 AD et ca. 1980 AD. Les tendances du DOC ont été comparées à celles des spores de champignons coprophiles, présents dans les déjections des herbivores et montrent une forte corrélation, témoignant de deux principales phases agropastorales caractérisées principalement par le pâturage de moutons autour du lac. Sur le dernier siècle, cela se confirme par la mise en place, dès les années 1920, de cheptels uniquement constitués d'ovins. Par contre, pour la période médiévale, la présence majoritaire de moutons autour du lac d'Igaliku est un résultat inédit à l'échelle d'un bassin versant. En effet, seules deux études archéozoologiques, réalisées autour d'Igaliku, ont déjà attesté d'une légère prédominance des os d'ovins mais à l'échelle de trois fermes vikings (McGovern, 1983 ; Edvardsson et al., 2007).

Par ailleurs, aucune pollution fécale humaine n'a été enregistrée autour du lac et ce, malgré la densité de sites archéologiques vikings situés dans le village actuel d'Igaliku, à environ 2 km. Cela indique donc que le bassin versant du lac d'Igaliku était principalement utilisé comme zone de pâturage pour le bétail.

En dehors des deux phases agropastorales connues (avant la colonisation viking et durant le PAG), des spores de champignons coprophiles et du DOC sont enregistrés, témoignant de la présence d'herbivores sauvages. La seule espèce d'herbivores suffisamment présente en nombre pour enregistrer une pollution fécale dans les archives lacustres serait, d'après des études archéozoologiques (Edvardsson et al., 2007), le renne. Présent à la période médiévale mais aujourd'hui disparu du sud du Groenland, ces derniers produiraient le même acide biliaire que le mouton. En comparaison avec la période anté-colonisation, les niveaux de base du DOC et des spores de champignons coprophiles sont divisés par deux, suite à l'abandon des sites par les Vikings au début du Petit Âge Glaciaire (PAG). Comme les flux de champignons coprophiles et de DOC sont normés par rapport au carbone organique total (COT) et au taux de sédimentation, il est possible d'estimer que ces flux soient proportionnels au nombre d'herbivores présents autour du lac, indiquant une potentielle réduction des herbivores sauvages autour d'Igaliku dont l'origine reste à déterminer. En effet, puisque les ovins introduits par les Vikings produisent le même acide biliaire, il est impossible de savoir quand exactement la population d'herbivores sauvages a diminué (pendant la période viking ou au début PAG), donc s'il s'agit d'une cause plutôt d'origine anthropique ou climatique.

VI. Chapitre ③ : Réponses environnementales des activités agropastorales et actuelles sur les écosystèmes du sud du Groenland.

Les marqueurs moléculaires fécaux et plus particulièrement les acides biliaires ont permis de mieux caractériser et cibler les activités agropastorales médiévales et actuelles au sud du Groenland. Dès lors, il a été possible de tracer les différentes réponses environnementales associées à ce type d'activités puis de les comparer à partir d'une approche combinée utilisant les données préalablement acquises sur Igaliku (teneur en titane, palynologie et assemblages de diatomées) et les données moléculaires, inédites.

The Holocene, accepté.

Environmental responses of past and recent agropastoral activities on South Greenlandic ecosystems through molecular biomarkers.

T. Guillemot^{1*}, V. Bichet¹, E. Gauthier¹, R. Zocatelli², C. Massa¹, H. Richard¹

¹Université de Bourgogne/Franche-Comté, laboratoire Chrono-environnement, CNRS UMR 6249, 25030 Besançon, France

² Université d'Orléans, ISTO, CNRS UMR 7327, 45071 Orléans, France

*Corresponding author.

E-mail address: typhaine.guillemot@univ-fcomte.fr (T.Guillemot)

1. Abstract

For the first time in South Greenland, molecular biomarkers were identified in a sedimentary core from Lake Igaliku [61°00' N, 45°26' W, 15 m (a.s.l)], to assess the environmental impacts of agropastoral activities over the last two millennia. Their comparison to previously analyzed palaeobiological and geochemical data, revealed two periods of major impacts (around AD 1150 and in the 1970s) consistent with the two agropastoral phases occurring in southern Greenland: (i) the Norse settlement, from AD 986 to ca. AD 1450 and (ii) the recent installation of sheep farmers, since the 1920s. During the Norse settlement, an increase of deoxycholic acid (DOC) and coprophilous fungal spores revealed the introduction of domestic herbivores. Synchronously, a drop of the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ n -alkanes ratio, tree and shrub pollen and an increase of triterpenyl acetates and lupanone showed a reduction in the tree and shrub cover due to grazing activities. A return of the ecosystems to quasi-pristine conditions was observed during the Little Ice Age, when no agropastoral practice was attested. The re-introduction of sheep flocks around the 1920s, recorded by a rise of DOC and coprophilous fungal spores, is also characterized by a reduction in the tree and shrub cover similar to the Norse period. Since the 1980s, an increase of trimethyl-tetrahydrocrysenes and titanium

synchronous with a sharp rise of the $n\text{-C}_{17}$ /total n -alkanes ratio and mesotrophic diatoms revealed a strong soil mobilization and algal blooms link to the recent creation of fodder parcels and the massive use of nitrogenous fertilizers.

Keywords: South Greenland, lake sediments, agropastoral activities, Norse, molecular biomarkers, ecosystem responses.

2. Introduction

In response to increasing population pressure, human land use via agropastoral practices has become more extensive over recent millennia (Olofsson and Hickler, 2008). This is especially the case in subarctic zones thanks to recent global warming. Agropastoral practices play a crucial role in the modification of landscapes and impact them at different scales. However, the characterization of the timing and intensity of these impacts needs to be better understood. Lacustrine sediment archives, which provide a high-resolution record of past environmental modifications induced by humans and climate change, make it possible to respond retrospectively to these issues. Distinguishing between anthropogenic and climatic effects is often challenging in palaeoenvironmental studies. To address this problem, a suitable choice of study area and techniques is of primary importance.

South Greenland forms an outstanding study model to target agropastoral phases as only two distinct agropastoral intervals have been recorded. The first one began with the Norse colonization in AD 986, during the medieval warm period (MWP), and lasted until the middle of the 15th century, during the Little Ice Age (LIA). The second, recently established by Danish farmers since the early 20th century (ca. AD 1920), still endures today thanks to recent climate warming and technical progress (Massa et al., 2012). To track agropastoral activities and environmental responses, a set of molecular biomarkers identified and quantified in lake sediments, was studied. Fecal biomarkers (such as sterols and bile acids) provide unequivocal indicators of anthropogenic activity (Bull et al., 2003; Jardé et al., 2007; D'Anjou et al., 2012). Associated with other molecular biomarker, such as n -alkanes, triterpenyl acetates and trimethyl-tetrahydrocrysenes (TTHCs), they supply information to identify modifications in vegetation cover (Schwark et al., 2002; Lavrieux et al., 2011), soil erosion (Jacob et al., 2009) or water trophic changes (Bourbonnière and Meyers, 1996).

In this paper, molecular biomarkers were analyzed for the first time in a South Greenlandic sedimentary core and compared to non-pollen palynomorph (NPP; coprophilous fungal spores), palynological (tree and shrub vs herb and grass pollens), biological (mesotrophic diatoms) and geochemical (titanium) data. The aims of the study are to trace the environmental responses of past and recent agropastoral phases over the last two millennia, to confront them and to discuss about a potential resilience of the ecosystems.

3. Settings

a) The lake and catchment systems

Lake Igaliku [61°00'N, 45°26'W, 15 m above sea level (a.s.l)] is located in south Greenland, between the head of Igaliku fjord and Erik's fjord, at 1.5 km from Igaliku village and its main medieval archeological sites. It has a surface area of 34.6 ha and a maximum depth of 26 m. It is fed by a few small streams and a single small outflow drains it into Erik's fjord (Figure 27).

The Lake Igaliku catchment covers an area of 3.55 km² and has a relatively low relief, allowing the establishment of two modern farms and hay fields, since the 1980s, on the southern shore of the lake (represented in grey in Figure 27B). Locally, pastoral activities associated with the heritage of medieval farming activities and recent fodder production enabled the growth and the spread of herbaceous species such as *Ranunculus acris*, *Rumex acetosella* and *Taraxacum officinale*. Overall, it is an open landscape with sparse tree and shrub cover represented in the catchment mainly by patches of *Salix glauca* (grey willow), *Betula glandulosa* (dwarf birch) and *Juniperus communis* (juniper), (Gauthier et al., 2010).

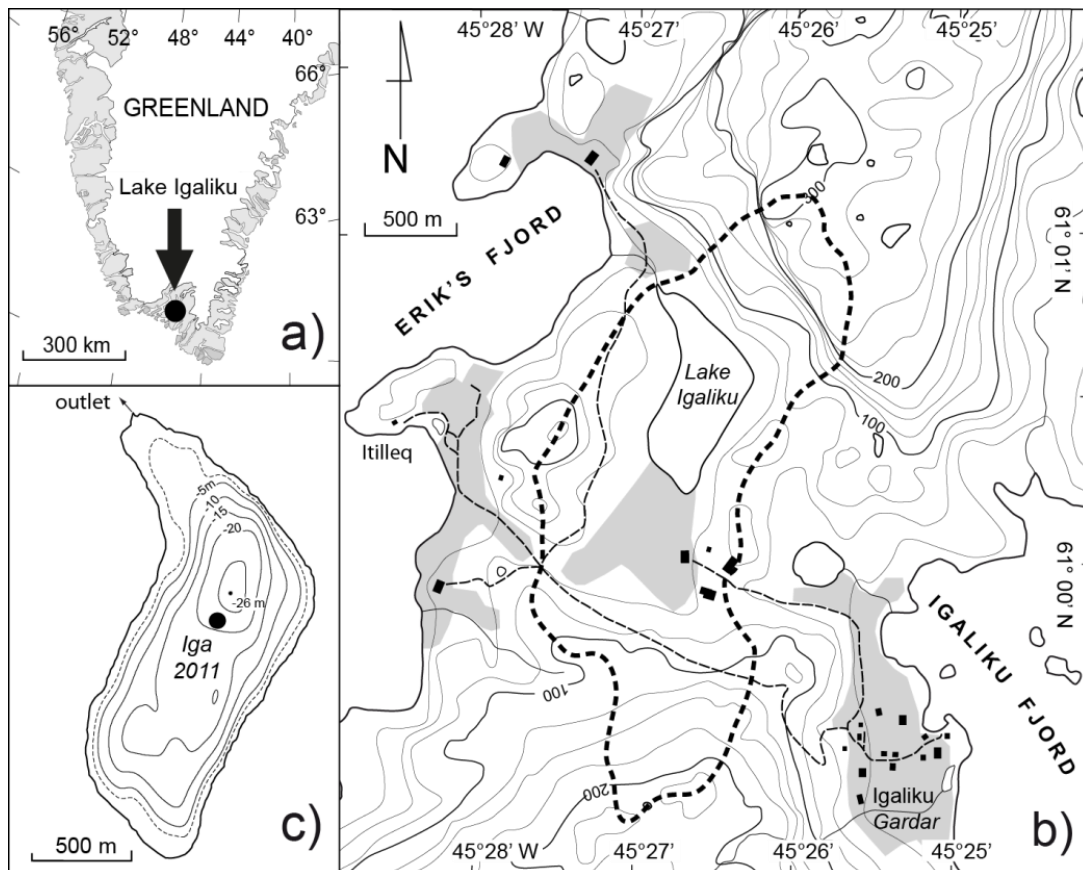


Figure 27 : Localization of Lake Igaliku. A- Map of Greenland. B- Map of the catchment of Lake Igaliku (dotted line). C- Bathymetry of Lake Igaliku and localization of the coring.

b) Historical background

Thanks to favorable climatic conditions, two major phases of human settlements based on agropastoral activities have been possible in south Greenland. The first settlement period began in AD 986 following by Erik the Red's colonization (Jones, 1986) and lasted until the middle of the 15th century, synchronous with the LIA cooling which isolated the community and prevented agropastoral activities (Barlow et al., 1997; Dugmore et al., 2012; Massa et al., 2012). During approximately four centuries, *Garðar* (the Norse Igaliku), was the largest medieval farmstead in Greenland with a total of 52 inventoried archaeological structures (Arneborg, 2007). Locally, archaeozoological studies attest the presence of domestic animals such as cattle, sheep, horses, or pigs but also the presence of hunted animals such as reindeer, seals or birds (Edvardsson et al., 2007; Arneborg et al., 2012). Moreover, palaeoenvironmental studies highlighted a clearance of the arctic shrubs in order to extend pastures during the Norse agropastoral phase (Gauthier et al., 2010) and possible locale manure fertilization (Buckland et al., 2009).

The second, more recent, farming period started under the Danish impetus at the beginning of the 20th century and still endures today. It is characterized by predominant sheep breeding and can be subdivided into two periods: before and after the 1970s. During the first period, beginning in the 1920s, sheep flocks were unregulated and grazed freely all the year around Lake Igaliku. Two harsh winters (in 1966-67 and 1972-73), decimated livestock, inducing the establishment of agrarian reform that consisted of regulating the sheep population and stabling them during the 7 months of the Greenlandic winter (Austrheim et al., 2008). Intensive hay production became necessary to feed the flocks, requiring the creation of fodder parcels which were made mechanically in the 1980s and regularly boosted by nitrogenous fertilization (Massa et al., 2012). In the catchment of Lake Igaliku, recent agropastoral infrastructures comprise two farms composed of stables and barns associated with fodder parcels on the southern shore of the lake.

4. Material and methods

a) Cores and chronology

Two cores were extracted from Lake Igaliku in 2007 (Iga-2007; 130 cm length) and in 2011 (Iga-2011; 87 cm length) under 21 m water depth, using a gravity corer. An age-depth model was developed on Iga-2007 by Massa et al. (2012; Figure 28A). It was based on 16 accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon dates and on ^{210}Pb measurements coupled with ^{137}Cs to date precisely the last century. The Iga-2007 age-depth model was applied to Iga-2011 thanks to correlations based on magnetic susceptibility data, measured with a Geotek Multi Sensor Core Logger, and supported by an AMS radiocarbon date (Beta Analytics Laboratory, United States), made on Iga-2011 (Figure 28B).

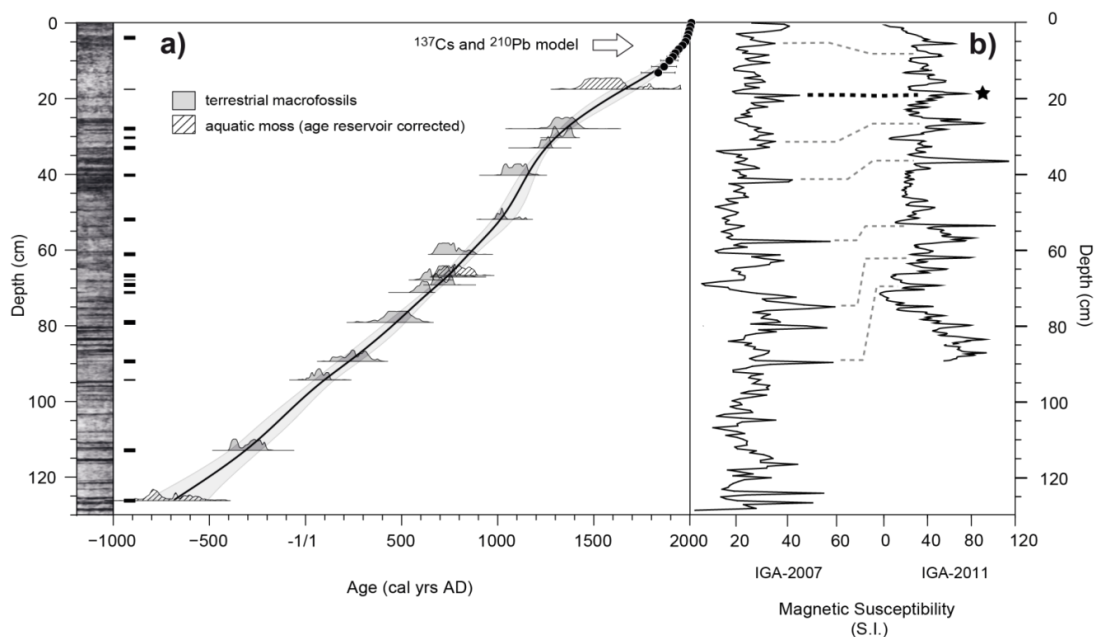


Figure 28 : A- Age-depth model of Iga-2007 according to Massa et al., (2012). B- Correlations between Iga-2007 and Iga-2011 based on magnetic susceptibility data and a radiocarbon date made in Iga-2011 (black star).

b) Lipid analyses

For molecular analyses, 35 sediment samples (0.5 cm thick; free-dried and sieved at 2 mm) were selected throughout the Iga-2011 sequence, focusing on anthropogenic phases in order to have a time resolution of 30 and 5 years for the Middle-Ages and the last century respectively. An aliquot (ca. 2g) of each sample was automatically extracted using an ASE 200 (Dionex©) with CH_2Cl_2 : MeOH (9:1 v/v) at 100°C and 1000 psi. The lipid extracts were separated into neutral, acidic and polar fractions using solid phase extraction on aminopropyl bonded silica (Jacob et al., 2005). The neutral fractions were then separated by chromatography on activated silica into (i) aliphatics, (ii) aromatics, (iii) ethers and esters, (iv) ketones and acetates, and (v) alcohols with solvents of increasing polarity, as described in Lavrieux et al. (2011). The acidic fractions were first esterified with anhydrous MeOH/ MeCOCl , heated at 55°C for 1h and then separated into fatty acid methyl esters (FAMES) and hydroxyacids with solvents of increasing polarity (Zocatelli et al., 2012). Lastly, the alcohol and acidic fractions were silylated by reacting with 100 μL *N,O*-bis-(trimethylsilyl)-trifluoroacetamide (BSTFA) in 200 μL pyridine at 60°C for 1h.

All these fractions were analyzed by gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS) using a Trace GC Ultra gas chromatograph coupled to a TSQ Quantum XLS mass spectrometer. Identification of molecules was based on published retention times and mass spectra published in the literature (Elhmmali et al., 1997; Bull et al., 2001; Jacob et al., 2009; Lavrieux et al., 2011). Biomarker concentrations were normalized to total organic carbon (TOC) and then expressed as fluxes ($\text{ng}/\text{cm}^2/\text{yr}$) using dry density (DBD) and sedimentation accumulation rate (SAR, Guillemot et al., 2015). TOC, DBD and SAR have already been published in Massa et al. (2012).

c) Other proxies

Molecular fluxes were compared to (i) non-pollen palynomorph and pollen fluxes, already published in [Gauthier et al. \(2010\)](#), (ii) titanium (Ti), described and interpreted in [Massa et al. \(2012\)](#), and (iii) mesotrophic diatoms, discussed in [Perren et al. \(2012\)](#). Details of the methodologies can be found in these three articles.

5. Results

a) Age-depth model

Thanks to magnetic susceptibility data, 50 tie points between Iga-2007 and Iga-2011 were identified. For reasons of clarity, only 7 are shown in [Figure 28B](#). To assist in fixing these correlations, an AMS radiocarbon date was made on Iga-2011 at 19.75 cm on a wood sample (Beta-395568). From the age-depth model of Iga-2007, this date corresponds to the depth of 19.1 cm in Iga-2007, allowing us an indisputable tie point (in bold, [Figure 28B](#)).

Once these correlations had been fixed, a transfer of Iga-2011 depths to Iga-2007 was carried out to obtain the ages of the molecular samples, dating from AD 2011 to ca. AD 300. According to [Massa et al. \(2012\)](#), the Iga-2007 ^{210}Pb model has a mean error between ± 25 to 1.5 years during the 20th century whereas the Iga-2007 ^{14}C model revealed a mean age error of ± 25 years during the Middle-Ages. Concerning the SAR, it has a mean value of ca. 0.4 mm/yr all along the Iga-2007 core and showed two major rises: a minor one around AD 1150 (0.8 mm/yr) and a maximum during the 20th century (1.9 mm/yr).

b) Molecular biomarkers

Inventory and presentation

Aliphatic fractions afforded *n*-alkanes ranging from *n*-C₁₇ to *n*-C₃₃ with a strong predominance of odd over even homologues. As regards the aromatic fraction, a set of three aromatic derivatives of pentacyclic triterpenes with an oleanane, ursane and lupane skeleton, named TTHCs, was identified. Amongst other compounds, the ketone/acetate fraction contained lupanone and triterpenyl acetates (taraxeryl and friedelanyl acetates). In the alcohol fraction, some 5 β -stanols were inventoried: coprostanol, cholestanol, methyl-cholestanol and ethyl-coprostanol. Lastly, the hydroxyacid fraction revealed a single bile acid: deoxycholic acid (DOC).

Temporal evolution

The variations of these biomarkers are described hereafter by degree of polarity and chronologically (Figure 29).

Before ca. AD 1150, the sum of *n*-alkanes remained at ca. 100 ng/cm²/yr. Since this date, it rose slightly to 400 ng/cm²/yr and then decreased to its previous values around ca. AD 1250. The sum remained stable until ca. AD 1980 and then reached a maximum of 900 ng/cm²/yr. Finally, it dropped to values close to zero in ca. AD 2000 and rose slightly to ca. 200 ng/cm²/yr at ca. AD 2010.

The sum of the three derivative forms of TTHCs was close to zero over the record until ca. AD 1980. At this date, it promptly reached its maximum at ca. 17 ng/cm²/yr. Then, fluxes abruptly decreased to values close to zero over recent decades.

Lupanone fluxes remained at zero before ca. AD 1150. From this date, lupanone was present in the molecular content until the top of the lga-2011 sequence. In ca. AD 1150, fluxes reached ca. 4 ng/cm²/yr and slightly decreased to values close to zero in ca. AD 1300. On average, fluxes were around 2 ng/cm²/yr between ca. AD 1300 and AD 1900. In recent decades, lupanone fluxes increased until reaching a maximum of ca. 21 ng/cm²/yr in ca. AD 1980, at the same time as the sum of *n*-alkanes and the TTHCs. After that date, lupanone fluxes sharply decreased to values close to zero.

The sum of triterpenyl acetates was stable and low (close to zero) between ca. AD 300 and ca. AD 1000. From ca. AD 1000 to ca. AD 1100, triterpenyl acetate fluxes increased gradually up to ca. 0.1 ng/cm²/yr and sharply reached their maximum at ca. 0.55 ng/cm²/yr in ca. AD 1150. After this peak, they abruptly decreased to ca. 0.05 ng/cm²/yr in ca. AD 1250. From this date, triterpenyl acetate fluxes reached another peak at ca. 0.2 ng/cm²/yr around AD 1300 and then decreased to values close to zero in ca. AD 1400. Between ca. AD 1400 and ca. AD 1950, fluxes remained low (<0.05 ng/cm²/yr) and constant. Around the 1950s, they rose sharply to ca. 0.4 ng/cm²/yr in ca. AD 1990 and then dropped to ca. 0.05 ng/cm²/yr.

As regards the sum of 5 β -stanols, fluxes stayed at values close to zero over the sequence. It was only from the 1920s that the fluxes rose sharply until reaching a maximum of 1700 ng/cm²/yr in ca. AD 2010.

Lastly, DOC fluxes (already described in Guillemot et al., 2015), showed two major rises to ca. 1.5 ng/cm²/yr during the 11th century and the last century. Between ca. AD 300 and ca. AD 1000, fluxes stabilized at ca. 0.25 ng/cm²/yr and at 0.12 ng/cm²/yr between the 11th and the last century.

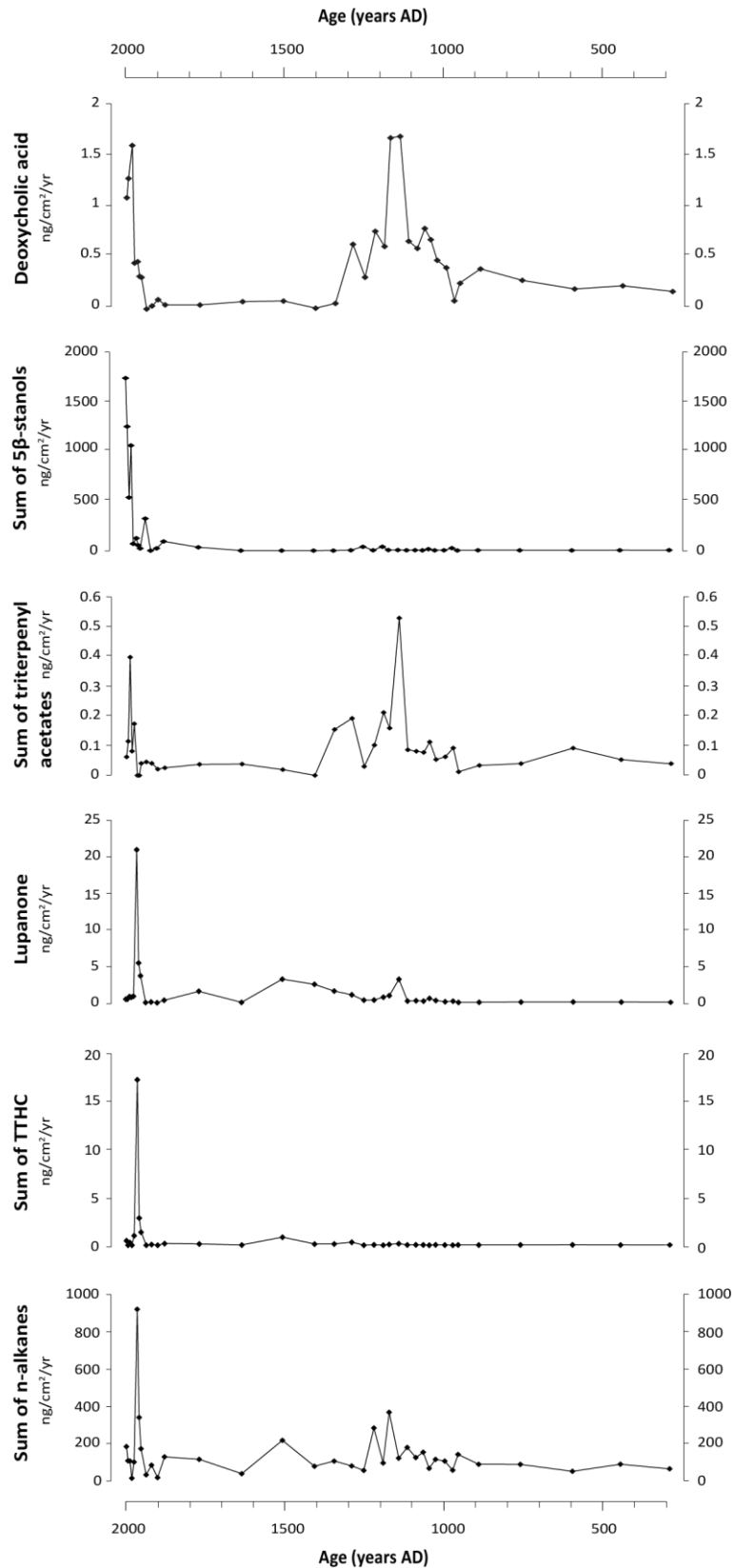


Figure 29 : Evolution of molecular biomarker fluxes classed by polarity.

6. Discussion

a) Significance of molecular biomarkers

Fecal biomarkers

5 β -stanols and bile acids are produced by the microbial degradation of cholesterol in mammalian intestines. They are abundant in their feces, making them ideal molecular biomarkers to trace the presence of mammals (Bull et al., 2002). 5 β -stanols and bile acids are grouped together as fecal biomarkers and commonly used to trace the source of recent fecal contamination in soils (Evershed et al., 1997) and sediments (Elhmmali et al., 1997; Bull et al., 2002; Jardé et al., 2007). They are also frequently used to trace past pastoral activities and manure in paleosoils and soils (Bull et al., 1999, 2001; Zocatelli et al., 2012) and recently in sediments spanning several millennia (D'Anjou et al., 2012; Guillemot et al., 2015).

Concerning the 5 β -stanols, the coprostanol/5 β -stanol ratio (expressed as a percentage) is commonly used to distinguish human from herbivore fecal imprints (Leeming et al., 1996; Bull et al., 2002; D'Anjou et al., 2012). Coprostanol, mainly detected in human feces, corresponds to at least 60% of total stanols. If it represents less than 50% of total stanols, a domestic herbivore imprint prevails (Leeming et al., 1994). In the sediments of Lake Igaliku, coprostanol only represented ca. 2.5% of the 5 β -stanols over the record and 15% in the recent decades, attesting to a predominant herbivore fecal imprint during the last two millennia (Figure 30B).

The sole bile acid detected throughout the Iga-2011 core is DOC, already interpreted in Guillemot et al. (2015). Predominantly found, it can be considered as a tracer of domestic herbivores (Bull et al., 2002; Tyagi et al., 2008). DOC was compared to coprophilous fungal spores, especially *Sporormiella spp.*, commonly growing on herbivore dungs (Van Geel et al., 2003) and showed a good correlation indicating the same source and a quantitative relationship between these two biomarkers (Figure 30B; Guillemot et al., 2015).

Vegetation cover biomarkers

- *n*-alkanes

n-alkanes are produced in aquatic, floating and terrestrial plants. Major fluxes indicate higher terrestrial and lacustrine productivity. In Lake Igaliku sediments, the sum of *n*-alkanes reached maxima between ca. AD 1150 and ca. AD 1250 and again in the 1950s (Figure 29), probably resulting from (i) the MWP and recent global warming, boosting global productivity and/or (ii) agropastoral activities bringing terrestrial remains by erosion and nutrients by drainage into the lake water column.

The preservation and the degree of degradation of *n*-alkanes was estimated thanks to the carbon preference index (CPI). A low CPI indicates that *n*-alkanes were impacted by bacterial activities (Meyers and Ishiwatari, 1993; Stefanova et al., 1995; Garel et al., 2013). Over the lga-2011 core, CPI was always > 2 revealing a low bacterial activity and a well-preserved *n*-alkane content in the last 1700 years (Figure 30C). The sum of *n*-alkanes seems therefore to be a powerful biomarker to trace any environmental change.

n-alkane chain lengths are commonly used to trace the origin of organic matter (OM) in lacustrine sediments. Aquatic flora produce short chains (< *n*-C₂₃) whereas terrestrial plants generate long chains (> *n*-C₂₃; Meyers, 1994, 2003). The source of organic matter (OM) can therefore be inferred from the long chain/short chain *n*-alkane ratio. If the ratio is > 1, there is a major contribution of terrestrial plants while below 1, aquatic flora prevail. In Lake Igaliku sediments, there was a predominant terrestrial *n*-alkane signature at the beginning of each agropastoral phase (Figure 30C).

Considering only the long chains of *n*-alkanes, it is possible to distinguish the tree and shrub signature from that of herbs and grasses: trees and shrubs mainly produce *n*-C₂₉ alkanes whereas grass and herbs generate *n*-C₃₁ alkanes (Cranwell et al., 1987; Maffei, 1996; Schwark et al., 2002). The variations in the *n*-C₂₉/*n*-C₃₁ alkane ratio can thus be used to trace any modification of the vegetation cover. This ratio was compared to palynological data (Gauthier et al., 2010) and showed the same tendencies: when agropastoral activities were attested, the *n*-C₂₉/*n*-C₃₁ alkane ratio showed minimum values attesting to a reduction in tree and shrub cover (Figure 30C).

- Triterpenyl acetates

Triterpenyl acetates are pentacyclic triterpenes bearing an acetate group at the third carbon of its skeleton. Previous studies revealed that these biomarkers are mainly produced by plants such as Asteraceae that thrive in open areas (Lavrieux et al., 2011). In the molecular content only taraxeryl acetate and friedelanyl acetate constituted the triterpenyl acetates. Taraxeryl acetate is produced by over 72 plant species (OSUC database, <http://bdd-osuc.cnrs-orleans.fr>), most of them being Asteraceae (Ageta et al., 1981; Bohlmann et al., 1981; Yang et al., 1994; Deng et al., 2004; Chang et al., 2009). In Greenland, they represent around twenty species (Rune, 2011). For example, *Taraxacum* and *Artemisia*, present in southern Greenland, produced taraxeryl acetate (Ageta et al., 1981; Yang et al., 1994). Fewer records of friedelanyl acetate in plant producers are available in the literature. Some attested the presence of friedelanyl acetate in tropical trees (Ko, 1972; Schun and Cordell, 1985), which does not enable a specific source to be defined in our context. Recently, friedelanyl acetate was detected in soils under pasture (Trendel et al., 2010) and in *Calluna vulgaris* (Ericaceae; Zocatelli et al., 2014), which is not present in southern Greenland. However, more than twenty species of Ericaceae are inventoried in Greenland such as *Empetrum hermaphroditum*, which is very abundant in our study area (Rune 2011).

Because the evolution of these two biomarkers exhibited similar trends over the record ($\rho=0.93$; Spearman test; $p_{\text{value}} = 2.8 \times 10^{-16}$) and they can both be attributed to plants growing in open areas, we decided to sum their fluxes (Figure 30C). Interestingly, the evolution of triterpenyl acetates was anti-correlated to that of the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio ($\rho= -0.4$; Spearman test; $p_{\text{value}} = 0.0192$, Figure 30C), confirmed by the angle of 180° between these two variables in the principal component analysis (PCA) in Figure 31 and validating their use as tracers of open landscape.

- Lupanone

Lupanone is a pentacyclic triterpene with a ketone group. It is sometimes found in peatlands (Duan, 2001) and is mainly produced by angiosperms (Ganguly et al., 1966; Gupta et al., 1992; Anwer et al., 2008). 60 families of angiosperms are represented in southern Greenland such as Polygonaceae, including *Rumex*. In the Iga-2011 core, lupanone fluxes exhibit particular trends distinct from any biomarker (Figure 29 and Figure 30C): it appeared in the molecular content in ca. AD 1150, synchronously with *Rumex* pollens (Gauthier et al., 2010). Moreover, they were also correlated over the record ($\rho= 0.57$; Spearman test; $p_{\text{value}}= 0.042$). We therefore propose *Rumex* as a potential source of lupanone.

Erosion biomarker

TTHCs are diagenetic derivatives of ubiquitous vascular plant pentacyclic triterpenes with an oleanane, ursane or lupane structure. Although these compounds have not yet been reported in soils, previous studies suggested that they may be indicative of soil erosion when found in sediments (Jacob et al., 2009). TTHCs were compared to Ti (Massa et al., 2012) and showed a similar evolution along the record ($\rho= 0.38$; Spearman test; $p_{\text{value}}= 0.02$; Figure 30D), suggesting a genetic relationship between these parameters.

Lake trophic status biomarker

Short chain n -alkanes ($< n\text{-C}_{23}$) are mainly produced by bacteria and aquatic organisms such as diatoms (Meyers, 1994). In the Iga-2011 core, the shortest chain length was composed of 17 carbons. As the proportion of $n\text{-C}_{17}$ represented less than 1% of total n -alkanes, the $n\text{-C}_{17}/\text{total } n\text{-alkane}$ ratio can be used here as a eutrophication parameter (Bourbonnière and Meyers, 1996). In comparison with mesotrophic diatoms (Perren et al., 2012), there was some similarity with the $n\text{-C}_{17}/\text{total } n\text{-alkane}$ ratio variations such as the single notable increase recorded in the 1980s (Figure 30D).

b) Evolution of ecosystems over the last two millennia

Pre-Norse period

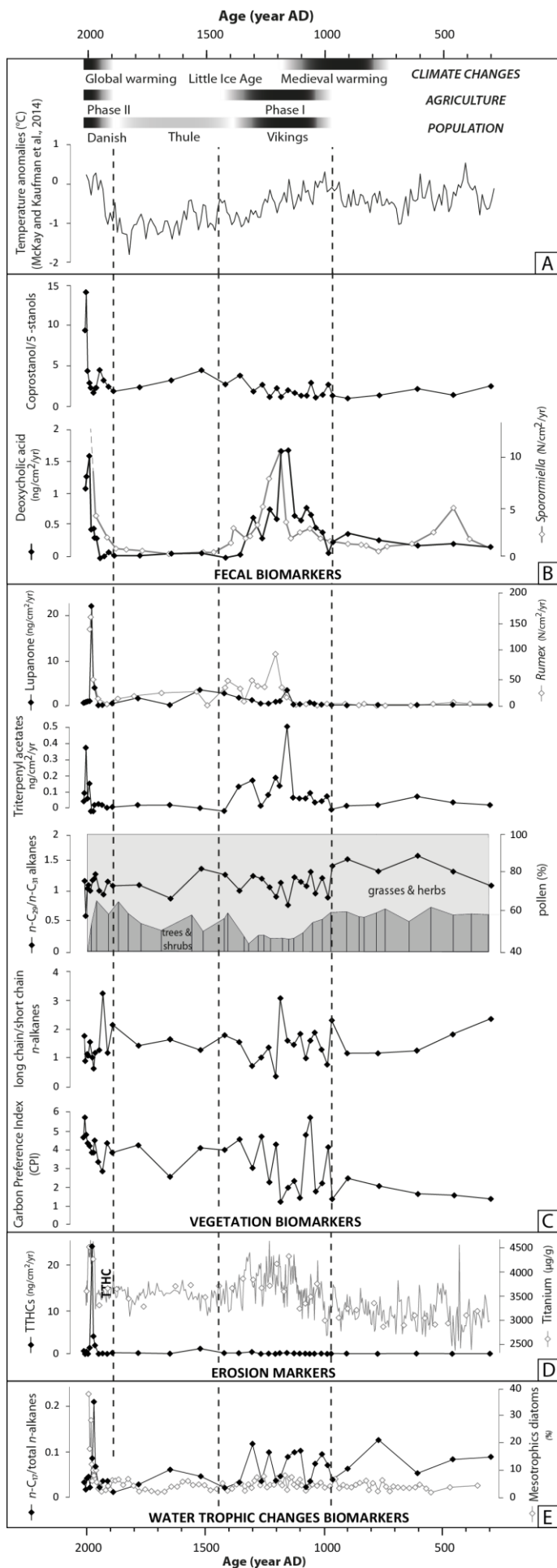
Before the Norse settlement (prior to AD 986), molecular fluxes were relatively stable. DOC fluxes had stable values, attesting to fecal pollution by wild herbivores (Figure 30B). According to archaeozoological studies (Edvardsson et al., 2007), the wild herbivore species that is sufficiently abundant in southern Greenland to record a fecal signal in sedimentary archives is reindeer. Reindeer potentially produced only one bile acid: DOC, like livestock species. Concerning the vegetation cover, the long chain/short chain *n*-alkane ratio was around 1.5, indicating a slightly larger proportion of terrestrial plants in the lake sediment OM content (Figure 30C). The $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio was high and the values of triterpenyl acetates were close to zero, as was lupanone (Figure 30C), attesting to a relatively dense tree and shrub cover. This was characterized by an $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio around 1.5 and a proportion of tree and shrub pollens of ca. 20%. TTHC fluxes had null values and Ti, low and stable values, indicating no major soil erosion (Figure 30D). The $n\text{-C}_{17}/\text{total } n\text{-alkane}$ ratio was low and relatively stable as the values of mesotrophic diatoms, indicating that there were no algal blooms in the lake water column (Figure 30E). Only one high value in ca. AD 770 was identified and could be due to a short local event of temperature elevation, not recorded in the Arctic temperature anomalies curve established by McKay and Kaufman (2014; Figure 30A), boosting the lacustrine biomass.

Norse period

The first disturbances of the selected molecular fluxes were clearly observed since ca. AD 1000, synchronously with the beginning of the Norse settlement, indicating a relatively short ecosystem response time and a fast reactivity of the molecular biomarkers.

From AD 986 to ca. AD 1100, DOC fluxes began to rise attesting to the introduction of domestic herbivores around the lake (Figure 30B). A reduction in the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio associated to an increase in triterpenyl acetates, revealed a reduction of tree and shrub cover probably associated to pastoral activities (Figure 30C).

The period between ca. AD 1100 to AD 1200 showed maximum perturbations of molecular fluxes. During this phase, there was a major rise in DOC (Figure 30B), indicating a maximum of grazing herbivores in the Lake Igaliku catchment due to the introduction of domestic herbivores by the Norse. This was supported by a minimum of the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio and a maximum of triterpenyl acetate fluxes, meaning a reduction in the tree and shrub cover due to grazing activities (Figure 30C). A maximum of the long chain/short chain *n*-alkane ratio showed a threefold increase in terrestrial lipids that were probably transported by erosion into the lake after the reduction of tree and shrub cover (Figure 30B). Surprisingly, TTHC fluxes did not show any augmentation. However, the maximum of livestock and the reduction of tree and shrub cover around the lake induced a slight



increase in Ti fluxes (Figure 30D). This might be explained by the fact that the soil erosion was not strong enough to release the TTHCs, calling into question the relevance of TTHCs as an erosion biomarker during periods of low erosion. The $n\text{-C}_{17}$ /total n -alkane ratio showed some variations as did the mesotrophic diatoms but no major peak was identified, indicating no water trophic change (Figure 30E).

After ca. AD 1200, the temperature fell, linked to the beginning of the LIA (Mc Kay and Kaufman, 2014). Synchronously with this cooling episode, a reduction in the livestock (DOC fluxes decrease), an increase in tree and shrub cover (rise of the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio and a reduction in triterpenyl acetates) and a decrease in the erosion (Ti fluxes decrease) were identified, denoting a progressive reduction of agropastoral activities. However, during this demise period, a slight increase in DOC and triterpenyl acetate fluxes around AD 1300 was identified, probably meaning some attempts by the Norse to maintain the pastoral economy despite global cooling.

Thanks to the insight gained from molecular biomarkers, the time period between ca. AD 1100 to ca. AD 1200 can be considered as the maximum of Norse pastoral activities in terms of presence of herbivores and impacts, especially on the vegetation cover. Moreover, lupanone appeared in the molecular content only at this maximum (Figure 30C).

Figure 30 : Evolution of molecular, NPP, palynological, geochemical and biological biomarkers over the last two millennia. A- Archaeological and climatic phases. B- Fecal biomarkers. C- Vegetation biomarkers. D- Erosion markers. E- Water trophic changes biomarkers.

It seems that plants producing lupanone were introduced (either deliberately or not) by the Norse and favored by agropastoral activities as was the case for *Rumex*. Indeed, [Shofield et al. \(2013\)](#) have recently proved that this plant species was absent before the Norse settlement in 14 sites and quickly appeared a hundred years after the first settlers.

Post-Norse period: resilience of ecosystems

LIA climate changes and unsustainable land-use practices, partly responsible for the depopulation of the Norse settlement ([Arneborg et al., 2012](#); [Dugmore et al., 2012](#); [Massa et al., 2012](#)), allowed the observation of the long-term Norse impact and resilience status after the first period of pastoralism. Since the Norse abandon (ca. AD 1400 - AD 1450; [Dugmore et al., 2009](#)) and throughout the LIA (until ca. AD 1900), molecular fluxes returned to stabled values ([Figure 30](#)). A PCA was performed on the molecular fluxes and showed the pre-Norse molecular samples in the same scatter as the post-Norse molecular samples, indicating a global return to pristine conditions after the Norse abandon ([Figure 31](#)).

Some exceptions for the DOC and the $n\text{-C}_{17}$ /total n -alkane ratio are noticeable. DOC fluxes were twice as low during the LIA as before the Norse colonization ([Figure 30B](#)), attesting to a reduction of wild herbivores fecal imprints but also potentially to a reduction in the number of wild herbivore (reindeer) around Igaliku ([Guillemot et al., 2015](#)). There may be many reasons for this: the climatic cooling of the LIA inducing snowy conditions and limiting access to food ([Roby et al., 1984](#)), hunting and intensive pasture limiting and/or altering food resources during the Norse period. Nowadays, the consequences are the total demise of wild reindeer in southern Greenland ([Jepsen et al., 2002](#)). In the current state, it is impossible to know whether the reduction in wild herbivores resulted from anthropogenic and/or climatic causes because DOC fluxes do not make it possible to ascertain exactly when their population decreased. In Lake Igaliku sediments, it was not possible to distinguish domestic from wild fecal imprints because they produced the same bile acid (DOC). Similarly to the DOC fluxes, the $n\text{-C}_{17}$ /total n -alkane ratio halved since the beginning of the LIA. This ratio, which was not impacted by Norse activities, was probably linked to the cooling of the LIA, reducing lacustrine biomass activities.

As the decrease in wild herbivore flocks cannot be conclusively attributed to Norse activities and as the reduction in lacustrine biomass production was climatic in origin, the main Norse impact, recorded by molecular biomarkers, may concern only the vegetation cover. According to the statistical comparison between pre-Norse and post-Norse molecular samples, the vegetation cover rapidly returned to pristine conditions after ca. AD 1400 ([Figure 30 and 31](#)). *Rumex*, the plant species probably introduced by the Norse and producing lupanone, was an exception. Indeed, *Rumex* pollens and lupanone fluxes remained in the palynological and molecular contents after the Norse abandon, meaning a successful adaptation of this plant.

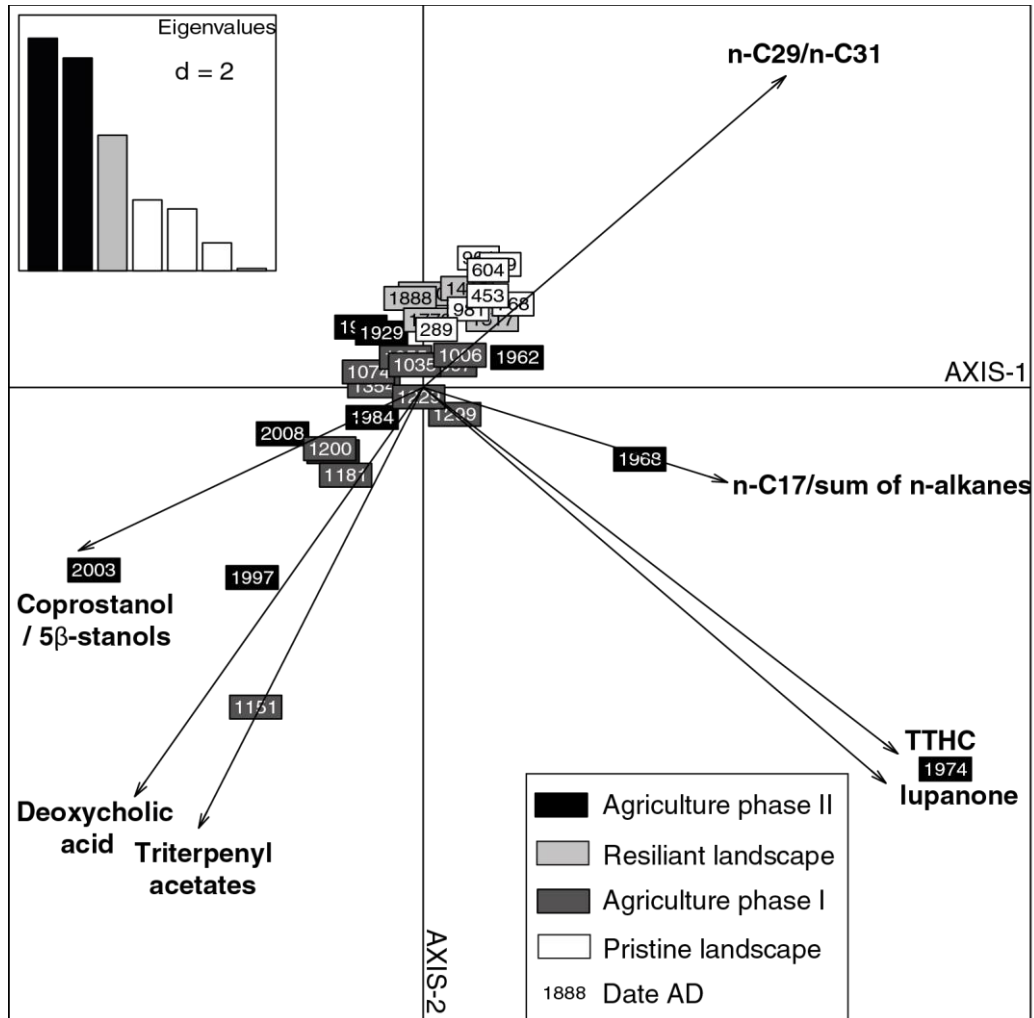
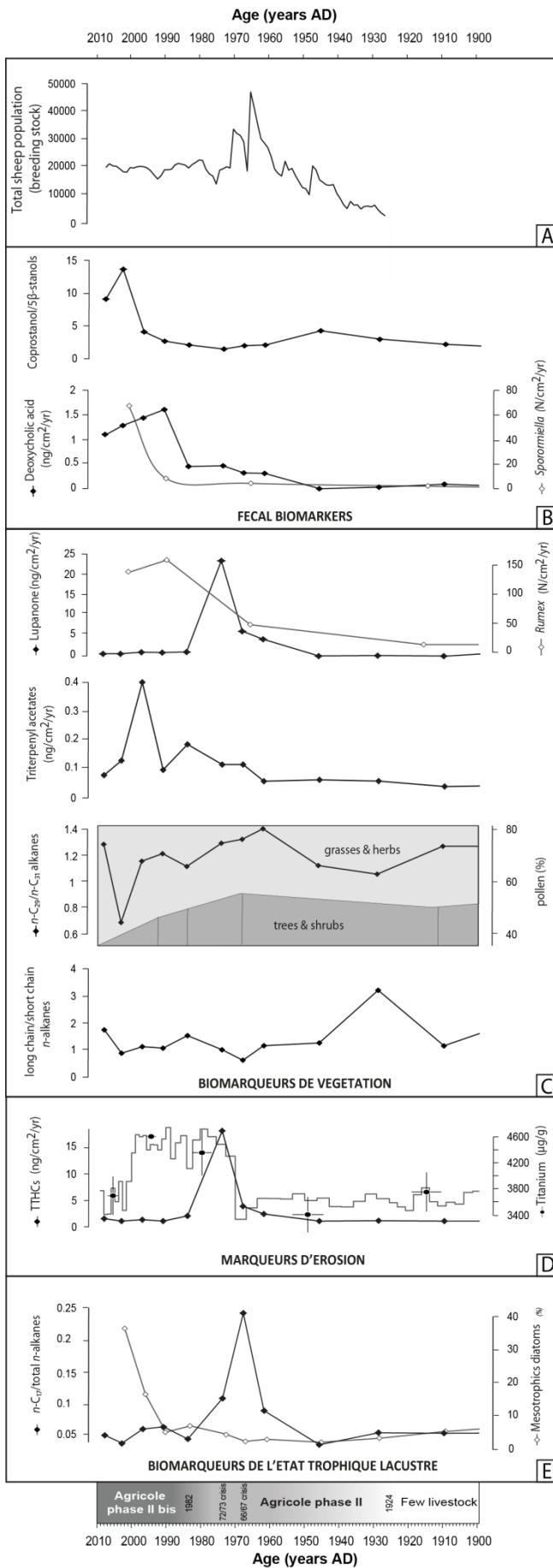


Figure 31 : Principal components analysis performed on molecular data.



Modern agriculture responses

The recent agropastoral phase, mainly characterized by sheep breeding, can be subdivided into two subphases: before and after the 1970s. Before the 1970s, there was a slight increase in DOC associated to a moderate reduction in the tree and shrub cover (decrease of the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio) and a small increase in lupanone fluxes (Figure 32B-C), attesting to the progressive reintroduction of livestock around the lake.

After the 1970s and the reorganization of agropastoral practices, the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio dropped slightly and triterpenyl acetate fluxes rose slightly, attesting to a reduction in the tree and shrub cover. After this transition (ca. AD 1975), TTHCs and Ti fluxes synchronously reached their maximum, meaning substantial soil erosion, strong enough to release TTHCs from soils. This could be explained by the intensive mechanized earthwork required for the establishment of the fodder parcels on the southern shore of Lake Igaliku. TTHC fluxes dropped rapidly in comparison to the Ti fluxes, reaching their previous values of twenty years before. There was probably a depletion of the TTHC stocks in the soil, once again calling into question the relevance of these molecules as potential erosion biomarkers.

Figure 32 : Evolution of molecular, NPP, palynological, geochemical and biological biomarkers over the last century. A- Total sheep population. B- Fecal biomarkers. C- Vegetation biomarkers. D- Erosion markers. E- Water trophic changes biomarkers.

In any case, in recent years TTHC and Ti fluxes returned to previous values, attesting to a reduction in soil erosion potentially linked to the attention paid by Greenlandic farmers to preserving the productivity of the poor and acidic soils. Since the creation of fodder parcels (ca. AD 1975), there has been a progressive expansion of grasses and herbs (recorded by a drop in the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio and a peak of triterpenyl acetates), reaching its maximum in ca. AD 2000. Synchronously with this maximal expansion of fodder parcels, a major increase in mesotrophic diatoms was recorded, revealing algal blooms in the lake water. Arctic lakes are often nitrogen limited (Olsen et al., 2013) so a small input of nitrogen can significantly boost aquatic micro-organisms, inducing water trophic changes. Since the 1980s, the fertilization of fodder parcels with an input of N at 200-250 kg/ha/yr rates (Miki Egede, personal communication) and the drainage of barn effluents directly to the lake seem have affected the lake ecology at different scales: aquatic micro-organisms (algal blooms) and benthic organisms (chironomids; Millet et al., 2014), probably durably. Surprisingly, the $n\text{-C}_{17}$ / total n -alkane ratio reached a peak between the 1960s and the 1970s, just before the maximum of mesotrophic diatoms. This could be explained by a climatic cause: during this period, there was a high mean temperature (Cappelen, 2014), probably boosting photosynthetic aquatic micro-organisms and not especially the mesotrophic diatoms. In our study, the $n\text{-C}_{17}$ / total n -alkane ratio seems to trace algal productions directly linked to climate changes.

The phase after the 1970s characterized by intensive sheep breeding and hay cultivation can be considered as the period of major agropastoral impacts on ecosystems. Like the period of maximum Norse impacts (AD 1100 - AD 1200), it was also characterized by a peak of lupanone fluxes. Lupanone therefore appears to be predominant during the two phases of major agropastoral impacts. This potential biomarker of *Rumex*, could also be considered in our context as a biomarker of significant agropastoral activities. According to molecular data, recent modifications of the vegetation cover around Lake Igaliku seemed to be slightly less marked than during the Norse settlement, implying no irreversible recent impacts on the vegetation cover until now, in spite of the establishment of fodder parcels.

Modern breeding practices: a way to calibrate Norse activities?

Generally, the last century is well documented in terms of agropastoral practices. In particular, data on the total sheep population in south Greenland have been available since ca. AD 1930 (Figure 32A). As Igaliku constitutes one of the larger sites of sheep breeding in south Greenland (Austrheim et al., 2008; Westergaard-Nielsen et al., 2015), sheep population trends can be assumed to be very similar on the regional scale. During the last century, DOC fluxes trace especially sheep because this is the only herbivore species present around Igaliku. Knowing the main sheep population trends, the question arises whether it would be possible to link the number of domestic herbivores to a DOC flux in the last century, and hence, during the Norse settlement. This would require further investigations (quantity of DOC presents in the feces, type of transport, preservation in the sediment archives, etc). In spite of further work, a calibration based on DOC fluxes might be difficult for two reasons:

- (i) Recent pastoral practices can only be compared to Norse practices over a small time period: i.e. between the 1920s and the 1970s (Figure 32), since during this phase, sheep breeding can be considered as extensive and quite similar to the medieval period. However, at the beginning of the 1970s, sheep farming has become more intensive with restrictions imposed on the sheep population and the flocks stabled during winter. From this period, DOC fluxes have increased sharply (Figure 32B), no doubt due to the effluents from the two farms where sheep are stabled during winter months flow directly into the lake throughout the year. Actually, the farms concentrate sheep feces during the 7 winter months in a small area and release fecal molecules throughout the year into the lake, since until recently, there have been no manure spreading practices around the lake Igaliku.
- (ii) Moreover, the Norse peak of DOC is potentially a mix between domestic and wild herbivores (Guillemot et al., 2015), overestimating the Norse livestock. The domestic and wild herbivore fecal signatures need to be dissociated during the Norse settlement, before any quantitative estimation of the medieval flocks around Igaliku can be achieved.

In our study, DOC fluxes do not seem to be a suitable biomarker to calibrate past pastoral activities. However, a more specific biomarker such as environmental DNA might be an interesting prospect in this respect (Giguet-Covex et al., 2013).

c) Conclusion

To trace past and recent environmental responses of agropastoral activities in south Greenland, molecular biomarkers were identified and quantified for the first time in a sedimentary core retrieved from Lake Igaliku and then compared to palynological, geochemical and biological data.

Two major agropastoral phases were identified and separated by the cooling of the LIA: the Norse period between AD 986 and ca. AD 1400 and modern agriculture since the 1920s until today, affecting the ecosystems in different ways. The Norse settlement was characterized by the introduction of domestic herbivores in ca. AD 1000, mainly impacting the vegetation cover by grazing activities (recorded by the DOC and the $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ alkane ratio associated to the triterpenyl acetates). The maximum of Norse impacts was revealed between ca. AD 1100 and ca. AD 1200 by the appearance of lupanone, potentially produced by *Rumex* and defined as a new biomarker of maximum agropastoral pressure. In spite of extensive grazing activities around the lake, no major erosion (recorded by TTHCs) or water trophic changes (recorded by the $n\text{-C}_{17}/\text{total } n\text{-alkane}$ ratio) were revealed during this period. Because no agropastoral activities were attested during the LIA, it was possible to observe long-term Norse impacts on the ecosystems. A PCA performed on the molecular samples showed a similar molecular content before and after the Norse settlement, revealing a return to pristine conditions especially for the vegetation. Only the plant species introduced by the Norse and producing the lupanone such as *Rumex* could be considered as a durable impact because they are still present in south Greenlandic ecosystems.

Nowadays, environmental responses to agropastoral activities are much more numerous and stronger than during the Norse period. In addition to the introduction of sheep flocks and a reduction of tree and shrub cover by grazing activities, fodder parcels were recently created (around the 1970s) to feed the livestock during winter, inducing an episode of major erosion (recorded by TTHCs and Ti) and algal blooms (only registered by mesotrophic diatoms), durably affecting the lacustrine ecosystems. This phase of major impacts was also characterized by a maximum of lupanone fluxes. Thanks to data on the number of sheep per year, an attempt was made to use DOC fluxes in recent years to calibrate breeding during the Norse period but proved to be particularly difficult mainly because of the DOC production by wild herbivores during the Middle-Ages.

This new molecular approach combined with palynological, geochemical and biological studies allowed to trace for the first time the timing, the intensity and the resilience of past and recent human land uses around Igaliku. Thanks to molecular biomarkers, it is now possible to better understand the interactions between environment and human through agropastoral activities at a catchment scale, essential in the current context of increasing land uses.

d) Acknowledgements

The research was supported by the University of Franche-Comté/Bourgogne, the CNRS, the French Polar Institute (IPEV) and the ANR CEP&S “Green Greenland” Project (ANR-10-CEPL-0008). We want to thank Jérémy Jacob and Claude Le Milbeau for their welcome at the ISTO laboratory and their help on the molecular data. We want to thank also Maxime Mermet for the Geotek multi-sensor core logger analyses. The authors also wish to thank the anonymous proofreader and reviewer for constructive comments.

e) References

- Ageta, H., Shiojima, K., Masuda, K., Lin, T., 1981. Composite constituents: four new triterpenoids, neolupenol, tarolupenol and their acetates isolated from roots of a Japanese dandelion, *Taraxacum japonicum*. *Tetrahedron Letters* 22, 2289–2290.
- Anjou (D'), R.M., Bradley, R.S., Balascio, N.L., Finkelstein, D.B., 2012. Climate impacts on human settlement and agricultural activities in northern Norway revealed through sediment biogeochemistry. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 20332–20337.
- Anwer, M.S., Mohtasheem, M., Azhar, I., Ahmed, S.W., Bano, H., 2008. Chemical constituents from *Melilotus officinalis*. *Journal of Basic and Applied Sciences* 4, 89–94.
- Arneborg, J., 2007. Saga Trails. Brattahlid, Gardar, Hvalsey fjord's church and heljolfnesnes: four chieftain's farmsteads in the north settlements of Greenland. *A visitor's guidebook*, 94 pp. The National Museum of Denmark, Copenhagen.
- Arneborg, J., Lynnerup, N., Heinemeier, J., Møhl, J., Rud, N., Sveinbjörnsdóttir, Á.E., 2012. Norse Greenland dietary economy ca. AD 980–ca. AD 1450: Introduction. *Journal of the North Atlantic* 3, 1–39.
- Austrheim, G., Asheim, L.-J., Bjarnason, G., Feilberg, J., Fosaa, A.M., Holand, Ø., Høegh, K., Jónsdóttir, I.S., Magnússon, B., Mortensen, L.E., Mysterud, A., Olsen, E., Skonhoft, A., Steinheim, G., Thórhallsdóttir, A.G., 2008. Sheep grazing in the North Atlantic region. *A long term perspective on management, resource economy and ecology* (No. 3), 86 pp. Norges teknisknaturvitenskapelige universitet.
- Barlow, L.K., Sadler, J.P., Ogilvie, A.E.J., Buckland, P.C., Amorosi, T., Ingimundarson, J.H., Skidmore, P., Dugmore, A.J., McGovern, T.H., 1997. Interdisciplinary investigations of the end of the Norse Western Settlement in Greenland. *The Holocene* 7, 489–499.
- Bohlmann, F., Moller, L., King, R.M., Robinson, H., 1981. A guaianolide and other constituents from *Lychnophora* species. *Phytochemistry* 20, 1149–1151.
- Bourbonnière, R.A., Meyers, P.A., 1996. Sedimentary geolipid records of historical changes in the watersheds and productivities of Lakes Ontario and Erie. *Limnology and Oceanography* 41, 352–359.
- Buckland, P.C., Edwards, K.J., Panagiotakopulu, E., Schofield, J.E., 2009. Palaeoecological and historical evidence for manuring and irrigation at Garðar (Igaliku), Norse Eastern Settlement, Greenland. *The Holocene* 19, 105–116.
- Bull, I.D., Betancourt, P.P., Evershed, R.P., 2001. An organic geochemical investigation of the practice of manuring at a Minoan site on Psira Island, Crete. *Geoarchaeology* 16, 223–242.
- Bull, I.D., Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 2003. The application of steroidal biomarkers to track the abandonment of a Roman wastewater course at the Agora (Athens, Greece). *Archaeometry* 45, 149–161.
- Bull, I.D., Lockheart, M.J., Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 2002. The origin of faeces by means of biomarker detection. *Environment International* 27, 647–654.
- Bull, I.D., Simpson, I.A., Van Bergen, P.F., Evershed, R.P., 1999. Muck'n'molecules: organic geochemical methods for detecting ancient manuring. *Antiquity* 73, 86–96.
- Capellen, J., 2014. Greenland-DMI historical climate data collection 1784–2013 with Danish abstracts. Technical report 14-04, 90 pp. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.
- Chang, T.-N., Huang, G.-J., Ho, Y.-L., Huang, S.-S., Chang, H.-Y., Chang, Y.-S., 2009. Antioxidant and antiproliferative activities of *Crossostephium chinensis* (L.) Makino. *The American Journal of Chinese Medicine* 37, 797–814.
- Cranwell, P.A., Eglinton, G., Robinson, N., 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments—II. *Organic Geochemistry* 11, 513–527.
- Deng, Y.-R., Song, A.-X., Wang, H.-Q., 2004. Chemical components of *Seriphidium Santolium* Poljak. *Journal of Chinese Chemical Society* 51, 629–636.
- Duan, Y., 2001. Pentacyclic triterpenoid ketones in peat from Gannan Marsh, China. *Chinese Sciences Bulletin* 46, 1433–1435.
- Dugmore, A.J., McGovern, T.H., Vésteinnsson, O., Arneborg, J., Streeter, R., Keller, C., 2012. Cultural adaptation, compounding vulnerabilities and conjunctures in Norse Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 3658–3663.

- Dugmore, A.J., Keller, C., McGovern, T.H., Casely, A.F., Smiarowski, K., 2009. Norse Greenland settlement and limits to adaptation, In: Adger, W.N., Lorenzi, I., O'Brien, K.L. (Eds), *Adaptating to climate change: thresholds, values, governance*, 96-113. Cambridge University press, Cambridge.
- Edvardsson, R., Paulsen, C., Church, M., Simpson, I., Adderly, P., Palsdottir, A., McGovern, T.H., 2007. Archaeological excavations at Qassiarsuk 2005 - 2006. Field and data structure report 03-07, 108 pp..
- Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 1997. Bile acids as a new class of sewage pollution indicator. *Environmental Sciences & Technology* 31, 3663–3668.
- Evershed, R.P., Bethell, P.H., Reynolds, P.J., Walsh, N.J., 1997. 5 β -stigmastanol and related 5 β -stanols as biomarkers of manuring: analysis of modern experimental material and assessment of the archaeological potential. *Journal of Archaeological Science* 24, 485–495.
- Ganguly, A.K., Govindachari, T.R., Mohamed, P.A., Rahimtulla, A.D., Viswanathan, N., 1966. Chemical constituents of Glochidion hohenackeri. *Tetrahedron* 22, 1513–1519.
- Garel, S., Schnyder, J., Jacob, J., Dupuis, C., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Storme, J.-Y., Iakovleva, A.I., Yans, J., Baudin, F., Fléhoc, C., Quesnel, F., 2013. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene–Eocene boundary (Normandy, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 376, 184–199.
- Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Petit, C., Vannière, B., Richard, H., 2010. Pollen and non-pollen palynomorph evidence of medieval farming activities in southwestern Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 427–438.
- Gigu t-Covex, C., Pansu, J., Arnaud, F., Rey, P.-J., Griggo C., Gielly, L., Domaizon, I., Coissac, E., David, F., Choler, P., Poulenard, J., Taberlet, P., 2013. Long livestock farming history and human landscape shaping revealed by lake sediment DNA. *Nature Communications*, DOI:10.1038/ncomms4211.
- Guillemot, T., Zocattelli, R., Bichet, V., Jacob, J., Gauthier,  ., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard, H., 2015. Evolution of pastoralism in southern Greenland during the last two millennia reconstructed from bile acids and coprophilous fungal spores in lacustrine sediments. *Organic Geochemistry* 81, 40-44.
- Gupta, M.M., Verma, R.K., Misra, L.N., 1992. Terpenoids from Hemidesmus indicus. *Phytochemistry, The International Journal of Plant Biochemistry* 31, 4036–4037.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19, 241–249.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Spadano Albuquerque, A.L., Sifeddine, A., Turcq, B., 2005. Pentacyclic triterpene methyl ethers in recent lacustrine sediments (Lagoa do Ca  , Brazil). *Organic Geochemistry* 36, 449–461.
- Jard , E., Gruau, G., Mansuy-Huault, L., 2007. Detection of manure-derived organic compounds in rivers draining agricultural areas of intensive manure spreading. *Applied Geochemistry* 22, 1814–1824.
- Jepsen, B.I., Siegismund, H.R., Fredholm, M., 2002. Population genetics of the native caribou (*Rangifer tarandus groenlandicus*) and the semi-domestic reindeer (*Rangifer tarandus tarandus*) in southwestern Greenland: Evidence of introgression. *Conservation Genetics* 3, 401–409.
- Jones G (1986) *The Norse Atlantic Saga: being the Norse voyages of discovery and settlement to Iceland, Greenland and North America*, 352 pp. Oxford University Press, New-York.Ko., P., 1972. Triterpenoid and other constituents from the leaves of some *Castanopsis* and *Lithocarpus* species of the Hong Kong Fagaceae. University of Hong Kong, 241 pp.
- Lavrieux, M., Jacob, J., LeMilbeau, C., Zocattelli, R., Masuda, K., Bréheret, J.-G., Disnar, J.-R., 2011. Occurrence of triterpenyl acetates in soil and their potential as chemotaxonomical markers of Asteraceae. *Organic Geochemistry* 42, 1315–1323.
- Leeming, R., Ball, A., Ashbolt, N., Jones, G., Nichols, P.D., 1994. Distinguishing between human and animal sources of faecal pollution. *Chemistry in Australia* 61, 6–7.
- Leeming, R., Ball, A., Ashbolt, N., Nichols, P., 1996. Using faecal sterols from humans and animals to distinguish faecal pollution in receiving waters. *Water Ressources* 30, 2893–2900.
- Maffei, M., 1996. Chemotaxonomic significance of leaf wax alkanes in the gramineae. *Biochemical Systematics and Ecology* 24, 53–64.
- Massa, C., Bichet, V., Gauthier,  ., Perren, B.B., Mathieu, O., Petit, C., Monna, F., Giraudeau, J., Losno, R., Richard, H., 2012. A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in south Greenland. *Quaternary Science Reviews* 32, 119–130.
- McKay, N.P., Kaufman, D.S., 2014. An extended Arctic proxy temperature database for the past 2,000 years. *Scientific data*, DOI: 10.1038/sdata.2014.26.
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289–302.
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261–289.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry-an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry* 20, 867–900.
- Millet, L., Massa, C., Bichet, V., Frossard, V., Belle, S., Gauthier, E., 2014. Anthropogenic versus climatic control in a high-resolution 1500-year chironomid stratigraphy from a southwestern Greenland lake. *Quaternary Research* 81, 193–202.
- Olofsson, J., Hickler, T., 2008. Effects of human land-use on the global carbon cycle during the last 6,000 years. *Vegetation History and Archeobotany* 17, 605-615.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Leng, M.J., 2013. Limnological controls on stable isotope records of late-Holocene palaeoenvironment change in SW Greenland: a paired lake study. *Quaternary Science Reviews* 66, 85–95.

- Perren, B.B., Massa, C., Gauthier, É., Bichet, V., Petit, C., Richard, H., 2012. A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, south Greenland. *Journal of Paleolimnology* 48, 241–258.
- Roby, D.D., Thing, H., Brink, K.L., 1984. History, status, and taxonomic identity of caribou (*Rangifer tarandus*) in northwest Greenland. *Arctic* 37, 23–30.
- Rune, F., 2011. Wild flowers of Greenland, 350 pp.
- Schun, Y., Cordell, G.A., 1985. Studies in the Thymelaeaceae III. Constituents of *Gyrinops walla*. *Journal of Natural Product* 48, 684–685.
- Schofield, J.E., Edwards, K.J., Erlendsson, E., Ledger, P.M., 2013. Palynology supports “Old Norse” introductions to the flora of Greenland. *Journal of Biogeography* 40, 1119–1130.
- Schwark, L., Zink, K., Lechterbeck, J., 2002. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology* 30, 463–466.
- Stefanova, M., Magnier, C., Velinova, D., 1995. Biomarker assemblage of some Miocene-aged Bulgarian lignite lithotypes. *Organic Geochemistry* 23, 1067–1084.
- Trendel, J.M., Schaeffer, P., Adam, P., Ertlen, D., Schwartz, D., 2010. Molecular characterisation of soil surface horizons with different vegetation in the Vosges Massif (France). *Advances in Organic Geochemistry 2009 proceedings of the 24th International Meeting on Organic Geochemistry* 41, 1036–1039.
- Tyagi, P., Edwards, D.R., Coyne, M.S., 2008. Use of sterol and bile acid biomarkers to identify domesticated animal sources of fecal pollution. *Water Air Soil Pollution* 187, 263–274.
- Van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., van Aprotroot, A., Reenen, G., Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archeological Sciences* 30, 873–883.
- Westergaard-Nielsen, A., Bjørnsson, A.B., Jepsen, M.R., Stendel, M., Hansen, B.U., Elberling, B., 2015. Greenlandic sheep farming controlled by vegetation response today and at the end of the 21st Century. *Science of the Total Environment* 512–513, 672–681.
- Yang, F.Q., Ou, Q.Y., Yu, W.L., 1994. Chemical constituents of *Artemisia dalailamae* Kraschen. *China Journal of Chinese Materia Medica* 19, 166–167.
- Zocatelli, R., Jacob, J., Gogo, S., Le Milbeau, C., Rousseau, J., Laggoun-Défarge, F., 2014. Spatial variability of soil lipids reflects vegetation cover in a French peatland. *Organic Geochemistry* 76, 173–183.
- Zocatelli, R., Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Milbeau, C.L., Jacob, J., Bréheret, J.G., 2012. Free fatty acids in Lake Aydat catchment soils (French Massif Central): sources, distributions and potential use as sediment biomarkers. *Journal of Soils and Sediments* 12, 734–748.

Ce chapitre, à l'aide de données sédimentologiques, palynologiques, biologiques et moléculaires, a permis d'évaluer l'ensemble des impacts des activités agropastorales vikings et actuelles sur les écosystèmes du sud du Groenland.

Des modifications de la couverture végétale, en partie liées au pâturage du bétail, ont été identifiées à partir :

- ❖ des flux pollens d'arbres et d'arbustes en fonction des pollens d'herbacées, déjà publiés dans [Gauthier et al. \(2010\)](#) ;
- ❖ des flux de n-alcane et plus particulièrement du ratio $n-C_{29}/n-C_{31}$ n-alcane indiquant la proportion des arbres et arbustes en fonction des herbacées ([Schwark et al., 2002](#)) ;
- ❖ des flux des acétates de triterpényles produits par des plantes se développant plus favorablement dans les milieux de type ouvert ([Lavrieux et al., 2011](#)) ;
- ❖ des flux de lupanone, produit par les angiospermes en général ([Ganguly et al., 1966](#) ; [Gupta et al., 1992](#)) et qui serait, dans ce cas précis, un biomarqueur d'anthropisation et plus particulièrement le biomarqueur de Rumex, une herbacée importée par les colons scandinaves au Moyen-Âge.

Des modifications de la stabilité des sols associées à la réduction du couvert arbustif et au piétinement du cheptel ont également été mises en évidence grâce :

- ❖ aux flux de titanium (Ti), déjà publiés dans [Massa et al. \(2012\)](#) ;
- ❖ aux flux de triméthyl-tétrahydrochryènes (TTHCs).

Enfin, des modifications de l'état trophique du lac, directement associées à un apport de nutriments dans les eaux du lac provenant de pratiques de fertilisation, ont été évaluées à l'aide :

- ❖ des concentrations de diatomées mésotrophes déjà publiées dans [Perren et al. \(2012\)](#) ;
- ❖ des flux du ratio $n-C_{17}/n$ -alcane totaux indiquant la proportion d'algues et d'organismes aquatiques dans la colonne d'eau du lac ([Bourbonnière et Meyers, 1996](#)).

Les deux phases agropastorales connues au sud du Groenland montrent des impacts sensiblement différents sur les écosystèmes. Le maximum d'impacts vikings est observé entre ca. 1100 AD et ca. 1200 AD et est caractérisé par une introduction de bétail, constitué majoritairement d'ovins, modifiant sensiblement le couvert arbustif et le taux de sédimentation. Puisque les deux périodes agropastorales sont séparées par le refroidissement du Petit Âge Glaciaire (PAG), il a été possible d'observer ces impacts sur le long terme (environ cinq siècles). De manière générale et ce, malgré la péjoration climatique du PAG, le couvert arbustif est revenu quasi-instantanément à des conditions anté-colonisation. Par contre, les espèces de plantes introduites, volontairement ou non, comme Rumex, perdurent et sont aujourd'hui présentes dans l'environnement. Concernant la végétation, il y a donc une résilience partielle mais très rapide du milieu après l'abandon viking au XV^{ème} siècle.

La phase agropastorale actuelle montre quant à elle des impacts plus nombreux, susceptibles d'avoir des répercussions sur le long terme. En plus, d'une réduction du couvert arbustif et d'une introduction de troupeaux de moutons, une forte érosion débutant autour des années 1980 est enregistrée, directement liée à la création de parcelles de fourrage sur le versant sud du lac. Depuis cette date, il n'y a plus de labourage mécanique profond mais un simple griffage saisonnier, réduisant progressivement le taux de dénudation des sols. La faible qualité des sols oblige les agriculteurs groenlandais à utiliser d'importantes quantités de fertilisants azotés. Une partie de ces fertilisants, non intégrée dans les sols, se retrouve de manière dissoute directement dans le lac et est utilisé comme nutriment pour la biomasse. Comme les lacs de cette région sont souvent en déficit d'azote (Olsen et al., 2013), cet apport provoque une augmentation drastique de la productivité de la biomasse lacustre et impacte les organismes benthiques tels que les chironomes (Millet et al., 2014).

E- Partie II

Enregistrements sédimentaires et impacts des grands changements climatiques de la fin de l'Holocène sur les civilisations du sud du Groenland



Vue aérienne d'une décharge sédimentaire d'une vallée glaciaire dans un fjord. Cliché : T. Guillemot

I. Objectifs et démarche de la partie II

Les études paléolimnologique et moléculaire sur le site d'Igaliku ont mis en évidence, au sein de cette première partie, un enregistrement sédimentaire perturbé par les activités anthropiques du bassin versant sur le dernier millénaire. Les premiers résultats ont notamment mis en évidence deux phases agropastorales, l'occupation viking (de 986 AD au milieu du XV^{ème} siècle) et actuellement (depuis les années 1920), caractérisées par un élevage d'ovins réduisant la couverture arbustive, la stabilité des sols et perturbant parfois l'écologie du lac. Ces deux périodes se sont mises en place spécifiquement au cours de deux épisodes de réchauffement connus à l'échelle globale : l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le réchauffement actuel, séparées par la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire (PAG). Par cette première observation, un certain lien entre les phases agropastorales et le climat semble exister. Afin de mieux définir ces interactions Homme/climat au Groenland, les variations climatiques régionales ont été caractérisées, à partir d'une approche sédimentaire multi-paramètre sur plusieurs sites, puis confrontées aux différents épisodes d'occupation sur les cinq derniers millénaires, période sur laquelle la présence de l'Homme est attestée au Groenland. Cela aura pour but d'observer quelles influences les variations climatiques passées ont eu sur les anciennes civilisations et leurs stratégies d'adaptation à ces changements (changements de régimes alimentaires, migration, abandon).

Deux chapitres constitueront cette dernière partie. Le premier chapitre, écrit en français, recense et décrit les différents types de dépôts instantanés pouvant perturber la sédimentation lacustre de fond. Les dépôts de crue, retraçant les variations hydrologiques du bassin versant et directement liées à des variations d'ordre climatique, sont plus particulièrement ciblés dans ce chapitre. Au sein d'un deuxième et dernier chapitre, laissé sous la forme d'un article soumis à « *Climate of the Past* », les grands changements climatiques de la seconde moitié de l'Holocène ainsi que leurs impacts sur les civilisations groenlandaises seront caractérisés à partir d'une étude sédimentologique multi-paramètres sur les séquences de QAL-2011A et LKG-2011A.

II. Présentation et choix des sites d'étude

Les variations climatiques de la seconde moitié de l'Holocène étant masquées par les activités anthropiques sur la séquence sédimentaire d'Igaliku, deux lacs ont été sélectionnés pour retracer les grands changements climatiques groenlandais des cinq derniers millénaires : le lac de Qallimiut et de Little Kangerluluup. Situés plus à proximité des côtes que le lac d'Igaliku, ces deux sites sont soumis à un climat à tendance sub-océanique caractérisé par un écart de température annuel de seulement 12°C (température moyenne estivale de 8°C et moyenne hivernale de -4°C) et d'importantes précipitations (moyenne annuelle de 70 mm/mois avec 61 jours de neige par an) associées à de nombreuses tempêtes (Cappelen, 2014 ; Figure 33). La distance de 50 km séparant les sites de Qallimiut, Little Kangerluluup et d'Igaliku montre un gradient climatique de 2°C en moyenne entre l'intérieur des fjords et les côtes (Figure 33).

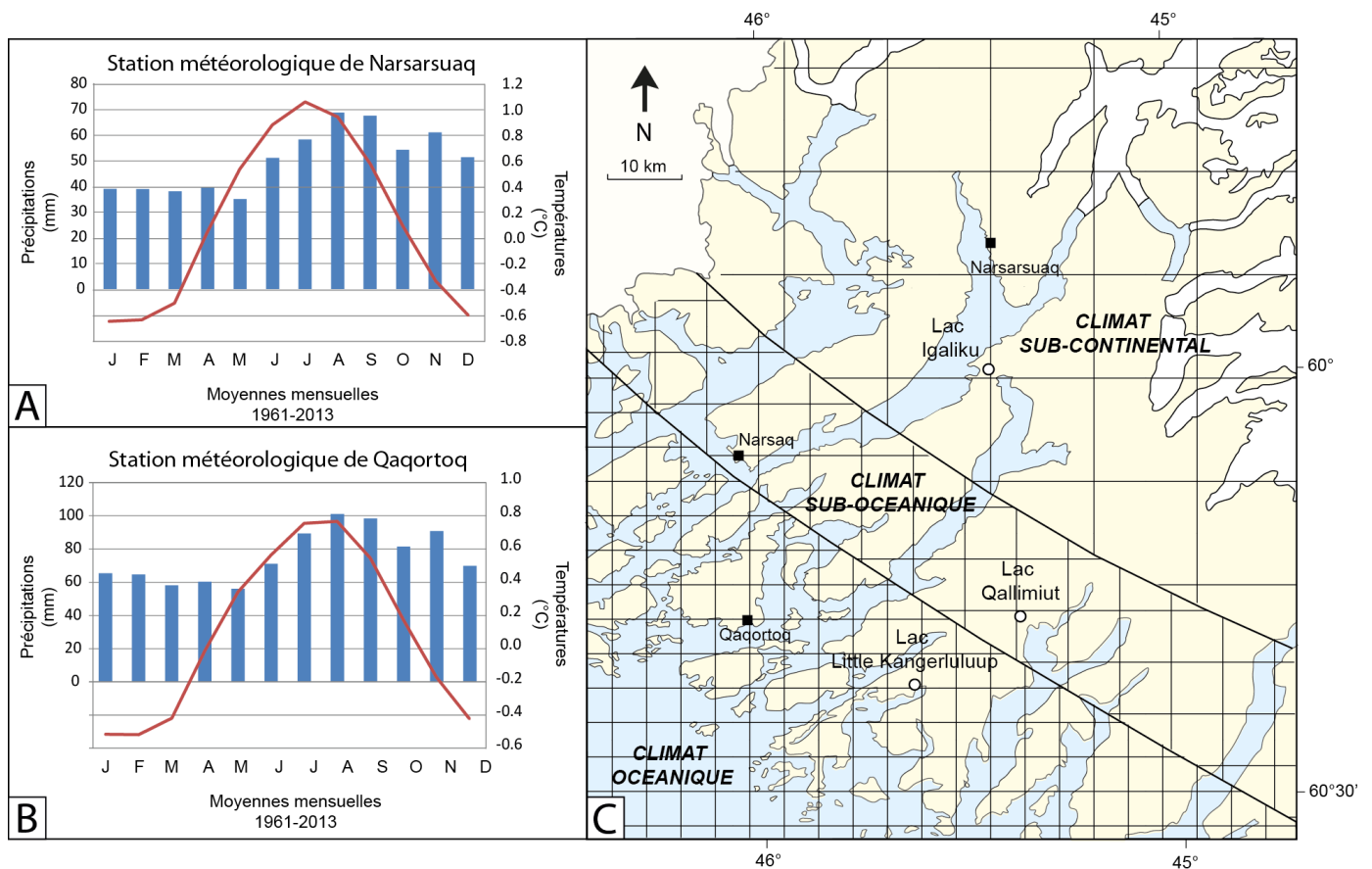


Figure 33 : Localisation des trois sites d'études. A- Enregistrement météorologique de Narsarsuaq sur la période 1961-2013 d'après Cappelen et al. (2014). B- Enregistrement météorologique de Qaqortoq sur la période 1961-2013 d'après Cappelen et al. (2014). C- Illustration du gradient climatique du sud du Groenland.

1. Le lac de Qallimiut

Le lac de Qallimiut (N60°43'27" ; E45°23'12"), situé à 40 m d'altitude et à proximité des fermes de Qallimiut d'où il tire son nom, est aligné selon un axe nord-ouest/sud-est et s'étale sur une surface d'environ 82 ha pour une profondeur maximale de 26 m. Alimenté par deux tributaires majeurs (au nord-ouest et à l'est) et par une vingtaine de lacs situés en amont, il est drainé par un seul exutoire traversant le lieu-dit de Qallimiut pour se jeter directement dans le fjord d'Alluitsup Kangerlua (Figure 34).

Le bassin versant du lac Qallimiut a une surface totale de 112 km². Tout comme celui d'Igaliku, le substratum géologique est principalement constitué des granites du batholite de Julianehåb (à feldspaths, biotite, hornblende et quartz, datés entre 1.85 et 1.6 Ga ; Garde et al., 2002).

Etant à faible altitude, le paysage du bassin versant est, comme à Igaliku, de type ouvert avec une prédominance d'herbes et herbacées associée à la présence de quelques arbustes (*Betula glandulosa*, *Salix glauca*, *Juniperus communis* et *Alnus crispa*). Directement autour du lac, trois collines à fortes pentes et à des altitudes maximales de 500 m entourent le lac de Qallimiut dans une vallée encaissée, favorisant les apports détritiques dans le lac.

Seuls deux sites vikings ont été recensés directement au bord du lac contre un total de huit dans les limites du bassin versant (Figures 34-35 ; Madsen et al., 2009). Ces deux sites nommés E77 et E77a ont été décrits au cours de prospections archéologiques en 1883 et en 2009 (Holm, 1883; Madsen et al., 2009). Le site E77 et E77a, situé sur la rive nord-ouest et sud-est du lac respectivement, seraient d'anciennes fermes vikings. Il a été difficile d'identifier ces vestiges et notamment le site E77a, en raison de son état de dégradation avancée (Madsen et al., 2009). Actuellement, deux fermes sont directement présentes autour du lac. La principale, constitué de nombreux bâtiments et parcelles de culture, est située en aval du lac au niveau de son exutoire et semble rejeter l'ensemble de ces effluents directement dans le fjord d'Alluitsup Kangerlua (Figure 34).



Figure 34 : Caractérisations du bassin versant et du système lacustre du lac de Qallimiut.

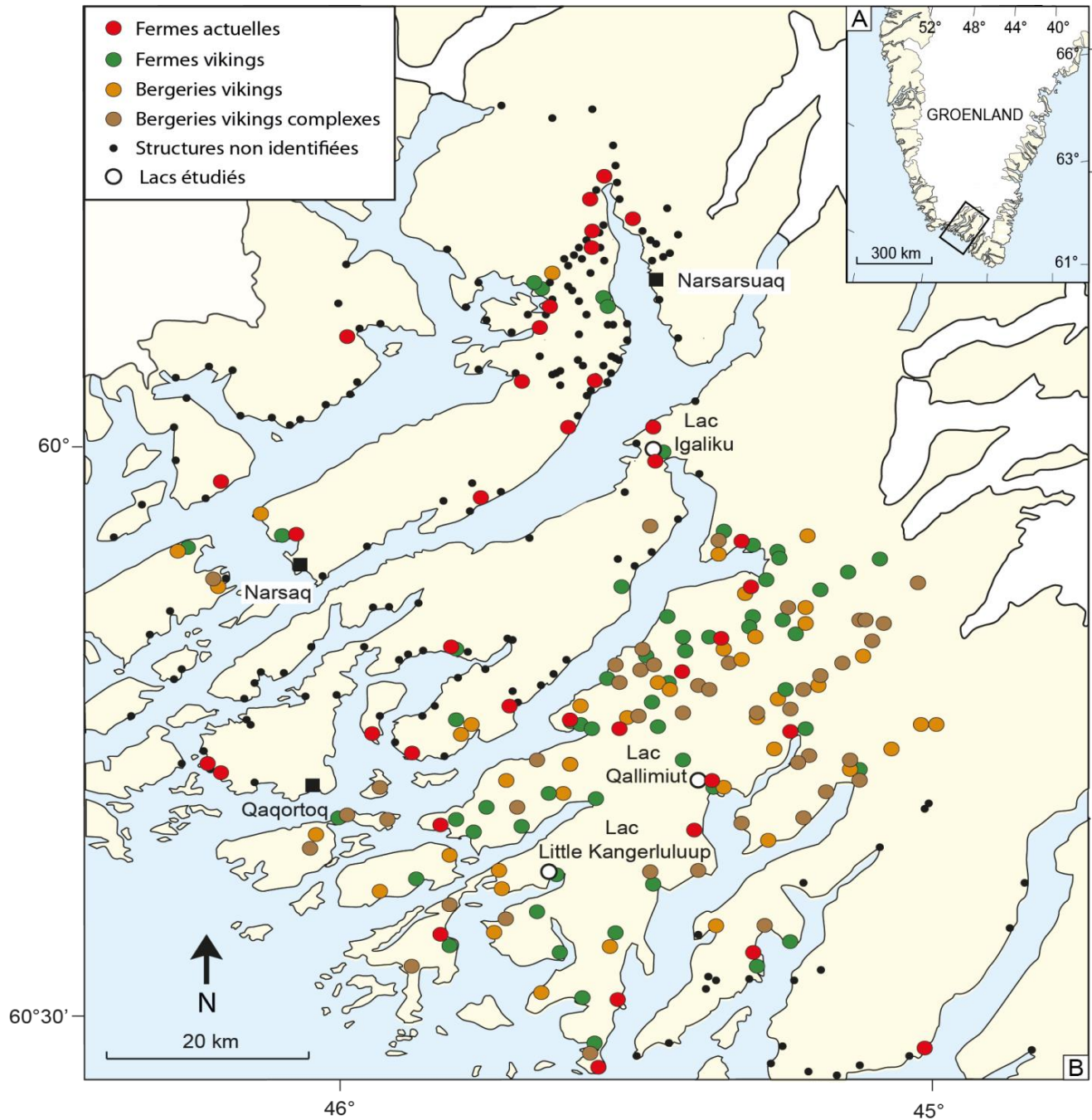


Figure 35 : Localisation et caractérisation de l'ensemble des sites vikings de l'établissement oriental d'après Madsen et al. (2014).

2. Le lac de Little Kangerluluup

Le lac de Little Kangerluluup (N60°38'32" ; E45°38'11") est situé à une altitude de 10 m à l'est de la colline Kangerluluup Qaqaa et du lac Kangerluluup d'où il tire son nom (Figure 36). Il a une forme globalement circulaire couvrant une surface de seulement 6 ha et atteint la profondeur maximale de 6.4 m. Le lac Little Kangerluluup est alimenté directement par un tributaire mais également par un lac situé en amont. Il possède un unique exutoire au sud, rejetant directement ses eaux dans le fjord de Torsukattak (Figure 36).

Le bassin versant de Little Kangerluluup a une surface d'environ 8 km² et est aligné selon un axe nord-est/sud-ouest. Le gradient de pente le long de ce bassin versant est très important : d'une altitude maximale de 900 m, celle-ci atteint 10 m en seulement 2 km, favorisant les apports détritiques vers le lac.

Tout comme le bassin versant d'Igaliku et de Qallimiut, le bassin versant de Little Kangerluluup a un substratum granitique et une couverture végétale dominée par les herbacées associées à quelques arbustes comme *Betula glandulosa*, *Salix glauca*, *Juniperus communis* et *Alnus crispa*.

En tout, 16 sites agricoles vikings ont été recensés dans le bassin versant de Little Kangerluluup lors de prospections archéologiques en 2009 et regroupés sous le nom E178 (Figure 35 ; Madsen et al., 2009). Ces ruines, situées entre l'exutoire du lac Little Kangerluluup et le fjord de Torsukattak, ont été identifiées comme faisant partie d'un ensemble agricole majeur composé d'une ferme associée à de nombreuses étables et enclos, possédant son propre système d'irrigation (Figure 36 ; Madsen et al., 2009).

Les lacs de Qallimiut et de Little Kangerluluup ont été sélectionnés dans un premier temps pour reconstruire sur les 5000 dernières années les variations climatiques régionales. Tous deux alimentés par des tributaires majeurs et entourés d'une activité anthropique limitée en comparaison avec le site Igaliku, leur sédimentation est principalement influencée par les variations hydrologiques, elles-mêmes influencées par les conditions climatiques du bassin versant, faisant d'eux des sites d'études idéaux.



Figure 36 : Caractérisations du bassin versant et du système lacustre du lac Little Kangerluluup.

III. Matériels et méthodes

1. Mission de terrain

a) Carottages lacustres et relevés bathymétriques

Les lacs de Qallimiut et de Little Kangerluluup ont été carottés une seule fois lors de la mission de terrain de 2011. Les relevés bathymétriques effectués ont montré, pour chaque lac, un unique bassin sédimentaire en forme de cuvette, à pentes douces. Un problème technique sur le terrain n'a malheureusement pas permis l'enregistrement de ces relevés bathymétriques, empêchant la création de cartes bathymétriques. Il a tout de même été possible d'identifier les zones de carottage idéales, à savoir dans la zone la plus profonde et plane possible du bassin sédimentaire de Qallimiut et de Little Kangerluluup, à 26 et 6.4 m, respectivement. Deux carottes jumelles ont été extraites par lac, nommées QAL-2011A, QAL-2011B, LKG-2011A et LKG-2011B. En considérant les taux de sédimentation annuels infra-millimétriques mesurés sur des séquences lacustres (Andresen et al., 2004 ; Massa et al., 2012 ; Olsen et al., 2013), il n'a pas semblé nécessaire d'utiliser la plateforme de carottage pour obtenir des séquences lacustres enregistrant la fin de l'Holocène. L'utilisation d'un carottier gravitaire *UWITEC* (Hammercorer) associé à un tubage PVC Ø 90 mm et d'une embarcation de type Zodiac nettement plus compacte ont donc été utilisés sur ces deux lacs.

2. Les analyses en laboratoire

Dès le retour du terrain, les carottes de Qallimiut et de Little Kangerluluup ont été ouvertes, photographiées, décrites, conditionnées puis caractérisées par les outils d'analyses continues à haute résolution (non destructifs) avant d'être échantillonnées puis analysées à l'aide d'outils d'analyses discrètes (destructifs).

a) Les analyses continues à haute résolution

Réalisées peu de temps après l'ouverture des carottes, les analyses continues à haute résolution donnent accès à :

- (i) une évaluation rapide de la qualité du signal ;
- (ii) une mise en place de la stratégie d'échantillonnage, c'est-à-dire une optimisation du choix des échantillons destinés à de futures analyses ponctuelles ;
- (iii) une base de données facilitant les corrélations stratigraphiques.

La photographie des séquences

Après ouverture des séquences, celles-ci sont photographiées sur le banc *Geotek Multi Sensor Core Logger* (Laboratoire Chrono-environnement, Université de Bourgogne/Franche-Comté) à l'aide d'une caméra numérique de type *Cosina* équipée d'un objectif de 100 mm, permettant d'acquérir une image à haute résolution de la surface non oxydée du sédiment. Quelques mois après leur extraction, les séquences QAL-2011A-B et LKG-2011A-B ont été de nouveau photographiées, l'oxydation ayant permis de mettre en évidence de nouvelles lamines, invisibles à l'ouverture des carottes. Cette étape de photographie des séquences permet à la fois d'archiver une image nette et intacte de la carotte et d'aider à la caractérisation haute résolution des différents faciès sédimentaires.

Imagerie de type Scopix

Des radiographies SCOPIX de QAL-2011A et LKG-2011A ont été réalisées au laboratoire EPOC (Université de Bordeaux 1), permettant l'obtention d'images haute résolution en 256 niveaux de gris. Les rayons X passent à travers la demi-section d'une carotte puis sont capturés par une caméra numérique et transmis à un ordinateur, convertissant le signal numérique en une image de niveaux de gris. Le principal facteur d'atténuation des rayons X, donc des niveaux de gris de l'image, est la densité du sédiment, rendant visible le moindre changement de porosité ou de taille des grains (Migeon et al., 1998). Sur les radiographies SCOPIX de QAL-2011A et LKG-2011A, les niveaux de forte densité ont été représentés en fortes valeurs de niveaux de gris (c'est-à-dire en teinte sombre). Ces images ont été d'une grande aide pour identifier les variations sédimentaires difficilement visibles à l'œil nu et en photographie numérique.

La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique (SM) a été mesurée sur l'ensemble des séquences de Qallimiut et de Little Kangerlulup, au laboratoire Chrono-environnement, à l'aide du banc *Geotek Multi Sensor Core Logger* équipé d'un capteur de type *Bartington MS2E* (ayant une fenêtre d'ouverture de 3.8*10.5 mm et une composante magnétique du signal à 50% sur le premier millimètre de surface du sédiment). Les mesures ont été réalisées à une résolution millimétrique, avec, au préalable, une calibration du signal.

Souvent utilisée en sédimentologie (Chapron et al., 2007 ; Arnaud et al., 2012 ; Simonneau et al., 2013b), la SM correspond à la capacité de certains corps à acquérir une aimantation lorsqu'il est soumis à un champ magnétique. Ils peuvent être :

- ferromagnétiques (SM>0 et forte, ex : oxydes de fer) ;
- ferrimagnétiques, anti-ferrimagnétiques, paramagnétiques (SM>0 mais faible, ex : argiles) ;
- diamagnétiques (SM<0, ex : quartz et calcite).

Utilisée sur les séquences lacustres, la SM est donc un indicateur sensible aux changements de minéralogie, de granulométrie et de teneur en matières organiques, témoins de changements environnementaux (Stockhausen et Zolitschka, 1999). Elle est d'ailleurs souvent associée à l'érosion de sols et aux apports détritiques de minéraux particuliers (Arnaud et al., 2005), à des pratiques culturales sur brûlis (Vannière et al., 2003) mais aussi à certains types de variations climatiques (Kletetschka et Banerjee, 1995).

La fluorescence des rayons X

La fluorescence des rayons X (XrF) est une analyse de géochimie minérale rapide et en continue, permettant la mesure semi-quantitative d'éléments chimiques de l'Al jusqu'au Bi. QAL-2011A et LKG-2011A ont été scannées au laboratoire EDYTEM (Université de Savoie) à l'aide d'un *Core Scanner AVAATECH*. Programmé selon un pas d'échantillonnage d'un mm, à deux tensions différentes (10 et 30 kV), il permet d'optimiser la détection et la mesure d'une gamme plus large d'éléments : à 10 kV, une détection d'Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe et Rh est possible, complétée à 30 kV par la détection de Cu, Zn, Ga, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb et Bi.

Sous l'influence de rayons X primaires très énergétiques, le cortège électronique de chacun des éléments présents dans le sédiment est excité. Le surplus d'énergie est ensuite réémis par chaque élément, sous la forme de rayons X dits secondaires ayant une longueur d'onde caractéristique. Même si la décomposition des spectres de fluorescence ne permet de déterminer que la composition relative en éléments majeurs et traces, l'amplitude du pic de chacun des éléments est proportionnelle à sa concentration dans le sédiment. Afin de limiter les effets de matrice connus, dues aux variations de porosité et de densité du sédiment (Tjallingii et al., 2007), la surface des séquences est nettoyée par un lissage perpendiculaire au plan de sédimentation puis recouverte par un film plastique pour limiter la rugosité de surface de la carotte lors de l'analyse. Malgré toutes ces précautions, chaque élément considéré doit être idéalement normalisé par un élément représentatif de la croûte terrestre, pour s'assurer d'un effet de matrice minimal (Revel et al., 2010).

b) Les analyses de type discrètes

Les outils d'analyses discrètes (et destructrices) sur les séquences lacustres permettent l'étalonnage des données continues grâce à l'obtention de résultats quantitatifs. La difficulté de ce type d'analyses est la faible quantité de matière disponible pour QAL-2011 et LKG-2011, représentées seulement par deux carottes jumelles d'un diamètre de 90 mm.

L'échantillonnage des séquences lacustres

L'échantillonnage de QAL-2011A et LKG-2011A s'est fait à haute résolution, selon la variabilité sédimentaire, à un pas de 0.5 cm. Une fois prélevées, les tranches humides sont pesées, lyophilisées puis de nouveau pesées, afin d'obtenir la teneur en eau puis la densité sèche du sédiment. La lyophilisation est une technique idéale pour la recherche de macrorestes, rares sur les séquences lacustres du sud du Groenland, et le bon conditionnement du sédiment. Des tests ont par ailleurs prouvé que cette technique n'altérerait ni ne déstructurerait la composition intrinsèque du sédiment.

Les analyses granulométriques

Afin de caractériser les paramètres texturaux du sédiment et les types de transports, voire de dépôts sédimentaires (Passega, 1964 ; Wilhelm et al., 2012a), des analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser de type *LS 230 Variable Speed Fluid Module Plus Coulter* (laboratoire Chrono-environnement), sur une plage de mesure qui s'étend de 0.04 µm à 2 mm à une résolution adaptée aux différentes variations lithologiques préalablement identifiées. Les transitions sédimentaires entre les différents faciès et lamines ont notamment été passées à haute résolution, à un pas de 5 mm.

Au préalable du passage dans le granulomètre, environ 1cm² de sédiments humides a été prélevé puis laissé trois semaines dans un mélange eau distillée/H₂O₂ < 30% pour obtenir uniquement la fraction minérale du sédiment. Une fois la totalité de la matière organique détruite, l'eau oxygénée est ensuite extraite des échantillons et remplacée par un mélange eau distillée/solution défloculante (sodium-hexametaphosphate) à 0.5 g/L afin d'empêcher toutes agglomérations de matières minérales. Pour s'assurer qu'il n'y ait plus de colloïdes ou d'aggrégats dans le mélange, chaque échantillon est passé aux ultrasons pendant trois à quatre minutes puis laissé au repos pendant deux heures. Par la suite, une partie de l'échantillon (statistiquement représentative) est injectée dans le granulomètre puis conduite vers une cellule de 3 mm d'épaisseur traversée par un laser. Selon le principe de Fraunhofer, les particules de différentes tailles sont assimilées à des sphères opaques à la lumière et occupe un certain pourcentage volumique permettant à la cellule de mesurer chaque classe granulométrique (116 en tout) sur une durée totale de 90 secondes. En tout, 87 et 85 échantillons de granulométrie ont été réalisés sur QAL-2011A et LKG-2011A, respectivement.

La diffraction des rayons X

Afin de définir la composition minéralogique de certains faciès caractéristiques, des analyses de diffraction des rayons X (DRX) ont été réalisées sur sédiments totaux lyophilisés (poudres non orientées) au laboratoire Utinam (Université de Bourgogne/Franche-Comté) à l'aide d'un diffractomètre *D8 Advance Bruker* équipé d'un détecteur *LinxEye*. L'intensité de diffusion des rayons X selon les différentes directions de l'espace reflète à la fois la chimie et la géométrie du réseau cristallin, permettant de définir les éléments cristallisés ainsi que les différentes formes de cristallisation associées à une même formule chimique brute. Une géométrie de faisceau parallèle associé à un rayonnement $\text{CuK}\alpha$ à 1.54184 Å ont donc été utilisés pour permettre un scan des échantillons toutes les 0.05 s et tous les 0.5° dans la gamme 2-52°. En tout, 17 échantillons réalisés sur QAL-2011A et LKG-2011A ont été analysés pour identifier la composition minéralogique des différents faciès et lamines observées le long des séquences.

Les analyses élémentaires (carbone, azote, soufre)

Les pourcentages élémentaires de carbone (C), azote (N) et soufre (S) permettent notamment d'identifier les différentes sources de matière organique du sédiment (allochtone ou autochtone ; Meyers et Ishiwatari, 1993; Meyers, 1994). Obtenir des valeurs élémentaires de C, N et S nécessite de passer des sédiments lyophilisés et préalablement broyés, dans un analyseur *Vario MAX CNS Elementar* (Laboratoire Chrono-environnement) pour y être brûlés et oxydés dans un four à la température de 1140°C. Les gaz générés par les échantillons (O_2 , H_2O , NO_x , SO_x et N_2) sont ensuite récupérés puis transportés par de l'He et stockés sur des colonnes d'absorption. Dans un premier temps, les gaz passent à travers un tube de réduction réduisant les oxydes nitriques et les oxydes de soufre, en N_2 et SO_2 . Le mélange traverse ensuite un tube desséchant pour éliminer la vapeur d'eau et une colonne où le SO_2 est fixé. Le reste des gaz passe dans un tube de post-combustion pour réoxyder les composés carbonés en CO_2 , qui sont fixés par la suite sur une seconde colonne d'adsorption. Chaque piège est ensuite réchauffé un par un (d'abord l' N_2 puis le CO_2 et enfin le SO_2) pour que le détecteur puisse mesurer les valeurs de C, N et S séparément. Dès lors, ce dernier produit des courbes de type gaussien, dont l'aire des pics est proportionnelle à la quantité de C, N, S. L'intégrale de ces pics est finalement calculée automatiquement puis transformée en quantité absolue par le biais d'une courbe de calibration, avant d'être convertie en pourcentages de C, N et S à partir du poids de l'échantillon.

Le climat arctique et la nature granitique des bassins versants limitent la présence de carbonates authigènes et terrestres au sein des séquences lacustres de Qallimiut et de Little Kangerlulup permettant ainsi une mesure directe du carbone organique total (COT) via la mesure du taux de carbone. Pour QAL-2011A, un total de 161 analyses élémentaires C, N et S ont été réalisées. Concernant LKG-2011A, ces mesures ont été faites sur 188 échantillons répartis selon la variabilité sédimentaire et séparés par un standard et un réplica tous les 10 passages.

Les analyses de pétrographie organique quantitative

Le palynofaciès quantitatif est basé sur une observation microscopique de la fraction organique du sédiment en lumière transmise ou réfléchiée pour en déterminer sa source. L'ensemble des analyses de palynofaciès quantitatifs ont été réalisées par Anaëlle Simonneau, à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO, Université d'Orléans).

La fraction organique du sédiment est obtenue à la suite de d'attaques acides par HCl et HF, détruisant la fraction minérale. Montée sur lame, il est alors possible d'identifier les différentes classes de particules organiques selon leur morphologie, couleur et texture (Tyson, 1995). Trois types de particules sont généralement prédominants dans les sols et sédiments (Simonneau et al., 2013a et b, 2014 ; Foucher et al., 2015 ; Figure 37):

- ❖ les particules amorphes grisâtres (gAP) résultant d'une production d'origine algale ;
- ❖ les tissus ligno-cellulosiques (LCF), issus des végétaux supérieurs et représentés dans les litières des sols ;
- ❖ les particules amorphes rougeâtres (rAP), produits de dégradation des LCF et représentées dans les horizons mixtes organo-minéraux (Di-Giovanni et al., 1998 ; Noël et al., 2001).

Il est également possible de trouver dans la fraction organique du sédiment des classes de particules moins abondantes telles que les grains de pollens et les spores, les filaments mycéliens (présents dans les horizons pédologiques), les cuticules issus des membranes externes de l'épiderme des végétaux supérieurs, les débris d'origine animale, les débris gélifiés d'origine diverse, les particules opaques associées à des états de dégradation avancés des LCF et des rhomboèdres des pyrites.

Pour exprimer le nombre de particules par classe en flux, il est nécessaire d'ajouter un standard de concentration connue dans l'échantillon et de réaliser un comptage à partir d'un quadrillage, ayant une maille élémentaire de 10 µm, placé au niveau de l'oculaire du microscope (Graz et al., 2010). A partir du moment où chaque population identifiée se stabilise entre le comptage « n » et « n+1 », la représentativité statistique des observations est assurée, limitant un nombre de comptage inutile (Simonneau, 2012).

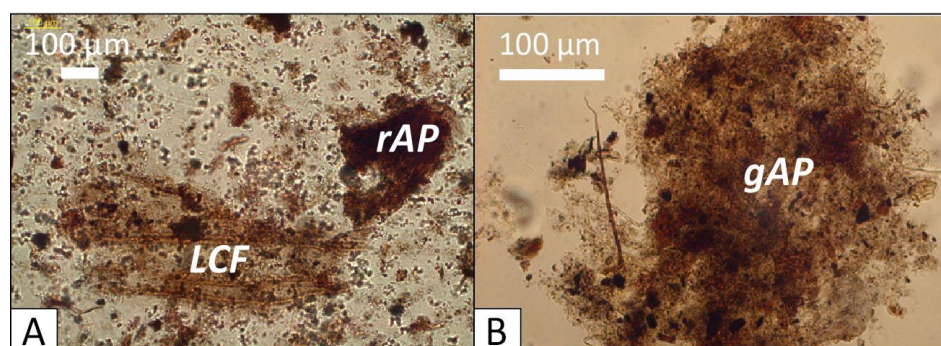


Figure 37 : Microphotographies en lumière transmise des particules organiques. A- rAP (particules amorphes rougeâtres) et LCF (débris ligno-cellulosique). B- gAP (particules amorphes grisâtres)

c) Méthodes de datation

Les méthodes de datation tels que le radiocarbone (^{14}C), le plomb 210 (^{210}Pb) ou le césium 137 (^{137}Cs) sont des étapes indispensables pour replacer le signal sédimentaire dans son contexte historique et paléoclimatique. Sur les séquences du sud du Groenland en général, la construction d'une chronologie fiable est un exercice difficile car la quantité de macrorestes demeure très faible (< mg/échantillon) ainsi que les taux de sédimentations (< mm ; Massa et al., 2012 ; Olsen et al., 2013). Sur QAL-2011A et LKG-2011A, des datations radiocarbones ont été effectuées au laboratoire de Beta Analytics (Miami) et Artemis (Université de Lyon) associées à des mesures radioéléments ^{210}Pb et ^{137}Cs , réalisées au laboratoire souterrain de Modane (LSM-CNRS/CEA).

Le radiocarbone (^{14}C)

Le principe de cette datation est de mesurer l'activité du ^{14}C , produit de façon continue dans la haute atmosphère lorsque des rayonnements cosmiques frappent l' ^{14}N . Après production, le ^{14}C est rapidement oxydé en CO_2 puis assimilé par la biomasse comme les autres isotopes du carbone (Björck et Wohlfarth, 2002). A la mort de l'organisme, ces échanges avec l'atmosphère cessent et la quantité de ^{14}C qu'il contient décroît, en fonction du temps, selon la loi de désintégration radioactive : $t = (1/\lambda * \ln ^{14}\text{C}/\text{C}_t) - t_0$. La demi-vie du ^{14}C étant de 5568 ± 30 ans, il est possible de retrouver du ^{14}C sur des échantillons vieux de 50 000 ans. L'âge d'un organisme peut être calculé directement en comparant le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon avec celui de l'atmosphère actuelle. Cependant, cela peut vite s'avérer très compliqué car les rapports isotopiques de l'échantillon et de l'atmosphère ne sont pas strictement comparables en raison :

- (i) des fractionnements isotopiques. En effet, il y a une assimilation préférentielle des isotopes légers par les plantes. Celui-ci peut être estimé à partir de l'enrichissement en ^{13}C (isotope stable) par rapport au ^{12}C , puis corrigé en sachant que le fractionnement du ^{14}C est deux fois plus élevé que celui du ^{13}C ;
- (ii) de l'effet réservoir. Si l'organisme est d'origine aquatique, l'organisme assimile du carbone dissous issus de l'altération de roches carbonatées et est ainsi dépourvu de carbone atmosphérique, donc de ^{14}C (Björck et Wohlfarth, 2002). Pour s'affranchir de cet effet, seuls des macrorestes terrestres ont été utilisés pour dater QAL-2011A et LKG-2011A, bien qu'il ne soit pas évident d'en trouver suffisamment ;
- (iii) des variations d'activité solaire, géomagnétiques et du cycle du C qui peuvent modifier la quantité de ^{14}C résiduel dans l'atmosphère. Grâce à la synthèse de chroniques absolues tels que la dendrochronologie, l'étude des coraux ou les séquences de sédiments varvés, il a été possible de réaliser des courbes de calibrations du ^{14}C résiduel. La production de ^{14}C étant supposée constante au cours du temps et égale, par convention, à celle de 1950 (années « cal. Before Present »). Au-delà de cette date, une dispersion du ^{14}C par les essais nucléaires atmosphériques a été observée.

Les modèles d'âge de QAL-2011A et LKG-2011A ont ainsi été calculés uniquement à partir de macrorestes terrestres sous le logiciel R à l'aide du module « clam » développé par [Blaauw \(2010\)](#), par interpolation linéaire selon la courbe de calibration Intcal13 ([Reimer 2013](#)).

Les isotopes ^{210}Pb et ^{137}Cs

La mesure de l'isotope radioactif du plomb, le ^{210}Pb , est utilisée depuis les années 1970 sur les sédiments pour dater les 150 dernières années ([Krishnaswamy et al., 1971](#)). Issu de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238 (^{238}U), il est naturellement présent dans la croûte terrestre et présente une période de désintégration de 22.3 ans ([Appleby, 2002](#)). Au sein de cette chaîne de désintégration se produit également le ^{222}Rn sous la forme d'un gaz inerte se diffusant vers l'atmosphère où il se désintègre jusqu'à la formation du ^{210}Pb ([Le Roux et Marshall, 2010](#) ; Figure 38). La diffusion du ^{222}Rn dans l'atmosphère étant relativement réduite en Arctique, à cause de la présence de pergélisols et d'un fort pourcentage de terres englacées ([Wolfe et al., 2004](#)). Après sa formation dans l'atmosphère, le ^{210}Pb regagne ensuite la terre sous forme de retombées puis s'adsorbe sur des particules sédimentaires, rejoignant par ruissellement les rivières, les lacs et/ou les océans. Il s'agit du « plomb en excès » ou « plomb non supporté ». Son activité, estimée par différence entre l'activité du ^{210}Pb total et celle du ^{226}Ra ([Appleby, 2002](#)), permet de dater les 150 dernières années sur les archives sédimentaires. Par opposition, le « plomb supporté » est le plomb formé lorsqu'aucune de fuite de ^{226}Ra et ^{222}Rn n'a lieu. Il est ainsi directement corrélé avec la désintégration de l' ^{238}U au sein de la matrice sédimentaire.

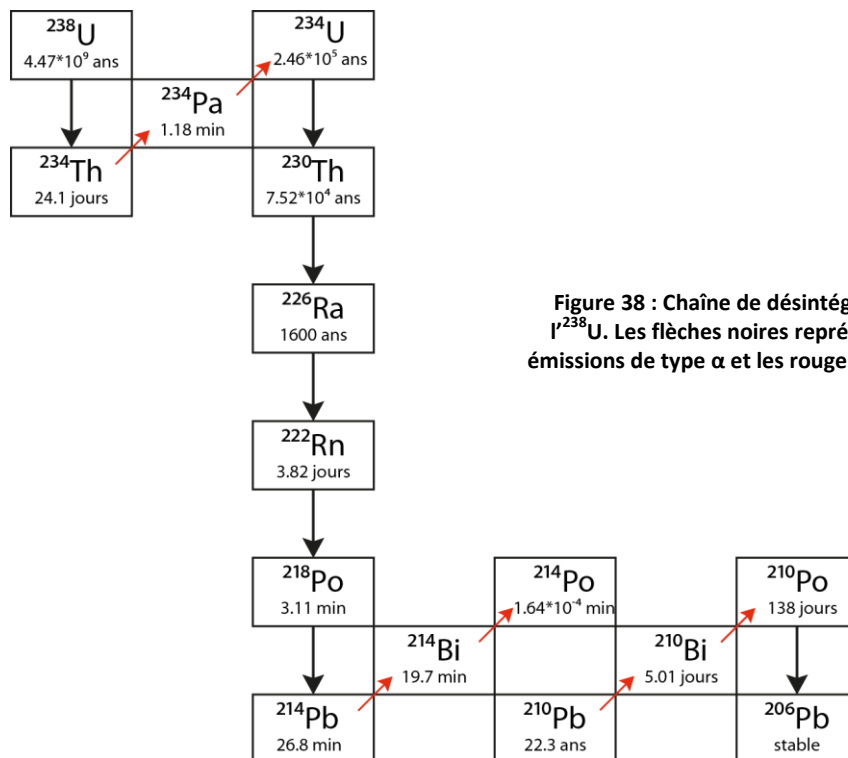


Figure 38 : Chaîne de désintégration de l' ^{238}U . Les flèches noires représentent les émissions de type α et les rouges, de type β .

Afin de s'assurer de la validité du modèle d'âge sur les 150 dernières années, il est nécessaire de coupler le modèle ^{210}Pb avec les dates précises mises en évidence par les fortes concentrations en ^{137}Cs .

Le nucléide radioactif du césium, le ^{137}Cs , est quant à lui un élément libéré dans l'atmosphère uniquement lié des activités nucléaires humaines passées (Cambray et al., 1989) telles que :

- (i) l'activité des réacteurs nucléaires (en très faible quantité, correspondant à un bruit de fond) ;
- (ii) les essais d'armes nucléaires de 1954, atteignant leur paroxysme dans l'hémisphère nord en 1963 ;
- (iii) les accidents survenant sur les installations nucléaires comme les accidents de Tchernobyl en 1986 et de Fukushima en 2011.

Ces retombées de radioéléments se retrouvent ainsi dans le sol puis dans les sédiments par des processus d'érosion, de transport et de sédimentation. Ils fournissent des repères chronostratigraphiques précis comme 1963, 1986 et 2011. Dans les séquences du sud du Groenland extraites en 2011, seules les essais d'armes nucléaires de 1963 ont été enregistrés (Massa et al., 2012). Le panage de pollution de l'accident de Tchernobyl n'étant pas remonté à cette latitude et l'incident de Fukushima, étant trop récent.

Le ^{210}Pb , le ^{210}Pb en excès, le ^{226}Ra , le ^{241}Am et le ^{137}Cs présents dans la séquence de Qallimiut et de Little Kangerlulup ont été mesurés par comptage gamma (non destructif) sur un détecteur germanium de type puit au laboratoire souterrain de Modane. Sa localisation géographique unique limite l'action des rayonnements cosmiques participant au bruit de fond du détecteur. Cela permet d'obtenir un bruit de fond très bas et une réduction sur les incertitudes de mesures, avec un temps de comptage plus court (de 24h à 72h pour les échantillons ayant une plus faible activité). Les modèles d'âges ^{210}Pb sont calculés sous le logiciel R à partir d'un modèle CRS (Constant Rate Sedimentation ; Appleby et Oldfield, 1978) prenant en compte une variation du taux de sédimentation. Les modèles d'âges ^{210}Pb sont finalement validés à l'aide du pic de ^{137}Cs en 1963, le seul enregistré dans les archives du sud du Groenland.

Finalement, les modèles d'âges de QAL-2011A et LKG-2011A ont été produits en combinant les résultats des datations radiocarbones et des isotopes radioactifs, sous le logiciel R avec le package Clam (Blaauw, 2010), par interpolation linéaire entre les différents points de mesures.

IV. Chapitre ① : Caractérisation sédimentaire des dépôts instantanés

Les lacs sont des réceptacles sédimentaires où s'accumule un sédiment de fond constitué :

- ❖ d'une fraction allochtone (matériaux provenant du bassin versant, transportés par érosion) ;
- ❖ d'une fraction autochtone (produits issus du fonctionnement biologique interne du lac ; Campy et al., 2013).

Généralement, le sédiment de fond drapait la cuvette lacustre mais il peut être interrompu par des événements sédimentaires d'origine climatique (Wilhelm et al., 2012b ; Simonneau et al., 2014) ou tectonique (Chapron et al., 1999 ; St-Onge et al., 2004) de type « crue » ou « glissements en masses sub-aquatiques » (Figure 39). Quelle que soit leur origine, ces événements, apportant un volume plus ou moins important de sédiments de manière instantanée, doivent être retirés des modèles âge-profondeur pour ne pas fausser les calculs de taux de sédimentations.

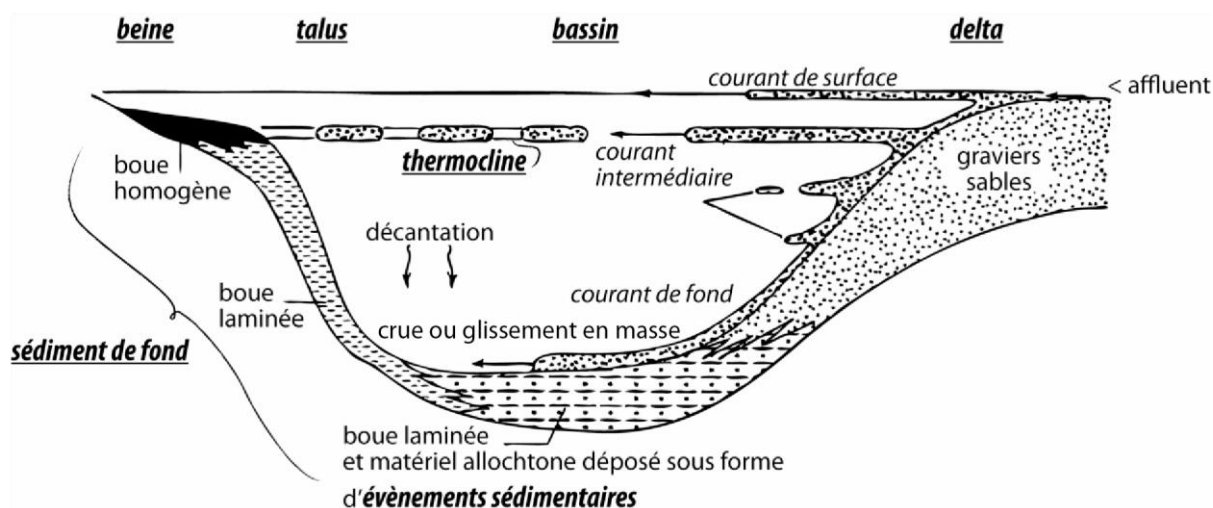


Figure 39 : Dynamique des apports et des processus de dépôts dans les milieux lacustres d'après Sturm et Matter (1978).

1. Dépôts instantanés de type « crue »

Les crues sont le résultat d'une augmentation brutale du débit des cours d'eau, associées à des épisodes de précipitations intenses et/ou de fontes de neige et de glace entraînant des matériaux détritiques issus du bassin versant, vers le lac, par des processus d'érosion et de transport.

Le sédiment de fond peut ainsi être perturbé par un dépôt caractéristique, dont le volume dépend de l'intensité des processus érosifs associée au phénomène de crue (Wilhelm et al. 2012a et b). Par exemple, la présence de matériel érodable au sein du bassin versant (substrat géologique peu consolidé ou altéré, présence de dépôts glaciaire, de colluvions...), l'intensité des précipitations et les caractéristiques morphométriques du bassin versant sont des facteurs déterminant l'efficacité de ces processus érosifs. Par exemple, une pente forte et soutenue, une taille réduite et une forme sub-circulaire du bassin versant sont des caractéristiques morphométriques qui permettent d'atteindre un débit et une érosion maximale au cours d'un épisode de crue (Lefèvre et Schneider, 2002). Au contraire, la présence d'un plan d'eau intermédiaire et/ou d'une zone à faible dénivelée peut faire baisser l'énergie hydraulique et sa capacité de transport voire correspondre à des zones de stockage partielles des flux détritiques. Les activités anthropiques, et notamment agropastorales, peuvent également influencer la fréquence et l'intensité des épisodes de crues à travers des modifications du couvert végétal, le travail du sol et le piétinement du bétail (Giguet-Covex et al., 2012 ; Simonneau et al., 2013b).

Les dépôts évènementiels de type « crue » sont composés en grande partie de matériaux allochtones ayant une granulométrie plus importante que le sédiment de fond qui dépend du débit de crue maximal atteint (Mulder et Chapron, 2011). Si les dépôts sédimentaires sont dominés par la fraction autochtone, des analyses géochimiques (i. e. XRF ou CNS) et géophysiques (i. e. SM) suffisent pour distinguer les évènements de crue, d'origine allochtone, de la sédimentation de fond. C'est notamment l'exemple du lac du Bourget où lors de crues du Rhône, une décharge de ses eaux, riches en silicates, franchit le canal de Savière et se déverse dans ses eaux. La sédimentation de ces particules silicatées se distingue donc nettement de la sédimentation de fond, de type carbonatée (Chapron et al., 2005 ; Arnaud et al., 2012). Si au contraire, la sédimentation du lac est dominée par une fraction allochtone parce que la production autochtone est très faible et/ou que les apports détritiques sont très importants, ce qui est notamment le cas des zones de haute latitude et/ou altitude, une description lithologique précise (Arnaud et al., 2002), des calculs des taux de sédimentation, des analyses granulométriques à haute résolution (Giguet-Covex et al., 2012) et de pétrographie organique quantitative (Simonneau et al., 2013a) sont nécessaires pour identifier les dépôts instantanés de type « crue ».

Selon la densité des eaux entrantes et l'état de stratification thermique du lac, différents types de courants et donc de dépôts peuvent se mettre en place suite à un évènement de crue. Si le lac ne présente pas de stratification thermique et que la densité des eaux affluentes est proche de celle du lac, les courants sont de type homopycnal (la charge solide est distribuée sur l'ensemble de la colonne d'eau ; [Figure 40](#)). C'est notamment le cas de certains lacs proglaciaires, suite à la fonte des neiges au printemps, comme le lac Blanc Huez ([Chapron et al., 2007](#)). La sédimentation des particules avec ce type de courant se fait par décantation. Il en résulte des dépôts bien triés et granodécroissants. Peu importe la stratification thermique du lac, si la charge sédimentaire en suspension devient plus importante, les eaux affluentes, plus denses que les eaux du lac, plongent et génèrent un courant hyperpycnal. Caractérisé par un granoclassement inverse puis normal, ce type de courant a notamment été observé au lac Ledro ([Figure 40 ; Simonneau et al., 2013a](#)). Pour des courants peu énergétiques ou de faible granularité, le granoclassement inverse puis normal de l'hyperpycnite peut être conservé mais dans la plupart des cas, les courants de plus forte énergie érodent la base (granoclassement inverse).

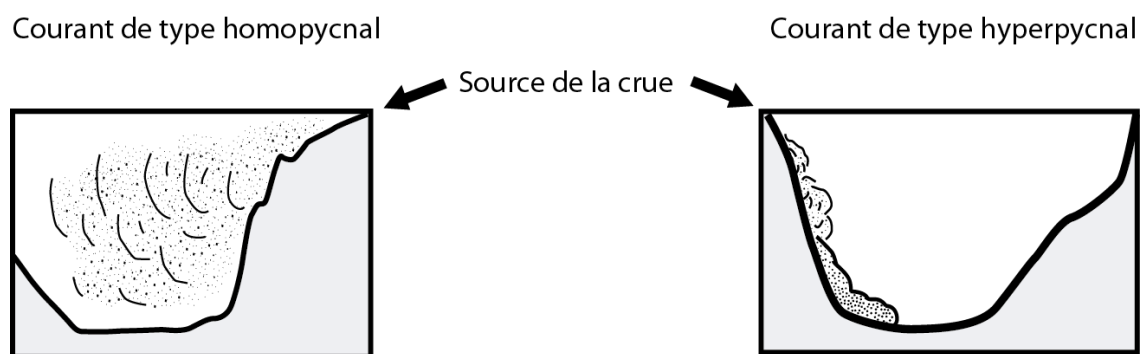


Figure 40 : Illustration des deux types de courants engendrés par un évènement de crue.

2. Dépôts instantanés de type « glissements en masse sub-aquatiques »

En milieu lacustre, des pentes raides associées à des surcharges sédimentaires, des phénomènes tectoniques et/ou à des changements importants de niveaux lacustres peuvent engendrer des phénomènes de remobilisation des sédiments. Trois principaux types de glissements en masse ont été décrits par [Mulder et Alexander, \(2001\)](#) :

- ❖ les coulées de débris ou de boue. Elles sont caractérisées par des sédiments très peu consolidés pouvant transporter des éléments très grossiers à partir d'un mouvement laminaire. Les dépôts résultant de ce type de coulées ne présente pas de microstructures apparentes ;
- ❖ les coulées hyper-concentrées et concentrées. Elles présentent une forte concentration en grains non cohésifs provoquant des interactions entre les grains et un écoulement de type laminaire. Les dépôts des coulées hyper-concentrées montrent une légère granodécroissance inverse alors que les coulées concentrées, un granoclassement normal avec une base érosive et une extension plus importante sont identifiés ;
- ❖ les courants de turbidités. Lorsque la concentration en grains devient inférieure à 9%, ce n'est plus les interactions entre les éléments solides mais la turbulence du fluide qui devient le mécanisme principal responsable du transport. Les dépôts des courants de turbidité sont donc caractérisés par des particules fines, une granodécroissance normale avec une base nette, parfois érosive et une limite sommitale plutôt graduelle ([Mulder et Chapron, 2011](#)). De manière générale, les turbidites coiffent généralement la partie distale d'un dépôt en masse et s'étendent dans la zone profonde des bassins.

Ces différents types de coulées peuvent être contemporains les uns des autres voire évolués de l'un vers l'autre. Un courant peut notamment se concentrer en intégrant des sédiments érodés ou au contraire, se diluer en perdant une partie de son contenu solide.

Puisqu'en domaine lacustre, les hyperpycnites, résultant d'un phénomène de crue, sont souvent tronquées et ne montrent qu'un granoclassement normal, une confusion est possible avec les dépôts de turbidites présentant un faciès similaire. Il existe cependant plusieurs manières de dissocier les dépôts de type « crue » d'origine climatique des dépôts de type « turbidites » d'origine gravitaire : le système d'imagerie sismique ([Chapron et al., 2005](#)), les approches multi-carottes afin d'identifier l'extension et l'origine du dépôt ([Wilhelm et al., 2013](#)) et le palynofaciès permettant de quantifier le caractère exclusivement allochtone des crues par rapport aux glissements en masses remobilisant une partie de la fraction autochtone du sédiment de fond ([Simonneau et al., 2013a et b](#)).

V. Chapitre ②: Impacts de la variabilité climatique holocène sur deux séquences lacustres du sud-ouest du Groenland et les sociétés humaines locales

À partir d'une étude multi-paramètres réalisée sur deux enregistrements sédimentaires groenlandais interrompus par des évènements instantanés de type « crue », les variations climatiques de la seconde moitié de l'Holocène ont été reconstruits à une échelle régionale dans le but de déterminer l'influence potentielle de ces changements sur les sociétés humaines du sud du Groenland.

Climate of the Past, soumis.

Impact of Holocene climate variability on South Greenlandic lacustrine records and human settlements

T., Guillemot^{1*}, V., Bichet¹, A., Simonneau², D., Rius¹, C., Massa¹, E., Gauthier¹, H., Richard¹, M., Magny¹, L., Millet¹

¹ Université de Bourgogne/Franche-Comté, Laboratoire Chrono-environnement, CNRS UMR 6249, 16 route de Gray 25030 Besançon, France.

² Université d'Orléans, ISTO, CNRS UMR 7327, 1A rue de la Férollerie 45071 Orléans, France.

* Corresponding author. E-mail address: typhaine.guillemot@univ-fcomte.fr (T. Guillemot).

1. Abstract

Due to its sensitivity to climate changes, south Greenland is a particularly suitable area to study past global climate changes and their influence on local Human settlements. A paleohydrological investigation was therefore carried out on two river-fed lakes: Lake Qallimiut and Little Kangerluluup, both located close to the Labrador Sea in the historic farming center of Greenland. Two sediment cores (QAL-2011 and LKG-2011), spanning the last four millennia, were retrieved and showed similar thin laminae, described by high magnetic susceptibility and density, high titanium and TOC/TN atomic ratio, and coarse grain size. They are also characterized either by inverse grading followed by normal grading or by normal grading only and a prevalence of red amorphous particles and lignocellulosic fragments, typical of flood deposits.

Flood events showed similar trend in both records: they mainly occurred during cooler and wetter periods characterized by weaker Greenlandic paleo-temperatures, substantial glacier advances, and a high precipitation on the Greenlandic Ice Sheet and North Atlantic ice-rafting events. They can therefore be interpreted as a result of ice and snow-melting episodes. They occurred

especially during rapid climate changes (RCC) such as the Middle to Late Holocene transition around 2250 BC, the Sub-boreal/Sub-atlantic transition around 700 BC and the Little Ice Age (LIA) between AD 1300 and AD 1900, separated by cycles of 1500 years and driven by solar forcing. These global RCC revealed by QAL-2011 and LKG-2011 flood events may have influenced Human settlements in south Greenland, especially the paleo-Eskimo cultures and the Norse settlement, and have been mainly responsible for their demise.

Keywords: South Greenland, Late Holocene, rapid climate changes, Little Ice Age, lacustrine sediments, flood events, solar forcing, climate/human interactions, paleo-Eskimos, Norse.

2. Introduction

The Holocene appears to be a steady climatic period in comparison with older glacial episodes, as climate evolution was not linear but showed several oscillations (O'Brien et al., 1995; Mayewski et al., 2004; D'Andrea et al., 2011; Larsen et al., 2012), resulting from various forcing mechanisms such as solar activity (Bond et al., 2001; Magny, 2013) volcano emissions (Miller et al., 2012; Sigl et al., 2013) and/or ocean/atmosphere interactions (Hurrell and Denser, 2010; Knudsen et al. 2011). It is of prime importance to establish their spatial influence and phasing in order to understand natural climate oscillations and their influence on past Human societies and thus to create better predictive climatic models. Indeed, even if current global warming is mainly the result of an anthropogenic pressure, the contribution of natural climate variability cannot be excluded and may explain the recent rapid rise in temperatures (Chylek et al., 2004; Solanki et al., 2004).

Projected climate scenarios predict a rise in surface temperature associated to an increase in the frequency and intensity of flood events in the coming decades (IPCC, 2013), especially in the Arctic region, which is very sensitive to climate changes (Serreze and Barry, 2011). Due to its proximity to the Greenlandic Ice Sheet (GIS), the polar front and the adjacent North Atlantic oceanic currents, south Greenland is a particularly suitable area to record in natural archives past global climate changes and their associated forcing mechanisms at high resolution (Figure 41A). While numerous proxy records have been used to infer past temperature in the Arctic (D'Andrea et al., 2011; McKay and Kaufman 2014, Millet et al., 2014), few records have been used to infer past hydrological activity (Sundqvist et al., 2014) despite the extreme importance of hydrological conditions for Arctic ecosystems and their potential feedback on global climate (MacDonald et al., 2000).

To assess of past hydrological conditions during the Holocene, a sedimentological multiproxy approach was performed, compiling physical (magnetic susceptibility, density and grain size) and geochemical (X-ray fluorescence, X-ray diffraction, elemental analyses and organic geochemistry) measurements, on two lacustrine cores. They were retrieved from two river-fed lakes: Lake Qallimiut and Little Kangerluluup located between the GIS and the Labrador Sea in the Vatnahverfi, known as the archeological farming center of Greenland where two agropastoral phases settled (the Norse period between AD 986 and ca. AD 1450 and over the last century, since the 1920s). Thus, this study

reconstructs at high resolution the global climatic variations and the large scale drivers of Greenlandic climate through hydrological changes in lacustrine catchments that may have influenced past Human settlements (i.e. vulnerability, adaptation strategies, demise, etc...) during the last four millennia.

3. Settings

a) Localization and climate

The study area is located between the GIS and the Labrador Sea (Figure 41A-B). Due to this geographical position, the local climate is mainly influenced by oceanic currents, such as cold polar waters (< 0°C) of the eastern Greenland current and warm waters (+ 4°C) of the Irminger current, which mix to the west of Kap Farvel (Bond et al., 1997). The area is also windy with strong and relatively warm foehn winds blowing from the ice cap throughout the year, that are responsible for dryness. Meteorological data of the last 60 years are characteristic of a sub-oceanic climate, with a mean annual temperature of 0.9°C, a yearly precipitation of 907 mm, 211 days with frost and 61 days of snow per year (Cappelen et al., 2001; Cappelen, 2014).

b) The Qallimiut lake system

Lake Qallimiut (N60°43'27"; E45°23'12"; 40 m a.s.l) is a proglacial lake located close to the hamlet of Qallimiut ca. 2 km to the south, near the Alluitsup Kangerlua fjord (Figure 41C). It is aligned through a north-west/south-east axis with a surface of ca. 82 ha and a maximum depth of 26 m. Two main tributaries feed it (on the north-west and the east shores respectively) while a single outlet drains it directly in the Alluitsup Kangerlua fjord (Figure 41C). Its catchment, composed of granites (geological survey of Denmark and Greenland; <http://www.geus.dk>), has a surface of 112 km² and a catchment to lake ratio around 137. It includes around twenty upstream lakes, making Lake Qallimiut the last sediment trap of this catchment (Figure 41C). Less than ten ruins, dated from the Norse period, were inventoried in the catchment with only two sites directly found around the lake (Madsen et al., 2009). These two Norse archaeological sites have already been surveyed. Ruins group E77, a medium-sized farmstead, is located in the north-west part of the lake and was formerly excavated in AD 1880 (Holm, 1883; Madsen, 2014), and ruins group E77a, near the coast, seems to be a large, highly eroded farmstead (Madsen, 2014). Nowadays, two recent farms can be found on the north and south shores of the lake (the largest one is located near the lake outlet).

c) The Little Kangerluluup lake system

Lake Little Kangerluluup (N60°38'32"; E45°38'11"; 10 m a.s.l) is also a proglacial lake, located close to Kangerluluup Qaqa hill and Lake Kangerluluup, near the Torsukattak fjord (Figure 41C). It is quite circular with a tiny surface of 6 ha and a maximum depth of 6.4 m. Lake Little Kangerluluup is fed by only one major tributary and is drained directly into the Torsukattak fjord by one outlet (Figure 41C). Like Lake Qallimiut, its catchment is composed of granites (geological survey of Denmark and Greenland; <http://www.geus.dk>). It has a relatively small area (8 km²) with a catchment to lake ratio of ca. 133, quite similar that of Lake Qallimiut. The lake catchment is aligned along a north-east/south-west axis with a very steep gradient slope, reaching 900 m to 10 m within only 2 km (Figure 41C). Unlike Lake Qallimiut, only one upstream lake flows into Lake Little Kangerluluup (Figure 41C). Norse ruins (E178) are located on the isthmus of the far side of the river and were surveyed by Madsen et al. (2009) and Madsen (2014). This large farmstead with barns, enclosures and irrigation systems, attests to agropastoral activities in the catchment during the Middle Ages. Nowadays, there are no farms around the lake, indicating that no human activities took place during the last century around Lake Little Kangerluluup and more generally, at the end of the Torsukattak fjord.

d) Archaeological context

Human occupation began around 2500 BC with the Saqqaq culture in the southern half of Greenland (Meldgaard, 2004; Jensen, 2009). These small populations of nomad hunters were replaced around 800 BC by the sea-ice hunters of the Greenlandic Dorset culture, who disappeared abruptly around 250 BC (Meldgaard, 2004; Jensen, 2009). Greenland remained unpopulated until the Norse colonization in 986 AD (Jones, 1986). This society, established during the medieval warm period (MWP), was mainly marked by agropastoral activities (Buckland et al., 2009; Arneborg et al., 2012; Guillemot et al., 2015) and ended around AD 1450 (Dugmore et al., 2009; 2012). The ancestors of the modern Greenlandic, the Thule (neo-Eskimos), settled throughout Greenland around AD 1100 and still present today (Gulløv 1983, 2004). Due to recent global warming, sheep farming was established in the area by Danish in the 1920s (Austrheim et al., 2008). Several paleo-environmental studies revealed that farming by the Norse and during the last century, corresponding to the only two agropastoral phases in south Greenland, had a strong impact on the ecosystems through vegetation changes (Gauthier et al., 2010; Schofield et al., 2011), soil erosion (Massa et al., 2012a) and changes in the lake trophic state (Perren et al., 2012; Millet et al., 2014).

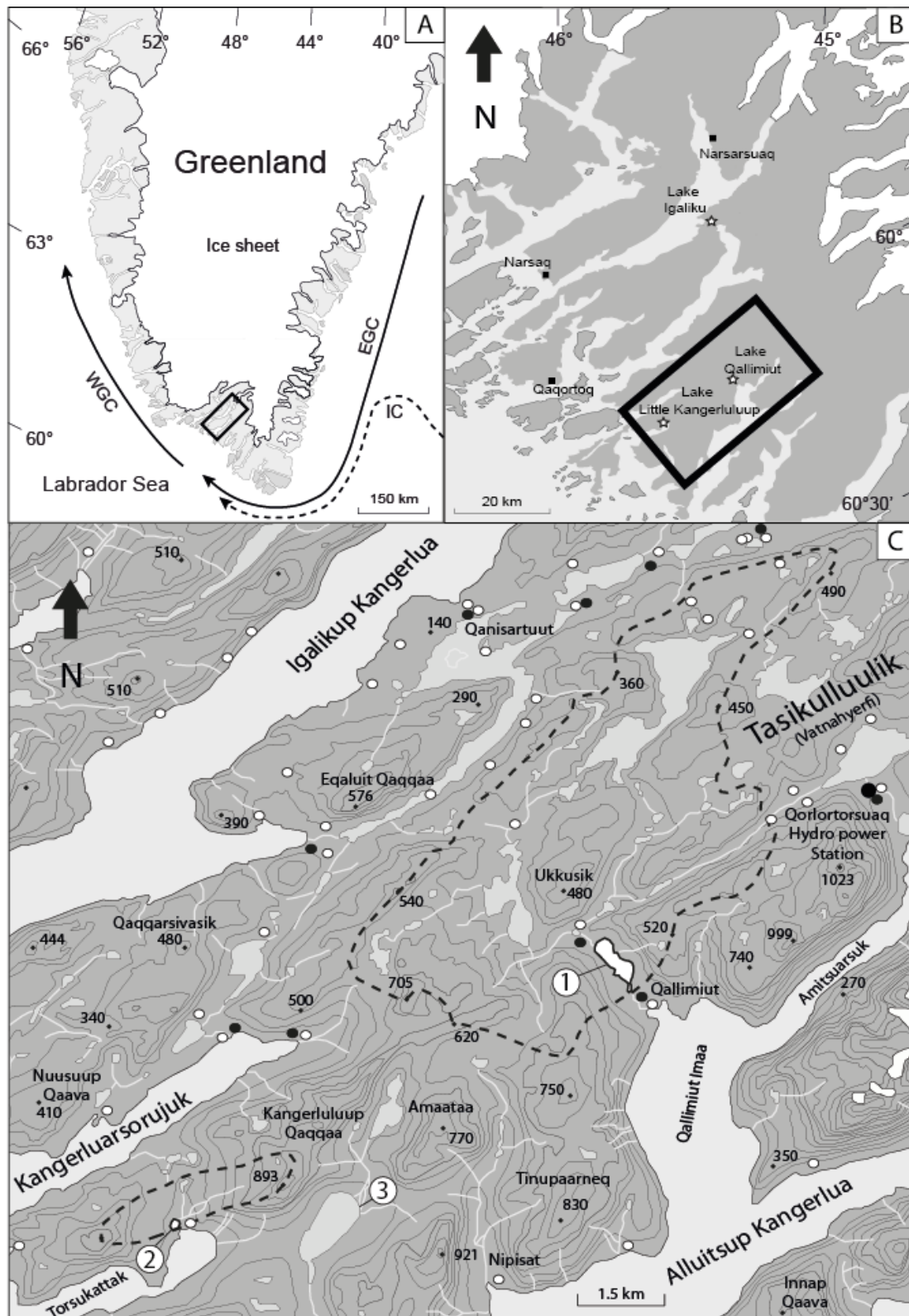


Figure 41 : Localization of Lake Qallimiut and Little Kangerluluup. A) Map of Greenland. B) Map of South Greenland. C) Catchments outlines (dotted black lines). White points represent Norse archeological sites and the black ones, recent farms. Number 1 indicates the location of Lake Qallimiut, number 2 matches Lake Little Kangerluluup and number 3, Lake Kangerluluup.

4. Materials and methods

a) Fieldwork

In the deepest part of each lake basin (26 m for Lake Qallimiut and 6.4 m for Lake Little Kangerluluup), two cores were retrieved during the summer 2011: QAL-2011 (118 cm long) and LKG-2011 (109.5 cm long), using a UWITEC gravity corer.

b) Non-destructive laboratory analyses

Initial core analyses of QAL-2011 and LKG-2011 included macroscopic description, digital photographs and X-ray radiographs (Scopix system, EPOC laboratory, University of Bordeaux, France), providing high-resolution imaging. X-ray radiographs are based on 256 grey levels corresponding in value to X-ray densities (Migeon et al., 1998). γ -ray attenuation density and magnetic susceptibility (MS) measurements were performed with a GEOTEK multi-sensor core logger in a millimeter resolution (Chrono-environnement laboratory, University of Bourgogne/Franche-Comté, France). Elementary analysis was performed with an X-ray microfluorescence core scanner (XRF, AVAATECH system, EDYTEM laboratory, University of Savoie/Mont Blanc, France) at a resolution of 2 mm in two distinct runs. The first one, with a counting time of 20 s and a 10 kV acceleration intensity, was followed by a second with a exposure time of 45 s and a 30 kV acceleration intensity to obtain the relative abundance of elements from Al to Bi. Titanium (Ti), a conservative element and a marker of detrital fluxes (Cohen, 2003; Arnaud et al., 2012), is expressed here in peak area counts. Usually, elements counts are normalized so as to correct drifts coming from variations in the water content or the grain size (Tjallingii et al., 2007; Revel et al., 2010). However, since the normalization of Ti by another chemical compound only smooths the Ti content trends, we used raw Ti counts directly in the present study. To determine the mineralogical composition of the sediment, X-ray diffraction (XRD) analyses were carried out in whole sediment using a D8 Advance Bruker diffractometer equipped with a LinxEye detector (Utinam laboratory, University of Bourgogne/Franche-Comté, France). The crumbled sediment is placed in the specimen holder where a step-scan of 0.5° in the $2-52^\circ$ interval during a step time of 0.05 s is realized using a parallel beam geometry and $\text{CuK}\alpha$ radiation at 1.54184 \AA .

c) Destructive analyses

QAL-2011 and LKG-2011 were sampled every 0.5 cm slices, based on X-ray images in order to respect lithological boundaries and provide homogenous samples.

84 samples from QAL-2011 and 85 samples from LKG-2011 were therefore used for grain size (GS) analyses, respectively. Around one cm^3 of wet sediment was immersed in a solution of distilled water and hydrogen peroxide (H_2O_2 , 30%) to digest organic matter. Residual mineral fractions were then treated in an ultrasonic bath with a solution of sodium-hexametaphosphate to disperse aggregates. Finally, the GS of each sample was determined using a laser diffraction particle analyzer (LS230 Beckman-Coulter) and represented by GS classes, according to granulometric scales ($< 4\mu\text{m}$; 4

μm -16 μm ; 16 μm -63 μm ; > 63 μm). Regions of interest (ROIs) for sedimentary micro-structure identification were selected based on the initial sedimentary description of the split cores as well as on the results of geophysical and geochemical core logging. The selected ROIs cover sediment transitions, including larger laminae (at 32.2 cm in core QAL-2011 and at 41.3 cm in core LKG-2011). Thin sections (one for each core) were sampled from these ROIs and examined using a polarized light microscope.

Total carbon (TC), nitrogen (TN) and sulfur (TS) contents were measured on 161 and 187 selected samples, in QAL-2011 and LKG-2011 respectively, using a vario MAX CNS analyzer (Elementar). As the carbonate fraction was negligible in the sediments because of the Arctic climate and the granitic catchments, the total carbon measured corresponds to the total organic carbon (TOC). It was thus possible to access the relative contribution of lacustrine and terrestrial organic matter (OM) in the sediments via the TOC/TN atomic ratio (Meyers and Ishiwatari, 1993). To identify and quantify the composition of the organic fraction, quantitative organic petrography (QOP), developed by Graz et al. (2010), was performed on the ROIs described above. After elimination of the mineral phases by hydrochloric and hydrofluoric attacks, particles were inventoried and counted according to their shape, color and reflectance using a transmitted and reflected light microscope (Combaz, 1964). Red amorphous particles (rAP), grey amorphous particles (gAP) and lignocellulosic fragments (LCF), in particular, were described following the classification frequently used in lake sediments (Simonneau et al., 2013a and b; Foucher et al., 2014; Simonneau et al., 2014).

d) Core chronology

The chronology of each core was based on six AMS radiocarbon datings of terrestrial plant macrofossils (Figure 42A-B;

Table 2 : A-B) conducted in the Lyon radiocarbon laboratory (Lyon, France) and Beta Analytics laboratory (Miami, United States). For the last 150 years, the chronologies of Qal-2011 and LKG-2011 were established thanks to short-lived radio-isotopes (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) measured by gamma spectrometry in the underground laboratory in Modane (LSM-CNRS/CEA, France; Figure 42A-B). Measurements were made on contiguous 0.5 cm-thick samples of 0.8 to 1.7 g dried sediment, using a high efficiency, well-type Ge detector, during 24 to 72 h (deepest samples with lowest activities). The excess ^{210}Pb (formed in the atmosphere by the decay of ^{222}Rn) was calculated as the difference between the activities of total ^{210}Pb and ^{226}Ra (supported ^{210}Pb ; Appleby, 2001). ^{210}Pb chronology was derived for both lakes using the Constant Rate of Supply Model (CRS; Appleby and Oldfield, 1978). This type of model was chosen because it allows the sedimentation rate to vary. Results from radiocarbon and short-lived radio-isotopes were then combined with Clam (Blaauw, 2010) to produce two age-depth models using linear interpolation between date points (Figure 42A-B). The age-depth models were corrected for instantaneous flood event layers by subtracting the thickness of these layers before computation.

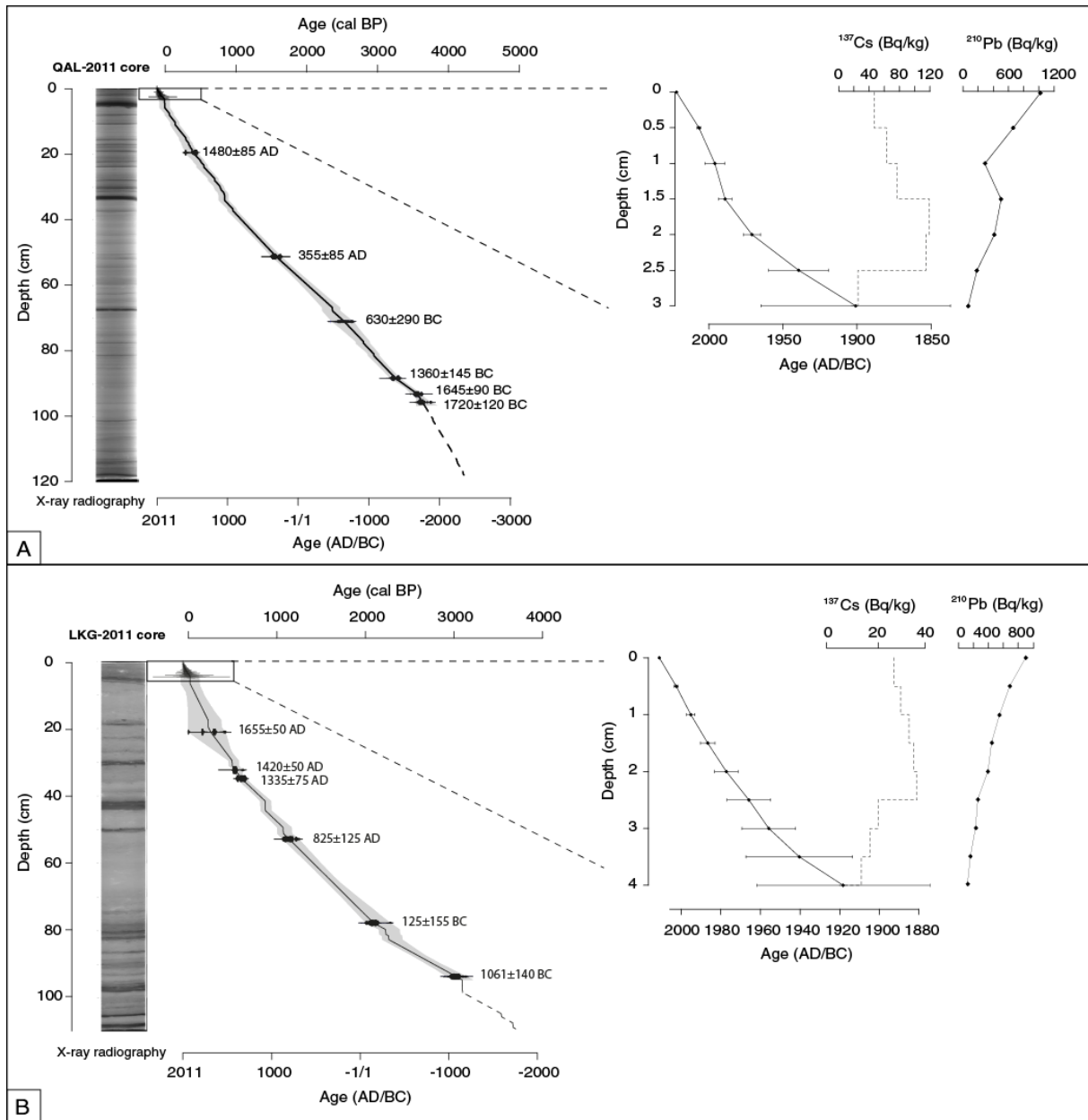


Figure 42 : Age-depth models based on radiocarbon dates. Initial versions are in dotted grey lines and the corrected version from the flood deposits are in black lines. A) Lake Qallimiut depth-age model. B) Lake Little Kangerluluup depth-age model.

A- Qallimiut	Depth	Material	Radiocarbon ages	Calibrated ages	Lab code
	<i>cm</i>		<i>AD/BC</i>	<i>AD/BC</i>	
	19.5	wood	1550±30	1480±85	Beta-395567
	51.25	wood	240±30	355±85	Beta-363187
	71.1	wood	-530±30	-630±290	Lyon-9888
	88.4	wood	-1150±30	-1355±145	Lyon-9889
	93.25	wood	-1425±30	-1660±90	Lyon-9890
	95.75	wood	-1480±30	-1720±120	Lyon-9891

	Depth	Material	Radiocarbon ages	Age AD calibr�	Lab code
B- Little Kangerluluup	<i>cm</i>		<i>AD/BC</i>	<i>AD/BC</i>	
	20.55	wood	1705±30	1655±50	Lyon-9885
	31.9	wood	1445±30	1420±50	Lyon-9882
	34.5	wood	1345±30	1335±75	Lyon-9886
	52.65	wood	735±30	825±125	Lyon-9887
	77.75	wood	-165±30	-125±155	Lyon-9883
	93.75	wood	-940±30	-1060±140	Beta-386534

Table 2 : Radiocarbon dates made on terrestrial remains and the age calibrations obtained from a linear model, using R program and the calibration curve of IntCal13 (Reimer, 2013). A) Radiocarbon dates on Lake Qallimiut core. B) Radiocarbon dates on Lake Little Kangerluluup core.

5. Results

a) Chronology

Lake Qallimiut

Core QAL-2011 covers the last four millennia. The age-depth model is quite linear (Figure 42A) and shows steps, especially in the first thirty cm, due to an increased number of instantaneous events (see below, section 5.1). The mean sediment accumulation rate (SAR) is 0.3 mm/year and the average age error is 160 years, not considering the extrapolated section of the model which is unconstrained by a radiocarbon date (below 90 cm, in black dotted lines; Figure 42A). The last century is contained in the top three cm, as indicated by the peak of ^{137}Cs between 1.5 and 2.5 cm, corresponding to the maximum fallout consecutive to atmospheric nuclear weapon tests around AD 1963 (Figure 42A).

Lake Little Kangerluluup

Similarly, the age-depth model of LKG-2011 covers the last four millennia. It is quite linear, shows several steps due to instantaneous events and has a mean SAR of 0.3 mm/year (Figure 42B). A slight rise in the SAR up to 0.4 mm/year is recorded during the last millennium, which is not visible in the QAL-2011 age-depth model. The average age error of LKG-2011 age-depth model is ca. 200 years, not considering the extrapolated section of the model, below 90 cm (in black dotted lines; Figure 42B). The last century is recorded in the first 4 cm with the AD 1963 peak of ^{137}Cs located at 2-2.5 cm (Figure 42B).

b) Lithology, physical and chemical properties of the laminated facies

Lake Qallimiut

Three stratigraphic units (SU1 to SU3) were identified in core QAL-2011 (Figure 43A).

The first one (SU1, from 118 to 95 cm) is characterized by a brownish silty sediment (with a principal GS mode of ca. 30 μm , Figure 43A) and interrupted by five thin white laminae closely spaced at 117 cm, 113.9 cm, 113.4 cm, 110.4 cm and 100.9 cm (Table 3A). The MS is the only parameter that remains constant (around $100 \cdot 10^{-5}$ S.I.) all along SU1 (Figure 43A). The density and the Ti content show a slight reduction at the base (from 1.3 to 1.1 g/cm^3 for the density, and from 10 000 to 9 000 peak area for Ti, Figure 43A) whereas the TOC increases slightly (from 4 to 8 %; Figure 43). Finally, the mean value of the TOC/TN is 13 (Figure 43A).

The second stratigraphic unit (SU2, from 95 to 32.5 cm) is the darker part of the QAL-2011 sequence due to its higher organic carbon content (around 8%). It is defined by a dark brown silty sediment (with a principal GS mode of 30 μm , [Figure 43](#)) interrupted by four white laminae at 81 cm, 77.2 cm, 66.8 cm and 36.7 cm ([Table 3A](#)). As previously, MS values remain stable at ca. $100 \cdot 10^{-5}$ S.I except for a peak at 66.8 cm ([Figure 43A](#)). The density shows little variation around 1.1 g/cm^3 ([Figure 43A](#)). In spite of slight variations centered on the white laminae, the mean Ti and TOC contents, as well as the mean TOC/TN ratio, 9 000 peak area, 8% and 13 respectively ([Figure 43A](#)).

The last sedimentary unit (SU3, from 32.5 cm to the top of the sequence) is characterized by a light brown sandy silt sediment (with a principal GS mode twice as high as that of the other two SUs at ca. 60 μm , [Figure 43A](#)). It is interrupted by a maximum of 18 white laminae spread all over SU3. These laminae generate abrupt shifts in all the measured parameters. MS rise to a mean value of $125 \cdot 10^{-5}$ S.I, density, Ti content and TOC/TN ratio also increase slightly to values of 1.2 g/cm^3 , 10 000 peak area and 13.5, respectively ([Figure 43A](#)), whereas TOC drops to 6% ([Figure 43](#)).

The white laminae, present all along the QAL-2011 record, are globally infra-centimetric, making naked-eye identification difficult in most cases ([Table 3A](#)). X-ray radiography is very helpful because the laminae are particularly well-defined in the high-resolution image, appearing in intense black, corresponding to high X-ray density values, whereas the background sediment is represented by light-grey color. Regardless of the SU, white laminae are characterized by higher MS (with a maximum value of $450 \cdot 10^{-5}$ S.I. at 5 cm, [Fig. 3A](#)), density (maximum value of 1.7 g/cm^3 , [Figure 43A](#)) and TOC/TN ratio (maximum value of 16, [Figure 43A](#)). They are also rich in Ti (maximum value of 20 000 peak area, [Figure 43A](#)) and in coarse fraction (maximum value of 25 % in the $> 63 \mu\text{m}$ massic class, [Figure 43A](#)). Inversely, they are distinguished by much lower TOC (minimum value of 1.5%, [Figure 43A](#)). XRD tests indicated a similar mineralogical composition, composed of quartz, feldspaths and phyllosilicates, not different from the background sedimentation. The thicker lamina (1.8 cm thick, between 32.2 cm and 34 cm) showed a normal grading (fining upward, [Figure 43B](#)) and was mainly composed of rAP and LCF, coming from soil and upper vegetation debris ([Simonneau et al., 2013a](#)), as part of other organic particles ([Figure 43B](#)). On the basis of their similar physical and geochemical properties, the results obtained on the thicker lamina were then extrapolated to the other laminae.

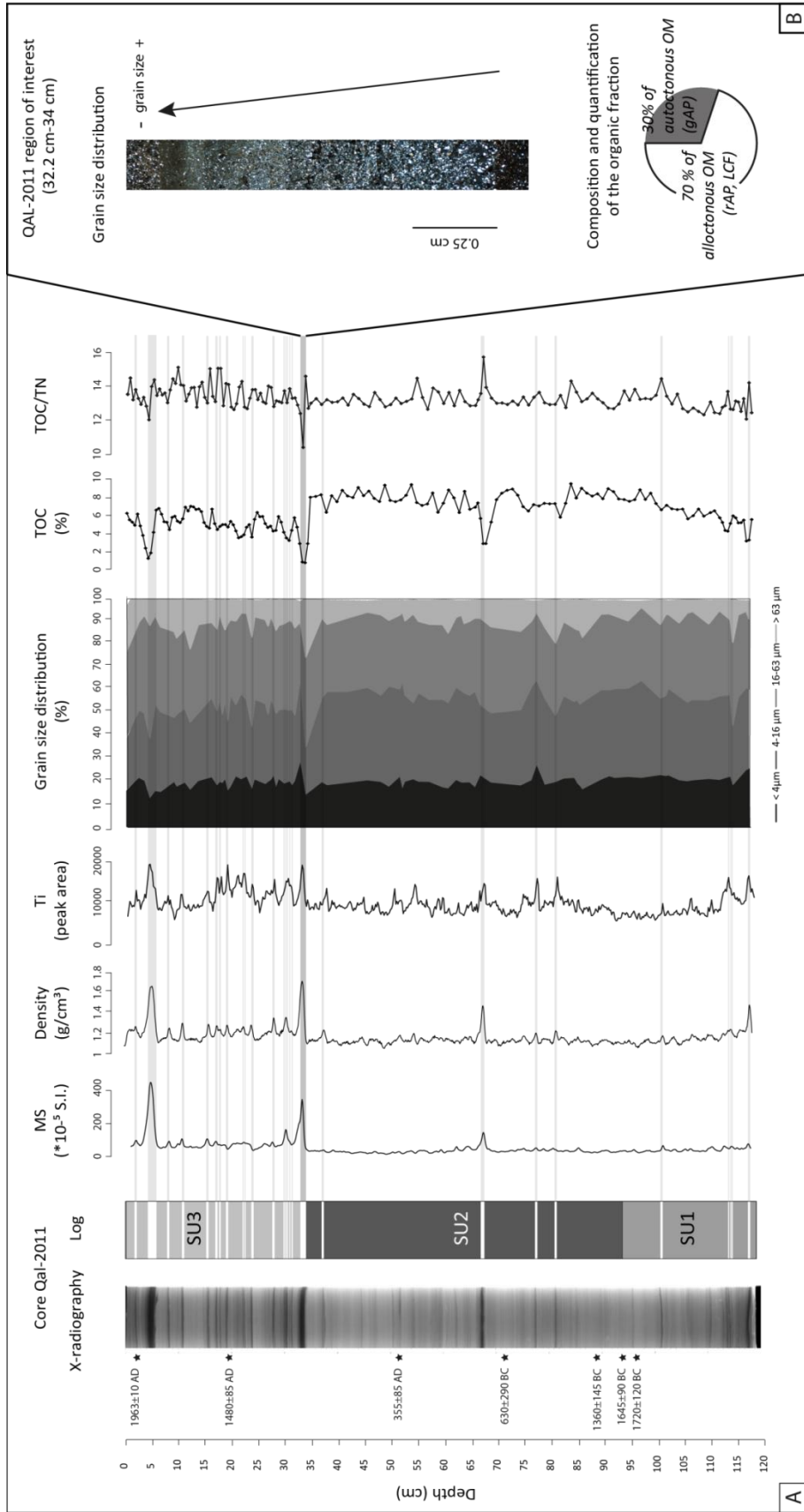


Figure 43 : A- X-radiographs and log representing the Lake Qallimiut core associated to magnetic susceptibility, γ -density, XRF, grain size, TOC and TOC/TN ratio measurements. Grey zones highlight the physical and geochemical responses of the white laminae. B- The frame contains photographs of the thin section in plane polarized light and the piechart shows the composition of the OM.

Core LKG-2011 is also divided into three distinct stratigraphic units (SU1 to SU3, [Figure 44A](#)).

The first one (SU1, from 108 to 74 cm) is characterized by a light brown sandy silt background sediment (with a principal GS mode of 30 μm , [Figure 44A](#)), interrupted by three thick brownish laminae (at 94.8 cm, 81.6 cm and 79.7 cm) and by two thin white laminae (at 107.7 cm and 104.9 cm; [Table 3B](#)). MS values are much lower than in core QAL-2011, with background values of $10 \cdot 10^{-5}$ S.I (10 times less than in SU1 in core QAL-2011, [Figure 44A](#)). Density, Ti content, TOC and TOC/TN ratio are quite similar to those observed in QAL-2011 SU1 (mean values of 1.2 g/cm^3 , 6000 counts, 7% and 14, respectively, [Figure 44A](#)).

The second stratigraphic unit (SU2, from 74 to 51 cm) is composed of a dark brown silty sediment with the same principal GS mode as SU1 (30 μm , [Figure 44A](#)), and is not interrupted by any laminae. All the measured parameters are particularly steady: MS has a value of $5 \cdot 10^{-5}$ S.I.; density, a value around 1.1 g/cm^3 ; Ti content, a value of 6000 peak area; TOC, a mean value of 10% and TOC/TN ratio, a value around 14 ([Figure 44A](#)).

The last sedimentary unit (SU3, from 51 cm to the top of the core) corresponds to the darker and coarse part of core LKG-2011 with a black sandy silt sediment and a principal GS mode of 50 μm ([Figure 44A](#)). Five thick dark grey laminae, only visible in the X-ray radiographs, were identified at 49.2 cm, 41.3 cm, 29.2 cm, 17 cm, and 4 cm ([Table 3B](#)). The background MS value is $5 \cdot 10^{-5}$ S.I. and density is 1.2 g/cm^3 ([Figure 44A](#)). There is also a pronounced rise in Ti content to 8000 peak area in SU3 ([Figure 44A](#)). TOC has a background value around 9% and the TOC/TN ratio, a value of 14 ([Figure 44A](#)).

Globally, the different types of laminae present within SU1 and SU3 ([Table 3B](#)), have similar physical and geochemical characteristics ([Figure 44A](#)). The brownish, light-grey and dark-grey laminae reach the highest values in MS (maximum value of $110 \cdot 10^{-5}$ S.I, [Figure 44A](#)), density (maximum value of 1.7 g/cm^3 , [Figure 44A](#)), Ti content (maximum values of 15 000 peak area, [Figure 44A](#)), coarse fraction (maximum of 60% for the massic class $> 63 \mu\text{m}$, [Figure 44A](#)) and TOC/TN ratio (maximum of 19, [Figure 44A](#)). Laminae are also systematically marked by a strong decrease in TOC (minimum value of 3%, [Figure 44A](#)). XRD analyses conducted on these laminae showed a similar mineralogical composition composed of quartz, feldspaths and phyllosilicates, comparable to the background sedimentation. These physical and geochemical characteristics are similar to those observed within the laminae in core QAL-2011 ([Figure 44A](#)), even if LKG-2011 laminae are larger ($> 1 \text{ cm}$, [Table 3B](#)) than in QAL-2011. Moreover, the observations of the thin-sections and the QOP analysis made on the brownish and dark-grey laminae from core LKG-2011, revealed the presence of an inversely graded bed followed by a normal one and the predominance of rAP and LCF in the OM content ([Figure 44B](#)). On the basis of the similar physical and geochemical properties of LKG-2011 laminae, these results were extrapolated to other laminae.

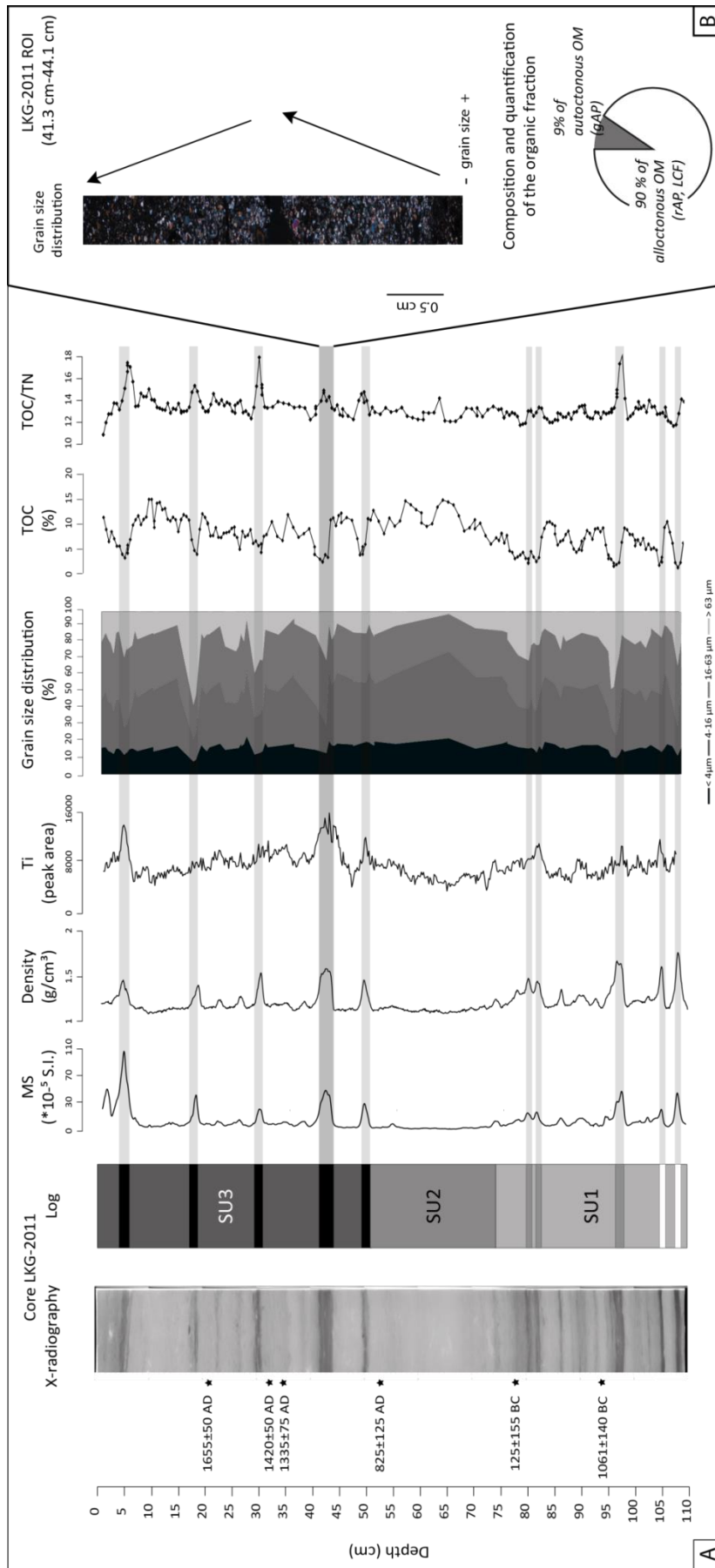
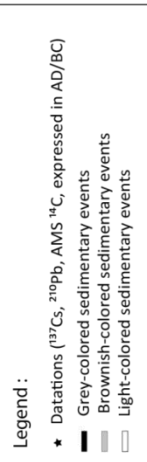


Figure 44 : A- X-radiographs and log representing the Lake Little Kangerlulup core associated to magnetic susceptibility, γ -density, XRF, grain size, TOC and TOC/TN ratio measurements. Grey zones highlight the physical and geochemical responses of the laminae. B- The frame contains photographs of the thin section in plane polarized light and the piechart shows the composition of the OM in pies.



6. Discussion

a) Sedimentary events (SEs)

The white laminae observed within core QAL-2011, as well as the brownish, light-grey and dark-grey laminae within LKG-2011, showed similar sedimentological properties, clearly contrasting with the background sedimentation except for the mineralogical composition. Generally, they are characterized by high values of MS and density, higher Ti content and a rise in the massic class over 63 μm (Figure 44A). All these properties are characteristic of terrestrial inputs (Chapron et al., 2005; Arnaud et al., 2012). Moreover, the laminae composition from core QAL-2011 is also characterized by normal grading, high TOC/TN ratio, a predominance of rAP and LCF particles produced in soils (Figure 43B; Di-Giovanni et al., 1998) and a mineralogical composition of granite, both resulting from the reworking of detrital inputs from the catchment area in lake sediments (Simonneau et al., 2013a and b; Foucher et al., 2014). This organic signature therefore confirms the terrestrial origin of these laminae. Associated with the fining upward, both organic and granulometric results from core QAL-2011 are typical of hyperpycnal flood deposits (Mulder and Alexander, 2001; Simonneau et al., 2013a). The fining upward sequence can therefore be correlated to the falling limb of the flood hydrograph (Simonneau et al., 2013a). However, because Lake Qallimiut is the last sediment trap of the catchment with many lakes upstream, flood event records are thin and do not show the coarsening upward of the deposit, characteristic of the rising limb of the flood hydrograph (St-Onge et al., 2004). This suggests that the 27 white laminae described within core QAL-2011 can be related to exceptional hyperpycnal flood events associated with heavy rainfall and/or snowmelt events occurring all over the drainage basin and essentially reworking terrestrial materials.

Within core LKG-2011, thin-section and QOP analyses of the dark-grey and brownish laminae showed that the deposits are successively inversely and normally graded grain size, mainly constituted of rAP and LCF organic particles and composed of minerals present in granites (Figure 44B). All these characteristics indicate that, as for core QAL-2011, the 10 laminae described within core LKG-2011 (Table 3B) also correspond to hyperpycnal floods deposits too. Because there is only one lake upstream Lake Little Kangerluluup, and because of the elongated shape and the high gradient slope of its catchment with increases detrital inputs, the LKG-2011 flood event deposits are thicker and coarser than those identified within core QAL-2011.

b) Flood frequencies at Late Holocene

Flood event records from both sites were smoothed over a 250-year moving window (K1D software, [Gavin et al., 2006](#)). QAL-2011 and LKG-2011 flood frequencies are globally synchronous during the last four millennia, considering age-depth models uncertainties ([Figure 45](#)). In more detail, a total of five high flood frequency periods were identified ([Figure 45; Table 3](#)):

- between ca. 2300 BC and ca. 1600 BC;
- between ca. 1100 BC and ca. 900 BC;
- between ca. 600 BC and ca. 200 BC;
- between ca. AD 1050 and ca. AD 1200;
- between ca. AD 1350 and ca. AD 1650.

These episodes of increased flood events are synchronous with low Greenlandic lake temperatures (correlated to the air temperatures; [D'Andrea et al., 2011](#)), Arctic glacier advances ([Kelly et al., 2008; Briner et al., 2009, 2011; Larsen et al., 2011, 2012; Winsor et al., 2014](#)) and North Atlantic ice-rafting events ([Bond et al., 2001; Figure 45](#)). Thus, over the second half of the Holocene, QAL-2011 and LKG-2011 flood deposits seemed to occur especially during cooler and wetter periods, associated to increased summer ice and snow-melting episodes. During colder and wetter periods, intense rainfall episodes created a sufficient stock of snow and ice. After short warming episodes in spring and summer (such as several accumulated positive degree days or hot spell melt events caused by foehn winds), ice and snow melting events increased river discharge, sometimes inducing sporadic flood events ([Mernild and Hasholt, 2009](#)). In glacial areas, ice-melting episodes might also be sometimes associated to the rupture of a glacier ice dam ([Mayer and Schuler, 2005; Carrivick et al., 2013](#)). In addition, high flood frequency also appeared synchronously with weak solar irradiance phases ([Bond et al., 1997, 2001; Steinhilber et al., 2009](#)), probably suggesting a solar forcing for these events.

Four of the five Greenlandic flood-event phases were already defined at a global scale as rapid climate change periods (RCC) by [Mayewski et al. \(2004\)](#), separated by ca. 1500-year cycles and likely driven by the solar activity too ([Bond et al., 1997, 2001; Mayewski et al., 1997, 2004](#)). For example, the period of high flood frequency between ca. 2300 BC and ca. 1600 BC may correspond to the Middle to Late Holocene transition (ca. 2250 BC), defined as a cooler period by [Walker et al. \(2012\)](#). Then, the period between ca. 1100 BC and ca. 900 BC, as well as the one between 600 BC and 200 BC, could match to the bipartite cooler Sub-boreal/Sub-atlantic transition ([Van Geel et al., 1996; Martin-Puertas et al., 2012; Magny, 2013](#)). Surprisingly, no flood events were recorded during the RCC corresponding to the Dark-Ages (DA) cooling (between ca. AD 200 and ca. AD 900; [Bianchi and McCave, 1999; McDermott et al., 2001; Sicre et al., 2008](#)). This could be explained by the fact that the DA was a drier climatic episode and/or it did not really impact the study area, especially the hydrological systems of Lake Qallimiut and Little Kangerluluup. Finally, the period between ca. AD 1000 and ca. AD 1650 revealed a maximum of flood deposits over the last four millennia, partly corresponding to the cooling of the Little Ice Age (LIA). With a maximum of flood events, the LIA cooling, occurring between AD 1300 and AD 1900, can be defined as the main episode of climatic peioration recorded in south-west Greenland over the Late Holocene.

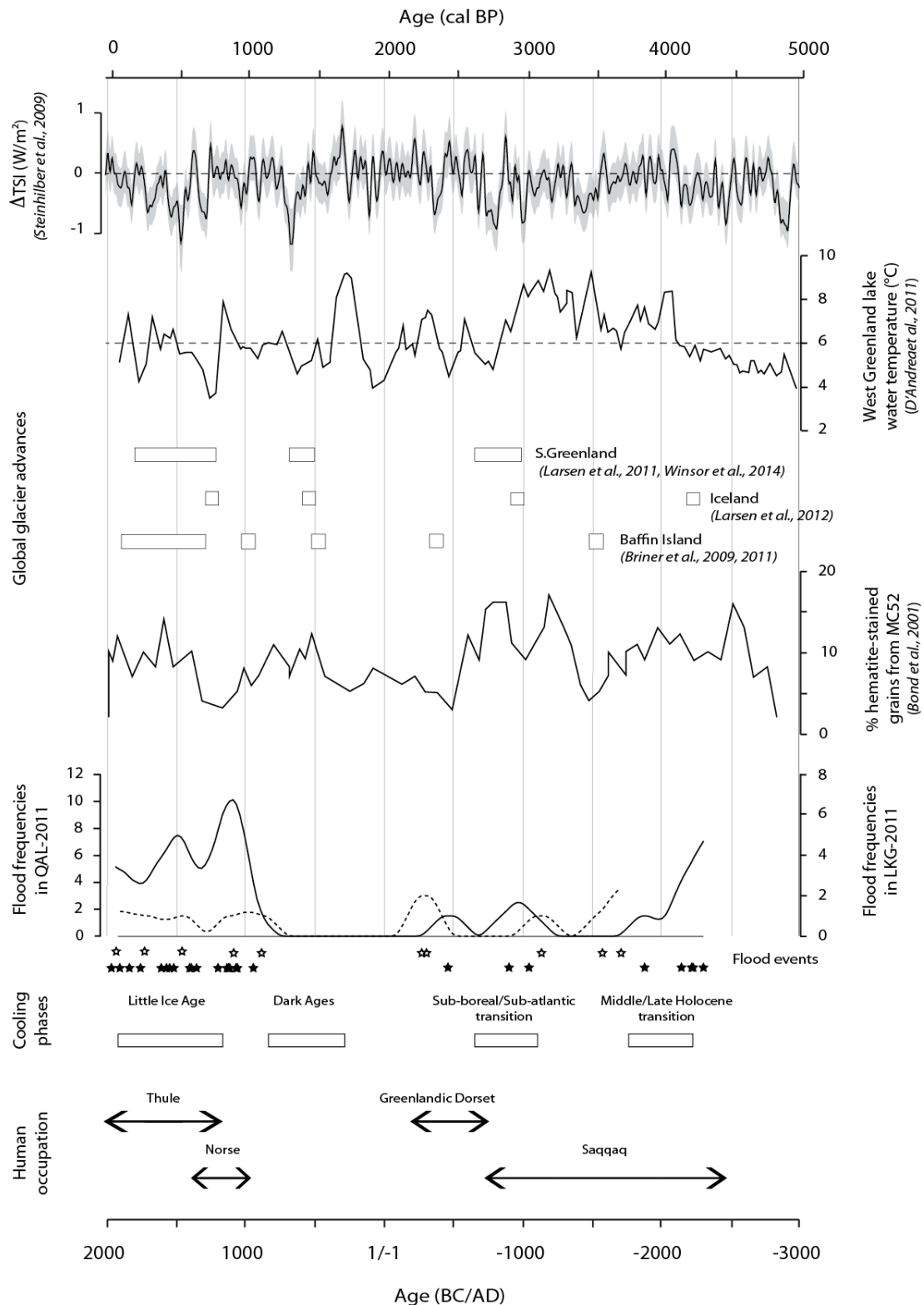


Figure 45 : Flood frequencies in a time step of 30 yr are compared to solar irradiance (Bard et al., 2000), ice accumulation rate (Andersen et al., 2006), Arctic temperature anomalies (McKay and Kaufman, 2014), PCA score of the Igaliku chironomid samples (Millet et al., 2014) and the number of radiocarbon dates realized in local archaeological sites (Arneborg, 2007; Edvardsson et al., 2007; Madsen et al., 2009; Arneborg et al., 2012) during the last 1000 years. In black, the origin of the flood events is climatic and in light grey they might result from agropastoral impacts. The large grey zones represent the high frequency flood periods.

A-Qallimiut	Top	Bottom	Thickness	Age	Age error
	<i>cm</i>	<i>cm</i>	<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	
	1.4	1.9	0.5	1965	35
	3.2	5.7	2.5	1904	150
	7.5	8	0.5	1835	130
	10.2	10.95	0.75	1755	125
	15	15.5	0.5	1605	145
	16.6	17	0.4	1565	155
	17.5	17.75	0.25	1545	160
	18.5	19.1	0.6	1515	170
	21.8	21.95	0.15	1400	165
	22.2	22.35	0.15	1390	160
	23.3	23.9	0.6	1350	155
	27.4	28	0.6	1195	150
	29.5	29.6	0.1	1130	145
	29.9	30.1	0.2	1125	145
	30.2	30.4	0.2	1115	140
	30.6	30.85	0.25	1110	140
	31.8	32.05	0.25	1065	140
	32.2	34	1.8	1055	140
	36.7	37.2	0.5	940	135
	66.8	67.8	1	-465	255
	77.2	77.7	0.5	-905	200
	81	81.5	0.5	-1050	160
	100.9	101.3	0.4	-1885	720
	110.4	110.6	0.2	-2145	1685

113.4	113.7	0.3	-2225	1990
113.9	114.2	0.3	-2230	2010
117	117.5	0.5	-2310	2300

B-Little Kangerluluup	Top	Bottom	Thickness	Age	Age error
	<i>cm</i>	<i>cm</i>	<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	
	4	6	2	1930	210
	17	19	2	1725	370
	29.2	30.7	1.5	1455	115
	41.3	44.1	2.8	1083	120
	49.2	51	1.8	880	160
	79.7	81.1	1.4	-275	235
	81.6	82.7	1.1	-310	225
	94.8	98.5	3.7	-1140	230
	104.9	105.8	0.9	-1580	350
	107.7	109	1.3	-1715	385

Table 3 : Depth, thickness and age of the flood deposits. A) Lake Qallimiut flood deposits description. B) Lake Little Kangerluluup flood deposits description. N/A indicates that the age error is not available because the end of the age-depth models is not constrained with a radiocarbon date.

c) High-resolution flood frequency during the last 1000 years

During the last millennium, flood events are especially recorded between ca. AD 1050 and AD 1200, and between AD 1350 and AD 1650 (Figure 46).

The time interval between ca. AD 1350 and AD 1650 corresponds to the climatic peoration of the LIA. A major decrease in Arctic temperatures (Sicre et al., 2008; Andrea et al., 2011; McKay and Kaufman, 2014; Millet et al., 2014; Figure 46), a maximum of Arctic glacier advances (Kelly et al., 2008; Briner et al., 2009, 2011; Larsen et al., 2011, 2012; Winsor et al., 2014; Figure 46), a maximum rate of ice accumulation (Andersen et al., 2006; Figure 46) and a solar minimum (Spörer minimum; Bard et al., 2000; Figure 46) were identified during this period, confirming that these flood events likely resulted from ice and snow-melting episodes and were potentially driven by solar forcing.

The highest flood frequency occurred between ca. AD 1050 and ca. AD 1200 during the Oort solar minimum (Bard et al., 2000) and the Norse settlement (Arneborg et al., 2012; Figure 46). It was the only time over four millennia that flood events took place during a warmer and drier period: the Medieval Warm Period (MWP; Andersen et al., 2006; McKay and Kaufman, 2014; Millet et al., 2014; Figure 46). During this phase, flood deposits are thick (Figure 46), attesting to the increase of detrital inputs probably induced by Norse farming activities in the lake watersheds. Indeed, around lakes Qallimiut and Little Kangerluluup, archaeological sites attested to agropastoral practices during the Norse settlement (Madsen et al., 2009; Madsen, 2014). They are likely responsible for enhancing the detrital inputs due to the reduction in the vegetation cover and to livestock trampling (Gauthier et al., 2010; Massa et al., 2012a), making the remobilization of soil material easier during flood events and less intense hydrological events. Indeed a similar sedimentological response was observed, regardless of the intensity of the hydrological events, because of soil remobilization due to agropastoral activities in the catchment. The highest flood deposit thickness was recorded in Lake Little Kangerluluup (Figure 46), potentially explained by a larger number of archaeological sites identified around this lake (Madsen et al., 2009).

In south-west Greenland, there were two main agropastoral phases: the Norse settlement and the last century with higher impacts on ecosystems in recent decades (Massa et al., 2012a). Thus, we can expect enhanced flood deposits in the last decades. However, thicker flood deposits occurred before the 1930s when the anthropogenic impacts were low (Massa et al., 2012a). It should be pointed out, though, that Lake Qallimiut and Little Kangerluluup are not proper lakes to trace recent agropastoral impacts since around Lake Qallimiut, few herds are grazing and the recent farm is located at its outlet probably rejecting its effluents directly into the fjord. Concerning Lake Little Kangerluluup, there has been no human occupation or pastoral activities in the catchment during the last century (Madsen et al., 2009).

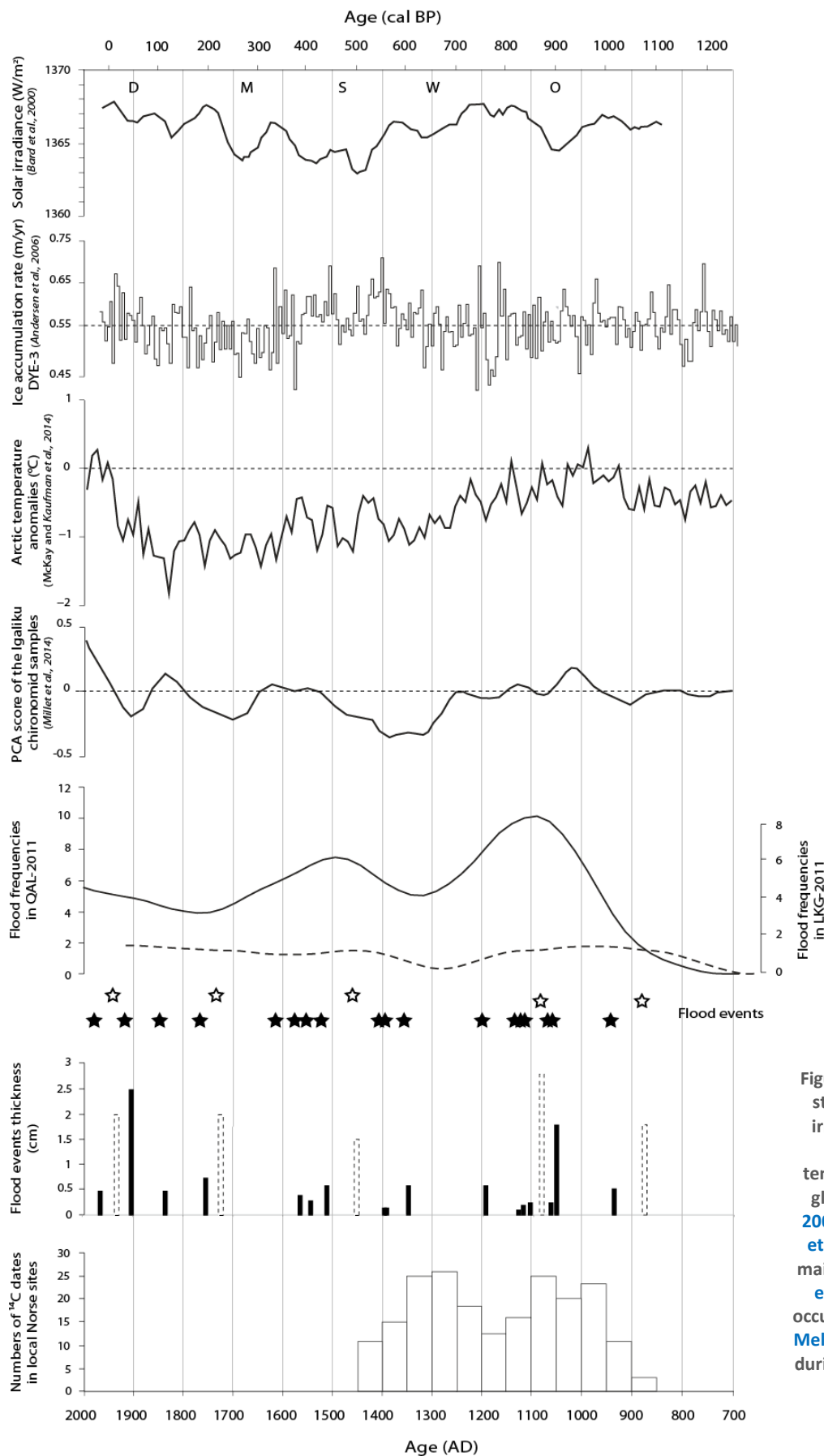


Figure 46 : Flood frequencies in a time step of 30 yr are compared to solar irradiance (Steinhilber et al., 2009), west Greenland lake water temperatures (D'Andrea et al., 2011), global glacier advances (Kelly et al., 2008; Briner et al., 2009, 2011; Larsen et al., 2011; Winsor et al., 2014), the main rapid climate changes (Mayewski et al., 2004) and periods of Human occupations (Jones, 1986; Gulløv, 2004; Meldgaard, 2004; Dugmore et al., 2009) during the second half of the Holocene.

d) Climatic influences on Human settlements

A compilation of ca. 200 calibrated radiocarbon dates (2σ ranges) from south Greenland Norse sites was made (Arneborg, 2007; Edvardsson et al., 2007; Schofield et al., 2007; Arneborg et al., 2012; Walker et al., 2012; Ledger et al., 2013, 2014) to illustrate the patterns of occupation across time and especially its relative magnitude (Rick, 1987; Figure 46). For example, a maximum of radiocarbon dates could reveal a period of maximum occupation (Kuzmin and Keates, 2005; Rick, 1987; Kuper and Kröpelin, 2006). Here, two periods of maximum occupation were therefore inventoried between AD 1000-AD 1100 and between AD 1250-AD 1350 (Figure 46). From AD 850, the radiocarbon dates increased progressively until ca. AD 1050 because of the establishment of the settlement since AD 986. After ca. AD 1050, synchronously with a drop in radiocarbon dates, flood frequency rose, potentially indicating some short cooler and wetter episodes during the MWP in spite of a global warm and dry trend. These periods are associated to a short demise of the Norse, recorded by a drop of radiocarbon dates, probably linked to these climatic perturbations. Radiocarbon age frequency rose again after ca. AD 1200 when flood events ceased, indicating repopulation by the Norse or a renewal of their activities, possibly linked to the improvement in the climate. Around AD 1300, the maximum frequency of radiocarbon dates was synchronous with the peak of the estimated Norse population (Madsen, 2014). Radiocarbon dates fell to zero in AD 1450, with the progressive and definitive demise of the Norse settlement in Greenland, approximately dating from the mid to late 15th century (Dugmore et al., 2009). This abandon is still a controversial issue (Barlow et al., 1997; Dugmore et al., 2012). However, it is generally assumed that the climatic deterioration played an important role in their abandon (D'Andrea et al., 2011; Massa et al., 2012a). Here, the radiocarbon dates decreased around AD 1300, synchronous with the beginning of the cooling of the LIA and the second major rise in flood frequencies, supporting the idea of a progressive Norse demise mainly linked to the climatic deterioration of the LIA.

Global cooler and wetter episodes, revealed by the flood frequency within core QAL-2011 and LKG-2011, revealed a potential impact on the Norse settlement. However, they were not the only society present in south Greenland during the last four millennia. The paleo-Eskimo culture named the Saqqaq, established from ca. 2500 BC to 850 BC, experienced cold and warm episodes during their settlement (D'Andrea et al., 2011; Figure 45), showing a global adaptation to climate changes. For example, technological tool changes and inventions were observed around 1450 BC (Møbjerg, 1999), possibly revealing an adaptation to climate change (Sørensen, 2010), as this period corresponds to a solar minima phase (Steinilber et al., 2009), characterized by cold temperatures (D'Andrea et al., 2011), an increase in North-Atlantic ice-rafted debris (Bond et al., 2001) and high flood frequencies (Figure 45), potentially related to the beginning of the Sub-boreal/Sub-atlantic transition. Globally, the Saqqaq were defined as open water hunters (Meldgaard, 2004) in response to the relatively warm temperature trend occurring during their settlement (Moros et al., 2006; D'Andrea et al., 2011; Figure 45). Thus, when the greatest decrease in temperatures (D'Andrea et al., 2011), increase in North-Atlantic ice-rafted debris (Bond et al., 2001) and south Greenlandic glacier advances (Kelly et al., 2008; Larsen et al., 2011, 2012; Winsor et al., 2014; Figure 45) occurred at the

end of the Sub-boreal/Sub-atlantic transition around 850 BC, they disappeared abruptly. Contemporary to their abandon, the Greenlandic Dorset, defined as sea-ice hunters because of their equipment (sledge shoes, soapstone vessels for burning seal fat and snow knives ; [Jensen, 2009](#)) settled in Greenland. At the beginning of the Roman climate warming (RCW) when sea-ice cover diminished ([Moros et al., 2006](#); [Sicre et al., 2008](#); [D'Andrea et al., 2011](#)), the Dorset, who were ill-adjusted to warm conditions, left Greenland around 50 BC ([Jensen, 2009](#)). Finally, the Thule culture, present from the 12th century in Greenland, did not seem to be especially affected by the LIA. They just migrated in response to this cooler event and did not modify their diet or their tools, allowing them a long-term persistence in Greenland ([Sørensen, 2010](#)).

Thus, the RCC, occurring during the second half of the Holocene and recorded through QAL-2011 and LKG-2011 flood deposits, seem to have influenced Greenlandic Human occupation since the first colonization in ca. 2500 BC.

7. Conclusion

To reconstruct past Holocene climatic variations in south-west Greenland, a multiproxy study was performed on two lacustrine cores retrieved from Lake Qallimiut and Lake Little Kangerluluup, covering the last four millennia (QAL-2011 and LKG-2011). This study, including physical (magnetic susceptibility, density and grain size) and geochemical (X-ray microfluorescence, elemental analyses and organic petrography) analysis, has evidenced a total of 37 flood events in both sequences. They fall into five distinct phases: between 2300 BC and 1600 BC, 1100 BC-900 BC; 600 BC-200 BC; AD 1050-AD 1200; AD 1350-AD 1900 synchronous with high negative temperature anomalies, global glacier advances and an increase North-Atlantic in ice-rafted debris. High flood frequencies probably resulting from ice and snow-melting, coincide with solar minima and could be matched with global RCC such as the Middle to Late Holocene transition (ca. 2250 BC), the Sub-boreal/Sub-atlantic transition (ca. 700 BC) and the LIA (from ca. AD 1300 to ca. AD 1900). The RCC with a maximum of flood events recorded was the LIA, suggesting major climate deterioration in south Greenland at this time. Climatic deterioration revealed by QAL-2011 and LKG-2011 flood deposits may have potentially impacted local Human societies. Indeed, the Sub-boreal/Sub-atlantic transition might be responsible for the demise of the Saqqaq and the colonization of the Dorset. Moreover, the climatic deterioration of the LIA, marked by two major successive rises in flood frequencies, seems to be one of the main reasons for the Norse abandon, illustrated by the radiocarbon dates frequency measured in archaeological sites. Lakes Qallimiut and Little Kangerluluup are proper sites to reconstruct past climate changes during the last four millennia and their impact on past Human societies except during the Middle Ages, when Norse agropastoral activities enhanced the detrital inputs and disturbed their sedimentological responses.

8. Acknowledgements

This work received financial support from the University of Bourgogne/Franche-Comté, the CNRS, the French Polar Institute (IPEV) and the ANR CEP&S “Green Greenland” Project (ANR-10-CEPL-0008). We want to thank particularly Christophe Mavon for the ^{210}Pb and ^{137}Cs analyses and the OREAS project for funding. We also thank Maxime Mermet for the Geotek multi-sensor core logger analyses, Marguerite Perrey for her help with the grain size analyses, Delphine Charpentier for the XRD analyses and Bianca Perren for her assistance in the field. We also thank Marielle Hatton for her help with the preparation of QOP analysis in the ISTO laboratory.

9. References

- Andersen, K.K., Ditlevsen, P.D., Rasmussen, S.O., Clausen, H.B., Vinther, B.M., Johnsen, S.J., Steffensen, J.P., 2006. Retrieving a common accumulation record from Greenland ice cores for the past 1800 years. *Journal of Geophysical Research* 111, D15106.
- Andresen, C.S., Björck, S., Bennike, O., Bond, G., 2004. Holocene climate changes in southern Greenland: evidence from lake sediments. *Journal of Quaternary Science* 19, 783–795.
- Appleby, P.G., Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.
- Appleby, P.G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments, pp 171–203, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research*, 547 pp. Springer Netherlands.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulencard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81–92.
- Arneborg, J., 2007. *Saga Trails. Brattahlid, Gardar, Hvalsey fjord’s church and heljolfnesnes: four chieftain’s framsteads in the north settlements of Greenland. A visitor’s guidebook*, 94 pp. The National Museum of Denmark, Copenhagen.
- Arneborg, J., Lynnerup, N., Heinemeier, J., 2012a. Human diet and subsistence patterns in Norse Greenland AD C.980—AD c. 1450: archaeological interpretations. *Journal of North Atlantic* 3, 119–133.
- Austrheim, G., Asheim, L.-J., Bjarnason, G., Feilberg, J., Fosaa, A.M., Holand, O., Hoegh, K., Jonsdottir, I.S., Magnusson, B., Mortensen, L.E., Myrsterud, A., Olsen, E., Skonhoft, A., Steinheim, G., Thorhallsdottir, A.G., 2008. Sheep grazing in the North Atlantic region. A Long Term Perspective on Management, Resource Economy and Ecology, 3, 86 pp. Norges teknisknaturvitenskapelige universitet.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* B52, 985–992.
- Barlow, L.K., Sadler, J.P., Ogilvie, A.E.J., Buckland, P.C., Amorosi, T., Ingimundarson, J.H., Skidmore, P., Dugmore, A.J., McGovern, T.H., 1997. Interdisciplinary investigations of the end of the Norse Western Settlement in Greenland. *The Holocene* 7, 489–499.
- Bianchi, G.G., McCave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515–517.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.
- Briner, J.P., Davis, P.T., Miller, G.H., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glaciation of Baffin Island, Arctic Canada: key patterns and chronologies. *Quaternary Science Reviews* 28, 2075–2087.
- Briner, J.P., Young, N.E., Thomas, E.K., Stewart, H.A.M., Losee, S., Truex, S., 2011. Varve and radiocarbon dating support the rapid advance of Jakobshavn Isbræ during the Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews* 30, 2476–2486.
- Buckland, P.C., Edwards, K.J., Panagiotakopulu, E., Schofield, J.E., 2009. Palaeoecological and historical evidence for manuring and irrigation at Garðar (Igaliku), Norse Eastern Settlement, Greenland. *The Holocene* 19, 105–116.
- Cappelen, J., Jorgensen, B.V., Laursen, E.V., Stannius, L.S., Thomsen, R.S., 2001. The observed climate of Greenland with climatological standard normals, 1961-90. DMI technical report No. 00-18, 152pp. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.
- Cappelen, J., 2014. Weather observations from Greenland 1958-2013. Observations data with description. DMI technical report No. 14-08, 24pp. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.

- Carrivick, J.L., Turner, A.G.D., Russell, A.J., Ingeman-Nielsen, T., Yde, J.C., 2013. Outburst flood evolution at Russell Glacier, western Greenland: effects of a bedrock channel cascade with intermediary lakes. *Quaternary Science Reviews* 67, 39–58.
- Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., Perdereau, L., 2005. Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas* 34, 404–416.
- Chylek, P., Box, J.E., Lesins, G., 2004. Global Warming and the Greenland Ice Sheet. *Climate Change* 63, 201–221.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, USA.
- Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie* 7, 205–218.
- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G.D., Johnsen, S.J., Hansen, A.W., Balling, N., 1998. Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science* 282, 268–271.
- D’Andrea, W.J., Huang, Y., Fritz, S.C., Anderson, N.J., 2011. Abrupt Holocene climate change as an important factor for human migration in West Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108, 9765–9769.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a postglacial detrital organic supply (chaillexon lake, france). *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1057–1069.
- Dugmore, A.J., McGovern, T.H., Casely, A.F., Smiarowski, K., 2009. Norse Greenland settlement and limits to adaptation, in: Adger, W.N., Lorenzi, I., O’Brien K.L. (Eds.) *Adaptating to climate change: thresholds, values, Governance*. Cambridge University press, Cambridge.
- Dugmore, A.J., McGovern, T.H., Vésteinsson, O., Arneborg, J., Streeter, R., Keller, C., 2012. Cultural adaptation, compounding vulnerabilities and conjunctures in Norse Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 3658–3663.
- Edvardsson, R., Paulsen, C., Church, M., Simpson, I., Adderly, P., Palsdottir, A., McGovern, T.H., 2007. Archaeological excavations at Qassiarsuk 2005 - 2006. Field and data structure report 03-07, pp 108.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., Desmet, M., 2014. Increase in soil erosion after agricultural intensification: Evidence from a lowland basin in France. *Anthropocene* 7, 30–41.
- Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Petit, C., Vannièr, B., Richard, H., 2010. Pollen and non-pollen palynomorph evidence of medieval farming activities in southwestern Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 427–438.
- Gavin, D.G., Hu, F.S., Lertzman, K., Corbett, P., 2006. Weak climatic control of stand-scale fire history during the late holocene. *Ecology* 87, 1722–1732.
- Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Déferge, F., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Baillif, P., Perdereau, L., Simonneau, A., 2010. Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. *International Journal of Coal Geology* 84, 49–62.
- Guillemot, T., Zocattelli, R., Bichet, V., Jacob, J., Gauthier, É., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard, H., 2015. Evolution of pastoralism in Southern Greenland during the last two millennia reconstructed from bile acids and coprophilous fungal spores in lacustrine sediments. *Organic Geochemistry* 81, 40–44.
- Gulløv, H.C., 1983. Nuup kommuneani qangarnitsanik eqqaassutit inuit-kulturip nunaqarfii. Kalaallit Nunaata katersugaasivia & Nationalmuseet.
- Gulløv, H.C., 2004. Nunarput, vort land-Thule kulturen 1200-1900 e.v.t. pp. 281-341. In: Gulløv, H.C., (ed.): *Grønlands forhistorie*. København Gyldendal.
- Holm, G., 1883. Beskrivelse af ruiner i Julianehaabs distrikt. *Meddelelser om Grønland* 6, 57-145.
- Hurrell, J.W., Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79, 231–244.
- Jensen, J.F., 2009. Stone Age of Qeqertarsuup Tunua (Disko Bugt) : a regional analysis of the Saqqaq and Dorset cultures of Central West Greenland. *Meddelelser om Grønland, Man and Society* 32, 264 pp. Museum Tusulanum Press.
- Jones, G., 1986. *The Norse Atlantic saga*. Oxford University press, New-York.
- Kaplan, M.R., Wolfe, A.P., Miller, G.H., 2002. Holocene Environmental Variability in Southern Greenland Inferred from Lake Sediments. *Quaternary Research* 58, 149–159.
- Kelly, M.A., Lowell, T.V., Hall, B.L., Schaefer, J.M., Finkel, R.C., Goehring, B.M., Alley, R.B., Denton, G.H., 2008. A ¹⁰Be chronology of lateglacial and Holocene mountain glaciation in the Scoresby Sund region, east Greenland: implications for seasonality during lateglacial time. *Quaternary Science Reviews* 27, 2273–2282.
- Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B.H., Kuijpers, A., 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Communications* 2, 178.
- Kuper, R., Kröpelin, S., 2006. Climate-controlled Holocene occupation in the Sahara: motor of Africa’s evolution. *Science* 313, 803–807.
- Kuzmin, Y.V., Keates, S.G., 2005. Dates are not just data: paleolithic settlement patterns in Siberia derived from radiocarbon records. *American Antiquity* 70, 773–789.
- Larsen, N.K., Kjær, K.H., Olsen, J., Funder, S., Kjeldsen, K.K., Nørgaard-Pedersen, N., 2011. Restricted impact of Holocene climate variations on the southern Greenland ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 30, 3171–3180.
- Larsen, D.J., Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Ólafsdóttir, S., 2012. Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: a high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvítárvatn, central Iceland. *Quaternary Science Reviews* 39, 14–25.
- Ledger, P.M., Edwards, K.J., Schofield, J.E., 2013. Shieling activity in the Norse Eastern settlement: palaeoenvironment of the “Mountain Farm”, Vatnahverfi, Greenland. *The Holocene* 23, 810–822.
- Ledger, P.M., Edwards, K.J., Schofield, J.E., 2014. Vatnahverfi: a green and pleasant land? Palaeoecological reconstructions of environmental and land-use change. *Journal of the North Atlantic* 6, 29–46.

- Madsen, C.K., Arneborg, J., Heide, P.B., Smiarowski, K., 2009. Norse coastal farms. Field report in the Southwest Vatnahverfi Peninsula 96 pp. Department of Danish Middle Age and Renaissance, Copenhagen.
- Madsen, C.K., 2014. Pastoral settlement, farming and hierarchy in Norse Vatnahverfi, South Greenland, 440 pp. University of Copenhagen.
- Magny, M., 2013. Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: A comment on Bleicher. *The Holocene* 23, 1202–1212.
- Martin-Puertas, C., Matthes, K., Brauer, A., Muscheler, R., Hansen, F., Petrick, C., Aldahan, A., Possnert, G., van Geel, B., 2012. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience* 5, 397–401.
- Massa, C., Bichet, V., Gauthier, É., Perren, B.B., Mathieu, O., Petit, C., Monna, F., Giraudeau, J., Losno, R., Richard, H., 2012a. A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Reviews* 32, 119–130.
- Massa, C., Perren, B.B., Gauthier, É., Bichet, V., Petit, C., Richard, H., 2012b. A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland. *Journal of Paleolimnology* 48, 241–258.
- Mayer, C., Schuler, T.V., 2005. Breaching of an ice dam at Qorlortossup tasia, South Greenland. *Annals of Glaciology* 42, 297–302.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* 102, 26345–26366.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- MacDonald, D.M., Lamoureux, S.F., 2009. Hydroclimatic and channel snowpack controls over suspended sediment and grain size transport in a High Arctic catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 424–436.
- McKay, N.P., Kaufman, D.S., 2014. An extended Arctic proxy temperature database for the past 2,000 years. *Nature Scientific Data*, 10 pp, DOI:10.1038/sdata.2014.26.
- Meldgaard, M., 2004. Ancient harp seal hunters of Disko Bay. *Meddelelser om Grønland, Man and Society* 30, 129 pp. Museum Tusulanum Press.
- Mernild, S.H., Hahsel, B., 2009. Observed runoff, jökulhlaups and suspended sediment load from the Greenland Ice Sheet at Kangerlussuaq, West Greenland, 2007 and 2008. *Journal of Glaciology* 55, 855–858.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry* 20, 867–900.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255.
- Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Anderson, C., Björnsson, H., Thordarson, T., 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters* 39, L02708.
- Millet, L., Massa, C., Bichet, V., Frossard, V., Belle, S., Gauthier, E., 2014. Anthropogenic versus climatic control in a high-resolution 1500-year chironomid stratigraphy from a Southwestern Greenland lake. *Quaternary Research* 81, 193–202.
- Mølbjerg, T., 1999. New adaptive strategies in the Saqqaq culture of Greenland, c. 1600–1400 BC. *World Archaeology* 30, 452–465.
- Moros, M., Jensen, K.G., Kuijpers, A., 2006. Mid-to late-Holocene hydrological and climatic variability in Disko Bugt, central West Greenland. *The Holocene* 16, 357–367.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenlandic ice core. *Science* 270, 1962–1964.
- Perren, B.B., Massa, C., Gauthier, É., Bichet, V., Petit, C., Richard, H., 2012. A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland. *Journal of Paleolimnology* 48, 241–258.
- Revel, M., Ducassou, E., Grousset, F.E., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat, A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. *Quaternary Science Reviews* 29, 1342–1362.
- Rick, J.W., 1987. Dates as data: an examination of the Peruvian preceramic radiocarbon record. *American Antiquity* 52, 55–73.
- Schofield, E.J., Edwards, K.J., Andy McMullen, J., 2007. Modern pollen–vegetation relationships in subarctic Southern Greenland and the interpretation of fossil pollen data from the Norse landnám. *Journal of Biogeography* 34, 473–488.
- Schofield, J.E., Edwards, K.J., 2011. Grazing impacts and woodland management in Eriksfjord: *Betula*, coprophilous fungi and the Norse settlement of Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 20, 181–197.
- Serreze, M.C., Barry, R.G., 2011. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global Planetary Change* 77, 85–96.
- Sicre, M.-A., Jacob, J., Ezat, U., Rouse, S., Kissel, C., Yiou, P., Eiríksson, J., Knudsen, K.L., Jansen, E., Turon, J.-L., 2008. Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. *Earth Planetary Science Letters* 268, 137–142.
- Sigl, M., McConnell, J.R., Layman, L., Maselli, O., McGwire, K., Pasteris, D., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Vinther, B., Edwards, R., Mulvaney, R., Kipfstuhl, S., 2013. A new bipolar ice core record of volcanism from WAIS Divide and NEEM and implications for climate forcing of the last 2000 years. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 118, 1151–1169.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vannièrè, B., Wirth, S.B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F.S., Desmet, M., Magny, M., 2013. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. *Climate of the Past* 9, 825–840.

- Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Alb ric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013b. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *Journal of Archaeological Sciences* 40, 1636–1645.
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quaternary Science Reviews* 89, 27–43.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Sch ussler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084–1087.
- S orensen, M., 2010. Inuit landscape use and responses to climate change in the Wollaston Forland—Clavering   region. *Journal of Geography* 110, 155–174.
- Steinhilber, F., Beer, J., Fr ohlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36, L19704.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., Stoner, J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23, 283–294.
- Sundqvist, H.S., Kaufman, D.S., McKay, N.P., Balascio, N.L., Briner, J.P., Cwynar, L.C., Sejrup, H.P., Sepp , H., Subetto, D.A., Andrews, J.T., Axford, Y., Bakke, J., Birks, H.J.B., Brooks, S.J., de Vernal, A., Jennings, A.E., Ljungqvist, F.C., R uhland, K.M., Saenger, C., Smol, J.P., Viau, A.E., 2014. Arctic Holocene proxy climate database – new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables. *Climate of the Past* 10, 1605–1631.
- Tjallingii, R., R ohl, U., K olling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, 12 pp.
- Van Geel, B., Buurman, J., Waterbolk, H.T., 1996. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in the Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Sciences* 11, 451–460.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene series/epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on Quaternary stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Sciences* 27, 649–659.
- Winsor, K., Carlson, A.E., Rood, D.H., 2014. ¹⁰Be dating of the Narsarsuaq moraine in southernmost Greenland: evidence for a late-Holocene ice advance exceeding the Little Ice Age maximum. *Quaternary Science Reviews* 98, 135–143.

Les enregistrements sédimentaires des lacs de Qallimiut et de Little Kangerluluup ont mis en évidence des niveaux sédimentaires similaires, se distinguant de la sédimentation de fond de par leur forte granulométrie, SM, densité, teneur en Ti, COT/NT et concentrations en particules amorphes rougeâtres et débris ligno-cellulosiques, témoignant de l'origine terrestre et allochtone de ces niveaux. Sur la séquence du lac Qallimiut, ces lamines montrent en plus un granoclassement normal tandis que celles retrouvées dans la séquence du lac Little Kangerluluup sont caractérisées par un granoclassement inverse surmonté par un normal, typique d'hyperpycnites complètes ou tronquées. Le long de ces deux carottes, 37 évènements de crue, associés à des épisodes de fonte, ont été identifiés et regroupés en courbe de fréquence le long d'une fenêtre mobile de 250 ans. Les plus fortes fréquences sont enregistrées préférentiellement au cours de périodes de minimas solaires, connues sur la fin de l'Holocène comme des épisodes rapides de changements climatiques, globalement plus froids et humides, tels que transition milieu/fin de l'Holocène (ca. 2250 BC), Sub-boréal/Sub-atlantique (ca. 700 BC) et le PAG (de ca. 1300 AD à ca. 1900 AD). Entre ces trois épisodes, un maximum de crues est enregistré au cours du PAG, indiquant qu'il s'agirait de la péjoration climatique la plus intense enregistrée sur les 5000 dernières années au sud du Groenland.

Les évènements de crue enregistrés sur QAL-2011A et LKG-2011A, soulignent des épisodes de péjoration climatique qui ont un impact direct sur les populations locales du sud du Groenland, établies depuis environ 4500 ans. Les populations paléo-eskimos ont notamment changé leur outillage et leur régime alimentaire pour s'adapter à ces différentes phases de transition climatique. Cela n'ayant malheureusement pas toujours suffi pour leur permettre de prospérer. La communauté néo-eskimos des Thulé a, quant à elle, réussi à traverser la péjoration climatique majeure du PAG en adoptant un style de vie plus nomade, ce qui n'a pas été le cas des Vikings, disparaissant de manière synchrone à l'augmentation des fréquences de crue et à la diminution drastique des températures. Une nette influence du climat sur les sociétés groenlandaises est ainsi illustrée à travers une perturbation des systèmes hydrologiques enregistrés à l'échelle de deux bassins versants.

F- Discussion générale



Création de nouvelles parcelles de fourrage par labour mécanique face au fjord d'Erik le Rouge. Cliché T. Guillemot

Afin de mieux comprendre, voire prédire, les réponses environnementales et anthropiques groenlandaises liées au réchauffement climatique actuel, il est nécessaire de caractériser les interactions passées Homme/Milieu/Climat. Dans un premier temps, les grandes périodes anthropiques et leurs impacts sur les écosystèmes ont été caractérisées à l'aide d'une approche moléculaire innovante sur la séquence lacustre d'Igaliku. Puis, pour identifier l'impact du climat sur l'Homme à travers des modifications environnementales, les variations climatiques holocènes ont été définies à partir d'une approche sédimentaire multi-paramètre sur deux autres séquences lacustres, Qallimiut et Little Kangerluluup, dont la sédimentation est principalement contrôlée par les changements hydrologiques donc climatiques.

I. Les interactions Homme/Environnement au Groenland

1. Identification des grandes d'occupations humaines

Les premiers hommes à avoir colonisé le Groenland sont, d'après les données archéologiques, les Saqqaq de la culture paléo-Eskimos vers ca. 2500 BC. Disparus aux alentours de 800 BC, ils sont remplacés par les Greenlandic Dorset, faisant également parti de la culture paléo-Eskimos (Meldgaard, 2004 ; Jensen, 2009). Ces deux peuples de chasseurs, étant très peu nombreux et ayant un mode de vie nomade, n'ont probablement pas, voire très peu, impacté les écosystèmes. Les dernières traces d'occupation des Greenlandic Dorset ont été enregistrées, par les archéologues, aux alentours de 250 BC (Jensen, 2009). Jusqu'à l'arrivée des Vikings en AD 986, le Groenland reste inoccupé. Les agriculteurs vikings sont les premiers à adopter, au sud du Groenland, un mode de vie sédentaire et à développer des pratiques agropastorales. Cinq siècles plus tard, ils seront suivis par les européens, mettant en place des élevages d'ovins. Ces activités, responsables d'importantes mutations environnementales, ont été tracées puis caractérisées à partir d'une approche moléculaire inédite sur la séquence sédimentaire du lac d'Igaliku, situé à seulement 2 km du village d'où il tire son nom. Ancienne capitale épiscopale, ce village fut le centre agricole majeur à la période viking avec un total de 52 structures identifiées (Krogh, 1967 ; Arneborg, 2007). Aujourd'hui encore, Igaliku est un des pôles agropastoraux majeurs groenlandais, abritant une soixantaine d'habitants pour environ mille moutons (Austrheim et al., 2008).

Identifier la présence de l'Homme et de bétail domestique dans des archives lacustres nécessite, dans un premier temps, le choix du site d'étude puis d'un marqueur adapté. Ici, la séquence d'Igaliku s'est avérée être un choix idéal. Localisée dans un contexte archéologique unique, au cœur du centre agricole historique, de nombreuses données sont disponibles sur cette séquence (modèle âge/profondeur, taux d'érosion, assemblages polliniques et de diatomées), soulignant son potentiel exceptionnel pour enregistrer à haute résolution les activités anthropiques passées. La séquence d'Igaliku permet donc de tester des nouvelles approches, comme l'inventaire moléculaire des lipides, traçant avec plus de précision la présence de l'Homme et du bétail dans le bassin versant sur plusieurs millénaires. En effet, la fraction lipidique, retrouvée dans la matière organique du sédiment, contient des biomarqueurs moléculaires fécaux (5 β -stanols et acides biliaires) synthétisés au niveau de l'appareil digestif de tous les mammifères, révélant ainsi la présence de l'Homme et de

bétail à travers l'enregistrement de pollutions d'origine fécale (Bull et al., 2002 ; D'Andrea et al., 2011). Les acides biliaires ayant montré une plus grande spécificité pour distinguer des différentes empreintes fécales et stabilité dans le temps par rapport aux 5 β -stanols, nous nous sommes focalisés tout particulièrement sur ces molécules pour retracer les dynamiques agropastorales au sud du Groenland.

D'habitude réalisé sur des paléosols en contexte archéologique (Bull et al., 2003, 2005) ou sur des sédiments de surface (Elhmmali et al., 2007), un inventaire moléculaire des acides biliaires a ainsi été pour la première fois effectué le long d'une séquence lacustre datée de 2000 ans. Il n'a révélé la présence que d'un seul acide biliaire sur l'ensemble de la séquence, l'acide deoxycholique (DOC), produit en grande majorité par les herbivores domestiques (Bull et al., 2002). Aucune pollution fécale humaine n'a été enregistrée le long de la séquence d'Igaliku, attestant que le bassin versant d'Igaliku était principalement utilisé pour le pâturage des troupeaux. Ainsi, les activités anthropiques autour d'Igaliku ont été uniquement identifiées à travers la pollution fécale d'herbivores domestiques enregistrée dans les sédiments. Deux principaux pics sont observés pendant la période agropastorale viking (de 986 AD à ca. 1450 AD) et actuelle (de 1920 à aujourd'hui), témoignant de la mise en place de troupeaux d'herbivores autour du bassin versant d'Igaliku. Le DOC étant exprimé en flux, donc corrigé des apports détritiques et de matière organiques par érosion, il est possible de relier les tendances du DOC à celles des herbivores présents dans le bassin versant. Ainsi, un maximum de DOC enregistré à ca. 1200 AD et ca. 1980 AD témoignerait d'un maximum d'herbivores pâturant autour du lac d'Igaliku.

La présence unique du DOC dans les sédiments d'Igaliku peut être spécifiquement attribuée une pollution fécale d'ovins. Ainsi, les deux phases agropastorales sont caractérisées localement par une mise en place de cheptels principalement constitués d'ovins. Sur le dernier siècle, cela se confirme aisément puisqu'à partir de 1915, le gouvernement danois offre aux groenlandais l'opportunité de développer des pratiques pastorales exclusivement basées sur des élevages d'ovins (Petersen, 2000 ; Austrheim et al., 2008). Igaliku étant l'un des principaux pôles agropastoraux du Groenland, un grand nombre d'ovins sont donc présents autour d'Igaliku depuis le début les années 1920. En ce qui concerne la prédominance d'ovins dans les troupeaux médiévaux, il s'agit grâce à cette étude d'un résultat établi pour la première fois hors sites archéologiques, à l'échelle d'un bassin versant. En effet, bien que quelques études archéozoologiques aient attesté de la présence de vaches, chevaux, moutons et cochons avec une légère prédominance des ovins par rapport aux bovins qui augmente avec le temps, très peu ont été réalisées autour d'Igaliku (seulement deux; McGovern, 1983 ; Edvardsson et al., 2007; Figure 47) et toujours à l'échelle d'un site archéologique médiéval.

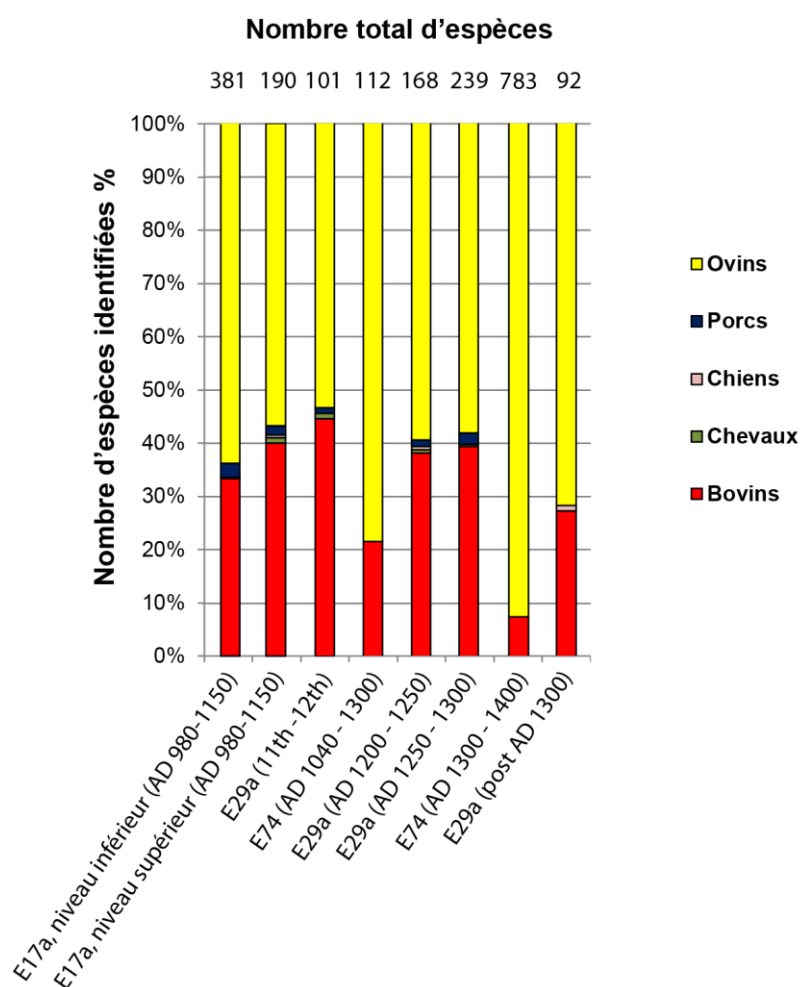


Figure 47 : Inventaires archéozoologiques réalisés sur trois sites vikings de l'établissement oriental E17 (Narsaq), E29 (Qassiarsuk) et E74 (Qorlortor), classés par ordre chronologique d'après [McGovern \(1983\)](#) ; [Edvardsson et al. \(2007\)](#) ; [Madsen et al. \(2015\)](#).

Igaliku, par son statut de capitale épiscopale, est l'une des villes les plus riches du Groenland pendant l'occupation viking ([Arneborg, 2007](#)). Les ovins, moins demandeurs en fourrage et plus adaptés au froid, occupent une place prédominante au sein des cheptels domestiques autour d'Igaliku alors que les conditions climatiques sont les plus favorables et les zones de pâturages, de meilleure qualité. La prédominance des ovins au sein des cheptels domestiques peut s'appliquer à l'ensemble des établissements vikings où les conditions climatiques et environnementales sont nettement moins adaptées pour les pratiques agropastorales. En effet, des études archéozoologiques, réalisées au sein de l'établissement occidental où la surface et qualité des zones de pâturages sont nettement plus faibles et les conditions climatiques nettement plus froides, montrent des cheptels majoritairement constitués d'ovins ([McGovern, 1980](#) ; [Mc Govern et al., 1996](#)). Ainsi, il est donc possible d'émettre l'hypothèse que les ovins constituent l'espèce domestique privilégiée pour les pratiques d'élevage à la période actuelle mais aussi médiévale. Moins demandeurs en fourrage et plus adaptés au froid que les vaches ou les chevaux, ils produisent également du lait et de la laine ce qui peut s'avérer être le choix le plus pertinent pour les agriculteurs vikings et groenlandais.

Les valeurs de DOC, biomarqueurs de la présence de moutons, enregistrent les deux phases agropastorales ayant eu lieu au sud du Groenland sur le dernier millénaire. Cependant, des valeurs de DOC ont été enregistrées avant la colonisation viking et durant le Petit Âge Glaciaire (PAG), en dehors des deux phases agropastorales, témoignant de la présence d'herbivores sauvages dans le bassin versant d'Igaliku. Malheureusement, l'inventaire des marqueurs fécaux n'a été réalisé que sur les animaux domestiques majoritairement présents dans les sites archéologiques européens. Il a donc fallu émettre des hypothèses sur cette nouvelle source de DOC. Au vue des études archéozoologiques réalisées au Groenland avant, pendant et après la colonisation viking, la seule espèce d'herbivores suffisamment présente en nombre pour enregistrer une pollution fécale dans les archives lacustres serait, le renne (*Rangifer tarandus* ; [Edvardsson et al., 2007](#)). Pour confirmer cette hypothèse, il aurait fallu extraire un échantillon frais de déjection de rennes vivant au Groenland pour y inventorier les acides biliaires produits. Malheureusement, cela n'a pas pu être possible car il a aujourd'hui disparu de ces zones et fait actuellement l'objet de programme de réintroduction au nord de l'île ([Jepsen et al. 2002](#)). Un test a tout de même été réalisé sur une déjection de rennes provenant d'un élevage de Franche-Comté. Cependant ce dernier a révélé la présence de DOC et d'acide lithocholique (LC) en proportions comparables à celles retrouvées dans les déjections de chevaux et de vaches (DOC/LC~3). L'absence de LC dans les sédiments d'Igaliku peut être interprétée de différentes manières :

- a) il ne s'agit pas d'une pollution fécale de rennes mais d'une autre espèce d'herbivores présente dans le bassin versant d'Igaliku ;
- b) il s'agit d'une pollution fécale de rennes mais l'inventaire des acides biliaires montrerait un assemblage moléculaire différent selon la sous-espèce de rennes ;
- c) cela ne serait pas la sous-espèce mais la différence de régime alimentaire entre les rennes vivant au Groenland et ceux en Franche-Comté qui aurait un impact sur le type d'acides biliaires produits ;
- d) il y aurait une limite de détection du LC par l'ensemble de la plateforme analytique, ce dernier étant trop faible en concentrations ;
- e) les différents acides biliaires subissent une dégradation différentielle, plus importante pour le LC que pour le DOC. Ces deux dernières interprétations remettent en cause directement l'ensemble de nos résultats mais prouvent qu'il existe de nombreuses perspectives de travail sur ce type de biomarqueurs.

Les biomarqueurs fécaux permettent de tracer et de caractériser précisément la présence de l'Homme ainsi que les différentes espèces d'animaux domestiques, à différentes échelles spatiales et temporelles. Cependant, l'inventaire moléculaire des biomarqueurs fécaux n'a été réalisé qu'à partir de déjections humaines et d'animaux domestiques majoritairement présents dans les sites archéologiques. Il nécessite donc d'être complété. Malheureusement, lorsque d'autres espèces sont prises en compte (comme des herbivores sauvages ici), la spécificité propre aux acides biliaires ne semble pas s'appliquer, soulignant la limite de ces biomarqueurs. La pollution fécale enregistrée à la période médiévale, témoignant de la présence d'ovins et d'herbivores sauvages, empêche toutes tentatives d'estimation future des cheptels d'ovins vikings à l'aide des biomarqueurs fécaux et cela, même si la présence exclusive de cheptels d'ovins sur le dernier siècle autour d'Igaliku est attestée et que leur nombre total régional est disponible depuis les années 1930 (Figure 16 ; Chambre de l'agriculture groenlandaise ; <http://www.nunalerineq.gl/english/landbrug/faare.htm>), rendant possible une calibration sur le récent relativement robuste.

2. Impacts de l'Homme sur les environnements groenlandais

a) À la période médiévale

Au sud du Groenland, les biomarqueurs moléculaires fécaux, et plus particulièrement les acides biliaires, ont permis de cibler et de mieux définir les pratiques agropastorales passées et actuelles. Il a donc été possible d'identifier à haute résolution les réponses écosystémiques associées à ces pratiques : modifications du couvert végétal, déstabilisation des sols, ou encore perturbations de la biomasse lacustre. Pour cela, une étude, combinant des données préalablement acquises comme la palynologie (Gauthier et al., 2010), le taux d'érosion (Massa et al., 2012), les assemblages de diatomées (Perren et al., 2012) et des données moléculaires inédites, ciblant des biomarqueurs de végétation, d'érosion des sols et de changements d'état trophique des eaux du lac, a été réalisée sur la séquence lacustre du lac d'Igaliku.

Au cours de la période médiévale, le ratio $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ n -alcanes ainsi que les acétates de triterpényles couplés aux données palynologiques (Gauthier et al., 2010) ont mis en évidence une nette réduction du couvert arbustif. Seules les données sédimentaires ont révélé une légère augmentation du taux d'érosion des sols autour d'Igaliku (Massa et al., 2012), cette dernière n'étant pas suffisamment intense pour être enregistrée par les triméthyl-tetrahydrochrysènes (TTHCs). À l'échelle d'autres bassins versants comme celui de Qallimiut et de Little Kangerluluup, un maximum d'occurrence de crues est enregistré à cette période, témoin non pas d'une période climatique particulièrement plus humide, mais d'une remobilisation de sols plus importante, suite à la mise en place de pratiques agropastorales dans ces bassins versants. De plus, certains de ces niveaux de crues ont une épaisseur légèrement plus importante que celles qui ont pu être enregistrées sur les 5000 dernières années au cours d'épisodes climatiques plus humides, attestant d'une déstabilisation des sols plus forte à cette période. À l'échelle de plusieurs bassins versants, une légère augmentation de l'érosion, associée aux pratiques agropastorales vikings, a donc été identifiée. Aucune érosion drastique n'a cependant été enregistrée, allant à l'encontre des hypothèses établies par Dugmore et al. (2005) et Mainland (2006) qui attestaient d'une déstabilisation majeure des sols liée aux pratiques agropastorales vikings, précipitant l'abandon de la colonie groenlandaise.

L'absence de pratiques agropastorales au cours du PAG a permis d'observer sur environ cinq siècles la réponse des écosystèmes sur le long terme suite à une première phase agropastorale. En ne considérant pas les espèces végétales introduites par les Vikings et qui sont aujourd'hui toujours présentes dans les paysages groenlandais, comme l'oseille (Schofield et al., 2013), un retour rapide vers des conditions anté-colonisations est observé (dès ca. 1450 AD), concernant le couvert arbustif et le taux d'érosion. Par contre, les flux de DOC anté-colonisation viking sont divisés par deux par rapport aux valeurs post-colonisation, attestant d'une réduction majeure des herbivores sauvages présents autour d'Igaliku. Cependant, il n'est actuellement pas possible de savoir s'il s'agit d'un impact lié aux activités anthropiques médiévales ou à une perturbation d'ordre climatique. En effet, si la réduction d'herbivores sauvages est le résultat d'une cause anthropique (liée à la chasse notamment), elle peut être masquée par la production fécale des ovins introduits en grand nombre autour du lac et produisant le même acide biliaire. Au contraire, si la réduction des herbivores sauvages est plutôt liée à une perturbation climatique comme l'entrée dans le PAG, générant une difficulté d'accès aux ressources alimentaires, ces herbivores ont potentiellement migré et/ou ont progressivement disparus de manière synchrone aux cheptels domestiques, empêchant toute distinction entre les signaux domestiques et sauvages.

b) À la période actuelle

Sur le dernier siècle, les pratiques agropastorales mécanisées au sud du Groenland comme le labour, ont engendré des impacts beaucoup plus nombreux et intenses sur les écosystèmes. Autour du lac d'Igaliku, une érosion drastique des sols a notamment été mise en évidence par une augmentation majeure des flux de Ti et de TTHCs, suite à la création de parcelles de fourrage par labour mécanisé dans les années 1980 (Massa et al., 2012). Limiter l'érosion des sols déjà peu épais et fertiles est aujourd'hui un challenge majeur pour le développement du système agricole groenlandais. Pour assurer un rendement suffisant des parcelles, cette érosion doit être contrôlée et surtout limitée. Ainsi, un simple griffage en surface remplace les labours annuels communément appliqués en Europe.

À l'échelle des bassins versants de Qallimiut et Little Kangerluluup, quelques niveaux de crues ont été identifiés dans les séquences sédimentaires entre les années 1920 et 1930. Ces événements à forte épaisseur ne peuvent pas s'expliquer ici par une remobilisation plus importante des sols liée à des pratiques agropastorales. En effet, à Little Kangerluluup, aucune occupation récente n'est recensée et à Qallimiut, la création des cultures par labours mécanisés, engendrant une forte déstabilisation des sols, se sont mises en place plus tard, autour des années 1980 comme à Igaliku, en réponse à la nouvelle réforme agricole de 1982 (Austrheim et al., 2008). Ces événements de crues sont donc liés à des épisodes climatiques plus humides, remobilisant par érosion les sols des bassins versants.

L'augmentation majeure du taux d'érosion des sols n'est pas le seul impact récent observé. Une réduction du couvert arbustif est également enregistrée autour d'Igaliku par une diminution des pollens d'arbres et arbustes, associée à une réduction du ratio $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ n -alcanes et à une augmentation des acétates de triterpényles, biomarqueurs d'ouverture du milieu. De plus, une augmentation des chaînes courtes d' n -alcanes, produites par des micro-organismes aquatiques, associée à une concentration croissante en diatomées mésotrophes ont révélé un changement d'état trophique des eaux du lac, potentiellement lié à une utilisation trop intensive de fertilisants azotés pour assurer le rendement des parcelles de fourrage (Perren et al., 2012). Pas entièrement assimilés par les sols, l'azote est transporté sous forme soluble jusqu'au lac puis utilisé par la biomasse lacustre comme nutriment. Comme il s'agit d'un nutriment naturellement limitant dans les lacs subarctiques (Olsen et al., 2013), le moindre apport d'azote booste la productivité de ces micro-organismes entraînant des répercussions sur l'écologie générale du lac à travers l'altération des potentiels biogéniques et la fonctionnalité des réseaux trophiques (Belle et al., in prep).

II. Les interactions Climat/Homme au Groenland

Les deux phases agropastorales du sud du Groenland ont eu lieu exclusivement au cours de périodes de réchauffement climatique recensées à l'échelle globale : l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le réchauffement actuel, attestant d'un lien majeur entre les variations climatiques et les pratiques agropastorales du Groenland. Même en contexte de réchauffement climatique, le sud du Groenland reste une région proche des limites physiques et climatiques des systèmes agraires européens (Dugmore et al., 2005). En effet, les températures sont positives en moyenne six mois par an, des gelées peuvent avoir lieu au cours de l'été (Cappelen et al., 2001 ; Cappelen, 2014), la saison végétative ne dure que de mai à août, les vents catabatiques provenant de l'inlandsis peuvent provoquer d'importantes sécheresses et les sols acides et drainants limitent les rendements agricoles (Golding et al., 2011). Le moindre épisode climatique plus froid peut donc avoir des conséquences dramatiques sur les pratiques agropastorales dans un système agricole déjà fragile. Cela s'est d'ailleurs illustré au cours de trois hivers particulièrement froids en 1966-67, 1971/72 et 1976/77 où plus de 60 % des cheptels d'ovins ont péri (Figure 16 ; Chambre de l'agriculture groenlandaise ; <http://www.nunalerineq.gl/english/landbrug/faare.htm>). Suite à ces trois vagues de froids successives, une nouvelle réforme agricole a été mise en place dès 1982, obligeant les agriculteurs à rentrer les cheptels durant les six mois de l'hiver groenlandais et donc à produire pour fourrage pour ce long hivernage (Austrheim et al., 2008).

Au Groenland, ce lien étroit entre les variations climatiques et l'occupation humaine au Groenland s'illustre dès l'arrivée des Hommes, il y a environ 5000 ans. En effet, les premiers Hommes colonisant cette île, les Saqqaq, traversent des épisodes climatiques chauds et froids en adaptant leur équipement, outils et régime alimentaire. Le refroidissement brutal de la transition Sub-boréal/Sub-atlantique a cependant été trop intense et rapide pour leur permettre de perdurer (D'Andrea et al., 2011). Ils ont dès lors été remplacés par les Greenlandic Dorset, des chasseurs sur glace plus adaptés aux climats froids mais pas aux épisodes plus chauds comme l'Optimum Climatique Romain, ayant provoqué leur migration. De même, le PAG, qui s'avère être la péjoration climatique la plus importante des cinq derniers millénaires enregistrée au sud du Groenland au vu de la chute

drastique des températures (McKay et Kaufman, 2014 ; Millet et al., 2014), des avancées glaciaires majeures (Larsen et al., 2011 ; Winsor et al., 2014) et du maximum de fréquences de crues identifiées sur les séquences de Qallimiut et de Little Kangerluluup, serait en partie responsable de l'abandon viking (D'Andrea et al., 2011 ; Massa et al., 2012 ; Antunes et al., 2014). A partir de ca. 1200 AD, lorsque les températures commencent à baisser, une diminution des flux de DOC atteste d'une réduction progressive du cheptel d'ovins et donc des pratiques agropastorales en général (Figure 48). Les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ réalisées sur une soixantaine d'ossements vikings, présents dans différents sites de l'établissement oriental, indiquent qu'à la même période, les Vikings abandonnent progressivement les ressources alimentaires d'origine domestique pour se tourner vers une alimentation d'origine marine (Arneborg et al., 1999, 2012a et b ; Figure 48), soulignant une tentative d'adaptation des Vikings face à ce refroidissement. Malheureusement, ce changement de régime alimentaire n'a pas suffi pour leur permettre de perdurer sur place. Leur manque d'équipement pour se nourrir ainsi que leur mode de vie sédentaire couplés à des problèmes socio-économiques de plus en plus importants, ne leur ont pas permis de traverser cette péjoration climatique. Seule la communauté néo-eskimos des Thulé, équipée pour la chasse sur glace de mer et ayant adoptée un mode de vie nomade pour suivre les troupeaux sauvages, ont réussi à traverser à perdurer au Groenland.

Les grands épisodes climatiques, en impactant les écosystèmes et donc les accès aux différents types de ressources, ont directement influencé l'occupation humaine dès la première colonisation groenlandaise connue, il y a 5000 ans. Plus particulièrement, ces variations climatiques ont permis la mise en place de deux grandes phases agropastorales, impactant à leur tour les écosystèmes. Elles ont aussi été responsables de l'abandon de la plupart de ces civilisations, d'où l'intérêt actuel de l'étude de ces interactions passées pour mieux prédire les réponses anthropiques et environnementales associées au changement global actuel.

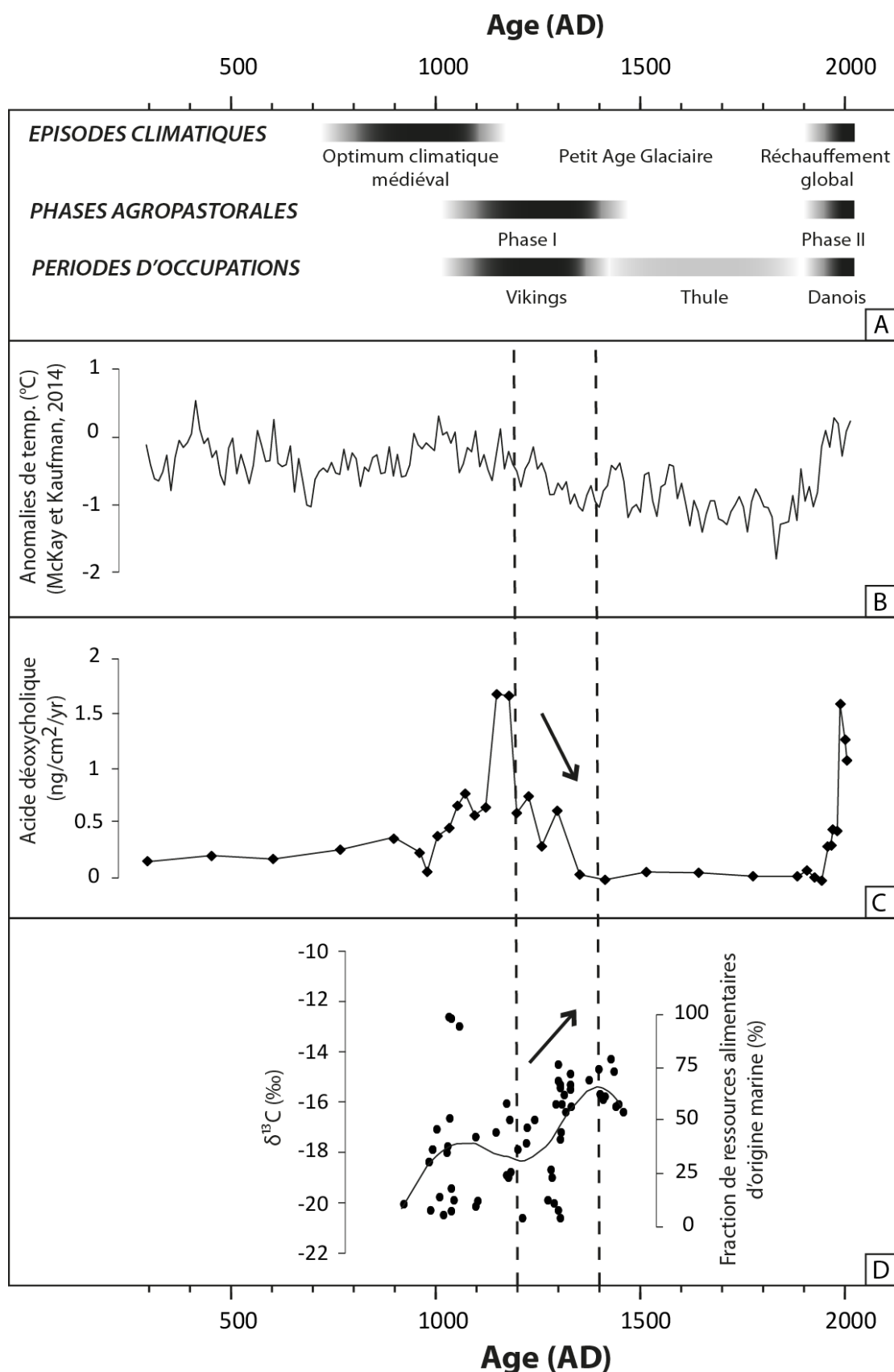


Figure 48 : Illustration de l'abandon progressif des pratiques agropastorales vikings au profit des pratiques de chasse et de pêche. A- Contextes. B- Courbe de paléotempératures d'après McKay et Kaufman, 2014. C- Flux du DOC. D- Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées sur des ossements humains vikings et corrélées à une fraction de ressources alimentaires d'origine marine d'après Arneborg et al. (1999 ; 2012a et b).

G- Conclusion et perspectives



Vue d'une langue glaciaire à proximité de Narsarsuaq. Cliché V. Bichet

Cette thèse intitulée s'inscrit au sein de l'ANR Green Greenland, dans la continuité de la thèse de Charly Massa (soutenue en 2012) et des articles associés, afin de mieux définir les interactions Homme/Climat/Environnement au sud du Groenland. Pour cela, une reconstruction des dynamiques agropastorales passées ainsi que des variations climatiques holocènes a été réalisée sur un total de trois séquences lacustres.

Pour répondre à ces objectifs, ce travail s'est articulé en deux parties principales, se distinguant par leur problématique et l'approche méthodologique utilisée. La première partie, la plus innovante de la thèse, teste le potentiel de nouveaux marqueurs paléoenvironnementaux (les biomarqueurs moléculaires) pour tracer les pratiques agropastorales passées et leurs impacts à long terme sur les écosystèmes. Les biomarqueurs fécaux, et plus particulièrement les acides biliaries, sont des biomarqueurs paléo-environnementaux idéaux pour attester de la présence de l'Homme et de bétail de manière univoque à travers l'enregistrement de pollutions fécales. Les acides biliaries, ayant montré une grande préservation dans les sols et sédiments ainsi qu'une bonne spécificité pour distinguer les différentes espèces d'animaux domestiques communément présents dans les sites archéologiques européens, ont été inventoriés sur la séquence sédimentaire d'Igaliku. Cet inventaire a notamment révélé la présence de l'acide deoxycholique (DOC) qui, trouvé seul, peut être attribué à une pollution fécale d'ovins. Des maximas de DOC sont enregistrés pendant les deux phases agropastorales recensées au sud du Groenland (la période médiévale de 986 AD à ca. 1450 AD et la période récente à partir des années 1920) attestant de la mise en place de cheptels majoritairement constitués d'ovins autour d'Igaliku. Sur les dernières décennies, cela se confirme aisément mais pour la période médiévale, il s'agit d'un résultat inédit à l'échelle du bassin versant du lac d'Igaliku. Si, à proximité du village d'Igaliku, ancienne capitale épiscopale du Groenland, présentant le climat le plus favorable et de nombreuses terres de qualités pour les pratiques agropastorales, les cheptels sont dominés par des ovins, plus résistants au froid et moins demandeurs en fourrage, il est difficile d'imaginer qu'il en ait pu être autrement au niveau des autres colonies groenlandaises où les conditions climatiques et les terres sont moins favorables à ce type de pratiques. Pour confirmer ce résultat à une échelle régionale, Little Kangerluluup semble être un site adéquat au vue du nombre important de sites médiévaux présents dans son bassin versant. De manière surprenante, le DOC est également enregistré en dehors des phases agropastorales (avant la colonisation viking et au cours du PAG), soulignant la présence d'herbivores sauvages pâturant autour du lac d'Igaliku, dont l'origine reste encore à déterminer. Pour cela, un inventaire moléculaire des marqueurs fécaux des différentes espèces d'herbivores sauvages présents au sud du Groenland devra être réalisé. Des analyses sur l'ADN environnemental contenu dans les sédiments pourraient également être utiles, permettant d'identifier avec plus de précision les espèces de mammifères présentes autour d'Igaliku. Des tests en collaboration avec l'INRA de Thonon-les-Bains ont d'ailleurs été réalisés sur une carotte d'Igaliku extraite en 2013. Pour l'instant, l'importante dégradation du signal ADN n'a malheureusement pas permis d'identifier le moindre signal de mammifères, même domestiques. Utiliser plus de sédiments sur une carotte plus récente pourrait être la solution pour assurer l'obtention d'un signal ADN. Ces analyses ADN permettraient également de différencier le signal des ovins des herbivores sauvages dans la perspective d'une future calibration sur l'actuel et estimation quantitative des cheptels vikings.

L'inventaire moléculaire des marqueurs fécaux ayant permis de mieux définir et cibler les pratiques agropastorales passées, il a été possible de caractériser sur le long terme les réponses écosystémiques des activités agropastorales autour d'Igaliku à partir d'une analyse combinant les résultats sédimentaires, palynologiques et biologiques préalablement publiés avec des données moléculaires obtenues au cours de cette thèse. Une diminution de la couverture arbustive associée à une légère augmentation du taux de sédimentation ont été tout particulièrement identifiées au cours de la période médiévale. Puisque les Vikings disparaissent du sud du Groenland au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG) et qu'aucune activité agropastorale n'est attestée jusqu'au début des années 1920, il est possible d'observer sur le long terme les impacts qu'ont pu avoir les pratiques agropastorales sur les écosystèmes. Une résilience partielle du milieu, concernant la proportion arbres/arbustes par rapport aux herbacées et le taux d'érosion, est observée dès le départ des Vikings en ca. 1450 AD. Par ailleurs, de nouvelles espèces de plantes introduites par les Vikings comme l'oseille, se sont implantées définitivement dans les paysages, les impactant, dans un sens, de manière irréversible. De plus, les flux de DOC post-colonisation montrent des valeurs divisées par deux par rapport à celles anté-colonisation, indiquant une diminution de la faune sauvage présente autour d'Igaliku. Cependant, l'implication des Vikings dans cette diminution ne peut pas être actuellement prouvée. Il se peut que la péjoration climatique du PAG soit également à l'origine de cette réduction. Sur le dernier siècle, les impacts des activités agropastorales sur les écosystèmes du sud du Groenland sont beaucoup plus nombreux, plus intenses et donc potentiellement plus durables au vue des pratiques agricoles techniquement plus évoluées. La création par labour mécanisé de parcelles de fourrage a notamment généré une diminution du couvert arbustif et une érosion drastique des sols. De plus, pour augmenter le rendement de ces parcelles, les agriculteurs ont utilisé d'importantes quantités de fertilisants azotés, drainés sous forme soluble dans les eaux du lac et provoquant de réelles altérations de la fonctionnalité des réseaux trophiques lacustres.

La séquence d'Igaliku enregistre les deux seules phases agropastorales au cours de périodes climatiques plus chaudes (l'OCM et le réchauffement climatique actuel), séparées par la péjoration climatique du PAG. Cela souligne donc une certaine influence du climat sur le développement des activités agropastorales au sud-ouest du Groenland. La deuxième grande partie de cette thèse avait pour but de préciser les relations Homme/Climat en régionalisant ce constat à partir d'une étude sédimentaire multi-paramètre sur deux autres sites (Qallimiut et de Little Kangerluluup) situés dans l'établissement oriental, à quelques dizaines de kilomètres d'Igaliku. Comme à Igaliku, les bassins versants de Qallimiut et de Little Kangerluluup sont occupés pendant la période médiévale. Par contre, bien que quelques sites vikings soient présents au sein des bassins versants de Qallimiut et de Little Kangerluluup, il n'existe pas à proximité une zone aussi attractive que pouvait l'être le village d'Igaliku à l'époque médiévale, soulignant un impact anthropique sûrement plus modéré sur la sédimentation de ces deux lacs. Ils sont par ailleurs alimentés par d'importants tributaires, les rendant plus adaptés qu'Igaliku pour enregistrer des changements de régimes hydrologiques donc climatiques. En effet, sur les 4000 dernières années, les séquences de Qallimiut et de Little Kangerluluup ont une sédimentation majoritairement contrôlée par des perturbations hydrologiques régionales en enregistrant des épisodes de crues synchrones à des épisodes de minimas solaires et de refroidissements globaux comme la transition milieu/fin de l'Holocène (ca. 2250 BC), Sub-boréal/Sub-atlantique (ca. 700 BC) et le PAG (entre ca. 1300 AD et 1900 AD). La sédimentation des

lacs de Qallimiut et de Little Kangerluluup sont donc principalement influencées par des variations climatiques globales permettant d'expérimenter de nouveaux marqueurs climatiques tels que les GDGTs (glycerol dialkyl glycerol tetra-ethers), lipides présents dans la fraction polaire, enregistrant les paléo-températures à une échelle locale. Des tests ont ainsi été réalisés sur ces biomarqueurs moléculaires en collaboration avec le centre de recherche climatique (Climate System Research Center) à l'Université du Massachussets et montrent des premiers résultats très encourageants. En considérant l'ensemble des trois épisodes de refroidissement inventoriés sur les séquences de Qallimiut et de Little Kangerluluup, un maximum de crues a été identifié au cours du PAG, soulignant qu'il s'agit potentiellement de la période la plus froide et humide enregistrée au sud du Groenland sur la seconde moitié de l'Holocène. Cet épisode a tout particulièrement impacté la civilisation viking qui, malgré des tentatives de changements de régimes alimentaires, a finalement abandonnée ce territoire. En effet, l'inventaire des dates radiocarbone réalisées sur sites archéologiques vikings montre la chute la plus importante vers ca. 1450 AD, de manière synchrone au PAG, témoignant du retour des Vikings vers les colonies européennes autour de cette date. L'influence du climat sur les civilisations humaines groenlandaises ne s'est pas pour autant limitée à la période viking, bien que cela soit l'exemple le plus abordé dans la littérature. En effet, la communauté Saqqaq présente de ca. 4500 BC à ca. 800 BC montre des changements d'outils et de régimes alimentaires en fonction des différentes périodes climatiques traversées. Cela n'a cependant pas été suffisant pour traverser la fin de la transition Sub-boréal/Sub-atlantique, trop brutale et intense, pour que cette communauté réussisse à s'adapter à ces nouvelles conditions. Les Dorsets, présents à partir cet épisode, se sont adaptés à ces conditions particulièrement froides. Ils n'ont cependant pas montré le moindre signe d'adaptation à la période plus chaude de l'Optimum Climatique Romain, disparaissant du Groenland vers 250 BC. Le lien Homme/Climat est donc particulièrement fort au sud du Groenland et cela, depuis l'arrivée des premiers hommes il y a 5000 ans. Cela s'explique par le fait que les variations climatiques ont d'importantes amplitudes au niveau des zones polaires et qu'elles régissent l'équilibre fragile des écosystèmes dont la disponibilité des ressources alimentaires, devenant rares et difficiles d'accès en période froide. La deuxième partie de cette thèse apporte donc une amélioration de la résolution spatiale et temporelle des changements climatiques holocènes au sud-ouest du Groenland à partir d'une étude des séquences de Qallimiut et de Little Kangerluluup.

Deux approches rétrospectives distinctes ont été réalisées sur des archives lacustres, enregistrant à haute résolution les mutations environnementales d'origine anthropique et/ou climatique sur plusieurs milliers d'années, afin de mieux caractériser les interactions passées Homme/Climat/Environnement au sud du Groenland. En effet, comprendre les facteurs responsables de la variabilité climatique à grande échelle pour replacer le réchauffement actuel dans son histoire climatique et observer les réponses environnementales et anthropiques à ces changements est un des enjeux scientifiques majeurs, concernant tout particulièrement le Groenland, actuellement en pleine essor économique et extrêmement sensible aux moindres changements d'ordre climatique et anthropique.

H- Références



Cairns face au fjord charriant de nombreux icebergs. Cliché: T. Guillemot

A

- Abbott, P.M., Davies, S.M., 2012. Volcanism and the Greenland ice-cores: the tephra record. *Earth-Science Reviews* 115, 173–191.
- Adderley, W.P., Simpson, I.A., Vésteinsson, O., 2008. Local-scale adaptations: a modeled assessment of soil, landscape, microclimatic, and management factors in Norse home-field productivities. *Geoarchaeology* 23, 500–527.
- Aebly, F.A., Hu, Q., Fritz, S.C., 2008. Alternative indices for the warm-season NAO and precipitation variability in West Greenland. *Journal of Climate* 21, 532–541.
- Ageta, H., Shiojima, K., Masuda, K., Lin, T., 1981. Composite constituents: four new triterpenoids, neolupenol, tarolupenol and their acetates isolated from roots of a Japanese dandelion, *taraxacum japonicum*. *Tetrahedron Letters* 22, 2289–2290.
- Albrehtsen, S.E., Keller, C., 1986. The use of the saeter in medieval Norse farming in Greenland. *Arctic Anthropology* 23, 91–107.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483–486.
- Andersen, K.K., Ditlevsen, P.D., Rasmussen, S.O., Clausen, H.B., Vinther, B.M., Johnsen, S.J., Steffensen, J.P., 2006. Retrieving a common accumulation record from Greenland ice cores for the past 1800 years. *Journal of Geophysical Research* 111, D15106.
- Andrea, W.J. D', Huang, Y., Fritz, S.C., Anderson, N.J., 2011. Abrupt Holocene climate change as an important factor for human migration in west Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108, 9765–9769.
- Andreasen, C., 2003. Palaeoeskimo dwellings in Greenland: a survey, in: *etudes Inuit*. Presented at the Palaeoeskimo architecture: state of knowledge. *Etudes/Inuit/Studies* 27, 283–306.
- Andresen, C.S., Björck, S., Bennike, O., Bond, G., 2004. Holocene climate changes in southern Greenland: evidence from lake sediments. *Journal of Quaternary Science* 19, 783–795.
- Andresen, C., Björck, S., Rundgren, M., Conley, D., Jessen, C., 2006. Rapid Holocene climate changes in the North Atlantic: evidence from lake sediments from the Faroe Islands. *Boreas* 35, 23–34.
- Anjou, R.M. D', Bradley, R.S., Balascio, N.L., Finkelstein, D.B., 2012. Climate impacts on human settlement and agricultural activities in northern Norway revealed through sediment biogeochemistry. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 20332–20337.
- Antunes, N., Banks, W., D'Errico, F., 2014. Evaluating Viking eco-cultural niche variability between the Medieval Climate Optimum and the Little Ice Age: a feasibility study, Evaluating Viking eco-cultural niche variability between the Medieval Climate Optimum and the Little Ice Age: a feasibility study. Presented at the *Debating Spatial Archaeology*, pp. 113–130.
- Anwer, M.S., Mohtasheem, M., Azhar, I., Ahmed, S.W., Bano, H., 2008. Chemical constituents from *Melilotus officinalis*. *Journal of Basic and Applied Sciences* 4, 89–94.
- Appenzeller, C., Stocker, T.F., Anklin, M., 1998. North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science* 282, 446–449.
- Appleby, P.G., Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.
- Appleby, P.G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments, developments in paleoenvironmental research*, pp. 171–203. Springer, Netherlands.
- Arge, S.V., Sveinbjarnardóttir, G., Edwards, K.J., Buckland, P.C., 2005. Viking and medieval settlement in the Faroes: people, place and environment. *Human Ecology* 33, 597–620.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribouillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribouillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, 420–428.

- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguët-Covex, C., Poulenard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81–92.
- Arneborg, J., Heinemeier, J., Lynnerup, N., Nielsen, H.L., Rud, N., Sveinbjörnsdóttir, A.E., 1999. Change of diet of the Greenland Vikings determined from stable carbon isotope analysis and ^{14}C dating of their bones. *Radiocarbon* 41, 157–168.
- Arneborg, J., 2007. *Saga Trails*. Brattahlíð, Gardar, Hvalsey fjord's church and heljolfnesnes: four chieftain's framsteads in the North settlements of Greenland. A visitor's guidebook, 94 pp. The National Museum of Denmark, Copenhagen.
- Arneborg, J., Lynnerup, N., Heinemeier, J., 2012a. Human diet and subsistence patterns in Norse Greenland AD C.980—AD c. 1450: Archaeological interpretations. *Journal of the North Atlantic* 3, 119–133.
- Arneborg, J., Lynnerup, N., Heinemeier, J., Møhl, J., Rud, N., Sveinbjörnsdóttir, Á.E., 2012b. Norse Greenland dietary economy ca. AD 980-ca. AD 1450: Introduction. *Journal of the North Atlantic* 3, 1–39.
- Arrhenius, P.S., 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine Series* 5, 41, 237–276.
- Austrheim, G., Asheim, L.-J., Bjarnason, G., Feilberg, J., Fosaa, A.M., Holand, O., Hoegh, K., Jonsdóttir, I.S., Magnusson, B., Mortensen, L.E., Mysterud, A., Olsen, E., Skonhoft, A., Steinheim, G., Thorhallsdóttir, A.G., 2008. Sheep grazing in the North Atlantic region. A long term perspective on management, resource economy and ecology, 3, 86 pp. Norges teknisknaturvitenskapelige universitet.

B

- Baker, A.G., Bhagwat, S.A., Willis, K.J., 2013. Do dung fungal spores make a good proxy for past distribution of large herbivores? *Quaternary Science Reviews* 62, 21–31.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B* 52, 985–992.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.M. 1999. Forcing of the cold event of 8.200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 22, 344–348.
- Barlow, L.K., Sadler, J.P., Ogilvie, A.E.J., Buckland, P.C., Amorosi, T., Ingimundarson, J.H., Skidmore, P., Dugmore, A.J., McGovern, T.H., 1997. Interdisciplinary investigations of the end of the Norse Western settlement in Greenland. *The Holocene* 7, 489–499.
- Bethell, P.H., Goad, L.J., Evershed, R.P., Ottaway, J., 1994. The study of molecular markers of Human activity: the use of coprostanol in the soil as an indicator of Human faecal material. *Journal of Archaeological Science* 21, 619–632.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317.
- Bhatt, U.S., Walker, D.A., Reynolds, M.K., Comiso, J.C., Epstein, H.E., Jia, G., Gens, R., Pinzon, J.E., Tucker, C.J., Tweedie, C.E., Webber, P.J., 2010. Circumpolar Arctic tundra vegetation change is linked to sea ice decline. *Earth Interactions* 14, 1–20.
- Bianchi, G.G., McCave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515–517.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingólfsson, Ó., Funder, S., 1997. The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science* 12, 455–465.
- Björck, S., Muscheler, R., Kromer, B., Andresen, C.S., Heinemeier, J., Johnsen, S.J., Conley, D., Koç, N., Spurk, M., Veski, S., 2001. High-resolution analyses of an early Holocene climate event may imply decreased solar forcing as an important climate trigger. *Geology* 29, 1107–1110.

- Björck, S., Wohlfarth, B., 2002. ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, pp. 205–245.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518.
- Bohlmann, F., Moller, L., King, R.M., Robinson, H., 1981. A guaianolide and other constituents from *Lychnophora* species. *Phytochemistry* 20, 1149–1151.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.
- Bourbonnière, R.A., Meyers, P.A., 1996. Sedimentary geolipid records of historical changes in the watersheds and productivities of Lakes Ontario and Erie. *Limnology and Oceanography* 41, 352–359.
- Boyer, R., 2008. *Les Vikings: histoire, mythes, dictionnaire*. R. Laffont.
- Bradley, R.S., 1990. Holocene paleoclimatology of the Queen Elizabeth Islands, Canadian high Arctic. *Quaternary Science Reviews* 9, 365–384.
- Briner, J.P., Davis, P.T., Miller, G.H., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glaciation of Baffin Island, Arctic Canada: key patterns and chronologies. *Quaternary Science Reviews* 28, 2075–2087.
- Briner, J.P., Young, N.E., Thomas, E.K., Stewart, H.A.M., Losee, S., Truex, S., 2011. Varve and radiocarbon dating support the rapid advance of Jakobshavn Isbræ during the Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews* 30, 2476–2486.
- Buckland, P.C., Edwards, K.J., Panagiotakopulu, E., Schofield, J.E., 2009. Palaeoecological and historical evidence for manuring and irrigation at Garðar (Igaliku), Norse Eastern Settlement, Greenland. *The Holocene* 19, 105–116.
- Bull, I.D., Simpson, I.A., Van Bergen, P.F., Evershed, R.P., 1999. Muck’n’molecules : organic geochemical methods for detecting ancient manuring. *Antiquity* 73, 86–96.
- Bull, I.D., Betancourt, P.P., Evershed, R.P., 2001. An organic geochemical investigation of the practice of manuring at a Minoan site on Pseira Island, Crete. *Geoarchaeology* 16, 223–242.
- Bull, I.D., Lockheart, M.J., Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 2002. The origin of faeces by means of biomarker detection. *Environment International* 27, 647–654.
- Bull, I.D., Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 2003. The application of steroidal biomarkers to track the abandonment of a Roman wastewater course at the Agora (Athens, Greece)*. *Archaeometry* 45, 149–161.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, F., Heussner, K.-U., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., 2011. 2500 years of European climate variability and Human susceptibility. *Science* 331, 578–582.

C

- Cambray, R.S., Playford, K., Lewis, G.N.J., Carpenter, R.C., 1989. Radioactive fallout in air and rain : results to the end of 1987, No. A.E.R.E.-R13226DOE/RW/89/059, 23 pp. Environmental and Medical Sciences Division, Harwell, UK.
- Campy, M., Macaire, J.-J., Miramont, C., 2013. *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, 441 pp. Dunod.
- Cappelen, J., 2014. *Weather observations from Greenland 1958-2013. Observations data with description* Technical report, No. 14-08, 24 pp. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.
- Cappelen, J., Jorgensen, B.V., Laursen, E.V., Stannius, L.S., Thomsen, R.S., 2001. The observed climate of Greenland with climatological standard normals, 1961-90, No. 00-18, 152 pp. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.

- Carrivick, J.L., Turner, A.G.D., Russell, A.J., Ingeman-Nielsen, T., Yde, J.C., 2013. Outburst flood evolution at Russell Glacier, western Greenland: effects of a bedrock channel cascade with intermediary lakes. *Quaternary Science Reviews* 67, 39–58.
- Chang, T.-N., Huang, G.-J., Ho, Y.-L., Huang, S.-S., Chang, H.-Y., Chang, Y.-S., 2009. Antioxidant and Antiproliferative Activities of *Crossostephium chinensis* (L.) Makino. *American Journal of Chinese Medicine* 37, 797–814.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J.-F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 11, 86–92.
- Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., Perdereau, L., 2005. Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas* 34, 404–416.
- Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 586–600.
- Chylek, P., Box, J.E., Lesins, G., 2004. Global Warming and the Greenland Ice Sheet. *Climate Change* 63, 201–221.
- Chylek, P., Folland, C.K., Lesins, G., Dubey, M.K., Wang, M., 2009. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* 36, L14801.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weaver, A.J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415, 863–869.
- Clemmensen, L.B., 1988. Aeolian morphology preserved by lava cover, the Precambrian Mussartût member, Eriksfjord formation, South Greenland. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 37, 105–116.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, USA.
- Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie* 7, 205–218.
- Commisso, R.G., Nelson, D.E., 2010. Stable nitrogen isotopic examination of Norse sites in the Western settlement of Greenland. *Journal of Archaeological Science* 37, 1233–1240.
- Cook, E.R., Arrigo, R.D., Mann, M.E., 2002. A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since A.D. 1400*. *Journal of Climate* 15, 1754–1764.
- Cranwell, P.A., Eglinton, G., Robinson, N., 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments—II. *Organic Geochemistry* 11, 513–527.
- Crutzen, P.J., 2002. Geology of mankind. *Nature* 415, 23–23.
- Cugny, C., Mazier, F., Galop, D., 2010. Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 391–408.

D

- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G.D., Johnsen, S.J., Hansen, A.W., Balling, N., 1998. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science* 282, 268–271.
- Danby, R.K., Hik, D.S., 2007. Variability, contingency and rapid change in recent subarctic alpine tree line dynamics. *Journal of Ecology* 95, 352–363.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Reeh, N., Gundestrup, N., Clausen, H.B., Hammer, C.U., 1975. Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature* 255, 24–28.
- Davis, O.K., Shafer, D.S., 2006. *Sporormiella* fungal spores, a palynological means of detecting herbivore density. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237, 40–50.
- Delaygue, G., Bard, E., 2010. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics* 36, 2201–2218.

- Deng, Y.-R., Song, A.-X., Wang, H.-Q., 2004. Chemical Components of *Seriphidium Santolium* Poljak. *J. Chinese Chemistry Society* 51, 629–636.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a postglacial detrital organic supply (chaillexon lake, france). *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1057–1069.
- Douglas, M.S.V., Smol, J.P., Savelle, J.M., Blais, J.M., 2004. Prehistoric Inuit whalers affected Arctic freshwater ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 101, 1613–1617.
- Duan, Y., 2001. Pentacyclic triterpenoid ketones in peat from Gannan Marsh, China. *Chinese Science Bulletin* 46, 1433–1435.
- Dugmore, A.J., Church, M.J., Buckland, P.C., Edwards, K.J., Lawson, I., McGovern, T.H., Panagiotakopulu, E., Simpson, I.A., Skidmore, P., Sveinbjarnardottir, G., 2005. The Norse landnam on the North Atlantic islands: an environmental impact assessment. *Polar Records* 41, 21–37.
- Dugmore, A.J., McGovern, T.H., Casely, A.F., Smiarowski, K., 2009. Norse Greenland settlement and limits to adaptation, in: *adapting to climate change: thresholds, values, governance*, 96-113. Cambridge university press.
- Dugmore, A.J., McGovern, T.H., Vésteinsson, O., Arneborg, J., Streeter, R., Keller, C., 2012. Cultural adaptation, compounding vulnerabilities and conjunctures in Norse Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 3658–3663.

E

- Edvardsson, R., Paulsen, C., Church, M., Simpson, I., Adderly, P., Palsdottir, A., McGovern, T.H., 2007. Archaeological excavations at Qassiarsuk 2005 - 2006. Field and data structure report 03-07, 108 pp.
- Edwards, K.J., 2013. Towards a first chronology for the middle settlement of Norse Greenland: 14C and related studies of animal bone and environmental material. *Radiocarbon* 55, 13–29.
- Edwards, K.J., Schofield, J.E., 2013. Investigation of proposed Norse irrigation channels and dams at Garðar/Igaliku, Greenland. *Water History* 5, 71–92.
- Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P., 1997. Bile acids as a new class of sewage pollution indicator. *Environmental Sciences and Technology* 31, 3663–3668.
- Enghoff, I.B., 2003. Hunting, fishing and animal husbandry at the Farm Beneath the Sand, Western Greenland, *Meddelelser om Gronland* 28, 7-34. Museum Tusculanum Press, Copenhagen.
- Evershed, R.P., Bethell, P.H., Reynolds, P.J., Walsh, N.J., 1997. 5 β -Stigmastanol and related 5 β -Stanols as biomarkers of manuring: analysis of modern experimental material and assessment of the archaeological potential. *Journal of Archaeological Science* 24, 485–495.

F

- Fischer, H., Mieding, B., 2005. A 1,000-year ice core record of interannual to multidecadal variations in atmospheric circulation over the North Atlantic. *Climate Dynamics* 25, 65–74.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., Desmet, M., 2014. Increase in soil erosion after agricultural intensification: evidence from a lowland basin in France. *Anthropocene* 7, 30–41.
- Fredskild, B., Humle, L., 1991. Plant remains from the Norse farm Sandnes in the western settlement, Greenland. *Acta Boreal.* 8, 69–81.

G

- Gad, F., 1970. History of Greenland, 3, 1782-1808. London and Hust Compagny. ed, Earliest times to 1700. London.
- Ganguly, A.K., Govindachari, T.R., Mohamed, P.A., Rahimtulla, A.D., Viswanathan, N., 1966. Chemical constituents of glochidion hohenackeri. *Tetrahedron* 22, 1513–1519.
- Gao, C., Robock, A., Ammann, C., 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: an improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 113, D23111.
- Garel, S., Schnyder, J., Jacob, J., Dupuis, C., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Storme, J.-Y., Iakovleva, A.I., Yans, J., Baudin, F., Fléhoc, C., Quesnel, F., 2013. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene–Eocene boundary (Normandy, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 376, 184–199.
- Garde, A.A., Hamilton, M.A., Chadwick, B., Grocott, J., McCaffrey, K.J., 2002. The Ketilidian orogen of South Greenland: geochronology, tectonics, magmatism, and fore-arc accretion during Palaeoproterozoic oblique convergence. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 765–793.
- Gardner, A.S., Moholdt, G., Wouters, B., Wolken, G.J., Burgess, D.O., Sharp, M.J., Cogley, J.G., Braun, C., Labine, C., 2011. Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago. *Nature* 473, 357–360.
- Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Petit, C., Vannière, B., Richard, H., 2010. Pollen and non-pollen palynomorph evidence of medieval farming activities in southwestern Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 427–438.
- Gavin, D.G., Hu, F.S., Lertzman, K., Corbett, P., 2006. Weak climatic control of stand-scale fire history during the late holocene. *Ecology* 87, 1722–1732.
- Gervais, F.L.P., 1867. Zoologie et pal ontologie g n rales: nouvelles recherches sur les animaux vert br s vivants et fossiles. Athus Bertrand, 335 pp.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulencard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., Delannoy, J.-J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research* 77, 12–22.
- Gillett, N.P., Stone, D.A., Stott, P.A., Nozawa, T., Karpechko, A.Y., Hegerl, G.C., Wehner, M.F., Jones, P.D., 2008. Attribution of polar warming to human influence. *Nature Geoscience* 1, 750–754.
- Gravier, M., 1955. La saga d’Eric le Rouge. Le récit des Groenlandais. Aubier.
- Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L., Pederson, G.T., 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters* 31, L12205.
- Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Défarge, F., Boussafir, M., Lallier-Verg s, E., Baillif, P., Perdereau, L., Simonneau, A., 2010. Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. *International Journal of Coal Geology* 84, 49–62.
- Guillemot, T., Zocatelli, R., Bichet, V., Jacob, J., Gauthier,  ., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard, H., 2015. Evolution of pastoralism in Southern Greenland during the last two millennia reconstructed from bile acids and coprophilous fungal spores in lacustrine sediments. *Organic Geochemistry* 81, 40–44.
- Guiot, J., Corona, C., ESCARSEL members, 2010. Growing season temperatures in Europe and climate forcings over the past 1400 years. *PLoS ONE* 5, e9972.
- Gulløv, H.C., 1983. Nuup kommuneani qangarnitsanik eqqaassutit inuit-kulturip nunaqarfii. Kalaallit Nunaata katersugaasivia & Nationalmuseet.
- Gulløv, H.C., 2000. Natives and Norse in Greenland., in: *Vikings: The North Atlantic Saga*. pp. 318–326.
- Gulløv, H.C., 2004. Nunarput, vort land-Thule kulturen 1200-1900 e.v.t. pp. 281-341. In: Gulløv, H.C., (ed.): *Gr nlands forhistorie*. København Gyldendal.
- Gupta, M.M., Verma, R.K., Misra, L.N., 1992. Terpenoids from *Hemidesmus indicus*. *Phytochemistry, The International Journal of Plant Biochemistry* 31, 4036–4037.

H

- Harrison, J., 2013. Settlement Landscapes in the North Atlantic: The Northern Isles in context, ca. 800–1150 AD. *Journal of North Atlantic* 4, 129–147.
- Holzhauser, H., Magny, M., Zumbuühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in West-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The North Atlantic Oscillation. *Science* 291, 603–604.
- Hurrell, J.W., Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79, 231–244.

J

- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Spadano Albuquerque, A.L., Sifeddine, A., Turcq, B., 2005. Pentacyclic triterpene methyl ethers in recent lacustrine sediments (Lagoa do Caçó, Brazil). *Organic Geochemistry* 36, 449–461.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Chapron, E., Debret, M., Lallier-Vergès, E., Desmet, M., Revel-Rolland, M., 2008. Millet cultivation history in the French Alps as evidenced by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Science* 35, 814–820.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19, 241–249.
- Jardé, E., Gruau, G., Mansuy-Huault, L., 2007. Detection of manure-derived organic compounds in rivers draining agricultural areas of intensive manure spreading. *Applied Geochemistry* 22, 1814–1824.
- Jensen, J.F., 2009. Stone Age of Qeqertarsuup Tunua (Disko Bugt): a regional analysis of the Saqqaq and Dorset cultures of Central West Greenland. *Meddelelser om Grønland, Man and Society* 32, 264 pp. Museum Tusulanum Press.
- Jepsen, B.I., Siegismund, H.R., Fredholm, M., 2002. Population genetics of the native Caribou (*Rangifer tarandus groenlandicus*) and the semi-domestic reindeer (*Rangifer tarandus tarandus*) in Southwestern Greenland: evidence of introgression. *Conservation Genetics* 3, 401–409.
- Jones, G., 1986. *The Norse Atlantic saga*. Oxford University press, New-York.
- Jungclaus, J.H., Lorenz, S.J., Timmreck, C., Reick, C.H., Brovkin, V., Six, K., Segschneider, J., Giorgetta, M.A., Crowley, T.J., Pongratz, J., Krivova, N.A., Vieira, L.E., Solanki, S.K., Klocke, D., Botzet, M., Esch, M., Gayler, V., Haak, H., Raddatz, T., Roeckner, E., Schnur, R., Widmann, H., Claussen, M., Stevens, B., Marotzke, J., 2010. Climate and carbon-cycle variability over the last millennium. *Climate of the Past* 6, 723–737.

K

- Kaplan, M.R., Wolfe, A.P., Miller, G.H., 2002. Holocene environmental variability in southern Greenland inferred from lake sediments. *Quaternary Research* 58, 149–159.
- Kaufman, D.S., Schneider, D.P., McKay, N.P., Ammann, C.M., Bradley, R.S., Briffa, K.R., Miller, G.H., Otto-Bliesner, B.L., Overpeck, J.T., Vinther, B.M., 2009. Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science* 325, 1236–1239.
- Keller, C., 1990. Vikings in the West Atlantic: a model of Norse Greenlandic medieval society. *Acta Archaeologica* 61, 126–141.
- Kelly, M.A., Lowell, T.V., Hall, B.L., Schaefer, J.M., Finkel, R.C., Goehring, B.M., Alley, R.B., Denton, G.H., 2008. A ¹⁰Be chronology of lateglacial and Holocene mountain glaciation in the Scoresby Sund region, east Greenland: implications for seasonality during lateglacial time. *Quaternary Science Reviews* 27, 2273–2282.
- Kilbourne, K.H., Quinn, T.M., Webb, R., Guilderson, T., Nyberg, J., Winter, A., 2008. Paleoclimate proxy perspective on Caribbean climate since the year 1751: evidence of cooler temperatures and multidecadal variability. *Paleoceanography* 23, PA3220, 1-14.
- Kletetschka, G., Banerjee, S.K., 1995. Magnetic stratigraphy of Chinese Loess as a record of natural fires. *Geophysical Research Letters* 22, 1341–1343.
- Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B.H., Kuijpers, A., 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Communications* 2, 178.
- Kobashi, T., Kawamura, K., Goto-Azuma, K., Box, J.E., Gao, C.-C., Nakaegawa, T., 2012. Causes of Greenland temperature variability over the past 4000 yr: implications for the northern hemispheric temperature change. *Climate Past Discussion* 8, 4817–4883.
- Kolb, J., Dziggel, A., Schlatter, D.M., 2013. Gold occurrences of the Archean North Atlantic craton, Southwestern Greenland: a comprehensive genetic model. *Ore Geology Reviews* 54, 29–58.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth Planetary Science Letters* 11, 407–414.
- Krogh, K.J., 1967. *Viking Greenland: with a supplement of Saga text*. The National Danish Museum, Copenhagen.
- Kuper, R., Kröpelin, S., 2006. Climate-controlled Holocene occupation in the Sahara: motor of Africa's evolution. *Science* 313, 803–807.
- Kuzmin, Y.V., Keates, S.G., 2005. Dates are not just data: paleolithic settlement patterns in Siberia derived from radiocarbon records. *American Antiquity* 70, 773–789.

L

- Laidre, K.L., Stirling, I., Lowry, L.F., Wiig, Ø., Heide-Jørgensen, M.P., Ferguson, S.H., 2008. Quantifying the sensitivity of arctic marine mammals to climate-induced habitat change. *Ecology Applied* 18, S97–S125.
- Lamb, P.J., Pepler, R.A., 1987. North Atlantic Oscillation: concept and an application. *Bulletin American Meteorology Society* 68, 1218–1225.
- Larsen, N.K., Kjær, K.H., Olsen, J., Funder, S., Kjeldsen, K.K., Nørgaard-Pedersen, N., 2011. Restricted impact of Holocene climate variations on the southern Greenland Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 30, 3171–3180.

- Larsen, D.J., Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Ólafsdóttir, S., 2012. Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: a high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvítárvatn, central Iceland. *Quaternary Science Reviews* 39, 14–25.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 1, 261–285.
- Lavrieux, M., Jacob, J., LeMilbeau, C., Zocatelli, R., Masuda, K., Bréheret, J.-G., Disnar, J.-R., 2011. Occurrence of triterpenyl acetates in soil and their potential as chemotaxonomical markers of Asteraceae. *Organic Geochemistry* 42, 1315–1323.
- Lavrieux, M., Jacob, J., Disnar, J.-R., Bréheret, J.-G., LeMilbeau, C.L., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., 2013. Sedimentary cannabinal tracks the history of hemp retting. *Geology* 41, 751–754.
- Ledger, P.M., Edwards, K.J., Schofield, J.E., 2013. Shieling activity in the Norse Eastern settlement: palaeoenvironment of the “Mountain Farm”, Vatnahverfi, Greenland. *The Holocene* 23, 810–822.
- Ledger, P.M., Edwards, K.J., Schofield, J.E., 2014. Vatnahverfi: a green and pleasant land? Palaeoecological reconstructions of environmental and land-use change. *Journal of the North Atlantic* 6, 29–46.
- Leeming, R., Ball, A., Ashbolt, N., Jones, G., Nichols, P.D., 1994. Distinguishing between human and animal sources of faecal pollution. *Chemistry Australia Water Supplied* 61, 6–7.
- Leeming, R., Ball, A., Ashbolt, N., Nichols, P., 1996. Using faecal sterols from humans and animals to distinguish faecal pollution in receiving waters. *Water Research* 30, 2893–2900.
- Lefèvre, C., Schneider, J.L., 2002. *Les risques naturels majeurs*. Editions scientifiques GB, Paris.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H., Zhang, T., 2007. Observations: changes in snow, ice and frozen ground. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 337–383. Cambridge University Press.
- Le Roux, G., Marshall, W.A., 2010. Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires Peat* 7, Article 8, 14 pp.

M

- Madsen, C.K., Arneborg, J., Heide, P.B., Smiarowski, K., 2009. Norse coastal farms. Field report in the Southwest Vatnahverfi Peninsula 96 pp. Department of Danish Middle Age and Renaissance, Copenhagen.
- Madsen, C.K., 2014. Pastoral settlement, farming and hierarchy in Norse Vatnahverfi, South Greenland, 440 pp. University of Copenhagen.
- Maffei, M., 1996. Chemotaxonomic significance of leaf wax alkanes in the gramineae. *Biochemistry Systematics and Ecology* 24, 53–64.
- Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary international* 113, 65–79.
- Magny, M., Vannière, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter-Simonnet, A.-V., Arnaud, F., 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and Western Mediterranean. *The Holocene* 19, 823–833.
- Magny, M., Arnaud, F., Holzhauser, H., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Leroux, A., Millet, L., Revel, M., Vannière, B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research* 73, 173–179.
- Magny, M., 2013. Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in West-central Europe: a comment on Bleicher. *The Holocene* 23, 1202–1212.
- Mainland, I., 2006. Pastures lost? A dental microwear study of ovicaprine diet and management in Norse Greenland. *Journal of Archaeological Science* 33, 238–252.
- Martin-Puertas, C., Matthes, K., Brauer, A., Muscheler, R., Hansen, F., Petrick, C., Aldahan, A., Possnert, G., van Geel, B., 2012. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geosciences* 5, 397–401.

- Massa, C., Bichet, V., Gauthier, É., Perren, B.B., Mathieu, O., Petit, C., Monna, F., Giraudeau, J., Losno, R., Richard, H., 2012a. A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Reviews* 32, 119–130.
- Massa, C., Perren, B.B., Gauthier, É., Bichet, V., Petit, C., Richard, H., 2012b. A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland. *Journal of Paleolimnology* 48, 241–258.
- Masson-Delmotte, V., Swingedouw, D., Landais, A., Seidenkrantz, M.-S., Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Perren, B., Jomelli, V., Adalgeirsdottir, G., Hesselbjerg Christensen, J., Arneborg, J., Bhatt, U., Walker, D.A., Elberling, B., Gillet-Chaulet, F., Ritz, C., Gallée, H., van den Broeke, M., Fettweis, X., de Vernal, A., Vinther, B., 2012. Greenland climate change: from the past to the future. *WIREs Climate Change* 3, 427–449.
- Mayer, C., Schuler, T.V., 2005. Breaching of an ice dam at Qorlortossup tasia, South Greenland. *Annals of Glaciology* 42, 297–302.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* 102, 26345–26366.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveland, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- McGovern, T.H., 1980. Cows, harp seals, and churchbells: adaptation and extinction in Norse Greenland. *Human Ecology* 8, 245–275.
- McGovern, T.H., 1983. The zooarcheology of Ø17a. *Meddelelser om Grønland Man and Society* 18, 58–74.
- McGovern, T.H., Amorosi, T., Perdikaris, S., Wollett, J., 1996. Vertebrate zooarcheology of Sandnes V51: economic change at a Chieftain's farm in West Greenland. *Arctic Anthropology* 33, 94–121.
- McKay, N.P., Kaufman, D.S., 2014. An extended Arctic proxy temperature database for the past 2.000 years. *Nature Scientific Data*, 10 pp, DOI: 10.1038/sdata.2014.26.
- Meehl, G.A., Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J., Zhao, Z.C., IPCC, 2007, 2007. Global climate projections, in: *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, 283, 18 pp. Cambridge University Press.
- Meeker, L.D., Mayewski, P.A., 2002. A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene* 12, 257–266.
- Meldgaard, M., 2004. Ancient harp seal hunters of Disko Bay. *Meddelelser om Grønland Man and Society* 30, 129 pp. Museum Tusulanum Press.
- Mernild, S.H., Hasholt, B., 2009. Observed runoff, jökulhlaups and suspended sediment load from the Greenland Ice Sheet at Kangerlussuaq, West Greenland, 2007 and 2008. *Journal of Glaciology* 55, 855–858.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry* 20, 867–900.
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289–302.
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261–289.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255.
- Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Anderson, C., Björnsson, H., Thordarson, T., 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters* 39, L02708.
- Miller, G.H., Lehman, S.J., Refsnider, K.A., Southon, J.R., Zhong, Y., 2013. Unprecedented recent summer warmth in Arctic Canada. *Geophysical Research Letters* 40, 5745–5751.

- Millet, L., Massa, C., Bichet, V., Frossard, V., Belle, S., Gauthier, E., 2014. Anthropogenic versus climatic control in a high-resolution 1500-year chironomid stratigraphy from a Southwestern Greenland lake. *Quaternary Research* 81, 193–202.
- Møbjerg, T., 1999. New adaptive strategies in the Saqqaq culture of Greenland, c. 1600–1400 BC. *World Archaeology* 30, 452–465.
- Moros, M., Jensen, K.G., Kuijpers, A., 2006. Mid-to late-Holocene hydrological and climatic variability in Disko Bugt, central West Greenland. *The Holocene* 16, 357–367.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mulder, T., Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: character and significance, pp. 1–30. In: *Sediment transfer from shelf to deep water-revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology*.

N

- Nelson, D.E., Heinemeier, J., Møhl, J., Arneborg, J., 2012. Isotopic analyses of the domestic animals of Norse Greenland. *Journal of North Atlantic* 3, 77–92.
- Nishumara, M., 1982. 5b-isomers of stanols and stanones as potential markers of sedimentary organic quality and depositional paleoenvironments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 46, 423–432.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., Beaulieu, J.-L. de, Disnar, J.-R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25, 229–244.
- Nuttall, M., 2009. Living in a world of movement: human resilience to environmental instability in Greenland. *Anthropology and Climate Change from Encounters to Actions* 292–311.

O

- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenlandic ice core. *Science* 270, 1962–1964.
- Oldfield, F., Wake, R., Boyle, J., Jones, R., Nolan, S., Gibbs, Z., Appleby, P., Fisher, E., Wolff, G., 2003. The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: a multiproxy reconstruction of past human impact. *The Holocene* 13, 677–690.
- Olsen, J., Björck, S., Leng, M.J., Gudmundsdóttir, E.R., Odgaard, B.V., Lutz, C.M., Kendrick, C.P., Andersen, T.J., Seidenkrantz, M.-S., 2010. Lacustrine evidence of Holocene environmental change from three Faroese lakes: a multiproxy XRF and stable isotope study. *Quaternary Science Reviews* 29, 2764–2780.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geosciences* 5, 808–812.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Leng, M.J., 2013. Limnological controls on stable isotope records of late-Holocene palaeoenvironment change in SW Greenland: a paired lake study. *Quaternary Science Reviews* 66, 85–95.
- Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., Finney, B., Gajewski, K., Jacoby, G., Jennings, A., Lamoureux, S., Lasca, A., MacDonald, G., Moore, J., Retelle, M., Smith, S., Wolfe, A., Zielinski, G., 1997. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science* 278, 1251–1256.

P

- PAGES 2k Consortium, 2013. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience* 6, 339–346.
- Paslick, C.R., Halliday, A.N., Davies, G.R., Mezger, K., Upton, B.G.J., 1993. Timing of Proterozoic magmatism in the Gardar province, southern Greenland. *Geological Society of American Bulletin* 105, 272–278.
- Passaga, R., 1964. Grain size representation by cm patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Research* 34, 830–847.
- Perren, B.B., Massa, C., Gauthier, É., Bichet, V., Petit, C., Richard, H., 2012. A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland. *Journal of Paleolimnology* 48, 241–258.
- Petersen, H.C., 2000. The Norse legacy in Greenland, in: *Vikings: The North Atlantic Saga*. pp. 340–349.
- Post, E., Forchhammer, M.C., Bret-Harte, M.S., Callaghan, T.V., Christensen, T.R., Elberling, B., Fox, A.D., Gilg, O., Hik, D.S., Høye, T.T., Ims, R.A., Jeppesen, E., Klein, D.R., Madsen, J., McGuire, A.D., Rysgaard, S., Schindler, D.E., Stirling, I., Tamstorf, M.P., Tyler, N.J.C., van der Wal, R., Welker, J., Wookey, P.A., Schmidt, N.M., Aastrup, P., 2009. Ecological dynamics across the Arctic associated with recent climate change. *Science* 325, 1355–1358.

R

- Rasmussen, M., Li, Y., Lindgreen, S., Pedersen, J.S., Albrechtsen, A., Moltke, I., Metspalu, M., Metspalu, E., Kivisild, T., Gupta, R., Bertalan, M., Nielsen, K., Gilbert, M.T.P., Wang, Y., Raghavan, M., Campos, P.F., Kamp, H.M., Wilson, A.S., Gledhill, A., Tridico, S., Bunce, M., Lorenzen, E.D., Binladen, J., Guo, X., Zhao, J., Zhang, X., Zhang, H., Li, Z., Chen, M., Orlando, L., Kristiansen, K., Bak, M., Tommerup, N., Bendixen, C., Pierre, T.L., Grønnow, B., Meldgaard, M., Andreasen, C., Fedorova, S.A., Osipova, L.P., Higham, T.F.G., Ramsey, C.B., Hansen, T. v O., Nielsen, F.C., Crawford, M.H., Brunak, S., Sicheritz-Pontén, T., Villems, R., Nielsen, R., Krogh, A., Wang, J., Willerslev, E., 2010. Ancient human genome sequence of an extinct Palaeo-Eskimo. *Nature* 463, 757–762.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 111, D06102.
- Reimer, P., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Renssen, H., Goosse, H., Muscheler, R., 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the Past* 2, 79–90.
- Revel, M., Ducassou, E., Grousset, F.E., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat, A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. *Quaternary Science Reviews* 29, 1342–1362.
- Rick, J.W., 1987. Dates as data: an examination of the Peruvian preceramic radiocarbon record. *American Antiquity* 52, 55–73.
- Roby, D.D., Thing, H., Brink, K.L., 1984. History, status, and taxonomic identity of caribou (*Rangifer tarandus*) in Northwest Greenland. *Arctic* 37, 23–30.
- Rune, F., 2011. *Wild flowers of Greenland*, 350pp.
- Rushdi, A.I., Douabul, A.A., Mohammed, S.S., Simoneit, B.R.T., 2006. Compositions and sources of extractable organic matter in Mesopotamian marshland surface sediments of Iraq: II. Polar compounds. *Environmental Geology* 50, 1171–1181.

S

- Schlesinger, M.E., Ramankutty, N., 1994. An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature* 367, 723–726.
- Schofield, E.J., Edwards, K.J., Andy McMullen, J., 2007. Modern pollen–vegetation relationships in subarctic Southern Greenland and the interpretation of fossil pollen data from the Norse landnám. *Journal of Biogeography* 34, 473–488.
- Schofield, J.E., Edwards, K.J., 2011. Grazing impacts and woodland management in Eriksfjord: *Betula*, coprophilous fungi and the Norse settlement of Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 20, 181–197.
- Schofield, J.E., Edwards, K.J., Erlendsson, E., Ledger, P.M., 2013. Palynology supports “Old Norse” introductions to the flora of Greenland. *Journal of Biogeography* 40, 1119–1130.
- Schönenberger, J., Köhler, J., Markl, G., 2008. REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland. *Chemical Geology* 247, 16–35.
- Schun, Y., Cordell, G.A., 1985. Studies in the Thymelaeaceae III. Constituents of *Gyrinops walla*. *Journal of Natural Products* 48, 684–685.
- Schwark, L., Zink, K., Lechterbeck, J., 2002. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology* 30, 463–466.
- Serreze, M.C., Carse, F., Barry, R.G., Rogers, J.C., 1997. Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern hemisphere circulation. *Journal of Climate* 10, 453–464.
- Serreze, M.C., Barry, R.G., 2011. Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis. *Global Planetary Change* 77, 85–96.
- Servonnat, J., Yiou, P., Khodri, M., Swingedouw, D., Denvil, S., 2010. Influence of solar variability, CO₂ and orbital forcing during the last millennium in the IPSLCM4 model. *Climate Past Discussion* 6, 421–460.
- Shillito, L.-M., Bull, I.D., Matthews, W., Almond, M.J., Williams, J.M., Evershed, R.P., 2011. Biomolecular and micromorphological analysis of suspected faecal deposits at Neolithic Çatalhöyük, Turkey. *Journal of Archaeological Science* 38, 1869–1877.
- Sicre, M.-A., Jacob, J., Ezat, U., Rouse, S., Kissel, C., Yiou, P., Eiriksson, J., Knudsen, K.L., Jansen, E., Turon, J.-L., 2008. Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. *Earth Planetary Science Letters* 268, 137–142.
- Sigl, M., McConnell, J.R., Layman, L., Maselli, O., McGwire, K., Pasteris, D., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Vinther, B., Edwards, R., Mulvaney, R., Kipfstuhl, S., 2013. A new bipolar ice core record of volcanism from WAIS Divide and NEEM and implications for climate forcing of the last 2000 years. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 118, 1151–1169.
- Simonneau, A., 2012. Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène: études multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d’Europe Occidentale, 524 pp. Université d’Orléans.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vannière, B., Wirth, S.B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F.S., Desmet, M., Magny, M., 2013. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. *Climate of the Past* 9, 825–840.
- Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013b. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *Journal of Archaeological Sciences* 40, 1636–1645.
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quaternary Science Reviews* 89, 27–43.
- Smith, K.P., 1995. Landnám: The settlement of Iceland in archaeological and historical perspective. *World Archaeology* 26, 319–347.

- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084–1087.
- Sørensen, M., 2010. Inuit landscape use and responses to climate change in the Wollaston Forland—Clavering Ø region, Northeast Greenland. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 110, 155–174.
- Stefanova, M., Magnier, C., Velinova, D., 1995. Biomarker assemblage of some Miocene-aged Bulgarian lignite lithotypes. *Organic Geochemistry* 23, 1067–1084.
- Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36, L19704.
- Stockhausen, H., Zolitschka, B., 1999. Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). *Quaternary Science Reviews* 18, 913–925.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., Stoner, J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23, 283–294.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Braziunas, T.F., 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40, 1127–1151.
- Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents, pp. 147–168. In: Alberttter, Tucker, urice E. (Eds.), *Modern and ancient Lake sediments*. Blackwell Publishing Ltd.

T

- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, 1-12.
- Trendel, J.M., Schaeffer, P., Adam, P., Ertlen, D., Schwartz, D., 2010. Molecular characterisation of soil surface horizons with different vegetation in the Vosges Massif (France). *Advances in Organic Geochemistry 2009 Proceedings of the 24th International Meeting on Organic Geochemistry* 41, 1036–1039.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 78–80.
- Tyagi, P., Edwards, D.R., Coyne, M.S., 2008. Use of sterol and bile acid biomarkers to identify domesticated animal sources of fecal pollution. *Water Air and Soil Pollutions* 187, 263–274.
- Tyler, N.J.C., 1991. Short-term behavioural responses of Svalbard reindeer *Rangifer tarandus platyrhynchus* to direct provocation by a snowmobile. *Biological Conservation* 56, 179–194.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*, 615pp. Chapman and Hall, London.

V

- Van Geel, B., Buurman, J., Waterbolk, H.T., 1996. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Sciences* 11, 451–460.
- Van Geel, B., Raspopov, O.M., Renssen, H., Van der Plicht, J., Dergachev, V.A., Meijer, H.A.J., 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* 331–338.

- Van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., van Reenen, G., Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science* 30, 873–883.
- Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.-V., Gauthier, E., Barral, P., Petit, C., Buatier, M., Daubigny, A., 2003. Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millennium AD (Neublans, Jura, France). *Journal of Archaeological Sciences* 30, 1283–1299.
- Versteegh, G.J.M., 2005. Solar Forcing of Climate. 2: Evidence from the Past. *Space Science Reviews* 120, 243–286.
- Vinther, B.M., Andersen, K.K., Jones, P.D., Briffa, K.R., Cappelen, J., 2006. Extending Greenland temperature records into the late eighteenth century. *Journal of Geophysical Research* 111, D11105, 13 pp.
- Vinther, B.M., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fisher, D.A., Koerner, R.M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K.K., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., 2009. Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature* 461, 385–388.
- Vinther, B.M., Jones, P.D., Briffa, K.R., Clausen, H.B., Andersen, K.K., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., 2010. Climatic signals in multiple highly resolved stable isotope records from Greenland. *Quaternary Science Reviews* 29, 522–538.

W

- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on Quaternary stratigraphy (international commission on stratigraphy). *Journal of Quaternary Sciences* 27, 649–659.
- Walter, K., Graf, H.-F., 2004. The North Atlantic variability structure, storm tracks, and precipitation depending on the polar vortex strength. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion* 4, 6127–6148.
- Weidick, A., Bennike, O., 2007. Quaternary glaciation history and glaciology of Jakobshavn Isbae and the Disko Bugt region, West Greenland : a review. *Geological survey of Denmark and Greenland Bulletin* 14, 78 pp.
- Westergaard-Nielsen, A., Bj rnsson, A.B., Jepsen, M.R., Stendel, M., Hansen, B.U., Elberling, B., 2015. Greenlandic sheep farming controlled by vegetation response today and at the end of the 21st Century. *Science of the Total Environment* 512, 672–681.
- Wilhelm, B., 2012. Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises. Relations avec les changements climatiques, 322 pp. Savoie/Mont-Blanc, Chambéry.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.-J., 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78, 1–12.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E., Delannoy, J.J., 2013. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science* 28, 189–199.
- Winsor, K., Carlson, A.E., Rood, D.H., 2014. 10Be dating of the Narsarsuaq moraine in southernmost Greenland: evidence for a late-Holocene ice advance exceeding the Little Ice Age maximum. *Quaternary Science Reviews* 98, 135–143.
- Wolfe, A.P., Miller, G.H., Olsen, C.A., Forman, S.L., Doran, P.T., Holmgren, S.U., 2004. Geochronology of high latitude lake sediments, in: Smol, J.P., Pienitz, P.R., Douglas, A.P.M.S.V. (Eds.), Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes, developments in paleoenvironmental research, pp. 19–52. Springer Netherlands.

Y

Yang, F.Q., Ou, Q.Y., Yu, W.L., 1994. Chemical constituents of *Artemisia dalailamae* Kraschen. China. *Journal of Chinese Materia Medica* 19, 166–7, 191.

Z

Zalasiewicz, J., Williams, M., Smith, A., Barry, T.L., Coe, A.L., Bown, P.R., Brenchley, P., Cantrill, D., Gale, A., Gibbard, P., Gregory, F.J., Hounslow, M.W., Kerr, A.C., Pearson, P., Knox, R., Powell, J., Waters, C., Marshall, J., Oates, M., Rawson, P., Stone, P., 2008. Are we now living in the Anthropocene? *GSA Today* 18, 4–8.

Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M., Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., 1994. Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. *Science* 264, 948–952.

Zocatelli, R., Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Milbeau, C.L., Jacob, J., Bréheret, J.G., 2012. Free fatty acids in Lake Aydat catchment soils (French Massif Central): sources, distributions and potential use as sediment biomarkers. *Journal of Soils and Sediments* 12, 734–748.

Zocatelli, R., Jacob, J., Gogo, S., Le Milbeau, C., Rousseau, J., Laggoun-Défarge, F., 2014. Spatial variability of soil lipids reflects vegetation cover in a French peatland. *Organic Geochemistry* 76, 173–183.

I- Annexes



Vue sur le lac 95. Cliché T. Guillemot

I. Liste des publications

1. Publications acceptées dans des revues internationales à comité de lecture

- ❖ **Guillemot, T.**, Zocatelli, R., Bichet, V., Jacob, J., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard H., Gauthier E. (2015). Evolution of pastoralism in Southern Greenland during the last two millennia reconstructed from bile acids and coprophilous fungi spores in lacustrine sediments. *Organic Geochemistry* **81**, 40-44.
- ❖ **Guillemot, T.**, Bichet, V., Gauthier, E., Zocatelli, R., Massa, C., Richard, H. (2015). Environmental responses of past and recent agropastoral activities on South Greenlandic ecosystems through molecular biomarkers. *The Holocene*, *accepted*.

2. Publications soumises dans des revues internationales à comité de lecture

- ❖ **Guillemot, T.**, Bichet, V., Gauthier, E., Simonneau, A., Rius, D., Massa, C., Millet, L., Magny, M., Richard, H. Impacts of Holocene variability on South Greenlandic lacustrine records and human settlements. *Climate of the Past*, soumis.
- ❖ Zocatelli, R., Lavrieux, M., **Guillemot, T.**, Chassiot, L., Le Milbeau, C., Jacob, J. Fecal biomarkers imprints as indicators of past Human land uses: Source distinction and preservation potential in natural archives. *Journal of Archaeological Science*, in prep.

3. Actes de colloques, chapitres d'ouvrage dans des revues nationales à comité de lecture

- ❖ Bichet, V., Massa, C., **Guillemot, T.**, Gauthier, E., Millet, L., Perren, B., Petit, C., Richard H. (2014). Changements climatiques, adaptations sociétales et mutations écologiques en zone subarctique : la mémoire des lacs groenlandais. *Approches archéologiques et paléoenvironnementales des zones humides (ArcheoPal du 15 au 16 octobre 2013)*.

II. Liste des communications

1. Conférences internationales à comité de lecture

- Août 2014** **ECPP (European Conference of Paleobotany and Palynology)**, Padoue, Italie.
Guillemot, T., Jacob, J., Zocatelli, R., Bichet, V., Massa, C., Gauthier, E., Le Milbeau, C., Richard, H. Evolution of agropastoralism around Lake Igaliku (Southern Greenland) during the last two millennia through molecular biomarkers. (*Présentation orale*)
- Sept. 2013** **IMOG (International Meeting of Organic Geochemistry)**, Ténérife, Iles Canaries, Espagne.
Guillemot, T., Jacob, J., Zocatelli, R., Bichet, V., Massa, C., Gauthier, E., Le Milbeau, C., Richard, H. Biomarker insights into the evolution of land use in southern Greenland during the last two millennia. (*Présentation poster*)
- Sept. 2013** **APLE-APLF (Asociación de Palinólogos de Lengua Española-Association des Palynologues de Langue Française)**, Madrid, Espagne.
Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Guillemot, T., Mathieu, O., Millet, L., Belle, S., Perren, B., Richard, H. From pristine landscape to agriculture: vegetation history and human impact in South Greenland during the last millennium. (*Présentation orale*)

2. Conférences nationales à comité de lecture

- Oct. 2015** **ASF (Association des Sédimentologues Français)**, Chambéry, France.
Guillemot, T., Bichet, V., Simonneau, A., Rius, D., Gauthier, E., Richard, H., Magny, M., Massa, M., Millet, L. Occurrence de crues et changements climatiques récents enregistrés dans les sédiments de lacs sud groenlandais. (*Présentation orale*)
- Avril 2015** **GMPCA (Groupe des Méthodes Pluridisciplinaires Contribuant à l'Archéologie)**, Besançon, France.
Guillemot, T., Zocatelli, R., Jacob, J., Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard, H. Caractérisation sur les 2000 dernières années des pratiques agropastorales sud-groenlandaises à partir d'une étude moléculaire sur la séquence lacustre d'Igaliku. (*Présentation orale*)

- Juin 2014** **FJC (Forum des Jeunes Chercheurs)**, Besançon, France.
Guillemot, T., Jacob, J., Zocatelli, R., Bichet, V., Massa, C., Gauthier, E., Le Milbeau, C., Richard H. Caractérisation sur les 2000 dernières années des pratiques agropastorales sud-groenlandaises à partir d'une étude moléculaire sur la séquence lacustre d'Igaliku. (*Présentation orale* auquel j'ai obtenu le 2^{ème} prix de la session Paléoenvironnement)
- Oct. 2014** **RST (Réunion des Sciences de la Terre)**, Pau, France.
Guillemot, T., Jacob, J., Zocatelli, R., Bichet, V., Massa, C., Gauthier, E., Le Milbeau, C., Richard H. Evolution of agropastoralism around Lake Igaliku (Southern Greenland) during the last two millenia through molecular biomarkers. (*Présentation orale*)
- Juin 2013** **Chantier Arctique**, Paris, France.
Bichet, V., Massa, C., Gauthier, E., Perren, B., Millet, L., Mathieu, O., **Guillemot, T.,** Petit, C., Richard H. Changements climatiques, adaptations sociétales et mutations écologiques en zone subarctique : la mémoire des lacs groenlandais. (*Présentation orale*)
- Oct 2013** **ArcheoPal (Approches archéologiques et paléoenvironnementales des zones humides)**, Frasne, France.
Guillemot, T., Jacob, J., Zocatelli, R., Bichet, V., Massa, C., Gauthier, E., Le Milbeau, C., Richard H. Apport de la géochimie organique sur l'évolution de l'utilisation des terres dans le sud du Groenland au cours des deux derniers millénaires : caractérisation de biomarqueurs de l'agropastoralisme et inventaire moléculaire. (*Présentation poster*)

3. Conférences sans comité de lecture

- Déc. 2014** **JDD (Journée des Doctorants)**, Besançon, France.
Guillemot, T., Zocatelli, R., Jacob, J., Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard, H. Caractérisation sur les 2000 dernières années des pratiques agropastorales sud-groenlandaises à partir d'une étude moléculaire sur la séquence lacustre d'Igaliku. (*Présentation orale*)
- Sept. 2013** **Séminaire au laboratoire Chrono-environnement**, Besançon, France.
Guillemot, T., Zocatelli, R., Jacob, J., Gauthier, E., Bichet, V., Massa, C. Le Milbeau, C., H. Apport de la géochimie organique sur l'évolution de l'utilisation des terres durant les deux derniers millénaires au sud du Groenland : inventaire moléculaire et biomarqueurs de l'agropastoralisme.

III. Liste des formations mutualisées

- 2014/2015 Participation au **conseil de laboratoire** et création du **conseil des doctorants** au laboratoire Chrono-environnement (20h).
- 21/01/2015 **Emploi et recrutement, CV, lettres de motivation et entretiens**. L. Ricq et M. Janiaud (7h).
- 18/12/2014 **Hygiène et Sécurité**, laboratoire Chrono-environnement. J. Didier (4h).
- 02-10/06/2014 **Ma thèse en 180 secondes**. E. Cellier-Holzem, N. Laurent, J. Querenet, L. Maillot (6h)
- 05/03/2014 **Statistiques R commander**. C. De Vettor (7h).
- 13/12/2013 **Anticiper et construire son parcours professionnel**. L. Ricq et M. Janiaud (7h).
- 07/11/2013 **Animer un cours magistral, un TD**. J. Demougeot-Lebel (6h).
- 13-15/05/2013 **Parler à un public profane, culture scientifique et technique**. J. Deridder, C. Dupouët, J. Querenet (10h).
- 19/02/2013 **Zotero**. C. De Vettor (4h).
- 1-30/11/2012
- 1-31/07/2013 **Géochimie organique**, laboratoire ISTO (Université d'Orléans). J. Jacob (30h).

IV. Liste d'activités pédagogiques et de vulgarisations

- Oct.2013 – Oct.2014** **Avenant doctoral d'enseignement** sur un volume horaire cumulé de **64h**.
- Oct. 2013** Participation à la **Fête de la Sciences**.
- Oct. 2013** Participation à la **Nuit des Chercheurs**.
- Oct. 2012 – Oct.2013** **Avenant doctoral « Diffusion de la culture scientifique »** en collaboration avec la Fabrika Sciences de Besançon sur un volume horaire cumulé de **32 jours**.

V. Chapitre d'ouvrage issu du colloque ArchéoPal

Changements climatiques, adaptations sociétales et mutations écologiques en zone subarctique : la mémoire des lacs groenlandais

Vincent BICHET¹, Charly MASSA^{1,2}, Typhaine GUILLEMOT¹, Émilie GAUTHIER¹, Laurent MILLET¹, Bianca PERREN^{1,3}, Christophe PETIT⁴, Boris VANNIERE¹, Hervé RICHARD¹

¹ Laboratoire Chrono-environnement, UMR CNRS 6349, Université de Franche-Comté

² Department of Earth and Environmental Sciences, Lehigh University, Bethlehem, USA

³ Paleolimnology Consulting, Creemore, Ontario, Canada

⁴ Laboratoire ArScAn, UMR CNRS 7041, Université Paris 1 – Panthéon Sorbonne

Résumé

Au sud-ouest du Groenland, le développement de l'agriculture à la faveur du réchauffement climatique en cours induit une mutation sociétale et des conséquences environnementales nouvelles. La rétro-observation d'une situation quasi analogue autour de l'an mil et du développement de l'agro-pastoralisme viking sur les mêmes territoires entre le XIe et le XVe siècle, constitue une opportunité de comparaison, à plusieurs siècles d'intervalle, des conditions de la relation homme-climat-milieu.

L'étude des archives sédimentaires du lac d'Igaliku indique que la communauté viking a été confrontée à des limites adaptatives face aux variations climatiques, qui ont conduit à sa disparition au cours du XVe siècle. Les incidences de la colonie agro-pastorale viking sur l'écosystème lacustre, intégrateur des mutations environnementales, indiquent un faible impact sur le milieu naturel.

En revanche, le redéploiement de l'agriculture contemporaine selon un modèle productiviste à partir des années 1980, induit des changements environnementaux sans précédent. On peut dès lors s'interroger sur la viabilité du développement agricole dans cette région et évoquer l'apparition de contraintes écologiques comme facteur limitant cette récente adaptation sociétale au réchauffement climatique.

Introduction et cadre historique

Parmi les régions du monde les plus affectées par le changement global en cours, l'Arctique est sans doute l'un des secteurs géographiques qui connaît les plus importantes mutations à l'échelle planétaire. L'élévation des températures atmosphériques depuis 1920, et surtout depuis les années 80 (Figure 1), y entraîne, entre autres effets, une réduction de l'étendue et de l'épaisseur des glaces de mer, un bilan de masse négatif des glaciers continentaux et une modification de la dynamique des courants marins. Au Groenland en particulier, le vaste inlandsis qui couvre plus des 9/10^e du territoire est en réduction (Khan *et al.*, 2014) et la plupart des glaciers qui s'écoulent de la calotte glaciaire sont en recul. Les écosystèmes littoraux, entre la glace et l'océan, connaissent des mutations tout aussi spectaculaires : accroissement de la saison végétative, migration des faunes,

développement inhabituel de taxons végétaux ou d'insectes. La toundra arctique se transforme rapidement. Dans ce contexte, les populations de l'Arctique, dont la vie et le développement sont conditionnés par une relation et une dépendance au milieu naturel beaucoup plus étroite que dans nos sociétés technologiques, subissent des contraintes nouvelles. On citera par exemple le développement des parasites et le dégel du permafrost qui contrarient l'élevage du renne et le nomadisme ancestral en Arctique nord-européen et russe, ou encore la diminution des prises de pêche et la migration des faunes au Groenland qui perturbent l'économie vivrière du pays. Face à cette évolution accélérée dont l'échelle temporelle couvre à peine deux générations humaines, les populations doivent trouver des voies d'adaptation pour se maintenir sur les territoires qu'elles occupent. Au Groenland, le pouvoir politique a engagé depuis 2009, date de l'accession à l'autonomie et de l'abandon de nombreuses prérogatives par le gouvernement danois, une transformation de son économie vers l'exploitation accrue des ressources minérales (métaux et hydrocarbures) et, au sud-ouest du territoire, le développement de l'agriculture dans la perspective d'améliorer l'autosuffisance alimentaire des 56 000 groenlandais.

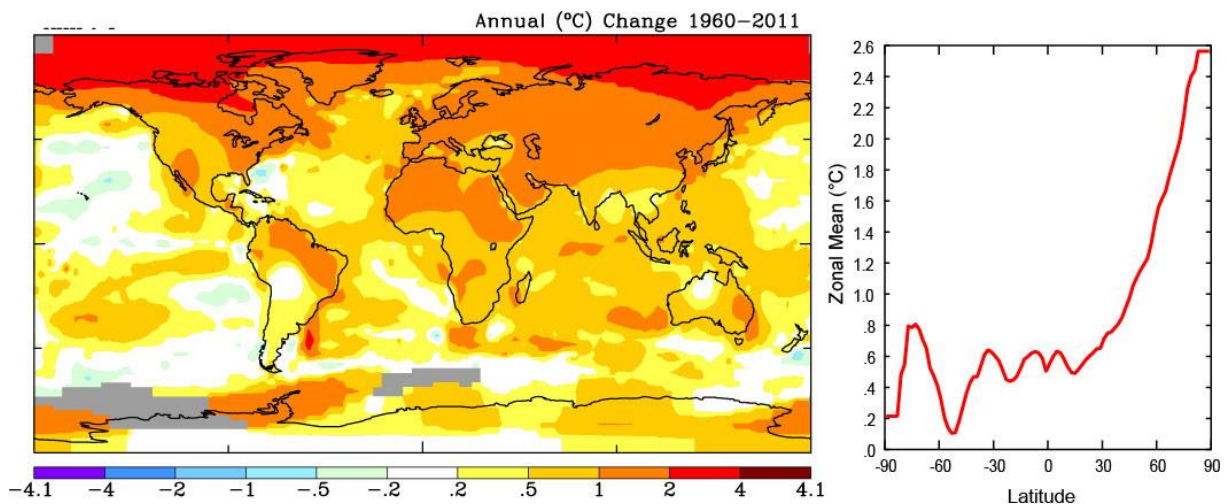


Figure 1 : (A) Cartographie de l'augmentation de la moyenne annuelle des températures atmosphériques de surface pour la période 1960-2011. (B) La même tendance linéaire moyennée en fonction de la latitude (source : NASA GISS, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp>).

Cette situation est-elle inédite dans l'histoire du peuplement de l'Arctique ? Peut-on évaluer l'ampleur des mutations dans un cadre temporel de moyen ou long terme ? Quels sont les coûts écologiques engendrés par l'adaptation aux changements ? Comment aborder les modèles prédictifs pour anticiper les changements et conséquences à venir ?

Quelques éléments de réponse à ces questions complexes peuvent être abordés par une démarche de rétro-observation des changements climatiques passés et de leurs incidences sur la relation homme-environnement. Au Groenland en particulier, les deux derniers millénaires ont été marqués par des variations climatiques remarquables et incidentes sur les écosystèmes et les populations. Au premier millénaire de notre ère, le Groenland est occupé par des chasseurs-cueilleurs inuits dont la dispersion territoriale est étroitement dépendante des changements climatiques et de la migration des faunes marines et terrestres. En l'an 986, à la faveur de

l'amélioration climatique médiévale, la côte sud-ouest est colonisée par les vikings qui importent sur ce territoire un modèle de société agro-pastorale sédentaire structurée autour de trois « établissements » répartis entre 60 et 65°N. Au maximum de son développement, vers la fin du XIIe siècle, la communauté viking compte probablement entre 3 et 5000 habitants (Lynnerup, 1996). L'économie de la communauté est prioritairement axée sur l'élevage ovin, bien adapté à ce territoire rude. Elle se complète de la pêche et de la chasse qui contribuent substantiellement aux besoins de la population. Pour autant, ce modèle de peuplement résiste mal aux péjorations climatiques de l'Arctique et la récurrence climatique froide du « Petit Age Glaciaire » (PAG), qui intervient dès le XIVe siècle, entraîne la disparition de la colonie viking groenlandaise au cours de la seconde moitié du XVe siècle. Avant la fin du XVe siècle, le territoire sud groenlandais est rendu, pour plus de quatre siècles, à sa dimension naturelle et aux passages des chasseurs-cueilleurs inuits. Le renouveau agricole intervient vers 1920 à la faveur des prémices du réchauffement climatique actuel. La réintroduction de l'élevage de moutons sur les territoires occupés antérieurement par les colons vikings, amorce en effet la seconde phase agricole groenlandaise. Une phase en croissance qui se poursuit aujourd'hui avec l'essor d'une agriculture mécanisée moderne, bien déterminée à profiter économiquement des bénéfices du réchauffement en cours.

A travers son histoire, le Groenland apparaît donc comme un modèle explicite et un terrain d'étude privilégié des relations entre l'homme et le climat ; un territoire dont l'histoire permet d'aborder la notion de limite factuelle entre adaptation et inadaptation sociétale aux changements environnementaux. C'est dans cette perspective d'étude, et plus particulièrement à la caractérisation environnementale des emprises et déprises anthropiques successives en lien avec les changements climatiques, que s'attache un programme de recherche réalisé au sein du laboratoire Chrono-environnement de l'Université de Franche-Comté depuis 2006. La démarche de rétro-observation paléo-environnementale de la période historique est fondée sur l'étude des sédiments des lacs qui constituent une mémoire continue et sensible des changements environnementaux. Cette approche complète efficacement les éléments de connaissance délivrés par l'archéologie et permet une lecture dynamique des mutations sociétales et environnementales dans le temps.

L'agriculture médiévale et contemporaine à Igaliku

Au cœur du bassin agricole sud-groenlandais (Figure 2a), le village d'Igaliku (une trentaine d'habitants permanents), compte aujourd'hui trois fermes, environ 1200 moutons, une vingtaine de chevaux et, depuis 2012, une trentaine de vaches. C'est ici qu'ont été réintroduits les premiers moutons « danois », au Groenland, en 1924. Le cheptel ovin pâture librement durant la période estivale sur les reliefs périphériques au village, entre le fjord d'Erik (du nom d'Erik Þorvaldsson dit Erik le Rouge qui conduisit la première colonisation viking médiévale depuis l'Islande) et le fjord d'Igaliku (Figure 2b). A l'automne, les moutons sont regroupés pour passer l'hiver à l'étable où ils sont nourris avec la production locale de foin et du fourrage importé du Danemark. Le foin local, mono-spécifique, est produit sur environ 30 hectares de parcelles dédiées aménagées dans les années 1980, à proximité immédiate du lac d'Igaliku, à moins de 2 km au nord-ouest du village. La courte saison végétative et la mauvaise qualité des sols impliquent un recours intensif aux fertilisants industriels en complément des effluents d'élevage. Environ 250 à 300 kg / hectare d'azote et de phosphore sont utilisés chaque année pour favoriser les cultures. Selon les années, des traitements

pesticides sont également nécessaires pour lutter contre les attaques parasitaires. L'agriculture développée à Igaliku est tout à fait emblématique de l'agriculture sud-groenlandaise, mise en œuvre dans une quarantaine de fermes réparties dans les fjords de la région.

Le village d'Igaliku est construit sur les ruines du village médiéval de *Garðar*, fondé un peu avant l'an mil par la fille d'Erik le Rouge, siège politique et religieux de la communauté viking dès le XIe siècle (une cathédrale y fût construite et un évêque installé en l'an 1120). L'archéologie a livré de nombreuses informations sur le site de *Garðar* et révélé en particulier, parmi les 52 structures identifiées, les plus imposantes fermes médiévales connues au Groenland (Arneborg, 2007). Ici, comme sur les autres sites vikings fouillés ou inventoriés au sud-Groenland (plus de 500 sites dont environ 250 fermes, Figure 2a), l'archéologie indique que l'agriculture médiévale était principalement orientée vers l'élevage ovin. A cinq siècles de distance, l'agriculture médiévale et l'agriculture contemporaine ont ce point commun, sur un même territoire. Et le village de *Garðar* est sans doute tout aussi emblématique de l'agriculture médiévale viking au Groenland que l'actuel village d'Igaliku pour l'agriculture contemporaine.

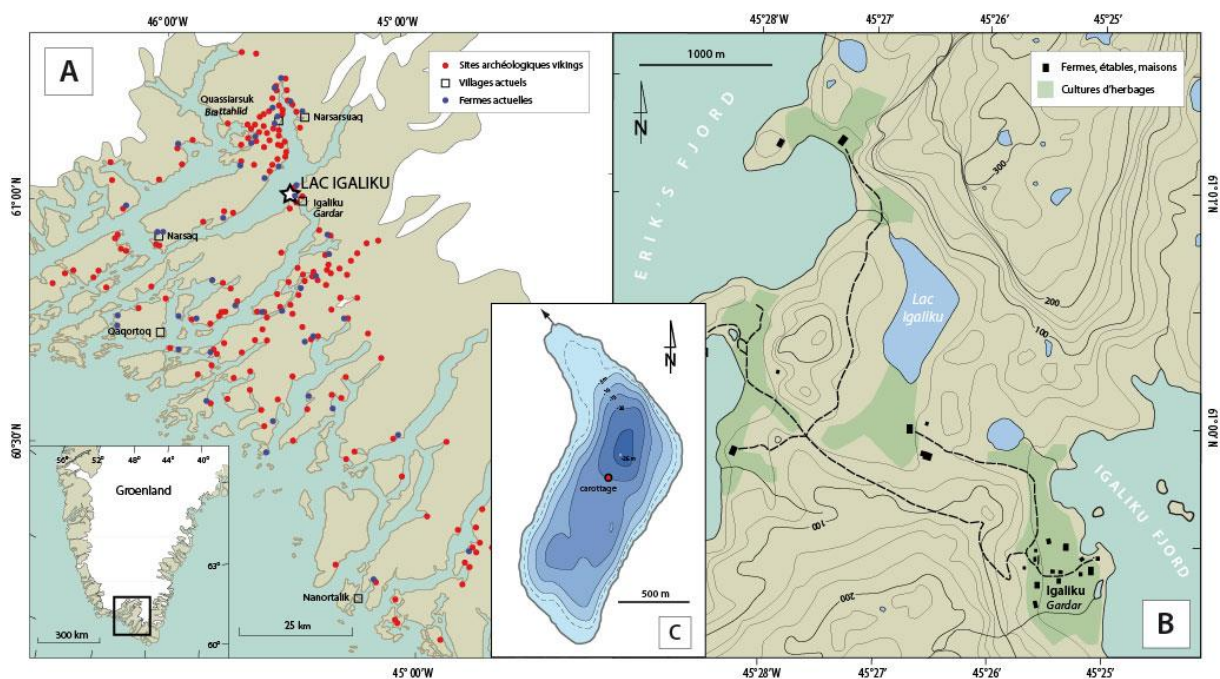


Figure 2 : (A) Carte de la zone agricole au sud-ouest du Groenland. Les points rouges indiquent les sites archéologiques vikings et les points bleus indiquent les fermes actuelles. (B) Le site d'Igaliku dans son contexte géographique. (C) Bathymétrie du lac d'Igaliku et localisation du site de carottage.

Les archives sédimentaires du lac d'Igaliku

Outre sa riche histoire de l'occupation des sols, le site d'Igaliku / *Garðar* offre l'indéniable avantage, pour les paléo-environmentalistes, de la présence d'un lac situé au cœur de la zone anthropisée (Figure 2b et 3, 61°N - 45°W, 15 m d'altitude). La réalisation, en 2007, d'un carottage au centre du lac, dans la zone la plus profonde (-26 m, Figure 2c), a révélé une séquence sédimentaire longue de 2,70 m qui couvre les 9 000 dernières années. Ces sédiments lacustres ont été datés précisément en utilisant un ensemble de méthodes de datations radiométriques : les isotopes du plomb et du césium pour les derniers 200 ans, complétés par le radiocarbone pour les dépôts plus anciens (25 échantillons datés par le radiocarbone). Le modèle âge-profondeur obtenu indique un taux de sédimentation moyen de 0,5 mm/an pour les deux derniers millénaires et permet une lecture détaillée et chronologiquement référencée des mutations environnementales de la période historique. Une analyse multi-paramètre et multidisciplinaire a permis de reconstruire les principaux paramètres de l'environnement et d'évaluer leur variabilité dans le temps. Selon le pas d'échantillonnage retenu, la résolution temporelle moyenne est de l'ordre d'une vingtaine d'année pour la période historique. Elle est inférieure à cinq années pour les cinquante dernières années.



Figure 3 : Vue générale du lac d'Igaliku dans son contexte agricole contemporain.

Reconstruire les paramètres de l'environnement

Connaître la variabilité climatique du Groenland au cours de la période historique est un sujet que les paléoclimatologues ont abordé depuis quelques décennies en étudiant les glaces de l'inlandsis. Pour autant, le carottage glaciaire le plus proche d'Igaliku est situé à plus de 450 kilomètres au nord-est et les informations qu'il révèle traduisent difficilement la réalité du climat côtier dans le bassin d'Igaliku. Pour pallier cette difficulté, la variabilité climatique au cours de cette période est abordée *in situ* et de façon indirecte par l'étude des restes de *chironomes*, groupe d'insectes au stade larvaire lacustre, dont les capsules céphaliques constituées de chitine résistante se conservent durablement dans les sédiments. L'abondance et l'association de certains taxons de chironomes permettent en effet d'estimer les changements de température des eaux (Figure 4a), et donc de caractériser les changements du climat du bassin versant d'Igaliku.

En complément de l'évaluation climatique, l'intensité des impacts environnementaux liés aux activités humaines a été abordée par quatre paramètres sensibles :

- ❖ l'érosion des sols, significative, dans ce contexte, du pâturage (piétinement animal et réduction du couvert végétal) et du travail du sol (labours, aménagements). Elle est calculée à partir du taux de sédimentation et des teneurs en éléments chimiques d'origine terrigène comme le titane par exemple ;
- ❖ la perturbation de l'écologie du lac induite par l'apport de nutriments en excès du bassin-versant vers le lac (principalement le phosphore et l'azote), indicateurs de la dispersion des effluents d'élevage (déjections des troupeaux) ou de fumure, voire de l'utilisation d'engrais artificiels pour la période récente. Ce paramètre est abordé ici par la détermination de taxons de diatomées (algues unicellulaires dont le « squelette » constitué de silice est bien conservé dans les sédiments) particulièrement sensibles aux changements de concentrations en phosphore et en azote (diatomées mésotrophes) ;
- ❖ les modifications de la couverture végétale du bassin versant révélée par l'étude des pollens ;
- ❖ la détermination d'indicateurs du pastoralisme, en particulier la présence de spores de champignons coprophiles qui se développent exclusivement sur les déjections de ruminants et les molécules d'acides biliaires associées spécifiquement aux excréments de moutons.

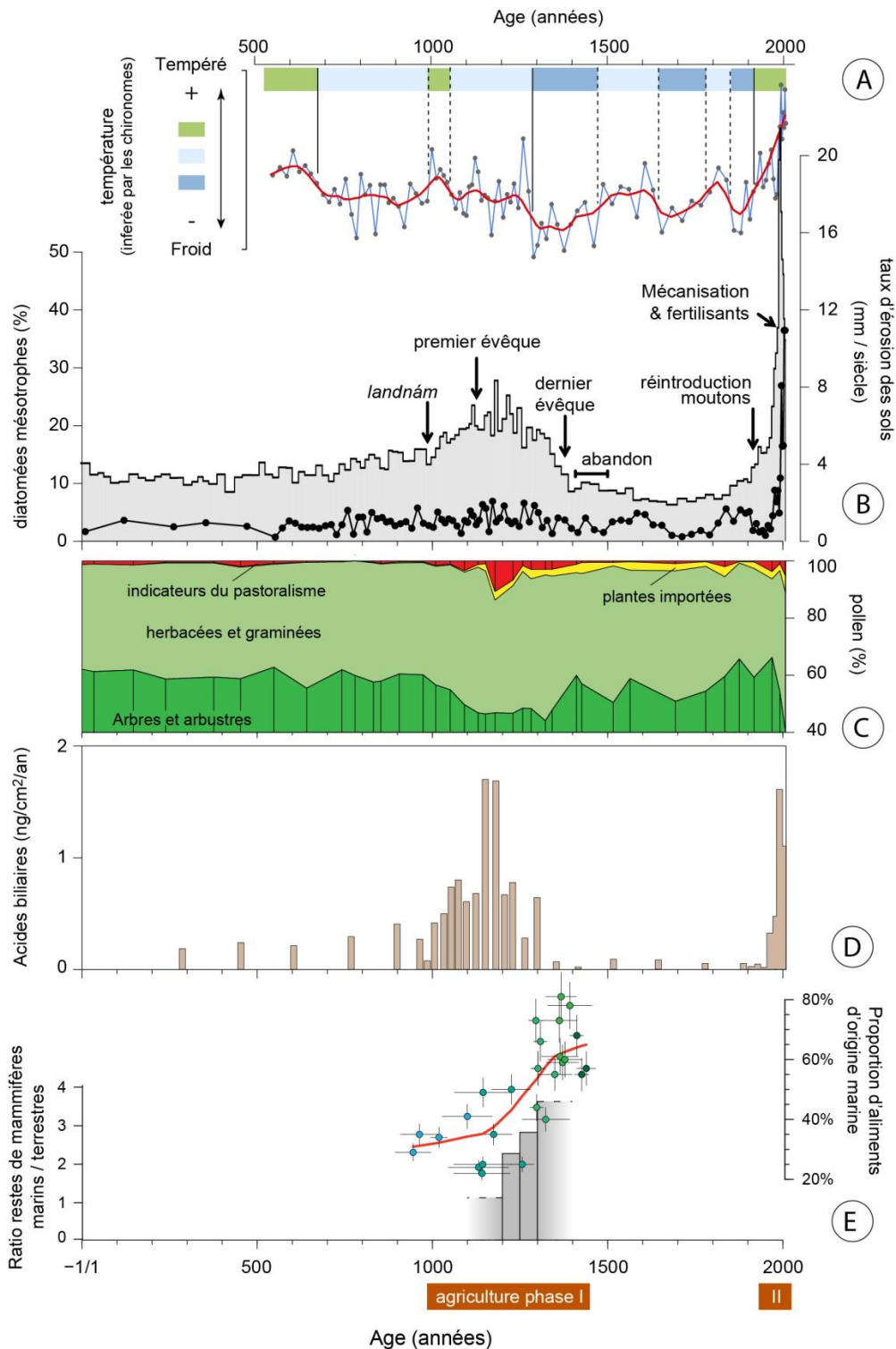


Figure 4 : Changements anthropiques et environnementaux historiques révélés par les archives sédimentaires lacustres du lac Igaliku et les données archéologiques régionales. (A) Variation des températures inférées par les taxons de chironomes. (B) Taux d'érosion des sols et concentrations en diatomées mésotrophes, sensibles aux apports de nutriments en excès. (C) Données palynologiques indicatrices des environnements végétaux et du pastoralisme. Les indicateurs du pastoralisme incluent la quantification des spores de champignons coprophiles. (D) Flux d'acides biliaires attribuables aux ruminants et en particulier aux moutons pendant les deux phases agricoles. A, B, C et D sont évalués par l'analyse des archives sédimentaires lacustres. (E) Régime alimentaire des populations viking évalué par les restes archéozoologiques récoltés dans une ferme viking à quelques kilomètres d'Igaliku (ferme Ø29a, McGovern et Pálsdóttir, 2006) et les isotopes du carbone des ossements humains (Arneborg *et al.*, 1999).

Implantation et conséquences environnementales de l'agro-pastoralisme médiéval

L'analyse comparée des différents paramètres étudiés (Figure 4) identifie clairement les différentes périodes de développement de l'agriculture dans le bassin versant du lac d'Igaliku, en relation avec les variations du climat. Concernant la période médiévale, la courbe des variations relatives de la température du lac d'Igaliku (Millet *et al.*, 2014) montre que l'arrivée des colons vikings depuis l'Islande est synchronisée d'une période de climat tempérée au sud du Groenland (un « optimum climatique »), entre la fin du X^e siècle et le début du XI^e siècle (Figure 4a). Ces conditions tempérées ont dû favoriser la navigation en Atlantique nord et l'installation des premiers agriculteurs dans les fjords du sud-ouest du Groenland. Dès cette époque de *landnám* (la « conquête »), le pâturage et le travail des sols induisent une augmentation très nette de l'érosion des sols autour du lac (Massa *et al.*, 2012). Si l'on admet que l'érosion des sols est fortement corrélée à la pression pastorale et à la croissance démographique de la colonie viking dans la région d'Igaliku, le doublement du taux d'érosion des sols (de 3 à 4 mm/siècle avant l'occupation viking à plus de 8 mm/siècle au maximum d'intensité) indique un développement progressif de la colonie au moins jusque vers le milieu du XII^e siècle (Figure 4b).

L'évolution du couvert végétal (Gauthier *et al.*, 2010) confirme cette pression anthropique croissante au cours de la même période en révélant une réduction des taxons de la toundra arbustive arctique (saules, bouleaux, genévriers...) au profit des graminées et des plantes rudérales associées aux milieux anthropisés (Figure 4c). Les indicateurs directs du pastoralisme, tels que les spores de champignons coprophiles et les traces d'acides biliaires (Figure 4d), sont tout aussi explicites. L'étude palynologique indique également l'apparition et le développement de quelques plantes importées telle que l'oseille, le pissenlit et le bouton d'or.

Au cours de cette phase d'expansion de la communauté viking et jusque vers 1150, l'accroissement des marqueurs de l'anthropisation indique que le développement de la colonie semble s'affranchir des variations climatiques et en particulier de la petite déjoration qui succède à l'optimum climatique de la conquête, vers la fin du XI^e siècle. L'adaptabilité de la communauté est probablement favorisée par l'essor démographique lié aux migrants qui renforcent la population et augmentent sa capacité de production, et par l'adaptation des pratiques agricoles mises en œuvre aux conditions climatiques de la période. On sait en effet, par les indices archéozoologiques collectés par les archéologues (Dugmore *et al.*, 2005 ; McGovern et Pálsson, 2006), que les vikings, qui ont importé un bétail varié lors de leur installation, se sont assez vite limités à l'élevage ovin, relativement bien adapté au contexte climatique et géographique de la côte groenlandaise. Cette évolution agro-pastorale est également confirmée par la spectaculaire augmentation de la quantité d'acide biliaire de mouton dans les sédiments, qui atteint son maximum un peu avant 1150. Pour autant, l'augmentation des indicateurs de pastoralisme médiéval autour du lac n'induit aucune modification notable des conditions écologiques du lac (Perren *et al.*, 2012). La flore des diatomées planctoniques, susceptibles de montrer une dégradation de l'état trophique des eaux du lac par les apports d'azote et de phosphore liés aux déjections animales ou aux fertilisations par fumure dans le bassin versant, n'indique quasiment aucun changement (Figure 4b). La pression agricole médiévale est insuffisante pour perturber l'état écologique du lac. Pour utiliser une terminologie médiévale, on peut dire que l'agro-pastoralisme viking apparaît « éco-compatible » avec les conditions écologiques du milieu dans lequel il se développe.

Adaptation et inadaptation au changement climatique : l'échec de la colonisation viking

L'apogée du développement de la communauté agricole viking apparaît comme une très courte période puisque les archives sédimentaires du lac d'Igaliku indiquent une réduction des marqueurs anthropiques dès le début du XIIIe : le taux d'érosion des sols est instable mais diminue légèrement ; les pollens, les spores de champignons coprophiles et la concentration d'acides biliaries inhérents au pastoralisme accusent une nette réduction. On peut dès lors évoquer une réduction des troupeaux aux alentours d'Igaliku. Il semble que le contexte n'ait pas permis un palier de développement optimal durant lequel la colonie aurait pu être en équilibre durablement avec le milieu qui l'accueille. Aucun texte, ni aucun argument archéologique ne permet d'impliquer une raison politique ou sociétale à ce repli. On ne peut non plus invoquer l'idée d'une surexploitation du milieu naturel, telle que l'ont imaginé certains auteurs (Diamond, 2005) : au maximum de croissance de la communauté à Igaliku et malgré la faible surface du bassin versant du lac, l'érosion des sols demeure modérée et l'écologie du lac ne traduit aucun stress apparent.

L'amplitude des courtes oscillations climatiques qui caractérisent la seconde moitié du XIIe siècle et l'essentiel du XIIIe siècle a-t-elle généré une limite au développement de la communauté viking ? On peut le supposer si l'on regarde la courbe d'évolution des taxons de chironomes et l'instabilité climatique qu'elle révèle durant cette période. Il peut s'agir d'épisodes climatiques froids, qui réduisent la saison végétative, mais aussi d'épisodes exceptionnellement chauds, comme le montre la courbe climatique vers 1250 (dans cette région de l'Arctique, les périodes chaudes se traduisent par des périodes de foehn et des sécheresses estivales qui sont, encore aujourd'hui, redoutées par les agriculteurs).

Le constat de la réduction des troupeaux et l'idée que les rendements agricoles soient contrariés par la variabilité climatique trouvent un écho plutôt conforme dans l'étude du régime alimentaire des populations de l'époque. L'analyse des restes culinaires sur les sites archéologiques (McGovern et Pálsdóttir, 2006) et l'analyse chimique des ossements vikings collectés dans les tombes fouillées par les archéologues (Arneborg, 1999) (Figure 4e), indiquent en effet que vers le début du XIIIe siècle, la proportion des apports alimentaires d'origine marine (phoque, poissons, etc.) augmente. De l'ordre de 30% au début de la colonie, elle est désormais supérieure à 40%. Face aux limites de la production agricole, la communauté s'adapte en augmentant le recours à la pêche et la chasse au phoque.

La fin du XIIIe siècle est marquée par un brutal refroidissement du climat et le XIVe siècle débute par la période la plus froide révélée par la courbe des taxons de chironomes, pour les 1500 dernières années. Simultanément, tous les marqueurs sédimentaires de l'anthropisation indiquent une forte déprise agricole. Dans ces conditions de refroidissement climatique, l'agro-pastoralisme ne correspond plus à modèle économique adapté au Groenland et la population viking est contrainte à une adaptation plus drastique : le régime alimentaire des populations est franchement orienté vers le milieu marin qui couvre désormais 60 à 80% des besoins. Y a-t-il également réduction démographique ? On peut le supposer puisque différents textes historiques scandinaves relatent une diminution des échanges avec la communauté viking groenlandaise au XIVe siècle et indiquent que le dernier évêque du Groenland meure à *Garðar* en 1378 (Arneborg, 2007).

Malgré les efforts d'adaptation aux changements climatiques, la communauté viking au Groenland, structurée sur un modèle culturel et économique agro-pastoral classique des communautés scandinaves dispersées en Atlantique nord, ne survivra pas à l'intensification du « Petit Age Glaciaire ». L'ultime indice de la présence viking au Groenland est une lettre datée de 1409 qui annonce un mariage dans l'église de Hvalsey, non loin de *Garðar*, l'année précédente. A cette date les archives sédimentaires du lac d'Igaliku confirment la fin des impacts anthropiques environnementaux et la restitution du milieu à son fonctionnement naturel.

Réchauffement climatique et impacts de l'agriculture contemporaine

Entre le XV^e et le XIX^e siècle, le sud Groenland est marqué par un climat globalement froid, à l'image du climat de l'hémisphère nord qui connaît, durant cette période, un refroidissement d'environ 0,5°C de la température moyenne annuelle, probablement induit par une forte activité volcanique mondiale et une activité solaire réduite par rapport aux siècles précédents et suivants. Durant cette période, à Igaliku, à l'exception des plantes importées qui demeurent présentes et traduisent le seul héritage persistant de l'agriculture viking, les conditions environnementales retrouvent un état quasi équivalent aux conditions antérieures à la colonisation viking.

Vers 1920, les données climatiques disponibles (mesures directes par les stations météorologiques implantées au sud du Groenland) et la courbe des taxons de chironomes du lac d'Igaliku, indiquent que le climat sud-groenlandais retrouve des caractéristiques équivalentes à celles l'optimum climatique médiéval qui avait permis l'arrivée des vikings. Dès lors, le Danemark, qui a besoin d'affirmer sa présence au Groenland, engage un programme de réintroduction du mouton et envisage la reprise des activités agricoles sur le même territoire que les colons vikings.

L'enregistrement sédimentaire du lac d'Igaliku enregistre fidèlement cette évolution : le redéploiement des troupeaux de moutons va générer une modification du couvert végétal et une reprise de l'érosion des sols. Jusque dans les années 1970, les impacts environnementaux évalués par l'étude des sédiments sont d'une intensité assez comparable à ceux de l'agriculture viking. De fait, les modalités d'élevage sont assez similaires aux pratiques vikings : les moutons paissent en liberté toute l'année, quelle que soit la saison, et ne reçoivent des apports en fourrage que très exceptionnellement. Ce renouveau agricole est contrarié par deux accidents climatiques qui surviennent consécutivement vers la transition des années 60-70. Deux hivers et printemps particulièrement froids (1966-67 et 1972-73) entraînent une très forte mortalité du cheptel ovin. A Igaliku, plus des 2/3 du cheptel est décimé (Mikki Egede, communication personnelle). Pour pallier ce type d'aléas, le gouvernement danois engage dès 1980 un nouveau programme de gestion agricole (Egede, 1982) avec la construction d'étables et l'aménagement de champs pour la production de fourrage (à Igaliku, près de 30 hectares de prairies à foin sont aménagés sur les rives du lac, fig. 3). L'adaptation aux variations climatiques est cette fois-ci très interventionniste et implique le recourt aux moyens de l'agriculture moderne : mécanisation, fertilisation, protection chimique des cultures.

L'analyse sédimentaire révèle corrélativement que ces nouvelles pratiques agricoles induisent des changements environnementaux sans précédent (Figure 4b, Figure 5). Les taux d'érosion des sols sont multipliés par cinq et les diatomées mésotrophes indiquent que le lac

d'Igaliku subit une profonde mutation de son écosystème qui le rapproche désormais de la plupart des lacs eutrophisés des régions industrialisées. Si l'on se réfère à l'analyse des concentrations du sédiment en isotopes de l'azote et du carbone (Figure 5a), assimilables à la trajectoire écologique du lac, on constate aisément cette dérive exceptionnelle dès les années 1980.

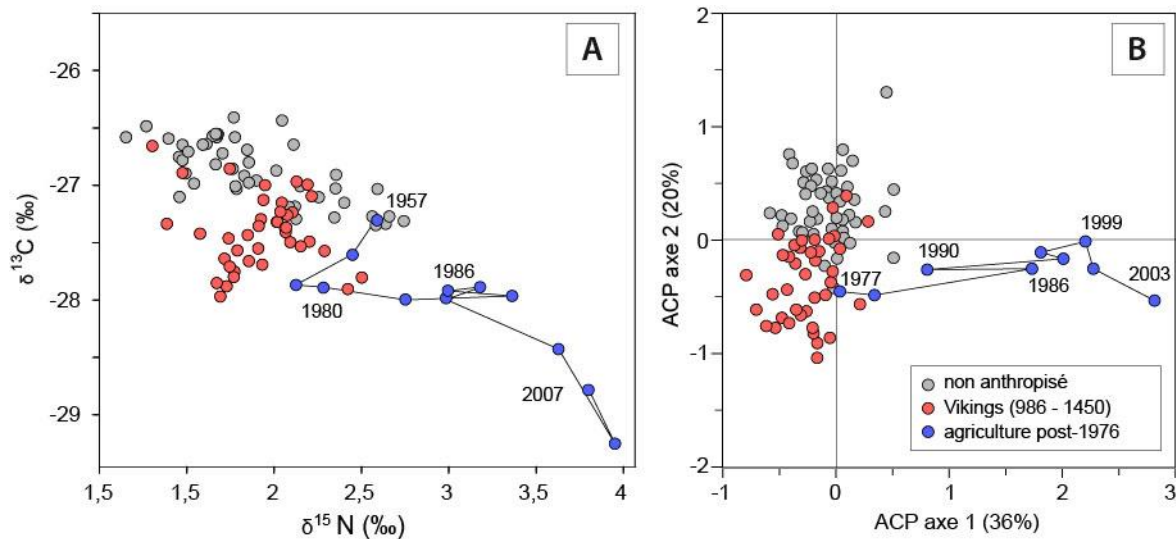


Figure 5 : Dérive environnementale de l'agriculture contemporaine évaluée par les rapports isotopiques du carbone et de l'azote sur le sédiment total (A) et par l'évolution des flores de diatomées (B).

De toute évidence, l'impact environnemental de l'agriculture contemporaine développé sur les rives du lac d'Igaliku est sans commune mesure avec les incidences de l'agro-pastoralisme médiéval. L'adaptation au changement climatique en cours met en œuvre des moyens agricoles qui ne sont guère « éco-compatibles ». On peut dès lors s'interroger sur le développement et les limites de cette nouvelle agriculture groenlandaise, confinée par les contraintes géographiques du lieu à de faibles surfaces utiles. Dans ce même espace et à l'échelle de quelques siècles, la communauté viking, malgré des efforts d'adaptation, n'a pas établi un modèle durable et trouvé un état d'équilibre entre société et capacité du milieu. Les agriculteurs contemporains disposent de moyens bien différents pour s'affranchir des aléas climatiques. Mais les objectifs productivistes de cette nouvelle agriculture, qui dépassent de très loin les besoins de la petite communauté d'Igaliku et de sa trentaine d'habitants, ont généré en quelques décennies des incidences écologiques conséquentes. Un tel constat amène à s'interroger sur la durabilité du projet agricole dans cette région qui, s'il doit perdurer à s'inscrire dans une perspective de production intensive, trouvera sans doute à court ou moyen terme une limite écologique susceptible de le mettre en péril (Figure 6).

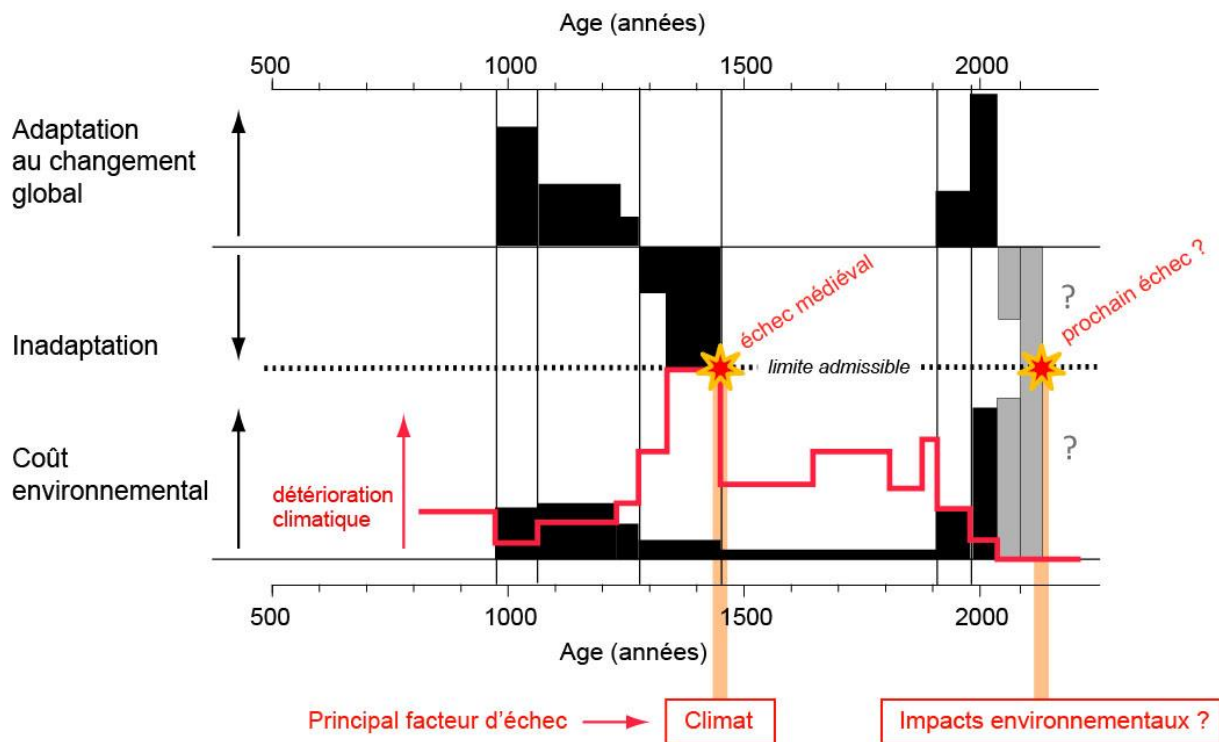


Figure 6 : Relation changement climatique / adaptation-inadaptation sociétale / coût environnemental des sociétés agro-pastorales sud-groenlandaises médiévales et contemporaines. Estimation des facteurs limitants.

Lacs « sentinelles » des changements environnementaux

Face aux changements climatiques et anthropiques que connaît aujourd’hui le Groenland, aux perspectives de développement de l’agriculture (ou de l’exploitation des ressources minières), l’étude des sédiments lacustres offre l’opportunité de surveiller avec acuité les modifications environnementales induites. L’étude des archives sédimentaires du lac d’Igaliku en témoigne.

Si les lacs sont une mémoire des changements passés, ce sont aussi les sentinelles écologiques des perturbations à venir. Nul doute que l’étude des lacs du Groenland et l’Arctique devrait mobiliser la communauté scientifique dans les années à venir.

Remerciements

Cette étude a bénéficié du soutien de l'Institut Polaire Paul-Émile Victor et de l'Agence Nationale de la Recherche (programme CEPS « Green Greenland »). Les missions de carottage ont été réalisées avec la complicité d'Hervé Grisey et Michel Campy.

Références bibliographiques :

- Arneborg J., Heinemeier J., Lynnerup N., Nielsen H. L., Rud N. and Sveinbjörnsdóttir Á. E., 1999. Change of diet of the greenland vikings determined from stable carbon isotope analysis and ¹⁴C dating of their bones. *Radiocarbon*, 41, 157–168.
- Arneborg J., 2007. *Saga trails. Brattahlid, Garðar, Hvalsey fjord's church and herjolfnæsnes: four chieftain's farmsteads in the north settlements of Greenland. A visitor's guidebook*. The National Museum of Denmark, Copenhagen.
- Diamond, J., 2005. *Collapse: How Societies Choose to Fail or Succeed*. Penguin/Allen Lane, London.
- Dugmore A.J., M.J. Church, P.C. Buckland, K.J. Edwards, I. Lawson, T.H. McGovern, E. Panagiotakopulu, I.A. Simpson, P. Skidmore and G. Sveinbjarnardóttir, 2005. The Norse landnám on the north Atlantic islands: an environmental impact assessment. *Polar Record*, 41, 21–37.
- Egede K., 1982. *Detailplan for fåreavl i Sydgrønland*. Printed report. Fåreavlskonsulenttjenesten, Upernaviarssuk.
- Gauthier E., Bichet V., Massa C., Petit C., Vannièrre B., Richard H., 2010. Pollen and Non Pollen Palynomorph evidence of medieval farming activities in South Western Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 427–438.
- Khan S.A., Kjaer K.H., Bevis M., et al., 2014. Sustained mass loss of the northeast Greenland ice sheet triggered by regional warming. *Nature Climate Change*, 4, 292-299.
- Lynnerup N., 1996. Paleodemography of the Greenland Norse. *Arctic Anthropology*, 33, 122–136.
- Massa C., Bichet V., Gauthier E., Perren B., Mathieu O., Petit C., Monna F., Giraudeau J., Losno R., Richard H., 2012. A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Review*, 32, 119-130.
- McGovern T.H., Pálsdóttir, A., 2006. *Preliminary Report of a Medieval Norse Archaeofauna from Brattahlíð North Farm (KNK 2629), Qassiarsuk, Greenland*. NORSEC Zooarchaeology Laboratory, Report 34, 1-22.
- Millet L., Massa C., Bichet V., Frossard V., Belle S., Gauthier E., 2014. A high resolution 1500 years chironomid stratigraphy from a South-western Greenland lake : anthropogenic versus climatic control. *Quaternary Research*, 81 (2), 193-202.
- Perren B., Massa C., Bichet V., Gauthier E., Mathieu O., Petit C., Richard H., 2012. A paleoecological perspective on 1450 years of human impacts from a lake in South Greenland. *The Holocene*, 22(9), 1025–1034.

VI. Données analytiques du lac d'Igaliku

1) Données de la thèse de Charly Massa utilisées pour les analyses moléculaires

Echantillons				COT	Densité sèche	SAR
Profondeur	Age	Poids	Quantité standard			
<i>cm</i>	<i>AD</i>	<i>g</i>	<i>ng</i>	<i>%</i>	<i>g/cm³</i>	<i>cm/an</i>
0.25	2008	0.905	2800	8.069	0.21	0.167
1.25	2003	0.7814	2800	6.413	0.20	0.167
2.25	1997	1.525	2800	6.114	0.27	0.250
3.25	1991	1.116	2800	5.514	0.32	0.167
4.25	1984	1.9991	2800	6.491	0.41	0.100
5.25	1974	1.2258	2800	6.454	0.29	0.083
5.75	1968	1.5784	2800	6.305	0.30	0.083
6.25	1962	1.7495	2800	6.127	0.32	0.063
7.25	1946	1.2346	2800	5.330	0.33	0.063
8.25	1929	1.391	2800	5.719	0.25	0.056
9.25	1910	1.184	2800	6.618	0.27	0.045
10.25	1888	1.8843	2800	5.350	0.30	0.045
14.25	1779	1.4414	2800	5.752	0.28	0.029
18.25	1645	1.6732	2800	5.992	0.33	0.029
22.25	1517	2.0009	2800	5.439	0.28	0.033
25.75	1416	2.0016	2800	6.117	0.40	0.038
28.25	1354	2.0244	2800	4.689	0.30	0.042
30.75	1299	2.408	1400	4.856	0.35	0.050
32.75	1261	1.1517	2800	6.114	0.32	0.063
34.75	1229	2.0083	2800	4.991	0.37	0.063
36.75	1200	1.3754	2800	5.974	0.34	0.071
38.25	1181	1.9982	2800	5.237	0.32	0.083
40.75	1151	2.006	1400	6.309	0.31	0.100
43.25	1124	1.7102	2800	6.995	0.26	0.100
45.75	1097	1.8976	2800	5.840	0.28	0.083
47.75	1074	1.9314	2800	5.927	0.32	0.083
48.25	1055	1.1813	2800	5.938	0.28	0.083
50.75	1035	1.6725	2800	5.765	0.24	0.071
52.75	1006	1.7483	2800	6.409	0.30	0.063
54.25	981	1.158	2800	5.796	0.30	0.056
55.25	964	1.7706	2800	5.773	0.32	0.056
58.75	899	1.7786	2800	5.336	0.35	0.056
65.75	768	1.7764	2800	5.487	0.34	0.050
73.25	604	1.7745	2800	5.898	0.35	0.045
80.25	453	1.7787	2800	5.316	0.35	0.045
87.25	289	1.7778	2800	6.084	0.31	0.042

2) Inventaires des n-alcane trouvés dans la séquence d'Igaliku

n-alcane		n-C ₁₇	n-C ₁₈	n-C ₁₉	n-C ₂₀	n-C ₂₁	n-C ₂₂	n-C ₂₃	n-C ₂₄	n-C ₂₅	n-C ₂₆	n-C ₂₇	n-C ₂₈	n-C ₂₉	n-C ₃₀	n-C ₃₁	n-C ₃₂	n-C ₃₃	n-C ₁₇ /n-alcane totaux	n-C ₂₉ /n-C ₃₁	
Temps de rétention (min)		27.93	31.31	34.62	37.8	40.87	43.8	46.63	49.31	51.94	54.43	56.85	59.18	61.44	63.63	65.91	68.5	71.49			
Echantillons																					
Profondeur	Age																				
cm	AD	aires de pic sur le courant ionique total																		rapport de flux en ng/cm ² /an	
0.25	2008	1375.64	938.63	2200.61	3137.57	3670.20	2028.11	3613.44	1380.73	6494.07	1493.13	5624.11	1251.93	3979.71	731.88	3375.21	408.35	1067.40	0.03	1.18	
1.25	2003	414.56	721.47	2451.30	4630.72	1984.79	774.96	1046.73	488.15	1612.57	530.27	2156.69	258.52	1290.93	241.98	2191.91	95.23	301.81	0.02	0.59	
2.25	1997	412.47	242.27	709.93	925.13	1413.81	535.91	859.77	365.91	1263.01	257.46	1066.54	217.54	626.76	108.37	595.83	58.38	161.51	0.04	1.05	
3.25	1991	79.25	18.63	90.98	190.35	195.12	152.98	246.63	114.69	293.51	53.68	180.00	21.13	44.49	18.00	40.13	1.14	1.38	0.05	1.11	
4.25	1984	421.94	343.97	1121.83	1574.28	1251.50	945.13	1317.17	616.66	2325.16	586.11	1888.25	406.91	1206.43	271.35	1192.16	192.41	532.03	0.03	1.01	
5.25	1974	22299.94	8404.77	23452.01	31564.74	18649.80	13449.38	13458.55	6121.65	27162.75	6696.73	22864.82	6954.23	17168.69	3500.92	14461.77	3295.36	7030.92	0.09	1.19	
5.75	1968	19529.94	3339.97	9556.91	12389.44	5335.42	2813.92	4486.21	1733.80	8158.45	1828.12	5413.52	1536.01	3990.50	940.34	3278.69	799.47	1464.19	0.23	1.22	
6.25	1962	3756.33	1093.67	3826.85	4754.14	4375.65	3922.97	5837.65	2488.73	7909.37	1464.84	5155.74	1019.49	2950.79	560.32	2276.20	393.17	1115.55	0.07	1.30	
7.25	1946	153.91	208.39	838.32	969.27	862.93	565.07	805.02	516.32	1020.39	345.11	1298.10	320.57	445.06	117.36	436.89	18.40	107.77	0.02	1.02	
8.25	1929	1273.28	671.18	752.84	702.08	1518.72	1855.52	2125.64	1652.21	4620.20	1686.07	4807.49	1688.20	3157.02	1295.57	3310.33	1347.28	2878.00	0.04	0.95	
9.25	1910	382.21	359.86	896.17	957.75	1281.85	634.15	1090.47	435.22	1315.22	418.32	1381.24	212.95	631.61	77.17	542.44	55.74	160.65	0.04	1.16	
10.25	1888	425.90	154.20	907.57	3220.84	4339.55	4253.66	4700.02	2357.10	8714.50	2076.88	6928.36	1660.09	4051.25	1104.95	3691.09	840.77	1922.30	0.01	1.10	
14.25	1779	2268.95	1819.43	5769.53	8962.87	6047.81	5531.99	6592.94	3220.67	12313.04	2565.91	9527.52	2103.97	5327.76	1210.85	4794.31	1026.91	2590.60	0.03	1.11	
18.25	1645	1632.40	1377.28	1409.40	1532.81	1550.24	1372.77	1583.03	1360.96	2773.78	1158.88	2657.91	1132.12	1710.06	834.91	1930.21	392.36	1157.54	0.06	0.89	
22.25	1517	5980.77	9684.64	10658.99	9727.18	8759.84	6375.76	10698.71	5111.83	19173.86	4622.55	14132.44	2672.41	7958.32	1776.22	5756.63	1196.07	2936.62	0.05	1.38	
25.75	1416	636.51	1116.73	2066.78	1973.87	1749.24	2229.43	3241.99	1863.03	5809.87	1244.40	3971.67	900.51	2292.02	496.69	1787.80	364.60	782.12	0.02	1.28	
28.25	1354	1375.99	1711.21	2723.51	2877.77	2541.51	2707.98	4172.11	1740.60	6017.97	1329.36	4867.28	970.30	2958.01	627.57	2896.08	444.93	1549.10	0.03	1.02	
30.75	1299	2826.96	3014.53	2848.53	1840.55	1533.24	987.59	1637.47	641.96	1770.42	535.88	1761.13	577.93	1119.52	271.29	887.15	310.36	317.04	0.12	1.26	
32.75	1261	673.63	1333.87	2333.80	1294.13	1554.38	1005.12	2006.88	800.38	2105.02	648.19	2435.96	238.76	758.28	92.35	622.59	35.63	168.02	0.04	1.22	
34.75	1229	6311.98	6705.28	5317.71	3112.51	1793.64	1419.47	3118.97	1323.84	4210.64	2325.66	6156.68	3422.66	5549.84	2865.90	5176.16	978.87	1375.48	0.10	1.07	
36.75	1200	885.26	3396.79	6729.85	5851.23	809.78	492.45	707.12	349.16	973.82	353.71	1590.82	290.82	654.54	115.14	720.61	60.25	130.63	0.04	0.91	
38.25	1181	3366.24	2581.49	3113.62	1970.54	2338.60	2025.18	3232.88	2397.00	5021.21	5521.53	7535.85	6872.81	6823.94	6686.97	5946.20	3696.04	2795.22	0.05	1.15	
40.75	1151	2393.59	1468.25	1603.21	1385.63	1053.67	1048.99	1607.39	1083.72	2034.34	1084.29	2222.02	1265.78	1634.29	1180.06	2098.06	846.97	1398.97	0.09	0.78	
43.25	1124	5137.79	6203.02	3255.54	1855.14	1414.85	1183.96	2038.92	1589.47	3555.13	2107.46	6071.78	2635.48	4456.83	1882.71	3575.10	848.87	982.21	0.11	1.25	
45.75	1097	3529.16	3130.32	2005.99	1015.94	726.79	580.15	925.49	847.34	1917.77	2064.11	3339.03	3029.69	2958.59	2262.12	2539.12	666.05	814.11	0.11	1.17	
47.75	1074	729.54	4013.33	5598.46	2499.73	2249.59	1032.59	3306.16	568.92	3500.08	1003.12	4971.77	680.49	1622.95	451.35	1486.54	135.68	416.49	0.02	1.09	
48.25	1055	641.39	774.13	1243.21	753.45	1324.66	892.94	2289.07	743.24	2510.70	550.05	2985.33	392.73	1363.42	143.64	1020.94	64.50	269.69	0.04	1.34	
50.75	1035	3116.99	3893.52	2374.80	1372.31	1096.62	1385.05	1372.63	1723.56	2912.40	2009.81	4206.93	2955.53	3657.71	2235.19	3754.44	1119.16	980.15	0.08	0.97	
52.75	1006	3731.24	4535.24	2900.59	1565.60	1393.03	1375.38	2183.29	1332.16	2433.96	1665.56	4212.97	1899.47	3138.72	1409.15	2544.21	458.78	811.53	0.10	1.23	
54.25	981	1557.21	2892.07	2996.70	1686.05	1327.04	1140.46	1501.57	783.04	1684.14	501.38	2083.07	374.44	924.40	132.71	1022.50	152.70	238.18	0.07	0.90	
55.25	964	1812.76	3114.91	2914.42	2109.10	1574.67	1281.43	1969.70	1413.10	2868.81	2884.41	5092.62	4456.15	4918.31	3619.85	3426.85	1614.11	1281.77	0.04	1.44	
58.75	899	1623.42	2803.55	2326.40	1664.78	1342.53	1105.49	1745.59	771.39	2096.69	1109.03	2480.29	1127.62	2099.69	646.62	1364.45	265.09	443.19	0.06	1.54	
65.75	768	3995.91	4304.53	2444.74	1143.29	717.85	618.37	1314.10	690.66	2161.96	1275.25	3085.30	1589.31	2361.97	1256.72	1764.60	434.37	495.47	0.13	1.34	
73.25	604	1103.14	2430.24	2284.91	1439.96	864.21	535.99	951.06	498.28	1361.75	943.76	2002.65	1473.97	1622.36	954.10	1015.08	369.49	395.34	0.05	1.60	
80.25	453	2690.69	3326.21	2006.46	974.76	629.50	564.88	1272.37	704.80	1947.57	1609.66	3312.35	2603.67	3057.10	2028.03	2279.77	875.03	807.86	0.09	1.34	
87.25	289	2851.83	2451.47	1514.98	793.54	437.42	387.99	998.53	849.05	2109.65	2116.75	3312.75	2986.07	2797.46	2412.08	2578.15	1038.68	869.95	0.09	1.09	

3) Suite de l'inventaire moléculaire de la séquence d'Igaliku

Molécules		TTHC - lupane	TTHC - ursane	TTHC - oleanane	Flux TTHC	Lupanone	Flux lupanone	Acétate de taraxéryl	Acétate de friédélanyl	Flux acétates	Coprostanol	Cholestanol	Ethyl-coprostanol	Méthyl-cholestanol	Coprostanol/5β-stanols	DOC	Flux DOC
Temps de rétention (min)		54.94	55.99	56.55		76.84		77.7	83.78		65.92	68.55	71.17	71.35		27.93	
Echantillons																	
Profondeur	Age																
cm	AD	Aire de pic	Aire de pic	Aire de pic	ng/cm2/an	Aire de pic	ng/cm2/an	Aire de pic	Aire de pic	ng/cm2/an	Aire de pic	Aire de pic	Aire de pic	Aire de pic	ng/cm2/an	Aire de pic	ng/cm2/an
0.25	2008	11.83	18.66	77.06	0.47	119.45	0.52	4.20	9.97	0.06	38606.03	130555.51	100595.09	143650.81	9.34	252.50	1.10
1.25	2003	0.00	0.00	0.00	0.00	99.53	0.52	8.86	13.00	0.11	34871.17	106376.68	71708.10	35316.14	14.05	247.47	1.29
2.25	1997	2.07	2.96	18.87	0.27	77.81	0.87	6.66	28.85	0.40	2067.52	19517.54	9787.16	18588.10	4.14	207.45	1.46
3.25	1991	0.00	0.00	0.00	0.00	82.55	0.80	3.20	5.18	0.08	3038.36	57127.47	29629.59	23814.74	2.67	167.42	1.62
4.25	1984	18.03	37.09	99.34	0.99	143.06	0.91	5.02	22.00	0.17	231.26	3811.23	2410.24	4718.78	2.07	71.29	0.45
5.25	1974	308.28	671.69	3608.37	17.18	5641.01	21.13	0.00	0.00	0.00	495.38	11550.32	8640.70	14023.15	1.43	125.10	0.47
5.75	1968	44.55	132.36	535.06	2.82	1392.17	5.51	0.00	0.00	0.00	276.35	6360.61	2705.39	4717.00	1.97	81.52	0.32
6.25	1962	49.18	106.75	254.01	1.35	1133.18	3.75	3.14	9.02	0.04	143.83	2837.76	1306.76	2652.58	2.07	94.97	0.31
7.25	1946	0.00	0.00	0.00	0.00	11.47	0.04	6.24	5.44	0.05	3734.73	53701.30	14878.45	14140.39	4.32	0.00	0.00
8.25	1929	1.13	2.32	26.06	0.07	49.38	0.12	8.54	7.96	0.04	5.72	7.55	0.00	0.00	43.08	12.40	0.03
9.25	1910	0.00	0.00	0.00	0.00	15.53	0.03	5.50	5.97	0.02	278.10	7735.96	2524.79	2220.51	2.18	49.99	0.09
10.25	1888	0.89	16.99	50.63	0.18	144.24	0.37	4.63	5.27	0.03	598.69	12688.97	6114.13	18046.84	1.60	16.05	0.04
14.25	1779	3.08	28.30	58.22	0.13	1107.37	1.60	15.18	10.35	0.04	513.26	6476.94	4623.94	12391.65	2.14	27.98	0.04
18.25	1645	2.01	3.90	9.91	0.03	48.51	0.08	11.25	12.37	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	3.19	45.38	0.07
22.25	1517	82.06	157.54	241.34	0.83	1898.51	3.28	7.49	3.62	0.02	4.47	52.69	32.21	16.20	4.24	45.94	0.08
25.75	1416	18.63	8.13	22.40	0.12	1029.65	2.56	0.00	0.00	0.00	0.00	15.17	11.31	0.00	0.00	3.37	0.01
28.25	1354	10.67	10.19	28.34	0.13	624.01	1.64	21.80	36.79	0.15	8.42	138.50	57.16	25.96	3.66	21.22	0.06
30.75	1299	22.95	38.20	24.82	0.31	311.14	1.12	17.70	35.06	0.19	19.30	337.03	269.49	555.04	1.63	177.32	0.64
32.75	1261	0.00	0.00	0.00	0.00	117.55	0.38	3.05	6.17	0.03	301.50	8767.39	1891.60	1418.78	2.44	97.01	0.31
34.75	1229	2.04	1.61	4.50	0.04	85.18	0.40	11.68	9.96	0.10	7.39	337.39	152.16	354.75	0.87	164.25	0.77
36.75	1200	0.00	0.00	0.00	0.00	195.72	0.80	20.24	31.31	0.21	201.60	6830.98	1859.98	1055.34	2.03	151.93	0.62
38.25	1181	6.11	3.31	7.32	0.09	195.57	1.01	10.82	19.84	0.16	11.70	358.70	271.23	577.02	0.96	328.74	1.69
40.75	1151	15.13	8.90	8.55	0.16	664.51	3.26	41.84	65.38	0.53	20.43	78.56	536.83	538.75	1.74	348.38	1.71
43.25	1124	3.15	2.40	3.40	0.03	67.52	0.25	9.21	13.69	0.09	14.88	384.92	213.49	473.73	1.37	179.87	0.67
45.75	1097	3.68	2.76	4.96	0.04	79.21	0.31	7.27	13.21	0.08	12.08	426.35	206.75	463.88	1.09	152.14	0.60
47.75	1074	2.33	0.96	3.62	0.03	56.30	0.26	7.10	9.78	0.08	7.24	284.45	111.49	291.44	1.04	174.94	0.80
48.25	1055	0.00	0.00	0.00	0.00	161.24	0.62	8.26	20.66	0.11	109.02	2688.43	822.79	515.78	2.64	177.57	0.69
50.75	1035	3.44	1.50	9.32	0.04	114.26	0.34	8.47	9.66	0.05	8.87	399.03	172.64	503.89	0.82	164.32	0.48
52.75	1006	2.62	3.46	3.06	0.03	58.51	0.17	8.00	13.52	0.06	15.08	547.61	209.44	463.65	1.22	141.45	0.41
54.25	981	0.00	0.00	0.00	0.00	82.99	0.24	11.20	21.00	0.09	224.16	6268.63	1501.15	1048.22	2.48	28.57	0.08
55.25	964	3.79	3.27	4.78	0.04	23.71	0.07	3.86	0.00	0.01	6.08	453.70	79.39	44.12	1.04	83.14	0.26
58.75	899	1.84	1.14	3.53	0.02	24.45	0.09	4.96	4.19	0.03	7.16	445.51	141.73	387.44	0.73	108.86	0.40
65.75	768	4.13	2.44	4.10	0.03	38.92	0.12	4.93	7.96	0.04	11.77	450.22	167.35	418.43	1.12	92.71	0.28
73.25	604	6.04	2.92	8.38	0.05	51.42	0.14	10.61	23.70	0.09	16.24	519.91	173.09	130.77	1.93	74.57	0.20
80.25	453	3.43	0.00	4.88	0.02	38.42	0.11	5.29	12.36	0.05	13.52	506.40	238.91	456.14	1.11	76.85	0.23
87.25	289	2.82	0.85	5.59	0.02	46.71	0.10	7.39	10.27	0.04	26.86	566.29	170.02	377.74	2.35	79.49	0.17

VII. Données sédimentaires de la séquence de Qallimiut

1) Données géophysiques, géochimiques et élémentaires

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
0.25	2004	58.55	1.0961	6699	6.3	13.5
0.75	1990	75.2	1.22205	9395	5.5	14.5
1.25	1972	82.6	1.23025	9020	5.3	13.2
1.75	1967	61.5	1.229	12295	4.9	13.8
2.25	1945	77.1	1.25925	10263	6.2	13.2
2.75	1921	150.5	1.19615	9202	4.9	12.9
3.25	1904	279.45	1.1701	10153	3.8	13.3
3.75	1904	448.25	1.21525	13090	2.4	12.8
4.25	1904	362	1.32455	17795	1.3	12.0
4.75	1904	125.1	1.5613	16197	1.9	13.9
5.25	1904	53.75	1.66155	12908	4.2	14.3
5.75	1902	44.25	1.4556	8447	6.6	13.4
6.25	1883	51.25	1.16615	8538	6.8	13.8
6.75	1865	54.65	1.122	8775	6.2	13.4
7.25	1846	85.2	1.1452	9957	5.3	13.6
7.75	1837	52	1.15605	11145	5.3	13.0
8.25	1828	48.1	1.1899	10226	4.5	13.7
8.75	1809	61.5	1.21695	7304	5.8	14.4
9.25	1790	65.75	1.146	6623	5.9	14.1
9.75	1772	101.55	1.13725	8238	5.4	15.1
10.25	1755	54.7	1.12635	11411	5.2	14.0
10.75	1755	50.7	1.1963	8731	5.7	14.0
11.25	1744	54.65	1.25665	8371	6.9	13.1
11.75	1725	48.35	1.1388	8305	6.5	13.5
12.25	1706	50.65	1.1424	8045	7.0	13.9
12.75	1688	48.5	1.14725	8518	7.0	13.9
13.25	1669	46.75	1.1475	8747	6.7	12.7
13.75	1651	56.75	1.14775	8940	6.7	13.9
14.25	1632	83.65	1.1187	8993	6.4	14.2
14.75	1613	88.1	1.1309	11069	5.2	13.3
15.25	1604	60.55	1.1648	12098	4.8	13.0
15.75	1595	67	1.2111	9787	4.6	15.0
16.25	1576	83.9	1.24735	7775	6.7	13.4
16.75	1563	65.9	1.1692	12417	5.1	13.1
17.25	1554	61.3	1.20045	14726	4.5	15.0
17.75	1544	64.7	1.25365	15222	4.8	15.0
18.25	1526	43.75	1.23595	11359	5.0	12.8

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
18.75	1516	47.05	1.1862	14259	5.0	14.1
19.25	1511	67.35	1.2148	14430	4.7	14.1
19.75	1491	71.4	1.2555	10779	5.4	12.7
20.25	1469	74.95	1.17075	12789	5.0	12.6
20.75	1447	71.55	1.1888	15144	4.3	12.9
21.25	1425	75.7	1.2198	13742	3.6	13.9
21.75	1404	74.65	1.2327	14425	3.7	14.2
22.25	1390	71	1.2255	15886	3.9	12.7
22.75	1373	60.75	1.2574	11803	4.7	12.6
23.25	1351	30.6	1.1925	10770	5.0	13.3
23.75	1349	38.65	1.2036	12835	3.6	13.8
24.25	1334	44.65	1.2659	9103	5.6	13.8
24.75	1312	52.65	1.146	9803	6.4	13.2
25.25	1290	69.75	1.1439	8541	5.9	13.6
25.75	1269	68.15	1.15085	10401	5.9	13.0
26.25	1247	56.85	1.1781	12122	5.1	13.0
26.75	1225	77.05	1.2007	11554	4.7	14.0
27.25	1203	58.8	1.21345	12311	4.8	13.9
27.75	1197	57.45	1.21825	14662	4.3	12.8
28.25	1186	60.75	1.29085	10746	4.4	13.1
28.75	1164	70.7	1.2575	9866	5.9	13.1
29.25	1142	136.95	1.19565	11042	5.3	13.0
29.75	1125	111.1	1.2193	13030	4.2	13.7
30.25	1116	78.6	1.23865	14063	3.5	13.0
30.75	1108	69.8	1.35695	13423	3.3	13.8
31.25	1088	100.3	1.2408	11426	4.4	13.3
31.75	1066	176	1.2252	9193	5.8	13.3
32.25	1057	254.7	1.1865	10608	4.7	12.9
32.75	1057	230.75	1.21615	15611	2.9	12.4
33.25	1057	41.65	1.3967	16806	0.9	10.4
33.75	1057	26.95	1.70065	8839	0.8	14.6
34.25	1047	27.3	1.41495	9344	2.9	12.7
34.75	1025	28.05	1.10185	8686	8.0	13.0
35.75	981	25.1	1.14215	8469	8.1	13.2
36.75	940	28.55	1.13165	9176	8.3	12.9
37.75	916	20.3	1.21585	10289	6.4	13.2
38.75	872	24.25	1.11105	9210	8.2	13.0
39.75	829	23.95	1.1359	8845	7.5	13.0
40.75	785	20.1	1.0955	8577	8.8	13.3
41.75	742	13.3	1.10825	9598	8.2	12.9

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
42.75	698	15.85	1.1035	8462	8.0	13.5
43.75	655	19.6	1.11115	9206	9.1	13.2
44.75	611	12.2	1.1454	8270	8.2	12.9
45.75	568	14.7	1.10925	7659	8.7	12.8
46.75	524	15.9	1.14405	9263	7.9	13.6
47.75	481	12.7	1.13945	7105	7.5	13.2
48.75	437	8.7	1.105	7617	9.4	12.7
49.75	394	19.5	1.0818	8349	7.7	12.9
50.75	350	22.1	1.0905	9945	7.5	13.3
51.75	303	11.75	1.1351	9519	7.7	12.9
52.75	252	24.1	1.14945	8524	8.2	13.1
53.75	201	16.5	1.12165	10796	9.4	13.2
54.75	150	29.2	1.1688	9319	7.4	14.4
55.75	98	29	1.0965	9371	7.1	13.3
56.75	47	13.2	1.1484	8661	7.3	12.6
57.75	-4	23.35	1.11935	8241	8.5	13.9
58.75	-55	32.9	1.16775	10109	6.4	13.6
59.75	-106	20.1	1.1456	7343	7.4	12.9
60.75	-157	24.85	1.1272	7441	8.8	13.6
61.75	-208	52.95	1.1415	7258	8.0	12.8
62.75	-259	28.3	1.1098	7377	6.3	13.7
63.75	-310	54.05	1.10705	8107	8.7	13.1
64.75	-361	36	1.16445	9840	6.7	12.8
65.75	-412	48.95	1.167	9330	6.9	12.8
66.25	-438	72.05	1.1252	9011	7.4	13.2
66.75	-463	134.35	1.1168	11668	5.7	13.5
67.25	-466	77.75	1.19285	13756	2.9	15.7
67.75	-466	39.45	1.2705	9182	2.9	13.9
68.75	-514	26.2	1.13365	9745	5.3	13.3
69.75	-566	19.65	1.10955	9092	7.8	13.0
70.75	-617	23.25	1.131	8339	8.5	13.0
71.75	-663	26.65	1.09275	7321	8.8	12.9
72.75	-708	25.9	1.1252	8161	8.9	13.1
73.75	-752	34.7	1.14865	7747	8.2	12.9
74.75	-796	36.55	1.12215	10677	7.0	13.3
75.75	-841	26.5	1.1675	9789	6.5	12.9
76.75	-885	44.5	1.12115	10681	7.2	13.3
77.75	-907	30.75	1.1374	7818	7.1	13.6
78.75	-952	29.25	1.10375	9619	7.4	13.0
79.75	-996	36.7	1.1479	9589	7.3	12.9
80.75	-1041	30.45	1.13585	12464	7.3	12.9

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
81.75	-1063	25.1	1.16625	11040	5.8	13.4
82.75	-1107	29.3	1.14225	9768	7.4	12.7
83.75	-1151	24.05	1.1417	10279	9.5	14.3
84.75	-1196	43.75	1.10625	10024	7.9	13.6
86.75	-1285	20.4	1.11985	7720	8.5	13.2
87.75	-1329	19.3	1.1206	7162	8.2	13.6
88.75	-1380	19.9	1.09625	8885	8.4	13.2
89.75	-1444	28.65	1.09725	8729	7.9	13.0
90.75	-1509	23.35	1.13265	7968	9.0	12.7
91.75	-1573	19.3	1.13575	6238	8.6	12.6
92.75	-1637	26.25	1.10525	6224	7.8	12.9
93.75	-1683	28.45	1.11555	7029	7.8	13.7
94.75	-1712	24.75	1.0995	6565	7.6	13.1
95.75	-1740	24.8	1.1234	6566	7.8	13.8
96.75	-1768	18.8	1.1085	6106	8.8	13.2
97.75	-1797	28.9	1.0707	7600	7.8	13.2
98.75	-1825	23.1	1.1153	6969	8.5	13.2
99.75	-1854	25.4	1.13485	6402	7.3	13.4
100.75	-1882	53.85	1.108	9471	6.6	14.4
101.75	-1899	32.5	1.1181	7881	7.1	13.4
102.75	-1928	32.95	1.11505	7037	6.7	12.9
103.75	-1956	23.15	1.13125	7317	6.7	13.5
104.75	-1985	31.95	1.1425	8326	6.7	12.6
105.75	-2013	32.7	1.09375	8702	5.6	12.5
106.75	-2042	27.7	1.13585	7775	6.0	12.7
107.75	-2070	24.65	1.173	6981	6.7	12.5
108.75	-2098	25.55	1.15765	6840	5.9	12.3
110.25	-2141	52.1	1.1503	8573	6.3	13.0
110.75	-2150	36.15	1.16615	8154	6.5	12.4
111.75	-2178	26.3	1.18025	9589	5.8	12.3
112.25	-2192	47.3	1.14665	11845	5.2	12.7
112.75	-2207	51.75	1.13815	12033	4.4	12.8
113.25	-2221	42.3	1.14465	15075	4.3	13.7
113.75	-2226	53.75	1.1955	11265	5.1	12.6
114.25	-2232	47.2	1.18765	11797	6.0	12.6
114.75	-2246	43.1	1.22645	10770	5.8	13.1
115.25	-2261	39.75	1.2398	10505	5.2	13.0
115.75	-2275	43.45	1.19135	9361	5.2	12.5
116.25	-2289	41.9	1.17035	9962	5.5	13.2
116.75	-2303	55.75	1.21205	14751	3.2	12.0

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
117.25	-2310	60.6	1.22955	13659	3.3	14.2
117.75	-2317	44.1	1.22595	11666	5.6	12.4

2) Données granulométriques

Profondeur	Age	Moyenne	Médiane	Mode	d10	d50	d90	Sorting	Skewness
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>μm</i>	<i>μm</i>	<i>μm</i>	<i>μm</i>	<i>μm</i>	<i>μm</i>		
0.75	1990	17.49	21.79	45.76	2.229	21.79	92.54	3,987	-0,532
2.25	1945	12.76	15.7	41.68	1.814	15.7	62.26	3,741	-0,487
3.25	1904	12.89	16.83	34.59	1.856	16.83	56.17	3,573	-0,63
4.25	1904	18.44	23	28.7	2.975	23	72.47	3,404	-0,945
4.25	1904	18	22.71	28.7	2.867	22.71	68.95	3,366	-0,977
5.25	1904	13.3	15.04	19.76	2.565	15.04	54.44	3,118	-0,481
6.25	1883	14.89	16.49	21.7	2.593	16.49	69.96	3,391	-0,387
8.75	1809	14.66	17.94	45.76	1.981	17.94	75.04	3,902	-0,451
9.25	1790	15.39	17.01	45.76	2.263	17.01	85.33	3,882	-0,377
10.75	1755	13.55	15.28	45.76	2.086	15.28	70.21	3,729	-0,406
11.75	1725	17.58	19.88	50.23	2.475	19.88	99.12	4,027	-0,417
13.25	1669	13.52	16.46	45.76	1.943	16.46	65.44	3,722	-0,507
15.75	1595	11.78	12.68	41.68	1.902	12.68	61.94	3,683	-0,324
16.75	1563	14.16	16.11	37.97	2.123	16.11	73.22	3,758	-0,409
17.25	1554	12.44	14.44	18	2.052	14.44	57.16	3,487	-0,494
17.25	1554	11.76	13.63	16.4	2.015	13.63	52.55	3,392	-0,509
17.75	1544	13.75	16.93	45.76	2.01	16.93	63.8	3,668	-0,562
18.25	1526	12.69	13.37	12.4	1.956	13.37	74.89	3,83	-0,253
18.75	1516	15.12	18.73	37.97	2.469	18.73	64.99	3,464	-0,661
19.25	1511	12.37	12.81	11.29	2.365	12.81	58.97	3,293	-0,277
20.25	1469	12.11	14.44	41.68	1.835	14.44	60.53	3,725	-0,402
21.25	1425	11.02	12.37	19.76	1.858	12.37	49.89	3,326	-0,362
22.25	1390	11.35	13.61	41.68	1.807	13.61	53.04	3,553	-0,486
23.25	1351	16.71	20.89	41.68	2.251	20.89	83	3,884	-0,572
23.75	1349	11.66	13.12	21.7	1.963	13.12	55.57	3,427	-0,332
25.75	1269	12.72	14.23	37.97	2.098	14.23	60.26	3,447	-0,384
25.75	1269	12.56	14.02	41.68	2.077	14.02	59.44	3,438	-0,384
26.25	1247	13.76	16.92	41.68	2.011	16.92	67.21	3,784	-0,492
26.75	1225	11.69	13.06	45.76	1.995	13.06	56.26	3,511	-0,436
27.25	1203	12.14	14.36	41.68	1.756	14.36	62.74	3,807	-0,397
27.75	1197	14.61	16.74	41.68	2.242	16.74	74.49	3,764	-0,429

Profondeur	Age	Moyenne	Médiane	Mode	d10	d50	d90	Sorting	Skewness
cm	AD/BC	μm	μm	μm	μm	μm	μm		
28.25	1186	13.07	15.65	41.68	1.912	15.65	66.41	3,821	-0,438
29.25	1142	13.35	15.66	41.68	2.072	15.66	64.35	3,622	-0,504
30.25	1116	12.92	15.88	37.97	1.965	15.88	60.59	3,648	-0,546
30.75	1108	13.37	15.86	41.68	2.115	15.86	62.08	3,574	-0,545
31.25	1088	13.85	17.19	41.68	1.942	17.19	69.29	3,828	-0,505
32.25	1057	9.755	9.164	6.453	1.624	9.164	71.06	3,945	0,034
32.25	1057	9.143	8.76	6.453	1.577	8.76	57.27	3,805	0,0185
33.25	1057	22.03	30.7	50.23	2.627	30.7	103.5	3,986	-0,796
36.25	960	12.01	13.45	14.94	2.068	13.45	57.06	3,463	-0,436
37.25	938	12.24	12.28	11.29	2.244	12.28	64.83	3,424	-0,162
41.25	764	11.49	12.31	13.61	2.121	12.31	55.54	3,317	-0,265
44.75	611	10.73	11.58	13.61	2.059	11.58	49.59	3,222	-0,284
47.25	502	11.67	13.57	18	2.061	13.57	53.39	3,284	-0,374
48.75	437	11.73	12.17	12.4	2.379	12.17	57.31	3,223	-0,167
50.75	350	10.69	12.08	16.4	1.87	12.08	51.77	3,437	-0,375
51.25	328	11.04	11.71	12.4	2.495	11.71	46.36	2,958	-0,293
51.75	303	11.92	12.98	13.61	2.057	12.98	59.2	3,437	-0,276
53.25	226	12.02	14.5	18	1.918	14.5	56.01	3,518	-0,488
53.25	226	11.89	14.55	18	1.859	14.55	53.97	3,505	-0,534
54.25	175	11.82	12.62	12.4	2.052	12.62	60.33	3,421	-0,237
56.25	73	12.51	13.64	13.61	2.055	13.64	64.32	3,548	-0,261
58.75	-55	13.11	13.97	13.61	2,293	13.97	65.57	3,395	-0,301
59.75	-106	14.24	14.56	13.61	2.415	14.56	80.39	3,625	-0,178
61.25	-182	10.97	11.61	13.61	2.09	11.61	55.2	3,406	-0,322
62.25	-234	11.31	12.26	13.61	2.088	12.26	52.61	3,276	-0,311
62.75	-259	11.93	12.57	12.4	2.082	12.57	63.03	3,45	-0,215
63.75	-310	12.01	12.84	12.4	2.03	12.84	60.54	3,433	-0,284
64.75	-361	12	12.81	13.61	2.364	12.81	55.41	3,198	-0,286
65.75	-412	11.74	14.27	41.68	1.706	14.27	57.2	3,73	-0,445
65.75	-412	11.87	14.62	41.68	1.663	14.62	57.62	3,761	-0,465
67.75	-466	13.99	16.63	41.68	2.03	16.63	67.62	13,08	-0,717
73.25	-730	14.34	15.93	19.76	2.221	15.93	74.65	3,671	-0,306
75.25	-819	11.23	11.63	12.4	2.057	11.63	59.08	3,407	-0,144
76.25	-863	9.168	10.02	13.61	1.555	10.02	48.89	3,557	-0,235
77.75	-907	12.85	13.67	14.94	2.21	13.67	68.61	3,495	-0,24
79.75	-996	15.37	17.3	50.23	1.986	17.3	94.23	4,162	-0,366
81.25	-1052	11.72	13.16	18	1.918	13.16	60.95	3,515	-0,269
83.25	-1129	12.62	14.04	16.4	1.876	14.04	71.72	3,844	-0,306
83.75	-1151	13.03	13.63	12.4	2.093	13.63	73.42	3,639	-0,208
84.25	-1174	13.76	14.91	16.4	2.235	14.91	75.69	3,646	-0,345

Profondeur	Age	Moyenne	Médiane	Mode	d10	d50	d90	Sorting	Skewness
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	μm	μm	μm	μm	μm	μm		
84.75	-1196	14.55	14.56	13.61	2.532	14.56	87.55	3,642	-0,147
84.75	-1196	14.67	14.55	13.61	2.534	14.55	90.39	3,683	-0,133
88.25	-1351	11	12.59	14.94	1.969	12.59	50.28	3,28	-0,331
89.75	-1444	10.73	12.37	14.94	1.806	12.37	51.14	3,373	-0,313
90.75	-1509	10.89	12.25	16.4	1.937	12.25	52.95	3,453	-0,351
93.25	-1669	10.96	11.57	12.4	1.918	11.57	58.31	3,477	-0,159
95.75	-1740	9.864	11.54	14.94	1.931	11.54	42.35	3,115	-0,427
99.25	-1840	11.87	13.69	16.4	1.74	13.69	65.74	3,795	-0,305
100.25	-1868	11.17	13.31	14.94	1.791	13.31	52.49	3,426	-0,363
100.75	-1882	10.54	11.95	14.94	1.786	11.95	51.35	3,403	-0,259
102.75	-1928	12.11	13.87	18	2.025	13.87	62.74	3,545	-0,303
104.25	-1970	11.97	15.05	18	1.925	15.05	52.45	3,377	-0,583
105.25	-1999	11.76	14.65	18	1.917	14.65	52.01	3,375	-0,562
105.25	-1999	11.64	14.58	18	1.905	14.58	51.09	3,36	-0,57
108.25	-2084	12.21	14	19.76	1.901	14	63.97	3,584	-0,279
110.25	-2141	11.17	14.05	18	1.92	14.05	47.42	3,223	-0,468
112.25	-2192	11.35	12.97	18	1.819	12.97	58	3,632	-0,34
112.75	-2207	16.62	20.5	50.23	2.066	20.5	89	4,044	-0,537
113.75	-2226	11.46	13.76	18	1.927	13.76	52.34	3,352	-0,384
115.25	-2261	9.915	11.71	18	1.699	11.71	48.59	3,473	-0,359
115.75	-2275	10.11	11.28	18	1.675	11.28	55.54	3,696	-0,205
115.75	-2275	10.29	11.7	18	1.662	11.7	55.05	3,693	-0,236

VIII. Données sédimentaires de la séquence de Little Kangerluluup

1) Données géophysiques, géochimiques et élémentaires

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	$*10^5$ <i>S.I.</i>	g/cm^3	<i>aire de pic</i>	%	
0.25	2007	31.45	0.7021	7451	11.4	12.7
0.75	1999	49.55	0.98735	7584	9.0	13.9
1.25	1991	46.55	1.0491	7609	6.6	14.9
1.75	1982	15.9	1.0614	8911	8.6	14.9
2.25	1972	23.7	1.06735	8653	7.1	16.0
2.75	1961	37.5	1.0731	8901	5.6	16.0
3.25	1948	51.55	1.0784	8950	5.7	15.3
3.75	1935	83.65	1.0852	9800	4.0	16.3
4.25	1931	104.4	1.16245	10653	3.3	17.6

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
4.75	1931	63.05	1.18985	13903	4.8	19.9
5.25	1931	30.45	1.19205	13175	7.0	19.9
5.75	1931	11.85	1.20785	11046	9.9	18.3
6.25	1926	11.8	1.1921	8426	10.9	15.7
6.75	1917	5.45	1.21035	6137	11.7	15.7
7.25	1908	1.35	1.2568	7562	10.0	17.1
7.75	1898	0	1.27735	7099	11.0	16.7
8.25	1889	0	1.35485	7469	11.5	16.7
8.75	1880	0.5	1.4456	7804	15.0	17.5
9.25	1870	0	1.34945	8260	15.0	16.4
9.75	1861	0	1.2744	6086	10.1	16.3
10.25	1852	0	1.1744	6908	14.3	15.6
10.75	1842	0	1.15445	5573	14.4	15.5
11.25	1833	0.4	1.13035	7408	13.0	15.3
11.75	1824	1.75	1.1332	6724	13.2	15.3
12.25	1815	3.3	1.14905	6612	11.1	16.0
12.75	1805	4.3	1.1124	6581	10.7	15.0
13.25	1796	5.1	1.09135	7311	11.5	15.5
13.75	1787	3.1	1.08815	7669	11.0	15.3
14.25	1777	1.65	1.08245	7596	8.6	16.0
14.75	1768	0.8	1.0911	7612	11.0	15.1
15.25	1759	1.15	1.0986	7906	12.0	15.1
15.75	1749	3.25	1.1061	7541	11.6	15.2
16.25	1740	5.65	1.1031	7114	10.9	15.6
16.75	1731	12.65	1.10535	7372	6.9	17.2
17.25	1726	30.1	1.1296	7336	4.8	17.9
17.75	1726	42.35	1.1253	9045	4.0	17.3
18.25	1726	9.15	1.1388	8781	9.0	16.2
18.75	1726	3.55	1.13445	8600	12.1	15.6
19.25	1722	2.55	1.13115	9535	11.4	15.1
19.75	1712	3.65	1.13955	9445	10.2	15.2
20.25	1703	3.35	1.1274	7696	7.7	15.9
20.75	1692	1.65	1.1435	8192	7.8	17.0
21.25	1678	3.4	1.16775	9166	9.4	16.3
21.75	1664	7.5	1.2355	9189	7.4	15.9
22.25	1650	5.55	1.28385	9210	7.4	16.4
22.75	1635	2.05	1.38595	10626	8.3	15.8
23.25	1621	0.9	1.22435	9668	8.4	16.1
23.75	1607	2.3	1.1571	8502	8.5	15.9

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁻⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
24.25	1593	2.9	1.13725	9129	9.2	15.2
24.75	1579	5.3	1.1417	9560	8.7	15.4
25.25	1565	5.9	1.1509	8928	7.4	16.0
25.75	1551	9.45	1.1562	8905	5.0	16.3
26.25	1536	5	1.17125	8367	8.6	15.0
26.75	1522	1.95	1.2286	10258	7.5	15.2
27.25	1508	0.7	1.2009	8876	7.9	14.8
27.75	1494	0.2	1.1548	8318	9.0	14.4
28.25	1480	2.7	1.1334	8714	6.2	15.6
28.75	1466	6.3	1.1471	8515	6.7	17.8
29.25	1455	19.9	1.14825	8632	5.7	20.9
29.75	1455	24.2	1.1694	9040	5.0	17.5
30.25	1455	8.75	1.19535	9588	7.6	15.6
30.75	1451	4.85	1.2644	10962	8.0	15.5
31.75	1423	2.9	1.14655	10421	10.6	15.6
32.75	1396	2.75	1.1582	10014	7.6	16.2
33.75	1370	4.9	1.2818	9994	6.8	16.0
34.75	1340	5.45	1.4663	10827	12.0	15.9
35.75	1300	1.55	1.18435	10278	9.4	15.6
36.75	1260	2.35	1.18105	9111	7.4	15.6
37.75	1220	6.9	1.17455	9280	8.2	15.5
38.75	1181	0.15	1.1837	10180	9.1	14.3
39.75	1141	4.25	1.17585	9400	4.5	15.3
40.75	1101	23	1.1133	11215	3.0	16.3
41.25	1081	38.05	1.12575	12945	2.5	17.4
41.75	1081	49.85	1.1383	13772	3.9	16.3
42.25	1081	48.7	1.1799	13870	3.4	16.7
42.75	1081	42.55	1.21335	13929	10.9	15.5
43.25	1081	9.95	1.16195	15940	11.3	15.3
43.75	1081	0.75	1.14735	11788	9.8	15.8
44.25	1073	0	1.16865	13950	11.8	14.8
44.75	1053	0	1.204	12181	11.3	15.0
45.75	1013	0	1.4895	8453	11.4	14.6
46.75	974	0	1.58095	8060	10.8	14.3
47.75	934	0	1.4588	5952	7.2	16.3
48.25	914	0.95	1.1197	7570	3.9	17.0
48.75	894	17.05	1.1215	7773	5.5	16.1
49.25	880	33	1.1266	8718	6.0	16.3
49.75	880	19.1	1.1267	10220	11.2	14.8
50.25	880	2.1	1.11495	11100	10.9	15.6
50.75	880	0	1.1215	10502	12.8	15.1

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
51.75	846	0	1.1325	7775	10.6	14.8
52.75	807	0	1.1387	8301	8.2	15.5
53.75	769	0	1.4324	8209	11.3	15.1
54.75	731	2.7	1.239	9127	9.7	15.2
55.75	693	0	1.1177	8528	10.7	15.6
56.75	655	0	1.1353	6898	14.7	14.6
57.75	617	0	1.1458	7403	13.9	14.5
58.75	579	0	1.15115	6188	13.0	14.3
59.75	541	0	1.14945	6546	11.3	14.6
60.75	503	0	1.1333	7096	9.6	15.0
61.75	466	0	1.1118	6883	10.2	15.0
62.75	428	0	1.0986	5715	13.5	16.6
63.75	390	0	1.0958	5980	14.9	14.1
64.75	352	0	1.1176	5932	14.5	14.1
65.75	314	0	1.10725	5926	13.9	14.1
66.75	276	0	1.0986	5570	11.7	14.6
67.75	238	0	1.09735	6719	8.7	15.5
68.75	200	0	1.07995	6807	9.3	15.4
69.75	162	0	1.09285	6597	10.0	15.1
70.75	124	0	1.0967	5848	10.3	14.6
71.75	86	0	1.0947	7433	7.8	15.3
72.75	48	0	1.11695	4905	6.1	15.7
73.75	10	7.55	1.1402	8062	7.3	15.3
74.25	-9	6.95	1.1336	9241	6.8	15.4
74.75	-27	1.15	1.1218	7600	8.2	14.5
75.25	-46	1.75	1.12755	7699	6.3	15.1
75.75	-65	1	1.14985	7717	7.8	14.7
76.25	-84	3.2	1.1545	7975	4.7	15.0
76.75	-103	4.15	1.13115	8341	4.4	14.9
77.25	-122	6.1	1.1424	7618	3.2	14.6
77.75	-142	8.95	1.1591	9066	3.5	13.7
78.25	-175	9.65	1.21665	9122	3.9	13.8
78.75	-210	7.4	1.22265	9088	4.4	13.9
79.25	-244	10	1.18355	9410	3.2	15.2
79.75	-276	18.95	1.1508	7952	2.5	15.5
80.25	-276	16.4	1.18015	9224	4.6	14.7
80.75	-276	10.4	1.1795	9311	3.5	15.0
81.25	-287	16.65	1.21385	9852	2.6	15.6
81.75	-310	18.25	1.2486	9963	3.4	15.5
82.25	-310	7.6	1.31165	11006	7.5	14.5

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
82.75	-310	3.2	1.32425	10721	9.2	14.3
83.25	-349	0.95	1.2953	9091	10.4	14.0
83.75	-382.5	0.9	1.3062	8216	10.5	14.0
84.25	-418	1.25	1.3954	7084	10.1	14.3
84.75	-452	1.9	1.45455	6776	8.9	14.6
85.25	-486	3.1	1.33295	7312	5.9	14.9
85.75	-521	8.95	1.3277	7562	6.6	14.5
86.25	-555	11.05	1.43755	8085	6.9	14.5
86.75	-590	5.45	1.38515	6772	8.0	14.9
87.25	-624	0.85	1.2467	6283	8.7	14.3
87.75	-659	1.1	1.15565	6738	6.4	15.0
88.25	-693	4.05	1.14385	6121	5.1	15.1
88.75	-728	5.7	1.1486	7095	4.4	15.6
89.25	-762	10.2	1.15985	7610	5.0	15.7
89.75	-797	11.55	1.1725	9378	5.7	15.4
90.25	-831	11.05	1.2212	7854	7.2	14.6
90.75	-865	8	1.34015	8136	8.8	14.4
91.25	-900	5.45	1.2043	8817	8.2	14.4
91.75	-934	1.3	1.1724	7188	7.0	15.1
92.25	-969	1.15	1.17005	6571	9.1	15.0
92.75	-1003	3.75	1.197	6983	9.3	14.4
93.25	-1038	0.3	1.20675	7442	8.5	15.1
93.75	-1070	0.75	1.2537	6738	9.3	14.9
94.25	-1103	8.35	1.28275	7815	5.9	15.0
94.75	-1138	13.4	1.27975	7452	3.5	15.2
95.25	-1141	9.45	1.2527	7285	3.0	15.5
95.75	-1141	11.2	1.2115	8730	2.2	16.7
96.25	-1141	24.25	1.1726	7207	2.0	20.2
96.75	-1141	35.5	1.19965	9149	2.4	21.1
97.25	-1141	45	1.24485	8735	6.4	16.5
97.75	-1141	41.95	1.1905	9320	9.3	14.3
98.25	-1141	5.8	1.14105	8541	8.9	14.6
98.75	-1158	1.25	1.1706	8232	8.0	14.9
99.25	-1193	3.25	1.25535	7139	8.0	15.6
99.75	-1227	5.45	1.3008	7786	6.3	15.8
100.25	-1262	6.3	1.38995	8031	6.9	15.5
100.75	-1296	7.05	1.4655	8034	6.0	15.7
101.25	-1331	5.5	1.65925	8114	7.2	15.1
101.75	-1365	5.75	1.63215	8388	5.0	16.3
102.25	-1400	12.2	1.5452	7589	6.1	15.6
102.75	-1434	7.3	1.18945	7172	5.0	15.7

Profondeur	Age	SM	Densité	Ti	COT	COT/TN
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>*10⁵ S.I.</i>	<i>g/cm³</i>	<i>aire de pic</i>	<i>%</i>	
103.25	-1469	8.4	1.1589	8454	5.3	14.9
103.75	-1503	11.35	1.1886	8909	4.9	14.9
104.25	-1537	12.3	1.21525	9195	1.8	15.0
104.75	-1572	21.5	1.21925	9848	2.9	15.1
105.25	-1582	12.55	1.22375	10416	9.4	14.1
105.75	-1582	1.1	1.2114	10000	10.6	14.0
106.25	-1613	0	1.20845	7709	8.5	13.6
106.75	-1648	2.6	1.24665	7562	6.2	13.7
107.25	-1682	10.9	1.25175	8815	2.4	14.9
107.75	-1713	42.25	1.22625	8557	1.3	16.4
108.25	-1713	35.65	1.2436	11130	2.4	16.2
108.75	-1713	10.55	1.2942	12280	6.3	14.3
109.25	-1730	4.6	1.49475	11250	6.6	14.6

2) Données granulométriques

Profondeur	Age	Moyenne	Médiane	Mode	d10	d50	d90	Sorting	Skewness
<i>cm</i>	<i>AD/BC</i>	<i>µm</i>	<i>µm</i>	<i>µm</i>	<i>µm</i>	<i>µm</i>	<i>µm</i>		
0.25	2007	16.35	18.45	18	2.515	18.45	81.75	3,628	-0,449
0.75	1999	14.77	16.58	16.4	2.477	16.58	71.1	3,428	-0,456
1.25	1991	17.79	20.21	18	2.949	20.21	81.67	3,483	-0,535
1.75	1982	18.71	20.44	18	3.066	20.44	94.46	3,632	-0,121
2.25	1972	22.14	26.22	96.49	3.265	26.22	107.9	3,797	-0,696
2.75	1961	16.22	19.47	41.68	2.554	19.47	70.71	3,512	-0,689
3.25	1948	16.11	19.36	41.68	2.572	19.36	68.4	3,471	-0,706
3.75	1935	20.39	26.82	41.68	2.839	26.82	91.46	3,737	-0,788
4.25	1931	26.25	37.03	50.23	3.363	37.03	105.9	3,767	-1,075
4.75	1931	22.53	33.73	50.23	2.821	33.73	85.36	3,712	-1,089
4.75	1931	23.74	35.29	50.23	2.913	35.29	91.92	3,763	-1,074
5.25	1931	20.62	30.62	45.76	2.511	30.62	88.79	3,912	-0,877
5.75	1931	18.51	22.03	50.23	2.614	22.03	92.64	3,858	-0,591
6.25	1926	14.84	16.43	18	2.885	16.43	68.84	3,243	-0,422
6.75	1917	17.25	18.55	18	3.077	18.55	85.05	3,479	-0,394
9.75	1861	14.3	15.55	16.4	2.507	15.55	74.07	3,525	-0,402
9.75	1861	15.62	16.5	18	3.052	16.5	76.72	3,324	-0,345
14.25	1777	12.54	13.74	14.94	2.513	13.74	55.82	3,159	-0,351
14.75	1768	16.48	17.91	18	2.664	17.91	89.24	3,689	-0,419

Profondeur	Age	Moyenne	Médiane	Mode	d10	d50	d90	Sorting	Skewness
cm	AD/BC	μm	μm	μm	μm	μm	μm		
17.25	1726	57.24	85.43	203.5	5.816	85.43	279.9	4,674	-0,865
17.75	1726	47.72	66.46	223.4	4.838	66.46	266.9	4,843	-0,688
18.25	1726	23.52	25.65	87.9	3.101	25.65	146.8	4,276	-0,463
18.75	1726	14.04	15.21	18	2.486	15.21	75.36	3,488	-0,26
19.25	1722	16	16.62	18	2.803	16.62	91.58	3,621	-0,211
19.75	1712	16.2	17.67	18	3.054	17.67	78.77	3,333	-0,4
19.75	1712	16.18	17.5	18	3.078	17.5	78.48	3,337	-0,385
20.25	1703	15.14	16.31	18	2.654	16.31	78.76	3,559	-0,358
22.25	1650	12.67	14.09	16.4	2.348	14.09	59.41	3,38	-0,465
23.25	1621	18.51	20.51	18	2.869	20.51	96.16	3,76	-0,508
25.25	1565	19.48	21.67	18	2.636	21.67	111.6	4,103	-0,458
25.75	1551	18.38	20.59	41.68	2.605	20.59	102.6	3,989	-0,45
26.25	1536	13.93	15.64	18	2.298	15.64	69.68	3,529	-0,358
26.25	1536	14.91	16.33	18	2.54	16.33	75.18	3,536	-0,334
26.75	1522	15.79	17.36	18	2.352	17.36	91.29	3,931	-0,365
27.25	1508	10.35	11.54	18	2.024	11.54	45.14	3,168	-0,287
28.75	1466	28.12	36.84	96.49	3.46	36.84	147.9	4,255	-0,68
29.75	1455	24.3	30.89	45.76	3.128	30.89	131.2	4,093	-0,638
30.25	1455	22.48	25.66	96.49	2.867	25.66	125.8	4,196	-0,577
30.75	1452	12.91	14.38	16.4	2.245	14.38	66.75	3,491	-0,404
31.25	1437	14.45	16.17	16.4	2.529	16.17	68.52	3,35	-0,454
33.25	1383	14.83	16.71	18	2.365	16.71	77.48	3,649	-0,468
36.25	1280	11.32	13.11	16.4	2.329	13.11	44.6	2,984	-0,483
36.25	1280	12.6	14	16.4	2.595	14	53.76	3,101	-0,37
40.25	1121	17.5	22.11	41.68	2.608	22.11	77.11	3,609	-0,778
42.25	1083	26.04	38.26	55.14	2.995	38.26	107.1	3,879	-1,024
42.75	1083	11.16	11.68	11.29	2.131	11.68	53.92	3,4	-0,359
43.25	1083	14.66	14.73	13.61	2.444	14.73	87.61	3,843	-0,27
43.75	1083	13.42	13.81	12.4	2.445	13.81	73.63	3,424	-0,299
44.25	1073	11.78	12.82	14.94	2.315	12.82	52.81	3,19	-0,298
47.25	954	13.14	13.39	13.61	2.497	13.39	71.97	3,415	-0,215
47.25	954	13.58	13.87	14.94	2.657	13.87	72.05	3,4	-0,207
49.75	880	13.37	14.2	16.4	2.253	14.2	76.02	3,623	-0,218
50.25	880	11.36	11.98	13.61	2.296	11.98	55.57	3,198	-0,23
50.75	880	12.87	13.42	16.4	2.446	13.42	70.47	3,396	-0,213
51.25	866	14.05	13.54	12.4	2.607	13.54	82.1	3,673	-0,0716
51.25	866	13.65	14.39	18	2.29	14.39	77.18	3,722	-0,143
55.25	712	11.9	12.49	16.4	2.393	12.49	56.91	3,239	-0,213
65.25	333	8.308	9.142	9.371	1.896	9.142	31.56	2,954	-0,674
70.25	143	13.06	13.51	13.61	2.836	13.51	63.66	3,157	-0,272
75.25	-46	12.66	12.87	13.61	2.363	12.87	67.99	3,43	-0,176

Profondeur	Age	Moyenne	Médiane	Mode	d10	d50	d90	Sorting	Skewness
cm	AD/BC	μm	μm	μm	μm	μm	μm		
76.25	-84	15.54	16.65	37.97	2.41	16.65	90.1	3,862	-0,215
76.25	-84	15.47	16.32	13.61	2.358	16.32	93.58	3,91	-0,203
78.25	-175	20.54	24.45	87.9	2.507	24.45	127.5	4,354	-0,47
80.25	-276	22.44	27.94	45.76	2.531	27.94	142.9	4,495	-0,515
80.75	-276	17.55	19.67	37.97	2.484	19.67	99.11	4,008	-0,491
81.25	-286	18.9	24.93	45.76	2.55	24.93	86.58	3,798	-0,762
81.75	-310	20.27	25.25	45.76	2.992	25.25	91.8	3,717	-0,768
82.25	-310	16.89	18.23	16.4	2.514	18.23	102.1	4,042	-0,368
82.75	-310	14.3	15.2	18	2.878	15.2	70.71	3,26	-0,348
83.25	-348	12.08	12.47	18	2.34	12.47	64.62	3,379	-0,182
85.25	-486	14.14	14.56	14.94	2.353	14.56	75.55	3,686	-0,187
86.25	-554	18.48	19.44	14.94	2.635	19.44	112	4,137	-0,397
86.75	-589	14.41	14.81	13.61	2.717	14.81	75.14	3,437	-0,304
87.25	-623	15.79	14.94	12.4	2.879	14.94	98.51	3,703	-0,121
90.25	-830	14.44	15.87	14.94	2.395	15.87	71.91	3,65	-0,425
93.25	-1037	14.46	14.21	12.4	2.527	14.21	84.47	3,701	-0,136
95.25	-1141	21.28	25.85	41.68	2.732	25.85	126.8	4,16	-0,536
95.75	-1141	40.02	55.61	203.5	3.792	55.61	239.4	5,177	-0,589
96.25	-1141	37.66	56.22	105.9	4.051	56.22	180.8	4,328	-0,977
96.75	-1141	31.25	44.34	72.94	4.222	44.34	116.2	3,684	-1,248
97.25	-1141	24.48	33.44	60.53	3.41	33.44	104.3	3,752	-0,898
97.75	-1141	15.17	15.95	13.61	2.826	15.95	74.11	3,414	-0,363
98.25	-1141	15.7	15.76	13.61	3.032	15.76	82.02	3,355	-0,369
100.25	-1261	17.15	17.83	14.94	2.62	17.83	94.27	3,873	-0,425
101.25	-1330	15.83	16.09	14.94	2.566	16.09	93.28	3,811	-0,335
102.25	-1399	18.65	21.67	60.53	2.579	21.67	101.9	4,021	-0,528
103.25	-1468	14.41	15.99	14.94	2.295	15.99	75.25	3,711	-0,433
103.25	-1468	14	16.17	37.97	2.317	16.17	63.67	3,393	-0,472
105.25	-1582	16.59	17.66	14.94	3.146	17.66	77.06	3,357	-0,462
105.75	-1582	12.5	12.98	12.4	2.757	12.98	56.54	3,127	-0,403
106.25	-1612	12.38	12.99	13.61	2.431	12.99	60.55	3,264	-0,296
107.25	-1681	16.23	21.39	41.68	2.273	21.39	70.45	3,671	-0,753
108.25	-1713	27.94	41.12	72.94	3.59	41.12	112.4	3,841	-1,017
108.75	-1713	18.06	18.11	13.61	2.863	18.11	106.8	3,837	-0,338

Résumé

Réponses sédimentaires et moléculaires des remplissages lacustres du sud-ouest du Groenland aux changements climatiques holocènes et à l'évolution des pratiques agropastorales

Dans le cadre du changement climatique global, mieux comprendre les interactions Hommes/Environnement/Climat au sud-ouest du Groenland est aujourd'hui un enjeu majeur pour développer des stratégies d'adaptation tout en préservant au mieux les écosystèmes. Pour cela, une approche rétrospective a été réalisée sur trois séquences lacustres retraçant l'histoire paléo-environnementale sur les 5000 derniers millénaires.

Le lac d'Igaliku (N61°00'22", O45°26'28"), situé à 2 km de la capitale épiscopale médiévale au cœur de la région agricole groenlandaise, a une sédimentation principalement influencée par les activités anthropiques. Un inventaire moléculaire complet a été réalisé sur cette séquence pour caractériser les dynamiques agropastorales passées et leurs impacts sur les écosystèmes. Les biomarqueurs fécaux identifiés ont notamment permis de mettre en évidence deux phases agropastorales majeures (la période d'occupation viking et la période récente) séparées par le Petit Âge Glaciaire (PAG), pratiquant un élevage prédominant d'ovins. Les biomarqueurs moléculaires de végétation (n-alcanes, acétates de triterpényles) couplés à des données palynologiques montrent une réduction du couvert arbustif au cours de ces deux phases. Par ailleurs, les biomarqueurs d'érosion des sols (TTHCs) couplés aux données sédimentaires indiquent une érosion drastique qu'autour des années 1980 lors de la création de parcelles de fourrage par labour mécanisé. De même, ce n'est que sur le dernier siècle qu'une altération de l'état trophique du lac d'Igaliku associée à des pratiques de fertilisation des parcelles de fourrage est observée avec une augmentation des chaînes courtes d'n-alcanes et plus particulièrement des diatomées mésotrophes.

Les lacs de Qallimiut (N60°43'27", O45°23'12") et de Little Kangerluluup (N60°38'32", O45°38'11"), situés en contexte faiblement anthropisé, sont alimentés par des tributaires à forte variabilité hydrologique. Ils correspondent à des systèmes sédimentaires dominés par des apports clastiques sous contrôle climatique dominant. Afin d'améliorer la résolution spatiale et temporelle des changements climatiques holocènes dans cette région, une étude sédimentaire multi-paramètre a été réalisée sur ces deux sites. Des analyses pétrophysiques, granulométriques, minéralogiques et géochimiques ont mis en évidence des niveaux de crues fréquents au cours des épisodes froids et humides comme la transition Milieu/Fin de l'Holocène (ca. 2500 BC), la transition Sub-boréal/Sub-atlantique (ca. 700 BC) et le PAG (entre ca. 1300 AD et ca. 1900 AD), synchrones à des périodes de minimas solaires. Ces épisodes de détériorations climatiques ont particulièrement influencé les sociétés humaines successives installées dès ca. 2500 BC au Groenland. Un maximum de fréquence de crues et une baisse drastique des températures sont notamment enregistrés pendant le PAG, indiquant qu'il s'agit de l'épisode le plus froid enregistré au sud du Groenland au cours de la seconde moitié de l'Holocène, responsable en grande partie de l'abandon de ces terres par les agriculteurs vikings au milieu du XV^{ème} siècle.

Abstract

Sedimentological and molecular responses of Greenlandic lakes to Holocene climate changes and pastoral activities

In the current context of global change, understanding the interactions between Human/Environment/Climate is necessary to develop adaptive strategies and preserve ecosystems. A retrospective approach is therefore realized in three lacustrine cores to reconstruct the paleo-environmental history during the last five millennia.

Lake Igaliku (N61°00'22", W45°26'28"), located at 2km from the medieval episcopal cathedral in the historical farming center, has a sedimentation mainly driven by anthropogenic activities. A complete molecular inventory has been made on this sequence to characterize past agropastoral dynamics and their impacts on south Greenlandic ecosystems. The identified fecal biomarkers revealed two agropastoral phases, during the Norse settlement and recently, separated by the Little Ice Age (LIA) and mainly characterized by sheep breeding. Vegetation molecular biomarkers (n-alkanes, triterpenyl acetates) and palynological data showed a reduction of trees and shrubs cover during these two periods especially. Erosion biomarkers (TTHCs) and sedimentological data identified only one drastic erosion in the 1980s synchronous with the mechanized creation of fodder parcels. Moreover, an eutrophication of the lake waters was recorded with short chain length n-alkanes and mesotrophic diatoms.

Lake Qallimiut (N60°43'27", W45°23'12") and Little Kangerluluup (N60°38'32", W45°38'11"), less impacted by anthropogenic activities, are fed by major streams influenced by hydrological variations. Their sedimentation is therefore mainly driven by climate changes. To improve the temporal and spatial resolution of climate changes during the Holocene, a multi-proxy sedimentological study was made on these two sites. Petrophysical, mineralogical and geochemical analyses have identified flood events especially occurring during cooler and wetter periods such as the Middle to Late Holocene transition (ca. 2500 BC), the Sub-boreal/Sub-atlantic transition (ca. 700 BC) and the LIA (between ca. AD 1300 et ca. AD 1900). These climate peyorations have impacted local human societies. For example, during the LIA, a maximum of flood events and drop of temperatures are recorded, partly responsible of the Norse demise.