

## Variabilités hydro-climatiques multi-décennales à pluri-séculaires en Arctique-subarctique depuis 2000 ans Marie Nicolle

#### ▶ To cite this version:

Marie Nicolle. Variabilités hydro-climatiques multi-décennales à pluri-séculaires en Arctiquesubarctique depuis 2000 ans. Sciences de la Terre. Normandie Université, 2018. Français. NNT : 2018NORMR129 . tel-02076939v1

## HAL Id: tel-02076939 https://theses.hal.science/tel-02076939v1

Submitted on 22 Mar 2019 (v1), last revised 25 Mar 2019 (v2)

**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.



## THÈSE

## Pour obtenir le diplôme de doctorat

#### Spécialité Sciences de l'Univers

#### Préparée au sein de l'UFR des Sciences et Techniques de l'Université de Rouen

## Variabilités hydro-climatiques multi-décennales à pluri-séculaires en Arctique-subarctique depuis 2000 ans

## Présentée et soutenue par

## Marie NICOLLE

devant le jury composé de			
Frédérique EYNAUD	Maître de conférences, EPOC, Université de Bordeaux, France	Rapporteur	
Amaelle LANDAIS	Directrice de recherche, LSCE-IPSL, Université de Versailles Saint-Quentin, France	Rapporteur	
Bruno WILHELM	Maître de conférences, IGE, Université de Grenoble, France	Examinateur	
Marie-France LOUTRE	Directrice exécutive du projet PAGES 2k, Bernes, Suisse	Examinateur	
Robert LAFITE	Professeur, M2C, Université de Rouen, France	Examinateur	
Jean-Paul DUPONT	Professeur, M2C, Université de Rouen, France	Examinateur	
Nicolas MASSEI	Professeur, M2C, Université de Rouen, France	Directeur de thèse	
Maxime DEBRET	Maître de conférences, M2C, Université de Rouen, France	Co-encadrant de thèse	

Thèse dirigée par Nicolas MASSEI, laboratoire UMR CNRS 6143 M2C Co-encadrant : Maxime DEBRET, laboratoire UMR CNRS 6143 M2C







#### RESUME

L'augmentation globale des températures au cours de la période 1850-2012 n'est pas uniforme à l'échelle du globe et l'Arctique se réchauffe deux fois plus que la moyenne. Cependant, la couverture temporelle trop courte des données instrumentales rend difficile la distinction entre la variabilité climatique naturelle et celle liée au forçage anthropique. L'étude de la variabilité climatique « exempte » de l'influence humaine est alors réalisée à partir de margueurs indirects provenant d'archives paléoclimatiques continentales et marines. Dans la région Arctique-subarctique, les enregistrements disponibles à haute résolution sur les derniers 2000 ans ont été centralisés dans la base de données PAGES Arctic 2k. L'objectif de ces travaux est l'amélioration de la caractérisation et de l'interprétation de la variabilité climatique sur les derniers 2000 ans, en allant plus loin que la tendance millénaire et les périodes climatiques majeures mais aussi en s'intéressant au rôle et à l'expression spatiale de la variabilité interne du système climatique. Cette thèse s'appuie sur la base de données PAGES Arctic 2k permettant l'étude des variations de températures dans la région Arctique-subarctique mais aussi sur une nouvelle base de données permettant de reconstruire les variations hydroclimatiques (précipitations et humidité) dans la région et créée lors de cette étude. L'utilisation de méthodes d'analyse du signal climatique sur des enregistrements régionaux calculés à partir de ces deux bases de données a permis de mettre en évidence une variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique s'exprimant depuis les échelles multi-décennales à millénaire. En particulier, les variabilités multi-décennales sont en lien avec la variabilité interne du système climatique. Les variations hydroclimatiques et de températures s'exprimant aux échelles multi-décennales dans la région sont en effet caractérisées par des fréquences spécifiques aux oscillations climatiques régionales (oscillation Atlantique Nord et oscillation Pacifique décennale), en particulier sur les derniers 200 ans. Les travaux réalisés sur la base de données de températures et la réflexion autour de la création et l'exploitation de la base de données hydroclimatiques ont également conduit à la définition d'une méthodologie de travail avec une base de données paléoclimatiques, depuis sa construction jusqu'à la définition de ses limites, notamment en termes de représentativité spatiale des séries contenues dans la base de données et de l'assimilation de données avec des saisonnalités différentes.

### **TABLE DES MATIERES**

INTRODUCTION	10
CHAPITRE I – La région Arctique-subarctique, une région aux enjeux	
multiples	14
Introduction	15
1. La région Arctique-subarctique	16
1.1 Définitions	16
1.2 Océan Arctique et climat global	17
1.3 Connection atmosphérique avec les moyennes latitudes	18
2. Changements récents dans la région Arctique-Subarctique	20
2.1 Augmentation des températures et amplification Arctique	20
2.2 Impact du changement climatique aux hautes latitudes	24
2.2.1 Impacts sur la cryosphère	25
2.2.2 Impact sur les surfaces continentales	28
2.3 Modification des précipitations	29
3 L'apparition de nouveaux enjeux	31
3.1 Développement économique de la région Arctique	31
3.1.1 L'ouverture de nouvelles voies maritimes	31
3.1.2 L'accès à de nouvelles réserves de ressources non-renouvelables	33
3.1.3 Développement de l'industrie de la pêche	35
3.2 Enjeux environnementaux	36
3.2.1 Pollution atmosphérique et océanique	36
3.2.2 Impacts sur la faune et la flore	37
3.2.3 Impact sur les populations locales	38
Etudier le climat passé pour comprendre les changements climatiques	
récents	40
CHAPITRE II – De la production des proxies aux bases de données	
paléoclimatiques : le cas de l'Arctique	42

Introductio	)n	43
1. Les ar	rchives paléoclimatiques continentales, témoins de l'évolution du	
climat		44
1.1 Séd	diments lacustres varvés	44
1.2 Ce	rnes d'arbres	45
1.3 Spe	éléothèmes	46
1.4 Les	s archives glaciaires	47
2. Synthé paléoclima	étiser et croiser les informations contenues dans les archives Itiques	49
3. Vers la	a publication de bases de données à l'échelle régionale	54
3.1 Le Arctic 2k	projet "2k" de Past Global Climate Changes (PAGES) et le groupe de tra	vail 54
3.2 Va	riabilité des derniers millénaires dans la région Arctique-subarctique	56
3.2.1	Tendance millénaire	57
3.2.2	Variabilité séculaire	58
3.2	2.2.1 Optimum climatique médiéval	58
3.2	2.2.2 Petit Age Glaciaire	59
3.2.3	Réchauffement récent	60
Conclusio	η	62
		•-
CHAPITRE	III – Méthodes d'analyse et d'interprétation du signal climatique	64
Introductio	on sur l'étude de la variabilité climatique	65
1. Métho	des d'analyse de la variabilité climatique	68
1.1 Ana	alyse de la tendance et structuration à long-terme	70
1.1.1	Test de Mann-Kendall	70
1.1.2 pondér	Lissage par regression polynomiale non-paramétrique localem rée	ent 72
1.2 Ana	alyses spectrales	73
1.2.1	Fonction d'autocorrélation	73
1.2.2	Transformée de Fourier et nature du signal	75
1.2.3	Transformée en ondelettes continue	77
1.2.4	Transformée en ondelettes croisée et cohérence en oncelettes	80

1.3	Spa	tialisation de la variabilité	80
2. Ap	plica	ation à la base de données paléoclimatique PAGES Arctic 2k	85
2.1	Séri	ies paléoclimatiques disponibles dans la région Arctique-subarctique	85
2.1	.1	Présentation de la base de données PAGES Arctic 2k (v1.1.1)	85
2.1	.2	Sélection des séries dans le secteur Atlantique Nord	92
2.1	.3	Sensibilité des proxies à la variation des températures	94
2.2	Vari	iabilité des tempértures dans le secteur Atlantique Nord	99
2.2	.1	Variabilité au long-terme	99
2.2	.2	Nature du signal 1	03
2.2	.3	Modes de variabilité exprimés dans les signaux 1	04
2.2	.4	Spatialisation de la variabilité 1	07
Conclu	sion	1	10

-----

CHAPITRE IV – Expression temporelle et spatiale de la variabilité des températures dans la zone Arctique-subarctique11	12
Introduction11	13
1. Variabilité climatique globale dans la zone Arctique-subarctique 11	15
1.1 Reconstruction des températures versus données de proxies 11	16
1.1.1 Comparaison avec les données instrumentales de température 11	16
1.1.1.1 Structuration à long-terme11	16
1.1.1.2 Modes de variabilité inter-annuelle11	18
1.1.2 Comparaison sur les derniers 2000 ans	20
1.2 Variabilité climatique globale 12	23
1.2.1 Variabilité au long-terme 12	23
1.2.2 Modes de variabilité 12	24
2. Variabilité climatique régionale dans la zone Arctique-subarctique 12	27
2.1 Contexte de l'article	27
2.2 Résumé de l'article 12	28
3. Impact de l'assimilation de saisonnalités différentes sur le signal	
climatique14	44
3.1 Températures instrumentales saisonnières versus annuelles	44

Conclusion sur la variabilité des températures155			
3.2	Imp 	pact de l'assimiliation de saisonnalités différentes sur les derniers 2000	ans 150
3.1	.2	Comparaison des signaux saisonniers et annuel	146
3.1	.1	Méthode d'extraction des données saisonnières	144

CHAPITRE V – Variabilité hydroclimatique du dernier millénaire dans la zone Arctique-subarctique		
Introduction 157		
1. Création de la base de données hydroclimatiques 169		
1.1 Séries disponibles dans la région Arctiqye-subarctique 169		
1.1.1 Types d'archives et de proxies 159		
1.1.2 Base de données Hydro 2k v.0 160		
1.2 définition des critères de sélection et base de données v.1.0 166		
2. Variabilité hydroclimatique des derniers 1200 ans dans la région Arctique- subarctique		
2.1 Contexte de l'article et contribution		
2.2 Résumé de l'article 170		
3. Influence de la variabilité climatique interne 212		
3.1 Expression de la variabilité régionnales sur les derniers millénaires 212		
3.2 Comparaison avec les oscillations climatiques internes		
Conclusion sur la variabilité hydroclimatique 		
CHADITRE VI Influence de la variabilité interne du avetème alimetique aur la		

variat	bilité hydro-climatique en Arctique	natique sur la 218
Conte	exte de l'article	219
Résu	mé	219
1. Ir	ntroduction	221
2. D	onnées et méthodes	222
2.1	Séries paléoclimatiques utilisées pour reconstruire la NAO	222

2.2	2	Analyse de la variabilité du signal 22	24
	2.2.	.1 Transformée en ondelettes continue 22	24
	2.2.	.2 Cohérence en ondelettes 22	:6
	2.2.	.3 Analyse des tendances 22	:6
3.	Cor	mparaison des reconstructions disponibles sur le dernier millénaire 22	8
4.	Infl	luence de la variabilité interne sur les variations hydroclimatiques 23	2
4.	1	Enregistrements hydroclimatiques régionaux 23	2
4.2	2	Comparaison avec la NAO reconstruite 23	5
4.3	3	Comparaison avec la NAO instrumentale 23	7
5.	Cor	nclusion23	9
Réf	éren	1ces	1
Mat	Matériel complémentaire 244		

SYNTHESE ET PERSPECTIVES	246
BIBLIOGRAPHIE	254
LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX	278
ANNEXES	284

# INTRODUCTION

Depuis 2,5 millions d'années, le climat de la Terre se caractérise par une alternance de périodes froides, dites glaciaires, et périodes chaudes, dites interglaciaires. L'Holocène, période dans laquelle nous nous trouvons, correspond à la dernière période interglaciaire. Amorcé par les variations de position de la Terre (forçage orbital), le climat Holocène d'apparence relativement stable s'avère plus complexe qu'il n'y parait et caractérisé par des variations millénaires à centennales plus ou moins cycliques des températures atmosphériques et océaniques dont les amplitudes peuvent atteindre 1 à 2°C (Bond et al., 2001; Mayewski et al., 2004; Masson-Delmotte et al., 2004). La variabilité climatique du climat Holocène est la conséquence directe de forçages externes (activité solaire et volcanisme) et de la réponse du système climatique interne à ces forçages, la contribution de chacun de ces facteurs ayant varié au cours du temps (Debret et al., 2009). La fin de la période de l'Holocène est également marquée par un fort impact de l'Homme sur la variabilité naturelle du climat, en particulier sur les dernières décennies. Cette influence anthropique sur le climat anime actuellement les discussions des chercheurs sur la nécessité de définir une nouvelle ère géologique pour succéder à l'Holocène : l'Anthropocène, dont la date de début est débattue dans la communauté scientifique (Lewis et Maslin, 2015).

Si le rôle de la variabilité interne du système climatique, des forçages externes et de l'impact anthropique sur la variabilité climatique peut être étudié à partir des données observées et à l'aide des simulations climatiques (e.g. Planton et al., 2015), un contexte temporel plus long permet cependant une meilleure caractérisation de la variabilité naturelle du climat. Elargir la fenêtre temporelle nécessite alors de faire appel à des mesures indirectes des paramètres climatiques, appelés proxies, issues de l'analyse d'archives paléoclimatiques continentales (sédiments lacustres, carottes glaciaires, cernes d'arbres, spéléothèmes) et marines. Récemment, et en particulier pour la région Arctique-subarctique, les paléoclimatologues ont fourni un effort considérable pour centraliser les enregistrements paléoclimatiques disponibles sur les derniers 2000 ans dans une base de données (PAGES 2k Consortium, 2013 ; McKay et Kaufman, 2014 ; PAGES 2k Consortium, 2017). Cette base de données, construite pour étudier la variabilité climatique de la région Arctique-subarctique dans un contexte « exempt » de l'influence anthropique, est la base de la réflexion et du travail présentés dans ce manuscrit. En effet, les résultats des premières études publiées sur la variabilité climatique des derniers millénaires à partir de la base de données PAGES

Introduction

Arctic 2k (PAGES 2k Consortium, 2013) nous ont amené à nous poser les questions suivantes : peut-on aller plus loin que la tendance millénaire et les périodes climatiques majeures dans la caractérisation et l'interprétation de la variabilité climatique des derniers 2000 ans ? Jusqu'à quelle fréquence ? En nous intéressant à l'expression spatio-temporelle de la variabilité climatique dans la région, nous nous sommes également intéressés au rôle du système climatique interne sur la variabilité s'exprimant depuis les échelles inter-annuelles à multi-décennales. De plus, la haute résolution (jusqu'à l'annuelle) des séries contenues dans la base de données nous a permis de nous interroger sur la possibilité de faire le lien entre le signal climatique enregistré dans les données instrumentales et celui enregistré par les proxies paléoclimatiques.

Le manuscrit s'organise de la manière suivante :

Le chapitre 1 présente les raisons qui m'ont amené à étudier les variations climatiques dans la région Arctique et pas dans une autre région. Ces dernières reposent notamment sur ses connections avec les moyennes latitudes, des impacts climatiques à l'échelle régionale mais aussi globale et un réchauffement récent entraînant également des conséquences environnementales et économico-politiques.

Les différentes archives paléoclimatiques permettant une étude de la variabilité climatique à haute résolution dans la région Arctique-subarctique (depuis les échelles inter-annuelles à multi-décennales) sont présentées dans le chapitre 2. Ce chapitre présente également les méthodes utilisées classiquement en paléoclimatologie pour synthétiser et comparer les signaux climatiques enregistrés par les proxies.

Les objectifs du chapitre 3 sont doubles. D'une part, présenter les différentes méthodes d'analyse et d'interprétation du signal climatique utilisées dans notre étude et illustrées à partir des données de températures instrumentales sur la région Arctique-arctique. D'autre part, l'application de ces méthodes sur une sélection de séries paléoclimatiques localisées dans le secteur Atlantique Nord de la région Arctique-subarctique renseigne dans quelles limites ces méthodes sont utilisables sur les séries paléoclimatiques et ce qu'il est possible d'extraire et d'interpréter dans le signal climatique reconstruit.

Introduction

Le chapitre 4, regroupe l'ensemble du travail sur l'étude de la variabilité des températures dans la région Arctique-subarctique sur les derniers 2000 ans à partir de de la base de données paléoclimatiques PAGES Arctic 2k. Une partie des résultats obtenus fait l'objet d'une publication en premier auteur dans le numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past. La question de l'assimilation de séries paléoclimatiques caractérisées par des saisonnalités différentes dans un enregistrement unique est également abordée.

Le chapitre 5 s'intéresse à l'étude de la variabilité hydroclimatique (précipitations et humidité) dans la région Arctique-subarctique à partir d'une nouvelle base de données construite pour répondre à cette problématique. Une partie de ce travail fait également l'objet d'un article en co-auteur publié dans le numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past. L'influence de la variabilité interne du système climatique sur l'évolution des précipitations et de l'humidité est également abordée.

Le chapitre 6 est présenté sous forme d'un article qui sera finalisé et prochainement soumis. Il a pour objectif l'étude de l'influence de la variabilité interne du système climatique sur le climat passé (température, précipitations et humidité) de la région Arctique-subarctique (secteur Atlantique nord) depuis les échelles multi-décennales à séculaires.

Enfin, les conclusions et perspectives sont présentées. Cette partie inclut également une synthèse sur la création et l'exploitation d'une base de données, fruit de toutes les réflexions faites autour du travail présenté dans ce manuscrit.

# **CHAPITRE I**

LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE, UNE REGION AUX ENJEUX MULTIPLES

#### INTRODUCTION

Le 14 novembre 2017, le quotidien français Le Monde titrait en Une « Il sera bientôt trop tard », cri d'alarme de 15 000 scientifiques sur l'état de la planète. La communauté scientifique interpelle ainsi l'ensemble de la population sur un constat communément admis : le réchauffement climatique global enregistré sur les dernières décennies est réel et intensifié par l'activité humaine (Anderegg et al., 2010). Cette augmentation des températures n'est pas uniforme à l'échelle du globe et l'Arctique se réchauffe deux fois plus que la moyenne globale (Cohen et al., 2014). Cependant, avec près de 88% de la population mondiale vivant dans l'hémisphère nord, dont la moitié aux moyennes latitudes, l'Arctique apparait dans l'esprit collectif comme une région lointaine, isolée et les changements qui s'y produisent sans impact direct.

Ce chapitre a pour objectif de présenter les motivations qui m'ont amené à étudier les variations climatiques dans la région Arctique et pas dans une autre région. Ces raisons reposent sur :

- ses connections avec les moyennes latitudes,
- des conséquences dans la région Arctique-subarctique, qui ne sont pas que climatiques mais aussi environnementales, économiques et politiques,
- des impacts qui se font à l'échelle régionale mais aussi globale.

Le rôle que joue la région Arctique-subarctique sur la scène climatique, économique et politique mondiale, nous rappelle alors les paroles de Vidar Helgesen<sup>1</sup> lors du séminaire organisé par l'Assemblée parlementaire de l'OTAN (Organisation du Traité de l'Atlantique Nord) et le Parlement norvégien à Svalbard en Norvège en mai 2017 : « Ce qui se passe en Arctique ne reste pas en Arctique. ».

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Ministre norvégien du climat et de l'environnement depuis 2015.

#### 1. LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

#### **1.1 DEFINITIONS**

La région Arctique peut être définie de différentes manières. Tout d'abord, l'Arctique est la région située au nord du Cercle polaire, une ligne qui correspond à la latitude au-delà de laquelle le soleil ne se couche pas au solstice d'été (66°33'46.978'' au 1er Janvier 2018). Climatiquement, la région Arctique est également définie par la ligne de Köppen qui correspond à l'isotherme +10°C en juillet (Kottek et al., 2006) (Fig. 1). Cette limite est irrégulière autour du cercle polaire: légèrement plus au nord du côté eurasien et à l'ouest de l'Amérique du Nord mais plus au sud pour le détroit de Béring, le Nord-Est du Canada et au Groenland. A ces deux définitions de la région Arctique s'ajoute celle liée à la végétation. Cette limite n'est pas régulière et remonte au-delà des 70°N en Alaska et en Sibérie alors qu'elle descend jusque 50°N dans les régions soumises à l'influence maritime comme le Labrador.



**Figure 1.** Synthèse des différentes définitions de la région Arctique-subarctique (source : AMAP Arctic Monitoring and Assessment Programme). La ligne en pointillés noirs correspond au Cercle polaire, la ligne rouge à la ligne de Köppen (isotherme +10 °C en juillet) et la ligne verte à la définition de l'Arctique en fonction de la végétation.

La région Arctique est ainsi formée par l'océan Arctique, entouré par les parties les plus au nord des continents américain (Alaska, Canada et Groenland), eurasien (Scandinavie et Sibérie) et par un ensemble d'îles (archipel canadien, Svalbard, Terre de François-Joseph et archipel de la Nouvelle-Sibérie).

#### 1.2 OCEAN ARCTIQUE ET CLIMAT GLOBAL

L'océan Arctique est ouvert sur les océans Atlantique et Pacifique par le détroit de Fram qui sépare le Groenland du Svalbard et le détroit de Béring qui sépare l'Alaska de la Sibérie (Fig. 2). Les eaux qui proviennent de l'océan Pacifique en pénétrant par le détroit de Béring ne correspondent qu'à une petite part des eaux de surface qui parviennent à l'océan Arctique. De plus, la circulation océanique dans ce secteur n'a que peu d'impact sur la circulation océanique globale car pratiquement aucune eau ne ressort par le détroit de Béring. En revanche, de par sa connexion avec l'Atlantique, l'océan Arctique joue un rôle majeur dans l'équilibre climatique global.

En effet, si le bilan radiatif global<sup>2</sup> est quasiment nul, l'énergie solaire reçue et celle rayonnée vers l'espace ne sont pas homogènes à l'échelle du globe et dépendent de la latitude : le bilan radiatif est en excès au niveau de l'équateur et en déficit au niveau des hautes latitudes (Pidwirny, 2006). Ceci s'explique par une quantité d'énergie solaire reçue par unité de surface terrestre moins importante dans les régions polaires qu'à l'équateur, à laquelle s'ajoute une forte réflexion du flux solaire due à la présence de la neige et de la glace (albédo). Le déséquilibre entre les pôles et l'équateur est alors compensé par les transports atmosphériques et océaniques qui permettent de refroidir les basses latitudes et de réchauffer les hautes latitudes. La part transportée par l'atmosphère est relâchée sous forme de précipitations tandis que les courants océaniques en Atlantique Nord, le Gulf Stream et son extension vers le nord appelée dérive Nord Atlantique, transfèrent les eaux chaudes et salées de la gyre subtropicale vers la gyre subpolaire puis vers les hautes latitudes.

Les eaux provenant de l'Atlantique Nord pénètrent ainsi en surface dans l'océan Arctique par le détroit de Fram et l'Ouest de la mer de Barents (Fig. 2). Ces eaux, plus salées et donc plus denses, plongent sous les eaux polaires du bassin arctique. Cette

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Différence entre énergie solaire reçue et énergie réémise ou réfléchie.

plongée est marquée par une frontière hydrologique appelée le front polaire. Les eaux dans le bassin océanique arctique sont ainsi caractérisées par une forte stratification avec une couche superficielle relativement peu salée, du fait des apports environnants en eau douce venant des continents, qui recouvre une couche intermédiaire plus chaude et plus salée, elle-même circulant sur une couche d'eau profonde moins salée mais plus froide. Les eaux océaniques plus denses et plus froides ressortent en profondeur du bassin arctique au niveau de la mer de Norvège et en surface par les courants du Groenland et du Labrador. L'océan Arctique joue ainsi un rôle important dans le maintien de l'équilibre énergétique et thermique du globe en constituant une partie de la branche froide de la circulation océanique de retournement (MOC pour Meridional Overturning Circulation).



**Figure 2.** Principaux courants marins (profonds et de surface) au sein de l'océan Arctique. Les flèches larges (en violet) traduisent la circulation profonde, les traits plus fins (en bleu) les courants de surface, dont la dérive transpolaire et le courant du Groenland oriental (Source : SCEREN-CRDP Acad. Paris)

#### **1.3 CONNEXION ATMOSPHERIQUE AVEC LES MOYENNES LATITUDES**

Un des exemples les plus marquants de ces dernières années illustrant la connexion atmosphérique entre la région Arctique et les moyennes latitudes est l'évolution du vortex polaire et son impact sur les températures en Amérique du Nord et en Eurasie.

Le vortex polaire Arctique correspond à une zone de basse pression associée à une masse d'air froid. La masse d'air froid est maintenue au niveau du pôle grâce à l'intensité du jet stream. Kretschmer et al. (2017) ont identifié sept configurations du vortex polaire Arctique. Parmi ces configurations, deux ont un impact majeur sur les températures des moyennes latitudes. Les épisodes de vortex fort coïncident avec des températures douces dans l'Est des États-Unis et l'Eurasie du Nord mais des températures froides sur l'Alaska et le Groenland (Fig. 3a). En revanche, lors d'un vortex faible, des températures anormalement froides sont observées dans l'Eurasie du Nord alors que le Canada est plus chaud que d'habitude (Fig. 3b).



**Figure 3.** Représentation de la configuration d'un vortex polaire fort (a, exemple en novembre 2013) et d'un vortex polaire faible (b, exemble en janvier 2014). Les couleurs chaudes indiquent les zones de hautes pressions atmosphériques et les couleurs froides les zones de basses pressions (Source : National Oceanic and Atmospheric Administration)

Kretschmer et al. (2017) ont ainsi observé une tendance à la baisse depuis 1979 de la configuration qui représente un vortex puissant alors que les configurations associées à des vortex faibles ont augmenté en fréquence. Cette configuration est à l'origine des vagues de froids observées récemment en Amérique du Nord (Fig. 4). Le vortex faible explique également environ 60% de la tendance de refroidissement Eurasienne depuis

1990, période à partir de laquelle le phénomène d'amplification arctique s'est accentué.



**Figure 4.** Le lac Michigan gelé aux Etats-Unis lors de la vague de froid de janvier 2014 liée à l'affaiblissement du vortex polaire (Crédit photo : Scott Olson).

#### 2. CHANGEMENTS RECENTS DANS LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

#### 2.1 AUGMENTATION DES TEMPERATURES ET AMPLIFICATION ARCTIQUE

Les conclusions du dernier rapport du Groupe d'Expert Intergouvernemental du l'Evolution du Climat (IPCC, 2013) sont sans équivoque : les températures moyennes de surface globales ont augmentées de  $0,85 \,^{\circ}$ C [ $0,65 \,^{\circ}a \, 1,06 \,^{\circ}$ C] au cours de la période 1850-2012 AD. Cependant, l'augmentation des températures moyennes enregistrée n'est pas uniforme à l'échelle du globe et l'Arctique se réchauffe deux fois plus vite que la moyenne globale (Serreze et al., 2009 ; Cohen et al., 2014) (Fig. 5).

Les changements observés dans la région Arctique sont plus rapides et plus intenses que pour les moyennes latitudes (ACI Assessment, 2004 ; Serreze et Francis, 2006 ; Screen et Simmonds, 2010 ; Sanderson et al., 2011 ; Richter-Menge et Jeffries, 2011 ; Pithan et Mauritsen, 2014). Ce phénomène est connu sous le nom d'amplification arctique.



**Figure 5.** Evolution des températures de surface moyennes annuelles observées entre 1950 et 2016 (GISTEMP Team, 2016).

Si l'origine de la hausse des températures arctiques se trouve principalement dans l'augmentation des gaz à effet de serre (GES) d'origine anthropique (Miller et al., 2013), l'amplification du réchauffement dans la région est le résultat de processus complexes de rétroaction du système atmosphère-cryosphère-océan.

Le déclin du couvert de glace de mer lié à l'augmentation des températures dans la région entraine l'augmentation de la surface et de la durée de la saison des eaux libres de glace. La diminution de l'albédo dans la région entraine alors une augmentation du stockage et du transfert de chaleur vers l'atmosphère (Stroeve et al., 2012). Par conséquent, le réchauffement climatique dans l'Arctique accélère le déclin de la glace de mer, et dans un même temps, le déclin de la glace de mer amplifie et accélère le réchauffement (processus de rétroaction positive).

Il est également intéressant de noter que si le réchauffement récent n'est pas uniforme à l'échelle mondiale, il ne l'est pas non plus à l'échelle de la région Arctiquesubarctique. Screen et Simmonds (2010) se sont intéressés aux anomalies de températures de surface sur la période 1989-2008 AD pour différentes altitudes, saisons et latitudes dans la région Arctique-subarctique (Fig. 6). Pour les différentes saisons, une tendance générale à l'augmentation des températures de 0.5°C par décennie est observée, quelles que soient l'altitude et la latitude. Les basses altitudes enregistrent un réchauffement plus intense que les hautes altitudes avec une augmentation de 1.5 °C par décennie en moyenne et 2.5 °C par décennie pendant l'automne et l'hiver. Pour une altitude supérieure à 800 hPa le réchauffement ne dépasse jamais plus de 1.25 °C par décennie. La figure 6 montre également un réchauffement plus intense des hautes latitudes. L'isoligne 1°C par décennie en hiver est localisé à ~67 °N de latitude et les isolignes augmentent pour les latitudes plus hautes.



**Figure 6.** Moyenne zonale des tendances des températures en hiver (de décembre à février, a), au printemps (de mars à mai, b), en été (de juin à août, c) et en automne (de septembre à novembre, d) sur la période 1989-2008. Les contours noirs indiquent les tendances significatives à 99% (lignes pleines) et 95% (lignes pointillées). Les graphiques linéaires montrent des tendances (mêmes unités que dans les parcelles de couleur) moyennées sur la partie inférieure de l'atmosphère (950-1 000 hPa, lignes pleines) et sur toute la colonne atmosphérique (300-1 000 hPa, lignes pointillées). L'ombrage rouge indique que la basse atmosphère s'est réchauffée plus rapidement que la colonne atmosphérique dans son ensemble. L'ombrage bleu indique que la basse atmosphère s'est réchauffée plus rapidement que la colonne atmosphérique que la colonne atmosphérique (Screen et Simmonds, 2010).

Les reconstructions paléoclimatiques des températures globales de la région indiquent que le réchauffement récent de l'Arctique est sans précédent depuis les derniers 2000 ans, contrebalançant la tendance climatique naturelle à la baisse climatique enregistrée sur les derniers millénaires (Kaufman et al., 2009 ; PAGES 2k Consortium, 2013 ; McKay et Kaufman, 2014). La rapidité avec laquelle les températures de la région Arctique augmentent, mais également l'absence d'évènement similaire par le passé, ont d'ailleurs entrainé des dysfonctionnements dans la gestion des données instrumentales mesurées dans la région. Au cours de l'année 2017, les températures ont si rapidement augmenté au niveau de la station météorologique de Utqiagvik (Barrow, Alaska) que les données ont été signalées comme erronées par les algorithmes de contrôle de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et retirées de la base de données climatiques (Fig. 7). Ce n'est qu'après un contrôle sur place que les données ont été validées et réintégrées à la base de données de température. L'enregistrement de l'augmentation rapide des températures a alors entraîné une modification des algorithmes de contrôle.



**Figure 7.** Comparaison entre les températures moyennes mensuelles en °F sur la période 1979-1999 AD et 2000-2017 AD à la station météorologique de Utqiagvik (Barrow, Alaska) mettant en évidence le réchauffement rapide enregistré dans la région (Source : NOAA).

Les projections indiquent une accélération du réchauffement dans les décennies à venir pour la région Arctique-subarctique (Serreze et Barry, 2011). En utilisant les 14 modèles climatiques globaux du GIEC de 2001, Chapman et Walsh (2007) ont produit des simulations des températures moyennes annuelles de surface pour la région Arctique (Fig. 8). Pour les 14 modèles utilisés, une augmentation des températures est attendue dans le futur. En fonction des anciens scénarios de forçage des GES, à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle le scénario B1 estime l'augmentation entre +1°C et +5.5°C, le scénario A1B entre +2.5°C et +7.0°C et le scénario A2 entre +4.0°C et +9.0°C.



**Figure 8.** Moyennes annuelles simulées et projetées de la température moyenne dans la région Arctique à partir de 14 modèles climatiques globaux. Les projections utilisent trois scénarios de forçage des gaz à effet de serre: SRESB1 du GIEC (bleu), SRESA1B du GIEC (vert) et SRESA2 du GIEC (rouge) (Chapman et Walsh, 2007).

#### 2.2 IMPACTS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE AUX HAUTES LATITUDES

Le changement climatique est particulièrement visible dans l'Arctique, notamment avec l'augmentation des températures plus rapide et plus importante dans la région. Les conséquences de ce réchauffement récent sont à la fois régionales, avec un impact sur la cryosphère et les surfaces continentales, mais aussi globales de par l'influence de la région dans le climat mondial via la circulation thermohaline et atmosphérique.

#### 2.2.1 IMPACTS SUR LA CRYOSPHERE

L'une des images les plus marquantes de l'impact du réchauffement récent enregistré est le déclin rapide de la glace de mer dans la région Arctique sur les dernières décennies. La figure 9 présente une carte comparative de l'étendue du couvert de glace de mer à la fin de la saison de fonte, en septembre, et illustre la perte importante d'étendue de glace de mer dans la région entre 1980 et 2017. Les données présentent une tendance à la baisse pour tous les mois, cependant la diminution de l'étendue du couvert est plus faible en hiver et plus forte à la fin de la saison de fonte (Serreze et al., 2007).



**Figure 9.** Etendue du couvert de glace de mer dans la région Arctique en septembre 1980 et septembre 2017 (source : National Snow and Ice Data Center, 2017)

Sur les dernières décennies, une série de minima extrêmes est également observée. Les mois de septembre de 2007, 2012 et 2016 correspondent aux années les plus catastrophiques en termes de couverture de la glace de mer Arctique depuis le début des mesures satellites. L'année 2018 s'annonce également exceptionnelle comme l'indique les mesures d'étendue maximale du couvert de glace de mer dans la mer de Béring (Fig. 10). Les reconstructions paléoclimatiques démontrent que le déclin récent du couvert de glace de mer est sans précédent sur les derniers 1 450 ans (Kinnard et al., 2011).



**Figure 10.** Etendue maximale du couvert de glace de mer dans la mer de Béring depuis 1979 (Source : National Snow and Ice Data Center, 2018).

Si l'augmentation des températures dans la région Arctique-subarctique entraîne une modification de la surface maximale de glace de mer, son épaisseur et son cycle annuel sont aussi impactés. Ainsi, l'extension du couvert de glace de mer est caractérisée par une perte de 4% par décennie depuis la fin des années 1970 (Cavalieri et Parkinson, 2012) et une diminution de son épaisseur de l'ordre de 50% dans l'Arctique central (Kwok et Rothrock, 2009). Il est intéressant de noter également une augmentation de trois mois de la durée de la saison d'océan libre de glace (Stammerjohn et al., 2012).

L'augmentation des températures dans la région Arctique-subarctique entraîne également une diminution de la masse de la calotte groenlandaise dont la fonte contribue à l'élévation du niveau marin global (Fig. 11). Au cours de la période 1992-2012 AD, le flux net de glace du Groenland vers les océans a été d'environ 142 Gt/an en moyenne, entrainant une hausse de 0,39 mm/an du niveau marin global (Shepherd et al., 2012). La contribution de la fonte de la calotte groenlandaise au niveau marin a subi une accélération sur les dernières décennies Rignot et al. (2011), passant de 0.09 mm/an sur la période 1992-2001 AD à 0.59mm/an sur le période 2002-2011 AD (Vaughan et al., 2013). L'accélération de la fonte de la calotte de la calotte du Groenland

enregistrée sur les dernières décennies serait également en lien avec la circulation atmosphérique dans l'Atlantique Nord (Seo et al., 2015). Les auteurs ont en effet démontré que l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) est à l'origine de la diminution des précipitations estivales sur le Groenland et joue donc un rôle important dans l'accélération de la perte de masse récemment observée.



Figure 11. Perte cumulée de masse du Groenland dérivée de 18 études récentes et contribution équivalente au niveau marin (IPCC, 2013)

L'apport d'eau douce dans l'océan Arctique lié à la fonte de la calotte glaciaire, mais également des glaciers de l'Alaska et de l'Arctique Canadien, a un impact potentiel sur le climat global via la circulation thermohaline. En effet, l'augmentation du flux d'eau douce pourrait entraîner à minima une diminution, voir la suppression, de la convection profonde en hiver dans la mer du Labrador, ce qui pourrait avoir des répercussions sur la force de la circulation océanique de retournement en Atlantique (AMOC pour Atlantic Meridional Overturning Circulation) (Stouffer et al., 2006 ; Swingedouw et al., 2013). Ainsi, l'hypothèse d'une diminution de l'AMOC, particulièrement après 1970, pourrait expliquer le refroidissement de températures enregistrées au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Rahmstorf et al., 2015 ; Caesar et al., 2018). Une rupture de l'AMOC entrainerait alors un refroidissement important du Nord de l'Atlantique Nord et des régions voisines, une augmentation du couvert de glace de mer sur les mers du Groenland, de l'Islande et de la Norvège, ainsi que la migration vers le sud des précipitations (Liu et al., 2017).

Par le passé, le climat de l'hémisphère Nord a déjà été perturbé suite à des changements drastiques de l'AMOC en lien avec l'apport d'eau douce liée à la fonte de la calotte glaciaire provenant d'Amérique du Nord (e.g. Clark et al., 2002; Rahmstorf, 2002). L'exemple le plus important enregistré sur les derniers 10 000 ans est celui connu sous le nom de « Évènement 8.200 ». Cet évènement climatique majeur de l'Holocène est caractérisé par un refroidissement de l'Hémisphère Nord avec une chute des températures moyennes annuelles de ~ $3.3 \,^{\circ}$ C (± 1.1 °C) au Groenland (Kobashi et al., 2007). A l'origine de cette baisse rapide des températures se trouve un apport rapide dans la baie d'Hudson d'un important volume d'eau de fonte estimé entre ~4 x10<sup>6</sup> et 9x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> sur 6 mois (Clarke et al., 2004) lié au drainage des lacs proglaciaires formés par la fonte de la calotte Laurentide.

#### 2.2.2 IMPACTS SUR LES SURFACES CONTINENTALES

L'augmentation des températures dans la région Arctique-subarctique a également des conséquences sur les surfaces continentales et en particulier sur le pergélisol. Le pergélisol, défini comme un sol congelé exposé à une température inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives, représente 24% de la surface de l'hémisphère Nord (Zhang et al., 2008). Dans la région Arctique-subarctique, il correspond à une importante surface des parties les plus au nord du continent américain (Alaska, Canada et Groenland) et de la Sibérie (Fig. 12).

Le pergélisol constitue un important puits de carbone (CO<sub>2</sub>), principal gaz à effet de serre (GES), qui est stocké dans la matière organique piégée dans le sol congelé (Hugelius et al., 2014). Tarnocai et al. (2009) estiment à ~ 1 700 gigatonnes (Gt) le stock de carbone contenu dans le permafrost, soit deux fois plus que de carbone dans l'atmosphère. Il est également une source potentielle de méthane (CH<sub>4</sub>), dont l'effet de serre est supérieur à celui du CO<sub>2</sub>. Les mesures dans la région Arctique-subarctique sur les dernières décennies indiquent une augmentation de l'émission de CH<sub>4</sub> en lien avec sa fonte (e.g. Nakano et al., 2000; Zimov et al., 2006).

Comme pour le couvert de glace de mer, il existe un phénomène de rétroaction positive du pergélisol (PCF pour Permafrost Carbon Feedback). Avec l'augmentation des températures et le dégel du pergélisol, la matière organique commence à se décomposer, libérant du CO<sub>2</sub> et du CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère et amplifiant le réchauffement anthropique dû aux émissions de GES (Zimov et al., 2006 ; Schuur et al., 2009, 2013). D'ici 2100, Schaefer et al. (2014) estiment à +0.29 ℃ le réchauffement lié au dégel du pergélisol.



**Figure 12.** Courveture spatiale du pergélisol dans la région Arctique-subarctique (source : International Permafrost Association, 1998)

#### 2.3 MODIFICATION DES PRECIPITATIONS

Les changements climatiques dans la région Arctique ne se limitent pas à l'augmentation des températures actuelles ou à venir et le devenir de la région dépend également de l'évolution des précipitations.

Actuellement, les précipitations dans la région Arctique se font sous deux formes : pluie et neige. La forme que prennent les précipitations dépend de la température atmosphérique (Berghuijs et al., 2014 ; Screen et Simmonds, 2012). Sur la période 2006-2015, 70% à 100% des précipitations se font sous forme de neige sur la partie centrale de l'océan Arctique et le Groenland alors que dans les régions périphériques où le climat est plus chaud, la part de précipitations neigeuses est de 40% (Bintanja et Andry, 2017 ; Fig. 13a).



**Figure 13.** Répartition géographique de la fraction de neige simulée correspondant au rapport des chutes de neige et des précipitations totales (moyenne du modèle) dans la région Arctique pour le forçage RCP8.5. sur la période actuelle 2006-2015 (a) et future 2091-2100 (b) (Bintanja et Andry, 2017)

A l'échelle globale, l'augmentation des températures entrainerait une hausse de 2% des précipitations par degré de réchauffement (Held et Soden, 2006). Cependant avec l'amplification arctique engendrant une augmentation de la surface d'évaporation associée au retrait de la glace de mer, l'augmentation des précipitations est beaucoup plus importante dans la région Arctique, de l'ordre de 4.5% par degré de réchauffement (Bintanja et Selten, 2014). En moyenne, les projections climatiques prévoient une augmentation de l'ordre de 50 à 60% des précipitations sous toutes leurs formes sur la majeure partie de la région Arctique d'ici à 2100 (IPCC, 2013). Cette augmentation des précipitations serait également plus intense à la fin de l'automne et en hiver, et attribuée à un renforcement du transport de l'humidité provenant des basses latitudes (Kug et al., 2010 ; Bengtsson et al., 2011).

Malgré une augmentation des précipitations dans la région, les projections prévoient une diminution importante de la proportion neigeuse des précipitations (Bintanja et Andry, 2017 ; Fig. 13b). La région la plus marquée par la diminution des précipitations neigeuses au profit de la pluie serait le secteur nord-Atlantique de l'Arctique (mer du Groenland et mer de Barents), région où les modèles prévoient également un réchauffement plus intense.

Une modification des précipitations dans la région Arctique au profit des précipitations sous forme de pluies pourrait avoir un fort impact sur les écosystèmes de la région avec des épisodes plus fréquents de temps relativement doux, de précipitations pluvieuses et de givre (surtout en hiver) affectant la disponibilité de nourriture pour la faune (Kohler et Aanes, 2004 ; Hansen et al., 2013 ) ainsi que des changements de végétation (Kaplan et al., 2003 ; Kaplan et New, 2006).

#### **3** L'APPARITION DE NOUVEAUX ENJEUX

Longtemps laissée à l'écart, la région Arctique-subarctique commence à susciter l'intérêt à des fins militaires lors de la Seconde Guerre Mondiale et durant la guerre froide. Depuis quelques années, les conséquences engendrées par le réchauffement récent font émerger de nouveaux enjeux dans la région, en particulier dans les domaines de la circulation transocéanique et de l'exploitation des ressources naturelles. Cependant, le développement économique de la région Arctique est soumis à des contraintes économiques, politiques et environnementales importantes.

#### 3.1 DEVELOPPEMENT ECONOMIQUE DE LA REGION ARCTIQUE

L'Arctique possède une activité économique très développée en lien avec l'exploitation des ressources naturelles (secteur primaire) et l'industrie de services (secteur tertiaire) (Duhaime et Caron, 2006). L'activité maritime est également développée, en lien avec l'exploitation des ressources naturelles (minerais, pétrole et gaz), la pêche, le ravitaillement des populations locales mais aussi le tourisme. Les changements climatiques que subit la région Arctique sont l'opportunité de développer les activités déjà présentes dans la région. En effet, la fonte de la banquise permet d'augmenter notamment le développement de l'activité maritime, mais également l'accès aux ressources non renouvelables (pétrole, gaz, minerais).

#### 3.1.1 L'OUVERTURE DE NOUVELLES VOIES MARITIMES

Deux voies maritimes majeures existent dans l'océan Arctique : le passage du Nord-Ouest (PNO) qui contourne l'Amérique du Nord par les archipels canadiens et le passage du Nord-Est (PNE) qui longe les côtes sibériennes depuis la frontière russonorvégienne jusqu'au détroit de Béring (Fig. 14).



Figure 14. Délimitation des passages du Nord-Est et du Nord-Ouest dans la région Arctiquesubarctique. (Laserre, 2017).

La navigation est fortement contrainte par les conditions météorologiques et la saisonnalité du couvert de glace de mer. Les deux passages ne sont en effet praticables que pendant une durée très limitée, de juillet à octobre. L'augmentation de la saison navigable, conséquence du réchauffement récent de la région, laisse entrevoir la perspective d'une route maritime plus courte permettant de relier l'Europe, l'Amérique du Nord et l'Asie, en diminuant les coûts de transport (Guy et Lasserre, 2016). En 2017, le brise-glace russe Christophe de Margerie, affrété par Total, est le premier navire commercial à emprunter le passage Arctique du Nord-Est pour rallier l'Asie, permettant un gain de 15 jours par rapport à la route par le canal Suez.

Mais les coûts élevés liés à la construction de navires pouvant naviguer dans les conditions arctiques, les difficultés de navigation, les risques d'accidents liés à la présence de glace dérivante, le faible nombre de ports en eau profonde ou de lieux de ravitaillement fiables ainsi que les infrastructures de communications et d'interventions d'urgences réduites semblent encore limiter l'attrait pour le passage du Nord-Ouest (Liu et Kronbak, 2010 ; Valsson et Ulfarsson, 2011 ; Dawson et al., 2014).

La perspective de développement des voies maritimes de la région Arctique pose tout de même la question de la souveraineté des passages du Nord-Est et du Nord-Ouest (Olesen, 2017). Ainsi, la Russie considère le passage du Nord-Est comme une voie maritime interne, alors que les Etats-Unis et l'Union Européenne souhaiteraient que le passage soit considéré comme une voie maritime internationale. De même, le Canada considère le passage du Nord-Ouest comme une voie maritime interne alors que les Etats-Unis souhaitent qu'il soit défini comme une voie maritime internationale.

#### 3.1.2 L'ACCES A DE NOUVELLES RESERVES DE RESSOURCES NON-RENOUVELABLES

La diminution du couvert de glace de mer Arctique bénéficierait également à l'industrie du pétrole, du gaz et des minerais dans la région, en facilitant l'accès aux réserves offshore.

En 2008, l'USGS (United States Geological Survey) estimait la capacité des gisements potentiels dans l'Arctique à 90 milliards de barils de pétrole et 47 000 milliards de m<sup>3</sup> de gaz naturel, soit respectivement 13% et 30% des ressources mondiales non découvertes. Ces gisements sont localisés essentiellement au large de la Russie et de l'Alaska (Fig. 15). Bien que le potentiel d'exploitation soit fort dans l'Arctique, Lindholt et Glomsrød (2012) estiment à l'avenir une baisse de la part des hydrocarbures en provenance de l'Arctique dans la production énergétique mondiale. Ainsi, si la production de pétrole dans l'Arctique représente 10% de la production mondiale en 2010, elle ne représentera plus que 8% en 2050. De même, la production de gaz naturel diminuerait de 22 à 20%. Cette diminution de la production est à mettre en lien avec l'essor des hydrocarbures non conventionnels en Amérique du Nord (gaz de schiste) et le développement de la production de gaz conventionnel au Moyen-Orient. La faible exploitation des ressources naturelles des sous-sols de la région Arctique s'explique également par des raisons techniques et économiques. En effet, l'exploitation pétrolière et du gaz dans l'Arctique a des coûts élevés liés à l'installation et l'entretien des infrastructures adaptées aux conditions climatiques extrêmes, l'achat des licences d'exploration et d'exploitation, les permis de forage et les équipements, et le personnel (Conley et al., 2013).

La perspective d'exploitation des ressources en hydrocarbures de l'océan Arctique a également lancé un débat sur les frontières des Zones Economiques Exclusives (ZEE) qui est toujours en cours. En effet, les zones potentiellement aptes à contenir des

hydrocarbures en Arctique se trouvent à 95% à l'intérieur des ZEE des pays arctiques. Ainsi, en 2018, des désaccords subsistent toujours entre les Etats-Unis et le Canada dans la mer de Beaufort (Sharp, 2016). Un désaccord similaire a également eu lieu entre la Norvège et la Russie en mer de Barents en 2010 (Moe et al., 2011).



**Figure 15.** Probabilité de réussite d'exploitation de champs de pétrole potentiels dans la région Arctique (Source : USGS, 2008).

La région Arctique-subarctique est également riche en minerais, à savoir: le plomb et le zinc en Alaska, l'or au Canada, les terres rares au Groenland, les diamants et le fer au Canada et au Groenland, l'aluminium en Islande et le nickel en Russie (Duhaime et Caron 2006 ; Conley et al., 2013), et les conséquences du changement climatique faciliteraient également l'accès à ces ressources. Ce potentiel minier de l'Arctique bénéficierait à l'économie de la région Arctique mais suscite également l'intérêt de
pays extérieurs à la région Arctique-subarctique, comme la Chine (Conley et al., 2013 ; Têtu et Lasserre, 2017).

Si l'exploitation des ressources du sous-sol de l'Arctique est limitée par les coûts élevés, que ce soit les hydrocarbures ou les minerais, le développement de cette économie dans la région soulève également de fortes préoccupations environnementales en lien avec le risque de pollution atmosphérique et marine, ainsi que l'impact sur la biodiversité de la région et les populations locales.

#### 3.1.3 DEVELOPPEMENT DE L'INDUSTRIE DE LA PECHE

Avec le réchauffement des eaux de surface des océans qui entraine une migration des espèces vers le Nord (Christiansen et al., 2014), l'industrie de la pêche dans la région Arctique bénéficierait de cette augmentation du stock de poissons. En mer de Barents, la densité de poissons est déjà plus élevée, en lien avec les remontées d'eaux froides riches en nutriment (Hunt et al., 2013 ; Falk-Petersen et al., 2015). En comparaison avec l'année 2000, les projections prévoient une augmentation de 39% en 2050 des revenus liés à la pêche dans la région Arctique (Lam et al., 2014). Cependant, le changement climatique et l'arrivée de nouvelles espèces se fait au détriment d'espèces présentes initialement dans la région comme par exemple le saumon royal au large de l'Alaska qui a vu sa population disparaitre (Conley et al., 2013).

La fonte de la glace de mer et l'augmentation de la durée de la saison libre de glace offre également l'opportunité d'augmenter la surface de pêche potentielle en haute mer dans la région. La question du développement de la pêche commerciale dans le centre de l'océan Arctique, une région où la compréhension des écosystèmes est encore faible, est préoccupante. Ceci a conduit les pays riverains de l'Arctique (Canada, Danemark pour le Groenland, les îles Féroé, Norvège, Russie et États-Unis) mais aussi les autres pays pêcheurs (Chine, Islande, Japon, Corée du Sud et Union européenne) à conclure en fin d'année 2017 un moratoire stipulant qu'aucune pêche commerciale n'aura lieu dans le secteur de haute mer du centre de l'océan Arctique tant que des mesures de gestion et de conservation appropriées n'auront pas été mises en place.

#### **3.2 ENJEUX ENVIRONNEMENTAUX**

Le développement économique de la région Arctique-subarctique soulève de nombreuses préoccupations environnementales liées au risque de pollution atmosphérique et marine générée par les marées noires, les polluants organiques persistants, les métaux lourds et les substances radioactives (Kao et al., 2012; Conley et al., 2013).

#### 3.2.1 POLLUTION ATMOSPHERIQUE ET OCEANIQUE

La région Arctique-subarctique est sujette à une augmentation de la concentration d'aérosols en hiver et au début printemps, connue sous le nom de brume arctique (Shaw, 1995). Ce phénomène saisonnier est la conséquence du transport par les vents des polluants d'origine anthropique et issus des incendies forestiers qui sont émis dans les moyennes latitudes, en particulier en Eurasie (Stohl, 2006 ; Quinn et al., 2007). La brume arctique a un impact sur le climat régional en modifiant les propriétés des nuages et en particulier en diminuant leur albédo (Menon et al., 2008; Tietze et al., 2011). La brume arctique est composée d'un mélange de sulphate et de particules de matières organiques, et dans une moindre mesure, d'ammonium, de nitrate, de poussières et de charbon (Li and Barry, 1993 ; Quinn et al., 2002). Elle est également riche en métaux lourds produits par les industries (Shaw, 1982 ; Polissar et al., 1998, 2001).

Parmi les métaux lourds présents dans la région Arctique, le mercure est l'un des plus préoccupants. En effet, le mercure est bioaccumulateur, c'est-à-dire qu'il s'accumule dans l'organisme des animaux. La consommation par les humains de ces espèces peut induire une neurotoxicité chez l'enfant et des maladies cardio-vasculaires chez l'adulte (Tchounwou et al., 2003). L'enjeu est donc à la fois environnemental mais aussi sanitaire. Dans la région Arctique, la contamination de la faune par le mercure est parmi les plus élevées au monde (Douglas et al., 2012, Braune et al., 2015). Une étude récente montre que le mercure transporté depuis les moyennes latitudes par les vents est stocké dans la végétation et les sols arctiques avant d'être libéré en grande quantité dans l'océan Arctique lors de la saison de fonte (Obrist et al., 2017). Le dégel du pergélisol, qui contient une importante quantité de mercure, liée au réchauffement que subit la région pourrait donc, à terme, augmenter la contamination en mercure des écosystèmes arctiques.

Les risques de pollution de l'océan Arctique proviennent également de l'augmentation de l'activité pétrolière et minière dans la région. Parmi les exemples récents d'incidents liés à l'exploitation pétrolière de la région, on peut citer celui de juillet 2012 où une plateforme de forage appartenant à la compagnie Shell a failli s'échouer sur les côtes de l'Alaska, ainsi que celui d'avril 2013, où une fuite sur un puits en Alaska appartenant à la compagnie Repsol a conduit au déversement de pétrole sur 2 600m<sup>2</sup> de toundra. Les risques de pollution liés à l'exploitation des ressources pétrolières et minières, sont notamment à l'origine d'un ralentissement des opérations pétrolières et d'extraction de l'or dans certaines régions de l'Arctique comme l'Alaska (Conley et al., 2013).

#### 3.2.2 IMPACTS SUR LA FAUNE ET LA FLORE

L'écosystème Arctique se différencie des autres milieux par la fragilité de son équilibre. Les conséquences du réchauffement récent que connait la région, et en particulier les modifications du couvert de glace de mer, risquent d'impacter à la fois la faune et la flore de la région (Moore et Huntington, 2008 ; Mueter et Litzow, 2008). En effet, la glace de mer arctique est un habitat clé pour de nombreuses espèces arctiques (e.g. ours polaires, phoques, plusieurs espèces d'oiseaux). La diminution de son étendue et de son épaisseur, une augmentation des températures, une diminution des précipitations neigeuses et l'altération des nutriments provoquent des perturbations majeures dans les écosystèmes marins de l'Arctique (Wassmann et al., 2011). La compétition pour les ressources alimentaires va également augmenter, notamment avec la migration d'espèces venant de latitudes plus basses qui voient leur niche écologique augmenter avec l'augmentation des températures observées dans la région (Hall et al., 2010).

Sur les écosystèmes marins, un déséquilibre dans la distribution des espèces, l'arrivée d'espèces invasives provenant de latitudes plus basses et une acidification des océans liée à l'augmentation de la concentration en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, sont des conséquences du changement climatique récent qui pourraient avoir un effet dévastateur sur le milieu marin arctique (Doney et al., 2012).

#### 3.2.3 IMPACTS SUR LES POPULATIONS LOCALES

Les populations autochtones de la région Arctique se sont adaptées aux conditions extrêmes de la région et les conséquences du changement climatique dans la région viennent bouleverser ce mode de vie.

Les changements de la période de fonte printanière, les régimes de vent, les précipitations, la dynamique des glaces de mer et les fluctuations de température ont affecté les routes de certaines zones de chasse et de pêche importantes pour la subsistance des populations locales (Pearce et al., 2011). C'est le cas des phoques, des bœufs musqués et des caribous qui sont d'importantes sources de nourriture pour les populations Inuits (Miller et Gunn, 2003 ; Tews et al., 2007 ; Moore et Huntington, 2008).

L'élévation du niveau de la mer, l'érosion côtière et le dégel du pergélisol menacent également la viabilité des installations des Inuits, endommageant d'importants sites patrimoniaux et compromettant les infrastructures municipales et d'approvisionnement en eau (Furgal et Seguin, 2006 ; Hoeve et al., 2006 ; Martin et al., 2006 ; Furgal et Prowse, 2008 ; Larsen et al., 2008 ; Zhou et al., 2008). Les conséquences du réchauffement climatique entraînent jusqu'à la disparition d'îles où se situent des villages, comme le village de Shishmaref en Alaska. Le dégel du pergélisol sur lequel les infrastructures sont construites entraine leur enfoncement. De plus, lors des saisons de tempêtes, l'île est moins protégée par la banquise qui se forme de plus en plus tard dans l'année suite au réchauffement de la région et subit une érosion plus importante (Fig. 16). Suite à un référendum, les Inupiak, habitants de cette île, ont décidé de déménager l'ensemble de leur village en 2016 et de rejoindre le continent, délaissant leur mode de vie basé principalement sur la chasse de phoques, morses, caribous et élans.

L'ouverture de la région avec l'Occident et la Russie pourrait également engendrer une disparition de la culture des populations locales, du patrimoine linguistique et des savoir-faire traditionnels.



**Figure 16.** Effondrement d'une habitation sur la côte du village de Shishmaref (Alaska) (Photo : Gabriel Bouys/AFP/Getty Images).

#### **E**TUDIER LE CLIMAT PASSE POUR COMPRENDRE LES CHANGEMENTS RECENTS

Les changements climatiques que connait la région Arctique-subarctique ont un impact régional mais aussi mondial, faisant émerger de nouveaux enjeux climatiques, environnementaux, économiques et politiques. Les intérêts de l'étude de la variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique sont doubles : (i) les mécanismes qui sont à l'origine du réchauffement plus rapide et plus important que connait la région lui confèrent également un rôle important dans le réchauffement planétaire et (ii) les impacts du réchauffement climatique y sont plus précoces que pour le reste du monde.

L'étude de la variabilité climatique de la région Arctique-subarctique comprend la compréhension des différents forçages qui en sont à l'origine, avec un intérêt particulier pour la distinction entre la part de variabilité climatique liée à la dynamique naturelle du système climatique et celle liée à l'influence anthropique. Cependant, les données instrumentales ne couvrent que le dernier siècle et ne permettent pas d'étudier le climat « exempt » du forçage anthropique. De plus, la couverture temporelle trop courte des données instrumentales ne permet pas aux climatologues de conclure sur les mécanismes qui en sont à l'origine. Il est donc nécessaire d'étendre la couverture temporelle des séries climatiques avec des données issues des archives paléoclimatiques (proxies) pour pouvoir remettre en contexte le changement climatique récent observé dans la région.

Mais la question de faire le lien entre le signal enregistré dans les données instrumentales et celui enregistré dans les séries paléoclimatiques est complexe. En effet, les données indirectes, de par leur nature, sont soumises à de nombreuses incertitudes, qui peuvent venir altérer le signal climatique initial enregistré. Avant de pouvoir faire le lien entre les données instrumentales et les données paléoclimatiques il est donc primordial de bien comprendre le signal enregistré dans les proxies. Cette question est l'un des objectifs de notre étude sur la variabilité hydroclimatique des deux derniers millénaires dans la région Arctique-subarctique. Elle a également fait l'objet d'un atelier de travail organisé par le laboratoire (UMRS CNRS 6143 M2C, Normandie Université, Université de Rouen, Centre National de la Recherche Scientifique, Rouen, France) et une équipe canadienne (Centre de Recherche en Géochimie et Géodynamique (Geotop), Université du Québec à Montréal, Canada) aboutissant à la production :

- d'outils et de didacticiels faciles à utiliser pour aider la communauté à (i) construire des modèles d'âge qui correspondent à des prérequis pour une intercomparaison et des compilations correctes, mais aussi pour (ii) analyser et interpréter le signal contenu dans les séries paléoclimatiques (Annexe I),
- d'une session lors de l'American Geophysical Union Fall Meeting de 2017 intitulée "Relier les informations paléoclimatiques des archives naturelles et des données instrumentales » (Session PP11C),
- d'un rapport de réunion dans le journal EOS (Debret et al., 2018).

### Linking Instrumental and Proxy Data Climate Records

Treatment of the Climatic Signal in Time and Space: From Instrumental and Proxy Data to Modelling; Rouen, France, 18–20 April 2017



Translating data from natural archives into a climatic signal is a difficult task. Participants at a 2017 workshop discussed ways to use instrumental data to validate climate estimates derived from paleodata. Shown here is Lake Sarsvatnet, located in Svalbard, between maintand Norway and the North Pole. This lake is an example of a highly sensitive environment, and sediments in the lake contain a record of recent and past climate changes in the Arctic. Credit: Maxime Debret

By Maxime Debret, Marie Nicolle, and A. de Vernal 0 12 January 2018

Debret, M., M. Nicolle, and A. de Vernal (2018), Linking instrumental and proxy data climate records, Eos, 99, <u>https://doi.org/10.1029/2018EO089835</u>. Published on 12 January 2018.

## CHAPITRE II

## DE LA PRODUCTION DES PROXIES AUX BASES DE DONNEES PALEOCLIMATIQUES : LE CAS DE L'ARCTIQUE

#### INTRODUCTION

Les mesures instrumentales de la température ne permettent pas de remonter au-delà des années 1880 dans la région Arctique. L'étude de la variabilité climatique dans un contexte temporel plus long est nécessaire pour améliorer la caractérisation de la variabilité ainsi que la détection et l'attribution de ces variations aux forçages climatiques connus. La connaissance des températures passées repose alors principalement sur des données indirectes, appelées proxies, quantifiés dans les archives naturelles continentales (lacustres. glaciaires, cernes d'arbres. spéléothèmes) pour reconstruire les variations climatiques passées. La section II-1 de ce chapitre présente les différents types d'archives disponibles pour l'étude de la variabilité climatique à haute résolution des derniers millénaires dans la région Arctique-subarctique. La compréhension de la variabilité climatique des derniers 2000 ans mais aussi des forçages qui lui sont associés nécessitent alors l'utilisation de différentes méthodes pour synthétiser et comparer les informations contenues dans les séries paléoclimatiques. Ces méthodes sont décrites dans la section II-2. La nécessité d'améliorer la compréhension de l'expression spatiale et temporelle de la variabilité climatique des derniers 2000 ans a conduit à la création récente de plusieurs bases de données paléoclimatiques, présentées à la section II-3. Enfin, la section II-4 synthétise la variabilité climatique des derniers 2000 ans dans la région Arctiquesubarctique et mise en évidence à partir des bases de données paléoclimatiques publiées récemment mais aussi des études basées sur des jeux de données important.

#### 1 LES ARCHIVES PALEOCLIMATIQUES CONTINENTALES, TEMOINS DE L'EVOLUTION PASSEE DU CLIMAT

Cette partie présente les différents types d'archives disponibles pour l'étude de la variabilité climatique à haute résolution des derniers millénaires dans la région Arctique-subarctique. Elle se concentre principalement sur les proxies paléoclimatiques sensibles aux variations de température. Les proxies permettant l'étude des variations hydroclimatiques (précipitation et humidité atmosphérique) font l'objet d'un chapitre à part dans lequel est inclus un article de synthèse sur la variabilité hydroclimatique des derniers millénaires dans la région Arctique (cf. Sect. V.).

#### 1.1 SEDIMENTS LACUSTRES VARVES

Les enregistrements lacustres peuvent avoir la capacité de fournir un enregistrement continu des proxies sensibles aux variations climatique et provenant du lac (e.g. diatomées et chironomides) ou du bassin versant environnant (e.g. sédiments, pollens). Les lacs sont la source d'information indirecte la plus répandue pour l'étude du climat de l'Arctique car ils sont particulièrement sensibles aux changements climatiques (Smol and Douglas, 2007). En effet, le transport du matériel du bassin versant au réceptacle lacustre dépend de l'hydrologie contrôlée par le climat. Le climat et la géologie contrôlent conjointement la formation de sols et de couvert végétal dans le bassin versant, et avec la nature ouverte ou fermée d'un lac, avec ou sans écoulement, ils contrôlent également la chimie de l'eau et les communautés planctoniques (Wetzel, 2001). Comme la géologie ne change pas de façon significative à l'échelle des derniers 2000 ans, les variations enregistrées dans les lacs et leurs sédiments sont principalement liées à la variabilité du climat. Les propriétés sédimentaires analysées peuvent alors être utilisées comme indicateurs de la variabilité des conditions environnementales passées ainsi que l'impact des influences humaines sur les systèmes lacustres et leurs bassins versants.

De nombreux proxies mesurés dans les sédiments lacustres reflètent ainsi les changements des températures estivales, qui sont un des facteurs de contrôle principal de nombreux processus physiques et biologiques dans les lacs des hautes latitudes. D'autres paramètres comme la disponibilité des nutriments, la durée de la saison de croissance, la longueur de la saison sans glace, le vent et les trajectoires des trajectoires de tempêtes, peuvent également être reconstruits à partir des

sédiments lacustres. Pour plus de détails concernant les différents proxies utilisés pour reconstruire les variations climatiques à partir des archives lacustres, se référer à Sundqvist et al., 2014.

Certains sédiments lacustres présentent la particularité rare et recherchée d'être caractérisés par une rythmicité annuelle, permettant ainsi une excellente datation par comptage des lamines. Le terme de varve (De Geer, 1912), qui n'était initialement utilisé que pour les environnements proglaciaires, a finalement été étendu à tous les enregistrements de sédiments laminés annuellement sur les continents (O'Sullivan, 1983). Il existe de multiples types de sédiments varvés (Giguet-Covex, 2010) mais un type de varves est caractéristique des lacs de haute latitude (Ojala et Alenius, 2005 ; Ojala et al., 2005 ; Tiljander et al., 2002) : les varves clastiques-organiques formées d'une lamine de matériel minérogénique accumulée au printemps lors des crues de fonte des neiges puis d'une lamine de matière organique provenant principalement de la production interne au lac et déposée au cours de l'été/automne/hiver.

La majorité des reconstitutions paléoclimatiques dans la région Arctique-subarctique produites à partir des sédiments lacustres varvés se focalisent sur l'épaisseur des lamines annuelles comme indicateur climatique (e.g. McDonald et al., 1998 ; Loso et al., 2006 ; Bird et al., 2009 ; Larsen et al., 2011 ; Haltia-Jovi et al., 2014). Cependant l'épaisseur d'une varve peut être le résultat de plusieurs événements indépendants (fonte de la neige, pluie, etc.) et la plupart des corrélations entre l'épaisseur des varves et les données climatiques instrumentales sont positives mais plus ou moins significatives dans l'Arctique. La distribution granulométrique des sédiments varvés peut également être utilisée pour reconstruire les variations climatiques passées. Par exemple, la mesure à haute résolution du diamètre médian des particules dans une lamine silto-sableuse peut permettre d'estimer l'intensité de la fonte des neiges (Francus et al., 1998a, 1998b ; Francus et al., 2002). Quel que soit le proxy utilisé, les sédiments varvés sont d'excellentes archives pour la reconstitution à haute résolution des changements environnementaux dans la région Arctique-subarctique.

#### **1.2 CERNES D'ARBRES**

Plusieurs paramètres mesurés dans les cernes d'arbres peuvent être utilisés pour reconstruire à résolution annuelle les variations des températures passées dans la région Arctique-subarctique. En particulier l'épaisseur et de la densité des cernes

d'arbres sont majoritairement utilisées (e.g. D'Arrigo et al., 2005, 2006, 2009 ; Grudd, 2008 ; Briffa et al., 2008 ; Helama et al., 2010 ; Gunnarson et al., 2011 ; Wiles et al., 2014). En effet, ces deux proxies sont sensibles aux variations des paramètres climatiques qui déterminent la croissance des arbres (température, humidité ou précipitations). Comme pour les enregistrements issus des archives lacustres varvés, croissance annuelle des arbres la permet la production de séries dendrochronologiques parfaitement datées par comptage des cernes et la reconstruction des variations climatiques à résolution annuelle. Cependant, la force de la relation entre la largeur des cernes d'arbres et les températures varie dans l'espace, mais semble également changer au fil du temps (D'Arrigo et al., 2008 ; Schneider et al., 2013). Récemment, plusieurs études ont traité des problèmes et des difficultés liés à l'utilisation de largeurs de cernes dans l'étude des climats passés (e.g. Christiensen et Ljungqvist, 2016; Wilson et al., 2016). C'est pourquoi d'autres proxies dendrologiques ont été développés. Par exemple, des études antérieures ont montré que les séries de mesure de la densité du bois final ou son alternative, l'intensité de la réflexion de la lumière bleue, ont une corrélation plus élevée avec la température de la saison de croissance que les largeurs de cernes d'arbres seules (e.g. Briffa et al., 2002 ; Björklund et al., 2014 ; Esper et al., 2014). Il a également été démontré que les isotopes du carbone dans les cernes des arbres sont plus fortement corrélés avec la température estivale que la largeur des cernes ou la densité du bois (McCarroll et al., 2011). L'utilisation de proxies plus sensibles aux variations de températures est particulièrement important dans la région Arctique-subarctique où la formation des cernes d'arbres se produit pendant une période estivale courte (Vaganov et al., 2006).

Récemment, Hari et al. (2017) se sont intéressés à la saisonnalité des proxies dendrologiques. Leur étude se focalise sur les séries dendrologiques finlandaises et révèle qu'il est possible d'obtenir des reconstructions fiables de la température annuelle mais aussi pour d'autres saisons que l'été, en choisissant avec attention le proxy utilisé. En effet, les résultats révèlent que la phénologie des plantes est un indicateur fiable des températures printanières et les caractéristiques des cernes d'arbres produisent un signal de température estivale fiable lorsque plusieurs de ces propriétés sont combinées (isotopes du carbone, densité et largeur des cernes d'arbres).

#### **1.3 SPELEOTHEMES**

Les spéléothèmes se forment lorsque le carbonate de calcium dissous présent dans les eaux d'infiltration précipite dans les cavités souterraines sous l'effet du dégazage du CO<sub>2</sub> de ces eaux infiltrées. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone, les éléments traces et la largeur de la lamine annuelle sont influencés alors par les conditions de surface (McDermot et al., 2004, 2010 ; Fairchild et al., 2006). De même, le taux de croissance des spéléothèmes est lié au climat régional via la température de la grotte (température annuelle moyenne), les précipitations, l'activité du sol et la concentration de Ca<sup>2+</sup> dans l'eau d'infiltration (Baker et al., 1998; Dreybrodt, 1999 Kaufmann et Dreybrodt, 2004). Le taux de croissance peut ainsi être utilisé comme proxy des variations de la température (Genty et al., 2001), des précipitations (Genty et Quinif, 1996) et de la végétation (Baldini et al., 2005). La composition isotopique stable du carbonate du spéléothème est également un proxy des conditions de surface (e.g McDermott, 2004; Fairchild et al., 2006). Le signal isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}O_c$ ) est actuellement le proxy le plus utilisé pour la reconstruction des variations climatiques passées à partir des spéléothèmes et une corrélation négative entre le  $\delta^{18}O_c$  et la température moyenne annuelle a été démontrée (Linge et al., 2001). De plus, les séries paléoclimatiques issues des spéléothèmes peuvent être datées avec précision par des techniques U-Th (e.g. Ivanovich et Harmon, 1992; Richards et Dorale, 2003 ; van Calsteren et Thomas, 2006 ; Linge et al., 2009). Cependant, bien spéléothèmes soient une source potentielle d'enregistrements que les paléoclimatiques à haute résolution, peu de séries sont disponibles dans la région Arctique.

#### 1.4 LES ARCHIVES GLACIAIRES

Au Groenland, le taux d'accumulation des précipitations neigeuses est suffisant pour pouvoir dater les archives glaciaires par comptage des cycles annuels, les couches estivales et hivernales étant caractérisées par des signatures isotopiques différentes, ce qui permet de produire des enregistrements paléoclimatiques à haute résolution et parfaitement datés sur les derniers millénaires (e.g. Schwager, 2000 ; Isaksson et al., 2005 ; Divine et al., 2011 ; Vinther et al., 2006, 2008, 2010).

Les isotopes stables de l'eau (δ<sup>18</sup>O) mesurés dans les carottes de glace sont communément utilisés pour reconstruire les paléotempératures (e.g. Vinther et al., 2010 ; Weißbach et al., 2016). La composition isotopique des précipitations est largement contrôlée par des processus d'équilibre et de fractionnement cinétique pendant l'évaporation à la surface de l'océan, le transport des masses d'air vers les pôles et la condensation des précipitations en fonction de la température et de l'humidité (Dansgaard et al., 1969 ; Jouzel et Merlivat, 1984 ; Merlivat et Jouzel, 1979). Pendant le refroidissement progressif des masses d'air le long de leur trajectoire vers les calottes polaires, ces dernières subissent une distillation isotopique avec la perte préférentielle d'isotopes lourds dans la pluie et les chutes de neige, contrôlée par la température de condensation. À la suite de la distillation progressive de la masse d'air, une relation linéaire est observée entre la composition isotopique des précipitations modernes et la température de surface moderne (Craig et Gordon, 1965 ; Fischer et al., 1995 ; Johnsen et al., 1989 ; Rozanski et al., 1993) (Fig. 17).



**Figure 17.** Teneur en isotopes de la neige par rapport à la température locale (moyenne annuelle) (Jouzel, 2013). Les données antarctiques ( $\delta D$ , échelle de gauche) proviennent de Lorius et Merlivat (1977) et les données du Groenland ( $\delta^{18}O$ , échelle de droite) proviennent de Johnsen et al. (1989).

Le rapport isotopique n'est pas seulement dépendant de la température locale mais aussi affecté par plusieurs facteurs comme les sources d'humidité et leur proximité du site de dépôt (Masson-Delmotte et al., 2005), la topographie de la calotte glaciaire et la saisonnalité des précipitations (Fisher et al., 1985). De plus, le signal isotopique est modifié par des processus post-sédimentaires tels que la redistribution de la neige par le vent, le métamorphisme du gradient de températures et les phénomènes de diffusion (Johnsen et al., 2000 ; Pinzer et al., 2012 ; Steen-Larsen et al., 2014).

#### 2 SYNTHETISER ET CROISER LES INFORMATIONS CONTENUES DANS LES ARCHIVES PALEOCLIMATIQUES

Il existe de nombreuses archives paléoclimatiques permettant l'étude de la variabilité du climat à haute résolution dans la région Arctique-subarctique. Cependant, ces enregistrements sont caractérisés par une sensibilité aux variations climatiques et une saisonnalité différentes en fonction des types de proxies. Le travail du paléoclimatologue consiste alors à synthétiser l'information enregistrée, en prenant en compte ces caractéristiques afin de déterminer la variabilité globale d'une région.

La comparaison visuelle des variations est une des méthodes les plus communément utilisées pour comparer plusieurs enregistrements paléoclimatiques. Cette méthode consiste en une simple superposition les unes au-dessus des autres des séries paléoclimatiques afin de déterminer les variations et évènements qui coïncident ou ne coïncident pas. Cette méthode permettant une première description de la variabilité commune entre plusieurs séries paléoclimatiques est encore largement utilisée dans les études récentes (e.g. Luoto et al., 2018). A titre d'exemple dans la région Arctiquesubarctique, nous pouvons citer l'étude de Weißbach et al. (2016). Les auteurs ont comparé entre eux 12 enregistrements isotopiques mesurés dans les archives glaciaires du Groenland localisées à l'Est de la calotte afin de mettre en évidence l'occurrence de périodes plus chaudes ou plus froides sur les derniers 1200 ans (Fig. 18).



**Figure 18.** Exemple de synthétisation de l'information contenue dans les séries paléoclimatiques par comparaison visuelle. Enregistrements isotopiques de  $\delta^{18}$ O sur les 12 sites étudiés au Groenland (Weißbach et al., 2016), NGRIP (Vinther et al., 2006), GRIP (Vinther et al., 2010) et GISP2 (Grootes et Stuiver, 1997). Les valeurs bleues sont celles qui sont inférieures à la moyenne sur leur période commune (AD 1505-1953) et les valeurs rouges sont les plus élevées. Les lignes verticales vert foncé marquent les éruptions volcaniques (années données en haut) utilisées

Les résultats mettent alors en évidence plusieurs comportements : certains enregistrements montrent des changements rapides entre des événements plus chauds et plus froids (e.g. GRIP, B30 et B26), tandis que d'autres (e.g. B17-B21) sont caractérisés par la persistance de périodes plus chaudes ou plus froides. De façon générale, la simple comparaison visuelle des séries glaciaires du Groenland met en évidence : (i) une première moitié du dernier millénaire caractérisée par des anomalies plus chaudes ou plus froides que la seconde moitié et (ii) les fluctuations les plus rapides sont enregistrées dans les enregistrements provenant du sommet et de la principale ligne de la calotte groenlandaise. La comparaison visuelle de ces 12 séries avec d'autres enregistrements glaciaires du centre au nord du Groenland (GRIP, GISP2, NGRIP) a mis en évidence que l'occurrence des périodes chaudes et froides n'est pas synchrone entre les séries. Cependant, des événements spécifiques tels que des périodes chaudes vers 1420 AD ou 1920-1930 AD ainsi qu'une période froide au 17<sup>ème</sup> siècle sont plus prononcés à l'Est qu'au centre du Groenland.

La comparaison visuelle, mais surtout la manière de la mettre en évidence sur une figure, doit être faite avec précaution afin de ne pas forcer la lecture et influer sur l'interprétation. C'est particulièrement le cas lorsqu'il faut croiser les informations provenant d'archives avec des résolutions temporelles différentes, qui ont subi un lissage par moyenne mobile, discontinues... etc. A titre d'exemple, l'étude de Mayewski et al. (2004) est une première synthèse régionale réalisée à partir de différents types d'archives paléoclimatiques localisée dans l'hémisphère Nord. Afin de déterminer un schéma climatique régional pour la période de l'Holocène et à l'échelle de l'hémisphère Nord, les auteurs ont croisé les informations enregistrées dans 16 séries paléoclimatiques. Si l'ajout des bandes sur la figure permet de mettre en évidence l'occurrence de périodes de changements climatiques rapides, une analyse détaillée des séries révèle que ce qui apparait au premier regard comme un phénomène climatique commun n'est pas clairement enregistré dans toutes les séries. Il est à noter que l'utilisation de la méthode de comparaison visuelle est parfois obligatoire quand il s'agit de comparer des séries paléoclimatiques ponctuelles. C'est le cas en particulier pour la détermination de l'influence du forçage volcanique ponctuel sur les variations climatiques enregistrées dans les archives (e.g. Linderholm et al., 2015; Weißbach et al. 2016; Slawinska et Robock, 2018).



**Figure 19.** Synthèse sur la variabilité climatique Holocène enregistrée dans l'hémisphère nord réalisée par Mayewski et al. (2004). Les séries de paléoclimatiques sont classées par latitude (nord en haut haut). Les flèches indiquent l'état du climat. Les bandes vertes représentent le calendrier des changements climatiques rapides, ajustés sur l'enregistrement glaciaire du Groenland GISP 2.

De plus, et en particulier lorsque la comparaison se fait entre un nombre important de séries paléoclimatiques ou caractérisées par une haute résolution temporelle, la simple comparaison visuelle devient délicate à interpréter et il est alors nécessaire de

coupler la comparaison des enregistrements avec d'autres méthodes. C'est pourquoi certaines études utilisent également des coefficients de corrélation entre les séries afin de comparer la variabilité enregistrée (e.g. Opel et al., 2017 ; Luoto et al., 2018). Cette méthode présente l'avantage d'être simple et très rapide à mettre en œuvre mais présente également plusieurs limites. En effet, bien que la variabilité des séries soit similaire, la valeur de la corrélation peut être faible voir non significative si il existe un décalage temporel des variations lié à un retard entre le forçage et la réponse climatique ou des erreurs de datations. De plus, la corrélation peut évoluer au cours du temps et deux enregistrements faiblement corrélés sur la longueur totale de l'étude peuvent cependant l'être pour des périodes climatiques plus courtes.

Une des difficultés du travail de synthèse de l'information contenue dans un jeu de données paléoclimatiques à haute résolution réside dans l'interprétation et la comparaison des hautes fréquences (inférieures à la décennie) qui peuvent correspondre à du bruit analytique ou refléter des variations locales. Travailler avec un enregistrement moyen permet alors de compenser les effets dus aux différences locales et à améliorer le rapport signal/bruit. Cette méthode est particulièrement utilisée avec les séries glaciaires (e.g. Fisher et al., 1985, Masson Delmotte et al., 2015, White et al., 1997). Ainsi, de nombreuses études basées sur un important jeu de données paléoclimatiques ont conduit à la production d'un enregistrement unique pour la région étudiée (e.g. Hanhijärvi et al., 2013 sur l'Atlantique Nord ; McKay et Kaufman, 2014 pour la région Arctique-subarctique ; Weißbach et al., 2016 pour les données isotopiques du Groenland). Cependant si cette méthode permet d'atténuer le bruit lié à la haute résolution et de mettre en évidence la variabilité commune aux enregistrements, elle ne permet pas, de par sa nature, de s'intéresser à l'expression spatiale de la variabilité climatique.

#### **3** VERS LA PUBLICATION DE BASES DE DONNEES A L'ECHELLE REGIONALE

Les 2000 dernières années fournissent un contexte climatique particulier permettant la compréhension de l'influence du forçage anthropique sur le climat récent mais aussi l'influence de la variabilité naturelle du climat sur des périodes climatiques majeures telles que l'Optimum Climatique Médiéval et le Petit Age Glaciaire. Les derniers millénaires offrent également la possibilité d'améliorer l'interprétation des proxies et d'effectuer une évaluation des modèles du système climatique et terrestre qui sont utilisés pour générer les projections des changements climatiques futurs. Enfin, la haute résolution des séries paléoclimatiques disponibles sur les derniers millénaires permet de s'intéresser à la problématique du lien entre le signal enregistré dans les données paléoclimatiques et celui observé dans les données instrumentales.

## 3.1 LE PROJET « 2K » DE PAST GLOBAL CLIMATE CHANGES (PAGES) ET LE GROUPE DE TRAVAIL ARCTIC 2K

En 2008, PAGES a alors créé le projet « 2k » pour coordonner et intégrer les efforts régionaux permettant l'assemblage des données indirectes existantes et la génération de reconstructions climatiques. Neuf groupes de travail régionaux ont été ainsi été créés, représentant les huit continents et l'océan mondial (Fig. 20).

Les objectifs des groupes de travail, et plus largement du projet « 2k » sont :

- Une meilleure compréhension des mécanismes responsables de la variabilité et des changements climatiques régionaux, depuis les échelles de temps interannuelles à séculaire,
- Réduire les incertitudes dans l'interprétation du signal climatique enregistré dans les archives paléoclimatiques,
- Améliorer la cohérence entre les reconstructions et les simulations de modèles climatiques.



Figure 20. Groupes de travail régionaux du projet PAGES 2k (Source : PAGES website)

La réalisation des objectifs présentés ci-dessus a nécessité la centralisation et la création de plusieurs bases de données regroupant les séries paléoclimatiques disponibles et en se focalisant en priorité sur les variations de températures. La majorité des séries permettant de reconstruire les températures continentales proviennent d'archives paléoclimatiques à haute résolution telles que les archives glaciaires, les cernes d'arbres et les spéléothèmes, et ce quelle que soit la région (Fig. 21).



**Figure 21.** Répartition des différents types d'archives paléoclimatiques disponibles pour chacune des régions du projet PAGES 2k (PAGES 2k Consortium, 2013).

Plus particulièrement, le groupe de travail Arctic 2k a compilé les enregistrements paléoclimatiques à haute résolution disponibles dans la région Arctique-subarctique (au-delà de 60 °N) et produit une reconstruction de la température au cours des 2000 dernières années dans la région (PAGES 2k Consortium, 2013 ; McKay et Kaufman, 2014). Les objectifs du groupe de travail sont de déterminer (i) si le réchauffement du climat arctique enregistré au cours du 20<sup>ème</sup> siècle est sans précédent au cours des 2000 dernières années, (ii) l'existence ou non de variabilités périodiques du climat et (iii) quels forçages climatiques peuvent expliquer cette variabilité.

L'important travail fourni par de nombreux scientifiques a conduit à la production et la publication de la première base de données d'enregistrements paléoclimatiques permettant l'étude des variations des températures de l'Arctique au cours des 2 000 dernières années (McKay and Kaufman, 2014). Le jeu de données est présenté dans un format facilement utilisable par tous. Une description de la saisonnalité de la réponse à la température pour chaque enregistrement, telle que rapportée par les auteurs originaux, est également inclue dans les métadonnées, permettant une approche plus nuancée de l'intégration des enregistrements avec des sensibilités saisonnières variables. Malgré la prédominance des proxies saisonniers plutôt qu'annuels dans la base de données, les comparaisons avec les données instrumentales de température suggèrent que les ensembles de données enregistrent mieux la variabilité annuelle des températures dans l'Arctique, surtout dans le nord-est du Canada et au Groenland là où la densité des enregistrements est la plus élevée. Une description détaillée des enregistrements disponibles dans la base de données PAGES Arctic 2k, ainsi qu'une comparaison entre la première version et la version la plus récente (v. 2.0, PAGES 2k Consortium, 2017) sont disponibles à la section IV de ce manuscrit.

# 3.2 VARIABILITE CLIMATIQUE DES DERNIERS MILLENAIRES A PARTIR DES BASES DE DONNEES PALEOCLIMATIQUES

De nombreuses études réalisées à l'échelle des derniers 2000 ans sont basées sur des jeux de données importants ou issus de l'exploitation de la base de données PAGES Arctic 2k. Cette partie est consacrée à la description de la variabilité climatique à plus long-terme de Arctique-subarctique mise en évidence à partir de ces études.

#### **3.2.1 TENDANCE MILLENAIRE**

La variabilité climatique à long terme des derniers 2000 ans est caractérisée par une diminution des températures dans la région Arctique-subarctique (Kaufman et al., 2009 ; PAGES 2k Consortium, 2013 ; McKay et Kaufman, 2014) (Fig. 22). Cette tendance enregistrée dans les archives paléoclimatiques continentales est confirmée avec le refroidissement des températures de la surface de mer à l'échelle mondiale enregistré jusque 1800 AD (McGregor et al., 2015).

La baisse des températures sur les derniers 2000 ans est à mettre en lien avec l'évolution des paramètres orbitaux terrestres (forçage naturel externe) et en particulier la précession, qui correspond au changement de position de l'axe de la Terre, en influant sur la répartition aux hautes latitudes de l'énergie solaire reçue. Les reconstitutions paléoclimatiques basées sur des données proxies montrent que les températures estivales de l'hémisphère nord ont globalement diminué, reflétant le déclin régulier de l'insolation estivale alors que la Terre s'éloigne progressivement du Soleil pendant l'été NH (Wanner et al., 2011). En effet, les changements de température estivale sont plus importants dans l'Arctique (Kaufman et al., 2004 ; Vinther et al., 2010), où la diminution de l'insolation estivale était plus importante et les impacts amplifiés par de fortes rétroactions positives (Serreze et Francis, 2006).



**Figure 22.** Tendance au long-terme des températures dans la région Arctique-subarctique à partir des reconstructions des températures (moyennes décennales) publiées par Kaufman et al. (2009) et McKay and Kaufman (2014). La ligne en pointillés noirs indique la tendance linéaire à la baisse enregistrée jusqu'au début du 19<sup>ème</sup> siècle.

#### 3.2.2 VARIABILITE SECULAIRE

Le climat des derniers 2000 ans n'est pas uniquement caractérisé par une tendance à long terme. A cette tendance naturelle se superpose une variabilité séculaire

caractérisée par l'alternance de périodes chaudes et froides, dont les deux majeures sont la période chaude de l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et la période froide du Petit Age Glaciaire (PAG). Une étude complète de l'expression de la variabilité temporelle de ces deux périodes climatiques dans la région Arctique-subarctique est disponible dans l'article publié par Nicolle et al. (2018) et présenté à la section IV-2 de ce manuscrit.

#### 3.2.2.1 OPTIMUM CLIMATIQUE MEDIEVAL

L'OCM est une anomalie climatique majeure des derniers millénaires, caractérisée par un climat inhabituellement plus chaud. A l'échelle de l'Hémisphère Nord, Mann et al. (2009) situent l'OCM entre 950 et 1250 AD. A l'échelle de la région Arctiquesubarctique, bien que l'expression temporelle de l'OCM diffère légèrement en fonction des études, elle est globalement cohérente avec la période définie à l'échelle de l'hémisphère Nord. Ainsi, la reconstruction des températures publiée par Shi et al. (2013) basée sur 22 enregistrements proxies met en évidence un OCM compris entre 950 et 1050 AD. Hanhijärvi et al. (2013) ont présenté une reconstitution de la température moyenne annuelle sur 2000 ans pour le secteur Nord-Atlantique de l'Arctique (au nord de 60 °N et entre 50 °W et 30 °E) en utilisant 27 enregistrements proxies. Leur reconstruction révèle des variations de température à l'échelle séculaire d'une amplitude de plus de 1 ℃, avec un OCM entre 900 et 1200 AD. PAGES 2k Consortium (2013) ont utilisé la même méthode de reconstruction que celle d'Hanhijärvi et al. (2013) mais ont étendu l'étude à l'ensemble de la région Arctiquesubarctique. Cependant, leur reconstruction des températures basée sur 67 enregistrements ne permet pas de distinguer clairement l'OCM. Weißbach et al., (2016) ont mis en évidence un OCM entre 850 et 1100 AD dans les données isotopiques des archives glaciaires du Groenland. Plus récemment, Werner et al. (2017) ont également publié une reconstruction des températures à l'échelle complète de la région Arctique-subarctique basée sur 54 enregistrements. Leur reconstruction met en évidence un OCM entre 690 et 1060 AD également marqué par deux maxima de températures avec une décennie plus chaude entre 982 et 991 AD caractérisée par une anomalie de température de  $0.5 \pm 0.2$ °C.

Les enregistrements paléoclimatiques suggèrent que la période de l'OCM est caractérisée par des changements cohérents dans les schémas de circulation

atmosphérique à grande échelle de l'hémisphère Nord (Lamb, 1969). L'idée générale d'une intensification des vents d'ouest de l'Atlantique Nord pendant l'OCM, comme cela se produit lors des phases positives de NAO a largement été discutée (e.g. Lund et al., 2006 ; Massé et al., 2008 ; Wannamaker et al., 2008 ) et l'apparition de la période chaude de l'OCM coïncide avec l'occurrence de phase positive de la NAO hivernale (Trouet et al., 2009). Les changements de phases de la NAO, et donc la réponse du système climatique interne à un forçage extérieur, seraient donc à l'origine de l'apparition de la période chaude de l'OCM. En effet, la période de l'OCM coïncide avec une activité solaire forte et une activité volcanique faible (Crowley, 2000 ; Gao et al., 2008 ; Steinhilber et al., 2009). Une étude récente suggère également que le forçage volcanique aurait induit un changement de phase de la NAO à l'origine de la période chaude de l'OCM (Swingedouw et al. 2015).

#### 3.2.2.2 PETIT AGE GLACIAIRE

Le Petit Age Glaciaire (PAG) a d'abord été défini comme un phénomène glaciologique correspondant à une période pendant laquelle l'avancée des glaciers Arctique et des régions montagneuses des moyennes latitudes a atteint son maximum avant de connaitre une diminution au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Miller et al., 2010). Il a ensuite été interprété comme un phénomène climatique, les fluctuations glaciaires étant liées aux variations du climat avec 90% de la variation interannuelle de leur bilan massique expliqués par les températures estivales (Koerner, 2005)

L'anomalie froide du PAG n'est pas une période climatique homogène à l'échelle du globe et présente de fortes différences d'expression en fonction des régions (PAGES 2k Consortium, 2013). L'expression temporelle du PAG n'est pas homogène non plus à l'échelle de la région Arctique-subarctique : dans l'Arctique Canadien Miller et al. (2012) ont daté le début du PAG entre 1275 et 1300 AD, avec une intensification entre 1430 et 1455 AD ; dans le secteur Atlantique Nord, Hanhijärvi et al. (2013) placent le PAG entre 1500 et 1900 AD ; au Groenland, les données isotopiques indiquent un PAG entre 1420 et 1850 AD (Weißbach et al., 2016). Les raisons qui expliquent cette hétérogénéité peuvent provenir de la sensibilité des proxies à reproduire les variations des paramètres climatiques (températures, précipitations) ou d'une influence plus régionale (e.g. NAO, AMO...) qui aurait pu se superposer à des conditions climatiques plus globales.

Le rôle des éruptions volcaniques en tant que forçage important du Petit Âge Glaciaire (PAG) est connu depuis longtemps (Robock, 1979; Crowley, 2000). Il a été suggéré qu'une série de très grosses éruptions à la fin du 13<sup>ème</sup> siècle, commençant par l'éruption des Samalas en 1257 (Lavigne et al., 2013), aurait réduit le transport de flux de chaleur océanique nord-atlantique atteignant la région Arctique, entrainant un refroidissement du climat pendant des siècles dans la région (Zhang et al., 2011 ; Miller et al. 2012). A partir de l'étude des sédiments varvés d'un lac de l'Arctic Canadien, Lamoureux et al. (2001) ont également mis en évidence une réponse rapide des précipitations aux forçages volcaniques. Récemment, Slawinska et Robock (2017) se sont intéressés aux différentes hypothèses sur l'origine du PAG, en se focalisant sur la réponse au long-terme du couvert de glace Arctique et de la circulation océanique aux forcages solaire et volcanique. Ils ont étudié la durée et la force des épisodes volcaniques comme précurseurs d'un changement de phase de l'Oscillation Multidécennale Atlantique (AMO). Ils ont alors mis en évidence que les éruptions volcaniques sont suivies d'une réponse positive à l'échelle décennale de la circulation de l'AMOC, suivie d'une augmentation à l'échelle séculaire de l'étendue de glace de mer de l'Hémisphérique Nord. Ainsi, si les forçages externes et en particulier les éruptions volcaniques sont à l'origine de la période climatique du PAG, le maintien d'un climat froid sur plusieurs siècles est en lien avec la réponse du système climatique interne à ces forcages.

#### 3.2.3 RECHAUFFEMENT RECENT

La fin du PAG est marquée par l'augmentation rapide des températures récentes en lien avec l'augmentation de la concentration en GES (Gillett et al., 2008). L'Arctique s'est réchauffé significativement et plus intensément que le reste de la surface du globe au cours de la dernière décennie (IPCC, 2013), en lien avec l'influence de mécanismes d'amplification (Cohen et al., 2012 ; Screen et Simmonds, 2010). Les reconstructions paléoclimatiques de la région ont permis de mettre en évidence que ce réchauffement récent de l'Arctique est sans précédent depuis les derniers 2000 ans et contrebalance la tendance climatique naturelle à long terme à la baisse à partir du début du 19<sup>ème</sup> siècle, que ce soit dans les archives continentales (Hanhijärvi et al., 2013 ; Weißbach et al., 2016 ; PAGES 2k Consortium, 2013) ou océaniques (McGregor et al., 2015, Abram et al., 2016). La synthèse à l'échelle globale de la variabilité climatique des derniers 2000 ans publiée par le Consortium PAGES 2k

(2013) a également permis de mettre en évidence un réchauffement plus marqué de la région Arctique comparé au reste du globe (Fig. 23). Le réchauffement du  $20^{\text{ème}}$  siècle dans l'Arctique (+ 0,9 °C) est environ trois fois supérieur à la moyenne des cinq autres régions non polaires.



**Figure 23.** Reconstitutions des températures régionales à l'échelle continentale. Les données de température correspondent à une moyenne sur 30 ans pour les sept régions du réseau PAGES 2k (PAGES 2k Consortium, 2013).

Cependant, si le consortium PAGES 2k (2013) a comparé les reconstructions régionales entre elles dans son étude sur l'expression temporelle et spatiale de la variabilité climatique des derniers 2000 ans, il existe un manque évident d'étude de l'expression spatiale du climat au sein d'une même région. Ce manque est l'un des moteurs principaux des travaux de thèse présentés dans ce manuscrit. Une approche régionale est d'autant plus importante lorsque l'on souhaite étudier la variabilité climatique s'exprimant dans les hautes fréquences sur les derniers 2000 ans (i.e. annuelle à multi-décennale).

#### CONCLUSION

La compréhension de l'expression spatio-temporelle de la variabilité climatique sur une vaste région comme l'Arctique, nécessite la synthétisation et la comparaison des informations contenues dans plusieurs types d'enregistrements paléoclimatiques. Le problème majeur d'une simple comparaison visuelle ou d'une corrélation entre plusieurs séries paléoclimatiques est que ces deux méthodes ne permettent pas de comparer les signaux en termes de contenu fréquentiel (i.e. modes de variabilité exprimés). C'est pourquoi, bien qu'encore peu employées sur les derniers millénaires, la comparaison de la variabilité climatique enregistrée dans les archives en terme de fréquences et d'expression temporelle des modes de variabilité, se développe de plus en plus pour l'analyse et la synthèse de l'information contenue dans les signaux paléoclimatiques (e.g. Allan et al., 2018). En plus de prendre en compte le caractère non-stationnaire de la variabilité climatique, ces méthodes permettent de s'intéresser à la variabilité haute fréquence des séries (i.e. inter-annuelle à multidécennale) et d'aller plus loin que la description des tendances et périodes climatiques majeures de la variabilité climatique des derniers 2000 ans. De plus, la publication de la base de données PAGES Arctic 2k est également l'occasion d'améliorer la compréhension de l'expression spatio-temporelle de la variabilité climatique au sein même de la région Arctique-subarctique et à laquelle il n'est pas possible d'accéder avec un unique enregistrement global.

## CHAPITRE III METHODES D'ANALYSE ET D'INTERPRETATION DU SIGNAL CLIMATIQUE

#### INTRODUCTION SUR L'ETUDE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE

Le système climatique est constitué de cinq composantes principales qui sont en interaction : l'atmosphère, l'hydrosphère (océans, lacs, rivières..), la cryosphère (glaciers, glace de mer, manteau neigeux), les surfaces continentales et la biosphère. Il est dynamique et il évolue dans le temps sous l'effet de contraintes. Ces dernières, également appelées forçages, se classent en deux catégories : d'une part les forçages dits naturels qui incluent la dynamique interne du système climatique et les forçages externes (éruptions volcaniques et les variations de l'activité solaire), et d'autre part les forçages dits anthropiques (e.g. modification de la composition de l'atmosphère par injection de gaz à effet de serre, modification du paysage).

Sous l'influence d'un ou de la combinaison de plusieurs de ces forçages, la variabilité climatique peut alors prendre différentes formes (Marcus et Brazel, 1984; Fig. 24): une variation périodique, une évolution graduelle de la tendance, une instationnarité en moyenne (changement de moyenne abrupt ou progressif), ou encore une modification de la variance (l'amplitude d'une oscillation, périodique ou non, ou d'un groupe d'oscillations varie dans le temps progressivement ou de manière abrupte).



**Figure 24.** Les différentes formes de la variabilité climatique (adaptée de Marcus et Brazel, 1984). (1) variation périodique, (2) changement abrupt des conditions moyennes, (3) variation quasi-périodique, (4)-(5) changement graduel déterminant une tendance, (6) modification de la variance du signal mais sans changement sur la moyenne.

Ces changements se superposent pour former le signal climatique. Un signal climatique est alors composé d'une tendance (i.e. instationnarité en moyenne), d'une ou plusieurs périodicités et de bruit. L'identification de ces propriétés est essentielle à la fois pour caractériser la variabilité d'un signal et essayer d'en comprendre le déterminisme<sup>3</sup> lorsqu'il existe, mais également afin de comparer plusieurs signaux et d'identifier leurs interrelations (co-variations, dépendance entre signaux/causalité, dépendance de plusieurs signaux à un même forçage, distinguer une tendance d'un phénomène d'autocorrélation à long terme, etc.).

Différentes méthodes existent pour mettre en évidence et caractériser la variabilité s'exprimant dans le signal climatique. L'étude des variations climatiques à long terme est souvent réalisée à l'aide d'analyses statistiques de tendances (e.g. régression linéaire) ou par l'utilisation de moyennes mobiles, que ce soit à partir de données instrumentales (e.g. Chylek et al., 2009; Bekryaev et al., 2010) ou issues d'archives paléoclimatiques (e.g. Yiou et Delmotte, 2005 ; Weißbach et al., 2016). Les techniques d'analyse spectrale sont multiples (e.g. transformée de Fourier et périodogramme, multi-taper method, transformées en ondelettes continue et discrète, etc.) et permettent une étude plus approfondie de la variabilité climatique avec une meilleure prise en compte de son caractère complexe et potentiellement non-stationnaire. C'est le cas notamment des analyses par transformées en ondelettes qui permettent une description de la variabilité du signal à la fois dans le domaine fréquentiel et temporel. Elles sont employées sur des données climatiques et hydrologiques instrumentales, bien qu'elles ne représentent pas pour autant les méthodes d'analyse les plus répandues (e.g. Torrence et Compo, 1998 ; Ghil et al., 2002 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Anctil et Coulibaly, 2004 ; Labat et al., 2000a ; Labat et al., 2000b ; Massei et al. 2007, 2010, 2011, 2017). En paléoclimatologie, le traitement du signal par analyse en ondelettes n'est que rarement employé. On peut cependant citer les travaux de Berger el al. (2005) sur les paramètres orbitaux, ceux sur la variabilité du forçage solaire (e.g. Steinhilber et al., 2012 ; Soon et al., 2014), ceux de Debret et al. (2007), Crosta et al.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Un signal est déterministe si on peut représenter son évolution grâce à une fonction mathématique (e.g. sinusoïdale). Un signal déterministe peut être périodique ou non périodique.

(2007), Debret et al. (2009), Allan et al. (2018) sur la variabilité climatique Holocène, ou encore ceux de Pol et al., 2010.

La difficulté d'utilisation et d'interprétation de la variabilité enregistrée dans les données paléoclimatiques, que ce soit à l'aide de méthodes de traitement du signal ou de méthode plus « classiques » telle que le lissage en domaine temporel (e.g. régression, moyenne mobile), s'explique principalement par la faible résolution temporelle de ces dernières. En effet, contrairement aux données instrumentales, les données paléoclimatiques sont très souvent hétérogènes et avec une résolution globalement faible en raison de la faible quantité de points disponibles. Il devient alors difficile de dégager des propriétés statistiques fines du signal ou des modes de variabilité s'exprimant dans les hautes fréquences. C'est pourquoi il est devenu nécessaire pour la communauté paléoclimatique d'augmenter la résolution des séries paléoclimatiques afin de pouvoir (i) étudier les mécanismes responsables de la variabilité et des changements climatiques régionaux pour des échelles de temps allant de l'interannuelle à séculaire et (ii) essayer de faire le lien entre le signal enregistré dans les données paléoclimatiques et celui des données instrumentales.

L'objectif de ce chapitre est double. D'une part, la section III-1 présente les méthodes d'analyse de la variabilité climatique que nous utiliserons dans ce travail ainsi que les propriétés qu'elles permettent de mettre en évidence au sein des signaux paléoclimatiques (évolution des tendances, oscillations périodiques ou non, propriétés statistiques et leurs variations dans le temps). Par l'application des méthodes présentées dans la section III-1 sur une sélection de séries extraites de la base de données PAGES Arctic 2k, la section III-2 renseigne dans quelles limites ces méthodes sont utilisables sur les séries paléoclimatiques et ce qu'il est possible d'extraire et d'interpréter dans le signal climatique reconstruit.

#### **1** METHODES D'ANALYSE DE LA VARIABILITE D'UN SIGNAL CLIMATIQUE

L'objectif des méthodes présentées dans cette partie est la caractérisation des différentes échelles de variabilité enregistrées dans un signal ainsi que leur évolution temporelle. L'existence de tendances dans les séries paléoclimatiques et la structuration à long-terme sont étudiées par le test de Mann-Kendall et par lissage LOESS (régression polynomiale localement pondérée). La détection d'échelles de variabilité sur une large gamme de fréquences (interannuelle à pluriséculaire) nécessite l'utilisation des méthodes d'analyses du signal telles que la transformée de Fourier et la transformée en ondelettes continue. Ces deux méthodes permettent de séparer les différentes échelles de variabilité présentes dans le signal et une description optimale de la variabilité basse-fréquence. En étudiant à la fois la variabilité dans le temps et en fréquence, l'analyse en ondelettes permet de prendre en compte le caractère non-stationnaire du climat.

En effet, le caractère stationnaire ou non stationnaire estimé d'une série, et donc une évolution temporelle ou non des propriétés statistiques du processus, est fortement dépendant de la fenêtre temporelle étudiée, i.e. de l'échelle d'observation. Pour illustrer les notions de stationnarité et non-stationnarité, Koutsoyiannis (2011) s'appuient sur une série temporelle synthétique (Fig. 25). Le graphique du haut présente les 50 premières valeurs de la série qui décrivent, pour cette fenêtre temporelle, un processus aléatoire avec une moyenne constante dans le temps. Or en augmentant la fenêtre d'étude et en observant les 100 premières valeurs de la série (graphique du milieu), deux périodes se distinguent et le processus généré apparait comme non-stationnaire avec un changement (saut de moyenne) au temps i=70. Cependant, la fenêtre temporelle étant limitée, la non-stationnarité n'est qu'une supposition. En effet, le graphique du bas présente la série temporelle synthétique complète générée à l'aide d'un modèle stationnaire composé d'un processus aléatoire et d'un bruit blanc.



**Figure 25.** Série temporelle synthétique présentant les notions de stationnarité et non-stationnarité d'un signal. (haut) les 50 premières valeurs, (milieu) les 100 premières valeurs, (bas) les 1000 valeurs de la série temporelle synthétique (Koutsoyiannis, 2011).

#### 1.1 ANALYSE DE LA TENDANCE ET STRUCTURATION A LONG-TERME

Avant d'étudier l'expression de la variabilité en termes de fréquences des séries paléoclimatiques (cf Sect. III-1.2), la présence d'une éventuelle tendance linéaire significative est réalisée à l'aide du test de Mann-Kendall (cf. Sect. III-1.1.1). Cependant la présence ou l'absence d'une tendance significative au sein du signal n'exclue pas une structuration à long-terme de la variabilité. C'est pourquoi le test de Mann-Kendall est couplé avec l'utilisation d'une méthode de régression polynomiale non-paramétrique localement pondérée de type LOESS (cf. Sect. III-1.1.2).

#### 1.1.1 TEST DE MANN-KENDALL

Le test de Mann-Kendall est une méthode non paramétrique (i.e. qui ne formule pas d'hypothèse sur la distribution des données) permettant de tester l'existence, le signe (hausse ou baisse) et la significativité d'une tendance linéaire dans une série donnée (Mann, 1945 ; Kendall, 1948).

Pour une série donnée, l'hypothèse nulle  $H_0$  testée est que les données sont indépendantes et distribuées de manière identique. L'hypothèse alternative  $H_1$  est que les données suivent une tendance linéaire. Le test statistique de Mann-Kendall est calculé grâce à l'équation suivante (Eq. 1):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} sgn(X_j - X_i)$$
(1)

où 
$$sign(X_j - X_i) = \begin{cases} +1 & si & (X_j - X_i) > 0 \\ 0 & si & (X_j - X_i) = 0 \\ -1 & si & (X_j - X_i) < 0 \end{cases}$$

Avec  $X_i$  et  $X_j$  correspondents aux données pour les années i et j (j> i).

La moyenne et la variance sont alors définies comme suit (Eq. 2 et 3):

$$E(S) = 0 \tag{2}$$

$$Var(S) = \frac{1}{18} \left[ n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^{p} t_j(t_j-1)(2t_j+5) \right]$$
(3)

où  $t_j$  correspond au nombre d'égalité identifiées dans la série impliquant n valeurs.

Kendall (1975) a démontré que pour n > 10, S a une distribution proche de la normale à condition que la transformation suivante soit appliquée (Eq. 4):

$$z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{var(S)}} & si \quad S > 0\\ 0 & si \quad S = 0\\ \frac{S+1}{\sqrt{var(S)}} & si \quad S < 0 \end{cases}$$
(4)

La statistique z suit alors une loi normale centrée réduite et est utilisée pour tester l'hypothèse nulle  $H_0$ . Cette dernière est rejetée et une tendance linéaire significative

existe dans la série si  $|z| > z_{\alpha/2}$  où  $\alpha$  représente le niveau de confiance choisi. Dans notre étude,  $\alpha$ =0.05 et correspond à un seuil de significativité de 95%.

La statistique *S* est étroitement liée au tau de Mann-Kendall et est défini de la façon suivante (Eq. 5) :

$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2} \tag{5}$$

Une valeur positive de S ou du tau de Mann-Kendall indique l'existence d'une tendance à l'augmentation dans le temps et une valeur négative une tendance à la baisse. Le tau de Mann-Kendall prend une valeur entre -1 et +1. Plus la valeur du tau de Mann-Kendall est proche de +1 ou -1, plus la tendance est marquée.

La figure 26 présente les résultats obtenus pour l'analyse de la tendance à l'aide du test de Mann-Kendall sur les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD (GISTEMP Team, 2016). Le test de Mann-Kendall met en évidence une forte tendance à l'augmentation (tau=0.522) qui est significative à 95% (p<< 0.001).



**Figure 26.** Exemple de test de Mann-Kendall sur les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD. La tendance linéaire est représentée en pointillés rouges, ainsi que les résultats du test statistique de Mann-Kendall (tau et significativité).
Bien que d'un intérêt indéniable en termes descriptifs, la présence ou l'absence de tendance significative au sein du signal n'exclue pas une structuration à long-terme de la variabilité. C'est pourquoi l'analyse de la tendance est couplée à une seconde méthode d'analyse de la structuration à long-terme du signal.

# 1.1.2 LISSAGE PAR REGRESSION POLYNOMIALE NON-PARAMETRIQUE LOCALEMENT PONDEREE

La méthode de régression locale polynomiale non-paramétrique localement pondérée (LOESS pour Locally weighted regression) est un outil de description de la structure du signal pour lequel aucune hypothèse n'est faite sur la forme de la fonction de régression. Elle permet alors l'étude de la structure à long-terme du signal sans a priori, qu'elle soit linéaire ou plus structurée. Cette méthode est similaire à un filtrage par moyenne mobile mais permet une bonne conservation de la variance du signal analysé et s'effectue en définissant un nombre de points voisins utilisés pour l'estimation et non une largeur de fenêtre. Cette méthode commence à être utilisée en paléoclimatologie (e.g. Seftigen et al., 2017) bien que le lissage par moyenne mobile reste encore largement utilisé (e.g. Wiles et al., 2014 ; Weißbach et al., 2016 ; Werner et al., 2017).

Proposée par Cleveland (1988), cette méthode est basée sur l'estimation d'une régression de surface pour chaque valeur x de la série temporelle dans un espace de dimension p. Le poids relatif de chaque point dépend de sa distance de x, ainsi plus le point est proche de x, plus son influence sur la forme de la régression est importante, et inversement.

Le degré de lissage, ou span, est défini comme une proportion représentant le nombre de points voisins sélectionnés k par rapport au nombre total de points de la série (Eq. 6):

$$f = \frac{k}{n} \tag{6}$$

La figure 27 présente le lissage LOESS obtenu pour les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD (GISTEMP Team, 2016). Le degré de lissage est choisi pour être équivalent à une fenêtre temporelle de 30 ans. Plusieurs périodes sont alors observées dans l'évolution

des températures instrumentales pour la région Arctique-subarctique depuis 1880 : une première phase d'augmentation jusque 1940, suivie d'une période de diminution avant une nouvelle phase d'augmentation à partir des années 1970.



**Figure 27.** Exemple de lissage LOESS sur les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD. Le lissage LOESS (span=0.25) est représenté par la courbe rouge.

L'analyse de l'évolution à long-terme de la variabilité par lissage de type LOESS permet une première approche de la structure du signal par filtrage des hautes fréquences. Cependant, l'utilisation de méthodes de traitement du signal pour séparer les différentes échelles de variabilité est nécessaire pour une étude complète et optimale de la variabilité climatique pouvant s'exprimer sur une large gamme d'échelles sur les derniers millénaires (pluriannuelle à pluriséculaire).

# **1.2 ANALYSES SPECTRALES**

Les analyses spectrales seront utilisées pour explorer, caractériser et quantifier le contenu fréquentiel d'un signal climatique, mais aussi détecter une éventuelle instationnarité de ce dernier au cours du temps. Deux techniques exploratoires sont essentiellement utilisées: la transformée de Fourier pour caractériser les propriétés statistiques des signaux étudiés (cf Sect. III-1.2.2) et la transformée en ondelettes continue permettant une visualisation temps-fréquences de ces signaux (cf Sect. III-1.2.3)

# **1.2.1** FONCTION D'AUTOCORRELATION

La fonction d'autocorrélation quantifie le degré de corrélation linéaire d'une série avec elle-même, pour des décalages temporels croissants. L'autocorrélation permet donc de déterminer si une valeur est corrélée aux valeurs précédentes. Un autocorrélogramme apporte alors des informations sur le degré de conservation de l'information au sein des séries et est notamment utilisée pour identifier les phénomènes de longue dépendance (i.e. effet mémoire).

La fonction d'autocorrélation C(k) et le coefficient d'autocorrélation r(k) d'une série sont définis de la manière suivante (Eq. 7 et 8) :

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x})$$
(7)

$$\mathbf{r}(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \tag{8}$$

Où k est le décalage temporel, n la longueur de la série étudiée, x la valeur de la série au temps t et  $\bar{x}$  la valeur moyenne de la série. Le décalage temporel maximal est généralement fixé à n/3 (Mangin, 1984).

Un exemple de fonction d'autocorrélation réalisé sur les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) est présenté à la figure 28. L'intervalle de confiance à 95% est représenté en pointillés bleus et permet de déterminer les coefficients statistiquement significatifs à prendre en compte. L'absence de décroissance lente sur l'autocorrélogramme caractérise une série sans effet mémoire. Il est à noter que l'autocorrélation particulièrement forte à 0 est liée au fait que la corrélation de la série avec elle-même est forcément élevée.

Instrumental temperatures



**Figure 28.** Exemple d'autocorrélation sur les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD.

#### **1.2.2 TRANSFORMEE DE FOURIER ET NATURE DU SIGNAL**

La transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation permet de construire le spectre d'énergie du signal et est utilisée pour identifier les fréquences ou périodicités dominantes d'une série climatique. Le spectre de Fourier d'un processus aléatoire (i.e. dont une réalisation donne dans notre cas un signal mesuré) représente alors la distribution de l'énergie E du processus en fonction de la fréquence  $\omega$  avec une relation qui est souvent de la forme E= $\omega^{-\beta}$ .

Parmi les propriétés statistiques d'intérêt particulier de ce spectre, le coefficient  $\beta$  correspond à la pente du spectre. Ce coefficient permet de caractériser la nature du signal en termes de bruit, de présence d'autocorrélation (signaux plutôt « lisses » ou plutôt « rugueux »). La valeur de  $\beta$  détermine alors une « coloration » (Fig. 29) et un mécanisme caractérisant le signal à l'origine du spectre (Hardy et Beier, 1994). Ainsi pour :

- -1 < β < 1, le bruit appartient au domaine gaussien. Les variables sont stochastiques et indépendantes les unes des autres.
- β = 0, le bruit est dit blanc. La distribution de l'énergie est indépendante de la fréquence.

- β = -1, le bruit est dit rose. Ce type de processus correspond à de nombreuses structures temporelles (Bak et al., 1987) et caractérise les phénomènes naturels de grandes dimensions spatiales et temporelles.
- β = -2, le bruit est dit rouge ou brownien. Les variables sont indépendantes les unes des autres mais suivent une loi statistique. Le mécanisme à l'origine du signal est aléatoire, favorise les basses fréquences et donc plus ou moins autocorrélé.
- β > -3, le bruit est dit noir. Le signal n'est pas stochastique et caractérise des évènements exceptionnels venant interrompre des périodes suivant une autre loi statistique (Berger et Mandelbrot, 1963)



**Figure 29.** Pentes des spectres de Fourier en échelle bilogarithmique (Hardy et Beier 1994 dans Fournillon, 2012).

La valeur de  $\beta$  est déterminée par régression linéaire sur les spectres de Fourier des séries tracés en échelle bilogarithmique. La figure 30 présente le spectre de Fourier réalisé pour les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N). Le spectre présente deux comportements et deux coefficients  $\beta$  sont alors déterminés :  $\beta 1 = -2.21$  et  $\beta 2 = 0.59$ . Ainsi, le signal basse-fréquence correspond à un bruit rouge brownien alors que les plus hautes fréquences correspondent à un bruit gaussien et ne privilégient aucune fréquence particulière. Ce

constat pose alors la question de la structuration du signal haute fréquence dans les données à haute résolution.



**Figure 30.** Détermination de la pente du spectre de Fourier pour les données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD.

En dehors de la caractérisation de la nature du signal, la transformée de Fourier est une méthode d'analyse du signal permettant d'identifier les principales fréquences ou périodicités dominantes s'exprimant dans un signal climatique donné. Cependant, elle présente certaines limites, notamment dans la prise en compte de la variabilité temporelle de l'expression de ces fréquences. C'est pourquoi l'identification des modes de variabilité caractéristiques du signal climatique est réalisée à l'aide d'une autre méthode de traitement du signal : l'analyse en ondelettes continue.

# **1.2.3 TRANSFORMEE EN ONDELETTES CONTINUE**

L'analyse en ondelettes continue permet d'étudier la composition spectrale de signaux non-stationnaires dans un espace temps-fréquence. Elle permet ainsi la description de la variation dans le temps des fréquences et périodicités caractéristiques de la variabilité climatique. Elle permet également de distinguer les composantes périodiques, apériodiques, le bruit, la présence de singularités et les phénomènes transitoires au sein du signal (Torrence et Compo, 1998).

La transformée en ondelettes continues (ou CWT pour Continuous Wavelet Transform) résulte de la convolution de la série temporelle par une famille d'ondelettes appelées ondelettes-filles. Celles-ci correspondent à différentes versions modulées (dilatées ou comprimées) et translatées dans le temps d'une ondelette-mère, aussi appelée ondelette de référence. Chaque ondelette-fille est définie dans le temps par l'équation suivante :

$$\psi_{a,b} = \frac{1}{\sqrt{a}} \,\psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \tag{9}$$

Où a représente un paramètre d'échelle (contraction/dilatation de l'ondelette de référence) et t un paramètre de translation portant l'information temporelle.

Il existe plusieurs types d'ondelette de référence utilisées en fonction de ce que l'on cherche à mettre en avant (résolution temporelle ou résolution fréquentielle). La plus fréquemment utilisée est l'ondelette de Morlet (sinusoïde modulée par une gaussienne), car elle permet un bon compromis pour obtenir une résolution période/fréquence correcte (Torrence et Compo, 1998).

Les résultats de la transformée en ondelettes continues d'un signal x(t) se présentent sous la forme d'un spectre local, comme défini par l'équation 10:

$$S_{a,b} = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot d \tag{10}$$

Le spectre local en ondelettes permet alors une description et une visualisation de la distribution de la puissance (axe-z) suivant les différentes fréquences (axe-y) au cours du temps (axe-x). Afin de minimiser les problèmes liés au fait que le signal est borné, la longueur des séries est augmentée artificiellement aux extrémités du signal par ajout de zéro (zero-padding en anglais). Cependant, le zero-padding produit des effets de bord sur le spectre local résultant, les zéro ajoutés entrant dans le calcul de la transformée en ondelettes. Cette zone est représentée sur les spectres par une zone appelée le cône d'influence. Les fréquences les plus basses et proches des bords de la série sont alors sous-estimées et doivent être interprétées avec prudence.

La significativité statistique des bandes de fréquences mises en évidence est testée suivant des simulations Monte-Carlo d'un signal contenant les mêmes propriétés autorégressives que le signal analysé. Ce signal peut correspondre à un bruit rouge (processus autorégressif pour AR(1)>0) ou un bruit blanc (processus autorégressif pour AR(1)=0) (Torrence et Compo, 1998). La modélisation autorégressive est utilisée

pour déterminer le processus stochastique AR(1) de référence pour chaque série temporelle.

La figure 31 présente les résultats obtenus pour l'analyse en ondelettes des données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N). Deux analyses sont réalisées : l'une sur la série de températures avec tendance (Fig. 31a) et l'autre après suppression de la tendance (Fig. 31b). Le cône d'influence est représenté par une ligne en pointillés blancs. Les bandes de fréquences détectées et significatives à 95% sont délimitées en noir. L'analyse en ondelettes est sensible aux fluctuations à long-terme s'exprimant dans les basses fréquences qui peuvent potentiellement masquer des variabilités s'exprimant dans les fréquences plus hautes. C'est pourquoi l'analyse est réalisée sur les données après suppression de la tendance. Ainsi, le spectre en ondelettes obtenu pour l'analyse des données de températures instrumentales met en évidence une périodicité à 45-70 ans s'exprimant sur toute la période 1880-2000 ans.



**Figure 31.** Spectres locaux obtenus par analyse en ondelettes continue des données instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD. (a) Analyse sur les données avec tendance et (b) analyse sur les données après suppression de la tendance.

### **1.2.4** TRANSFORMEE EN ONDELETTES CROISEE ET COHERENCE D'ONDELETTES

La transformée en ondelettes croisée (Cross-Wavelet en anglais)  $W_{XY}(a, T)$  de deux signaux x(t) et y(t) correspond à une application bivariée de la transformée en ondelettes continue et se calcule comme suit (Eq. 11):

$$W_{XY}(a,T) = C_X(a,T)C^*{}_Y(a,T)$$
(11)

où  $C_X(a,T)$  correspond au coefficient d'ondelette du signal x(t) et  $C_Y^*(a,T)$  à son conjugué.

Le spectre en ondelettes croisées obtenu met alors en évidence les échelles de variabilités communes aux deux séries analysées. L'analyse de la cohérence de la transformée en ondelettes croisée dans l'espace temps-fréquence (Wavelet Coherence en anglais) est défini par Torrence et Webster (1999) comme suit (Eq. 12) :

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2).S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)}$$
(12)

où S est un opérateur de lissage.

La cohérence d'ondelettes est analogue au coefficient de corrélation entre deux séries. Le spectre obtenu permet la description et la visualisation de la cohérence d'ondelettes (axe-z) en fonction de la fréquence (axe-y) et du temps (axe-x). Les valeurs du coefficient de cohérence d'ondelettes varient entre 0 et 1, ce qui traduit l'absence de relation entre x(t) et y(t) ou au contraire une relation linéaire. Comme pour la transformée en ondelettes, le niveau de significativité de la cohérence d'ondelettes est estimée suivant de multiples simulations Monte-Carlo de signaux ayant les mêmes propriétés autorégressives que les signaux analysés.

#### **1.3 SPATIALISATION DE LA VARIABILITE**

L'étude de la spatialisation de la variabilité climatique peut se faire en croisant une méthode d'analyse du signal, ici la transformée en ondelettes continue, avec une méthode de classification. Cette méthodologie, appelée classification en ondelettes (Wavelet Clustering, en anglais) permet de regrouper les différentes séries en plusieurs classes homogènes en fonction des modes de variabilités présents au sein

du signal et mis en évidence par l'intermédiaire de leur spectre en ondelettes continu. Les séries sont regroupées par classification ascendante hiérarchique (Lance et Williams, 1967) de telle sorte que les individus d'une même classe soient le plus semblables possible et que les classes soient le plus distinctes possibles.

Comme pour toute méthode de classification, elle nécessite de déterminer une distance entre classes. Celle-ci peut être calculée par différentes méthodes (lien simple, lien complet, lien moyen, centroïde ou critère de Ward). Dans le cas présent, celle utilisée est la méthode de Ward (1963), aussi appelée méthode du moment d'ordre 2, qui utilise une analyse de la variance approchée pour évaluer la distance entre les classes. Cette méthode, définie comme la plus performante par Griffiths et al. (1984), minimise la Somme des Carrés (SC) de tous les couples hypothétiques de classes pouvant être formés à chaque étape. Ainsi, choisir de regrouper deux individus les plus proches revient alors à regrouper la paire de points dont l'agrégation entraîne une diminution minimale de l'inertie du nuage. Le calcul des nouveaux indices entre la paire regroupée et les points restants revient alors à remplacer les deux points formant la paire par leur point moyen, affecté du poids 2.

Afin de mieux appréhender la manière dont la méthode de classification par ondelettes compare et classe les spectres en ondelettes, Rouyer et al. (2008) ont effectué l'analyse sur un panel de 6 séries chronologiques avec des propriétés en temps et en fréquence connues. Nous avons repris ce principe et généré quatre séries temporelles dont les propriétés sont connues (Fig. 32):

- Une série temporelle sans aucune variation de fréquence (Fig. 32a) ;
- Une série temporelle caractérisée par une augmentation progressive de la fréquence (Fig. 32b) ;
- Une série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une diminution (Fig. 32c) ;
- Une série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une augmentation (Fig. 32d).



**Figure 32.** Spectres locaux obtenus par analyse en ondelettes continue des séries temporelles avec des caractéristiques spectrales connues. (a) série temporelle sans aucune variation de fréquence, (b) série temporelle caractérisée par une augmentation progressive de la fréquence (c) série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une augmentation et (d) série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une augmentation.

La figure 33 présente les résultats obtenus par classification par ondelettes. Les séries sont ainsi réparties en fonction de la présence ou non d'une variation de leur fréquence dans le temps. Quand il y présence de variation, elles sont regroupées en fonction du type (augmentation ou diminution). Enfin, les spectres sont regroupés en fonction de la présence ou non d'une discontinuité dans la variation de l'intensité du signal.



**Figure 33.** Classification des séries temporelles avec des caractéristiques spectrales connues présentées à la figure 32.

La méthode de classification en ondelettes a déjà été utilisée en hydroclimatologie (voir encadré 1, Nicolle et al., 2015). La projection spatiale des résultats de la classification à partir des spectres de cohérence en ondelettes entre les débits des cours d'eau français et l'Oscillation Nord Atlantique a alors permis la définition de région en fonction de l'influence de la dynamique interne du système climatique sur les variations hydrologiques des cours d'eau français. Encadré 1. Variabilité hydrologique à grande échelle et à basse fréquence des bassins hydrologiques français sensibles au climat: classification régionale et liens avec la variabilité de la circulation atmosphérique Nord-Atlantique.

Nicolle, M., Massei, N., Fournier, M. (2015). Large-scale, low-frequency hydrological variability of climatesensitive catchments over France: regional classification and links to North-Atlantic atmospheric circulation variability, European Geosciences Union, April 13th-17th 2015, Vienna, Austria.

La caractérisation et la compréhension des variations à long terme des caractéristiques hydrologiques est une question clé afin de distinguer la variabilité et les tendances "naturelles" du forçage anthropique. Dans cette étude, les auteurs se sont intéressés à la répartition spatiale des variations hydrologiques des rivières françaises, en se focalisant sur la variabilité de basse fréquence (inter-annuelle à multi-décennale).

Les deux hypothèses testées sont la possibilité de distinguer des schémas régionaux basés sur :

- (i) les échelles de variabilité basses fréquences des débits,
- (ii) l'influence de l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) sur la variabilité hydrologique.

L'analyse a été basée sur un ensemble de 152 enregistrements de débit des bassins versants sensibles au climat pour la période 1968-2008 et provenant de la base de données française "Banque Hydro". Une classification en ondelettes a été réalisée à partir des spectres en ondelettes continue des débits et à partir des spectres de cohérence entre les débits et l'indice NAO. Les classifications sont réalisées à partir des débits mensuels maximum, minimum et moyen.



Comparison of groups determined for coherence between streamflow and NAOI (color) and groups from the regionalization based on streamflow records (dotted line) A : Annual high flow, B : Monthly mean flow, C : Annual Low flow

La classification en ondelettes réalisées sur les débits a permis d'identifier trois régions: les stations occidentales soumises à l'influence océanique, les stations orientales soumises au climat continental et les stations situées dans le sud de la France (zone méditerranéenne). Les groupes sont plus nombreux pour les débits moyens et maxima que pour les minima. Cela s'explique par une influence plus directe des conditions météorologiques / circulation atmosphérique (événements de précipitations élevées et tempêtes) sur le débit moyen et le débit élevé. D'autre part, les débits faibles sont la plupart du temps liés au flux d'eau souterraine provenant des aquifères qui agissent généralement comme des filtres à basse fréquence et atténuent les événements de précipitations de grande amplitude.

Les débits moyens et maxima sont caractérisés par des oscillations à ~4-5 ans, ~7-10 ans et ~15-17 ans qui sont communes avec l'indice NAO. La classification basée sur les liens entre les débits et la circulation atmosphérique montre des clusters bien définis et plus nombreux mais qui restent semblables à ceux identifiés uniquement en fonction des débits.

Ainsi, les oscillations climatiques à large échelle spatiale expliquent la variabilité de basse fréquence observée dans les débits, même sur une zone géographique relativement petite telle que le territoire français.

# 2 APPLICATION A LA BASE DE DONNEES PALEOCLIMATIQUES PAGES ARCTIC 2K

La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à une application des méthodes d'analyse de la variabilité climatique présentées précédemment à une base de données d'archives paléoclimatiques. L'objectif est d'évaluer s'il est possible d'utiliser la même méthodologie que celle appliquée sur les données instrumentales (cf. Encadré 1) afin de déterminer s'il existe une régionalisation ou non de la variabilité climatique enregistrée par les proxies mesurés dans les archives paléoclimatiques.

### 2.1 SERIES PALEOCLIMATIQUES DISPONIBLES DANS LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

# 2.1.1 PRESENTATION DE LA BASE DE DONNEES PAGES ARCTIC 2K (V1.1.1)

Dans le contexte de meilleure compréhension de la variabilité climatique régionale et des mécanismes qui en sont à l'origine, un effort collectif de la part de la communauté paléoclimatique est réalisé afin de produire des enregistrements à haute résolution (jusque l'annuelle). En particulier le groupe de travail Arctic 2k du consortium international PAGES (Past Global Changes) s'est donné pour objectif de regrouper ces séries dans une base de données centrée sur la région Arctique-subarctique (60°-90°N).Une première version de la base de données PAGES Arctic 2k a été publiée en 2013 avec une dernière mise à jour datant de 2014 (v.1.1.1, McKay and Kaufman, 2014). Il est à noter qu'une nouvelle version de la base de données a été mise en ligne récemment (v2.0; PAGES 2k Consortium, 2017). Bien que la nouvelle base de données ait également été créée pour étudier la variabilité climatique régionale et globale sur les derniers millénaires, les séries inclues répondent à des critères de qualités différents et homogènes pour plus de cohérence entre les différentes régions (pour plus de détails, voir PAGES 2k Consortium, 2017).

Une comparaison entre les deux versions met alors en évidence un nombre important de changements, expliqué notamment par une modification des critères de sélection et de validation des séries (Tableaux 1 et 2). La version 2.0 contient 56 enregistrements. Seulement 36 enregistrements de la première version sont conservés dans la seconde (Tableau 1) et 20 nouveaux enregistrements ont été ajoutés (Tableau 2). 35 % de la base de données diffère donc entre les deux versions publiées.

Bien que d'un intérêt indéniable pour l'homogénéisation des différentes bases de données régionales, la modification des critères de sélection fait de la version 2.0 une nouvelle base de données répondant à une autre problématique, et non une simple mise à jour de la version v1.1.1. C'est pourquoi la version 2.0 ne sera pas utilisée dans cette étude.

ID	Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive	Proxy	Oldest (C.E.)	Youngest (C.E.)	Resolution (yr.)
Arc_1	Alaska	Blue lake	68,1	-150,5	Lake sediment	Varve thickness	730	2005	1
Arc_2	Central Russia	Avam-Taimyr	72	101	Tree ring	Ring width	-100	2003	1
Arc_3	Central Russia	Yamal	67,5	70,0	Tree ring	Ring width	1	1996	1
Arc_4	Canada	Lower Lake Murray	81,35	-69,53	Lake sediment	Mass Acc. rate	-3236	2004	1
Arc_5	Greenland	Camp Century	77,17	-61,13	Ice core	d18O	1242	1967	1
Arc_6	Alaska	Seward Peninsula	65,2	-162,2	Tree ring	Ring width	1288	2002	1
Arc 7	Alaska	Gulf of Alaska	61,03	-146,59	Tree ring	Ring width	724	2002	1
Arc 8	Canada	Yukon	67,9	-140,7	Tree ring	Ring width	1177	2002	1
Arc_9	Canada	Coppermine River	67,14	-115,9	Tree ring	Ring width	1288	2003	1
Arc_10	Central Russia	Polar Urals	66,83	65,75	Tree ring	Maximum density	778	1990	1
Arc 11	Greenland	GISP2	72,1	-38,08	Ice core	d180	818	1987	1
Arc 12	Scandinavia	Torneträsk	68,26	19,6	Tree ring	Ring Width	-39	2010	1
 Arc_13	Scandinavia	Jämtland	63,5	15,5	Tree ring	Maximum density	1107	2007	1
Arc_14	Scandinavia	Lake Lehmilampi	63,62	29,1	Lake sediment	Varve thickness	1	1800	1
Arc 15	Scandinavia	Lapland	69,0	25,0	Tree ring	Ring width	0	2005	1
Arc_16	Eastern Russia	Indigurka	69,5	147	Tree ring	Ring width, STD	1259	1994	1
Arc_17	North Atlantic	Lomonosovfo nna	78,864 7	17,425	Ice core	d18O	1400	1997	1
Arc_18	North Atlantic	Austfonna	79,833	24,0167	Ice core	d18O	1400	1998	1
Arc_19	Scandinavia	Forfjorddalen 2	69,08	17,22	Tree ring	Ring width	1254	1994	1
Arc_20	Arctic Canada	Lake C2	82,13	-77,15	Lake sediment	Varve thickness	-1309	1987	1
Arc_22	North Atlantic	Hvítárvatn	64,6	-19,8	Lake sediment	Varve thickness	-981	2002	1

**Tableau 1.** Séries paléoclimatiques intégrées à la base de données PAGES Arctic 2k v1.1.1. Les séries en gris sont celles communes aux deux versions de la base de données.

ID	Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive	Proxy	Oldest (C.E.)	Youngest (C.E.)	Resolution (yr.)
Arc_23	Alaska	Iceberg Lake	60,8	-143,0	Lake sediment	Varve thickness	442	1998	1
Arc_24	Eastern Russia	Lower Lena River	70,67	125,87	Tree ring	Ring width, ARS	1490	1994	1
Arc_25	Arctic Canada	Donard Lake	66,73	-61,35	Lake sediment	Thickness	752	1992	1
Arc_26	Scandinavia	Lake Nautajärvi	61,81	24,68	Lake sediment	Organic matter	0	1800	1
Arc_27	Greenland	B16	73,940 2	-37,6299	Ice core	d18O	1478	1992	1
Arc_28	Greenland	B18	76,617	-36,4033	Ice core	d18O	871	1992	1
Arc_29	Greenland	B21	80	-41,1374	Ice core	d18O	1397	1993	1
Arc_30	Arctic Canada	Big Round Lake	69,866 7	-68,833	Lake sediment	Varve thickness	971	2003	1
Arc_31	Scandinavia	Lake Kottajärvi	62,33	25,68	Lake sediment	X-ray density	0	1720	1
Arc 32	Greenland	NGRIP1	75.1	-42.32	Ice core	d180	0	1995	1
A	Arctic	Agassiz Ice	00.7	70.1			0	1070	
Arc_33	Canada	Cap	80,7	-73,1	Ice core	d180	0	1972	1
Arc_34	Greenland	Crête	71,12	-37,32	Ice core	d18O	553	1973	1
Arc_35	Greenland	Dye-3	65,18	-43,83	Ice core	d18O	1	1979	1
Arc_36	Greenland	GRIP	72,58	-37,64	Ice core	d18O	1	1979	1
Arc_37	North Atlantic	Iceland	64,774 1	-18,3691	Historic	Ice cover	945	1935	30
Arc_38	North Atlantic	MD95-2011	66,97	7,64	Marine sediment	Diatoms	-4076,1	1995,4	9,8564
Arc_39	North	MD95-2011	66,97	7,64	Marine	Alkenone	-6540	1440	28,0392
Arc_40	Alaska	Moose lake	61,347 2	- 143,5988	Lake sediment	Midge assemblag	- 4057,6	1970,03	38,2204
Arc_41	Alaska	Hudson Lake	61,9	-145,66	Lake sediment	Midge assemblag	- 7639,8 333	1976	49,8579
Arc_42	Alaska	Screaming Lynx Lake	66,066 7	-145,4	Lake sediment	Midge assemblag es	-8661	1993	36,1273
Arc_43	Greenland	Lake Braya So	67	-50,7	Lake sediment	Uk37	-4169	2005	28,8676
Arc_44	Arctic Canada	Devon Ice Cap	75,33	-82,5	Ice core	proxy	-727	1973	5
Arc_45	Arctic Canada	Penny Ice Cap	67,25	-66,75	Ice core	d18O	-9733	1992	25
Arc_47	North Atlantic	MD99-2275	66,55	-17,37	Marine sediment	Diatoms	-36,079	1948,6872	19,532
Arc_48	Alaska	Lone Spruce Pond	60,007	-159,143	Lake sediment	BSi	- 12523, 6606	2004,6229	10,3734
Arc_49	Scandinavia	Okshola cave	67	15	Speleothe m	d18O	-5565,2	1997	31,9229
Arc_50	Scandinavia	Lake Hampträsk	60,283	25,417	Lake sediment	Chironomid s	1330	2000	14,5652
Arc_51	Scandinavia	Lake Pieni- Kauro	64,28	30,12	Lake sediment	Chironomid s	470	1990	43,4286
Arc_52	North Atlantic	Lake Igaliku	61	-45,43	Lake sediment	Pollen accumulati on	-7577	2001,2	58,1794
Arc_53	Arctic Canada	Penny Ice Cap	67,25	-66,75	Ice core	Ice melt	-966,1	1983,9	25
Arc_54	Canada	Lake 4	65,1	-83,79	Lake sediment	Chironomid	814,38 52	1997,035	43,8018
Arc_55	North Atlantic	P1003	63,76	5,26	Marine sediment	d18O	-5930,8	1998,2	8,4398
Arc_57	North Atlantic	MD99-2275	66,55	-17,37	Marine sediment	Alkenone	-2549	2001	3,8928
Arc_58	North Atlantic	MSM5/5-712	78,915 7	6,7673	Marine sediment	Planktic foraminifers	-94	2007	41,4583
Arc_59	Greenland	Renland	71,3	-26,7	Ice core	d180	0	1980	5

**Tableau 2.** Séries paléoclimatiques intégrées à la base de données PAGES Arctic 2k v2.0. Les séries en gris sont celles communes aux deux versions de la base de données.

ID	Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive	Proxy	Oldest (C.E.)	Youngest (C.E.)	Resolution (yr.)
Arc_001	USA	Blue Lake	68,09	-150,47	lake sediment	varve thickness	730	2000	1
Arc_002	Russian Federation	Avam- Taimyr	72	101	tree	TRW	0	2000	1
Arc_004	Canada	Lower Murray Lake	81,35	-69,53	lake sediment	sed. acc.	0	2000	1
Arc_005	Greenland	Camp Century	77,17	-61,13	glacier ice	d18O	1242	1967	1
Arc_007	USA	Gulf of Alaska	61,03	-146,59	tree	TRW	800	2010	1
Arc_008	Canada	Yukon	67,9	-140,7	tree	TRW	1177	2000	1
Arc_011	Greenland	GISP2	72,1	-38,08	glacier ice	d18O	818	1987	1
Arc_014	Finland	Lake Lehmilampi	63,62	29,1	lake sediment	varve thickness	1	1800	1
Arc_016	Russian Federation	Indigirka	69,5	147	tree	TRW	1259	1994	1
Arc_018	Norway	Austfonna	79,83	24,02	glacier ice	d18O	1400	1998	1
Arc_020	Canada	Lake C2	82,83	-77,9	lake sediment	varve thickness	0	1987	1
Arc_022	Iceland	Hvítárvatn	64,6	-19,8	lake sediment	varve thickness	0	2000	1
Arc_024	Russian Federation	Lena River	70,67	125,87	tree	TRW	1490	1994	1
Arc_025	Canada	Lake Donard	66,73	-61,35	lake sediment	varve thickness	752	1992	1
Arc_026	Finland	Lake Nautajärvi	61,81	24,68	lake sediment	varve property	0	1800	1
Arc_027	Greenland	NGT B16	73,94	-37,63	glacier ice	d18O	1478	1992	1
Arc_028	Greenland	NGT B18	76,62	-36,4	glacier ice	d18O	871	1992	1
Arc_029	Greenland	NGT B21	80	-41,14	glacier ice	d18O	1397	1993	1
Arc_030	Canada	Big Round Lake	69,87	-68,83	lake sediment	varve thickness	971	2000	1
Arc_032	Greenland	NGRIP1	75,1	-42,32	glacier ice	d18O	0	1995	1
Arc_033	Canada	Agassiz	80,7	-73,1	glacier ice	d18O	0	1972	1
Arc_034	Greenland	Crete	71,12	-37,32	glacier ice	d18O	553	1973	1
Arc_035	Greenland	Dye	65,18	-43,83	glacier ice	d18O	1	1978	1
Arc_036	Greenland	GRIP	72,58	-37,64	glacier ice	d18O	1	1979	1
Arc_037	Iceland	Iceland	64,77	-18,37	documents	historic	945	1935	30
Arc_040	USA	Moose Lake	61,35	-143,6	lake sediment	midge	-718,15	1963	36
Arc_041	USA	Hudson Lake	61,9	-145,66	lake sediment	midge	-837,3	1996,8	47
Arc_042	USA	Screaming Lynx Lake	66,07	-145,4	lake sediment	midge	-1067,3	1987,75	51
Arc_043	Greenland	Braya Sø	67	-50,7	lake sediment	alkenone	-997,9	1999,125	29
Arc_044	Canada	Devon Ice Cap	75,33	-82,5	glacier ice	d18O	1	1971	5
Arc_045	Canada	Penny Ice Cap P96	67,25	-66,75	glacier ice	d18O	5	1980	25
Arc_050	Finland	Lake Hampträsk	60,28	25,42	lake sediment	midge	1359,3	1993,5	14
Arc_051	Finland	Lake Pieni- Kauro	64,28	30,12	lake sediment	chiro	462,4	1978,9	44

ID	Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive	Proxy	Oldest (C.E.)	Youngest (C.E.)	Resolution (yr.)
Arc_053	Canada	Penny Ice Cap P96	67,25	-65,75	glacier ice	melt	9	1984	25
Arc_054	Canada	Lake 4	65,1	-83,79	lake sediment	chironomi d	634,05	1997,45	50
Arc_059	Greenland	Renland	71,27	-26,73	glacier ice	d18O	3	1983	5
Arc_061	Russian Federation	Polar Urals	66,9	65,6	tree	TRW	891	2006	1
Arc_062	Sweden	Torneträsk	68,26	19,6	tree	MXD	-39	2010	1
Arc_063	Sweden	Jämtland, Sweden	63,247 5	13,3375	tree	MXD	783	2011	1
Arc_064	Russian Federation	Akademii Nauk Ice Cap	80,52	94,82	glacier ice	d18O	900	1998	1
Arc_065	Sweden	Arjeplog	66,3	18,2	tree	delta Density	1200	2010	1
Arc_066	Sweden	Armarnaes	65,9	16,1	tree	delta Density	1550	2010	1
Arc_067	United States of America	Hallet Lake	61,5	-146,2	lake sediment	BSi	116,47 3	2005,1031	11
Arc_068	Sweden	Kittelfjall	65,2	15,5	tree	delta Density	1550	2007	1
Arc_069	Norway	Kongressva tnet	78,021 7	13,9311	lake sediment	alkenone	232	2008	10
Arc_070	Greenland	Lake E	67	-50,7	lake sediment	alkenone	-3641,6	1876,2	19
Arc_071	Finland	Laanila	68,491	27,333	tree	MDX	800	2005	1
Arc_072	Svalbard	Lomonosov fonna	78,864	17,425	glacier ice	d18O	769	1997	1
Arc_073	Canada	Mackenzie Delta	68,625	-133,87	tree	TRW	1245	2007	1
Arc_074	Norway	Forfjorddal en	68,73	15,73	tree	MXD	1100	2007	1
Arc_075	Canada	Ellesmere Isl.	78,4	-80,4	glacier ice	d18O	151	1995	1
Arc_076	Canada	Soper Lake, Baffin Island	62,917	-69,883	lake sediment	varve thickness	1514	1992	1
Arc_077	Sweden	Tjeggelvas	66,6	17,6	tree	delta Density	1550	2010	1
Arc_078	Russian Federation	Windy Dome	80,783	65,63	glacier ice	d18O	1225	1995	1
Arc_079	Russian Federation	Yamalia	66,8	68	tree	TRW	914	2003	1
Arc_080	Russian Federation	Windy Dome	80,783	65,63	glacier ice	melt	1225	1995	1

Tableau 2	. Suite.
-----------	----------

La base de données PAGES Arctic 2k (version 1.1.1) est composée de 56 enregistrements issus d'archives continentales (cernes d'arbres, sédiments lacustres, spéléothème), glaciaires, marines et historiques permettant de reconstruire les variations de températures (Fig. 34). Le tableau 3 présente une synthèse des types d'archives et de proxies disponibles dans la base de données PAGES Arctic 2k (version 1.1.1).

La particularité de cette base de données repose sur la définition de critères de qualité spécifiques à la problématique et auxquels doivent répondre toutes les séries qui y sont incluses (McKay et Kaufman, 2014). Ainsi, tous les enregistrements :

- sont localisés au-delà de 60 °N ;
- couvrent au moins la période jusque 1500 AD ;
- ont une résolution moyenne d'au moins 50 ans ;
- ont au moins un point de contrôle de la datation tous les 500 ans ;
- ont été publiés dans un journal international à comité de lecture et dans lequel l'enregistrement a été défini comme sensible aux variations de température. La relation peut être déterminée statistiquement (e.g. corrélation avec les températures instrumentales) ou mécaniquement (e.g. description des processus par lesquels la série est sensible aux changements de température)



**Figure 34.** Localisation et types d'archives paléoclimatiques contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014).

Archives	Proxy	Nombre de séries
Sárias dendrochronologiques	Epaisseur des cernes	11
Series dendrochronologiques	Densité	2
	Diatomées	1
Sédiment marins	Alkénones	2
Sediment marins	Foraminifères planctoniques	1
	δ <sup>18</sup> Ο	1
Sárias alaciairas	δ <sup>18</sup> Ο	15
	Fonte	1
	Accumulation massique	1
	Epaisseur des varves	7
	Matière Organique	1
	Silicium biogénique	1
Sédiments lacustres	Densité	2
	Alkénones (Uk37)	1
	Assemblage de moucherons	3
	Chiromides	3
	Pollen	1
Historique	Couvert de glace	1
Spéléothème	δ <sup>18</sup> Ο	1

Tableau 3. Nombre de séries par type d'archive et de proxies

Les archives continentales constituent 89% de la base de données PAGES Arctic 2k (v1.1.1), soit 50 enregistrements, alors que les archives marines sont largement sous représentées avec seulement 6 enregistrements. La sous-représentation des données marines peut s'expliquer par un problème de résolution. Une base de données compilant les enregistrements océaniques sur les derniers 2000 ans est disponible (Ocean 2k ; McGregor et al., 2015) mais la résolution des séries de 200 ans minimum ne permet pas l'étude de la variabilité à haute fréquence (depuis les échelles multi-décennales jusque séculaires). L'un des atouts majeurs de la base de données est qu'elle est constituée à 62.5 % de séries à haute résolution, ce qui fait d'elle le meilleur outil pour l'étude de la variabilité climatique s'exprimant depuis les échelles multi-décennales à séculaire. De plus, ces enregistrements proviennent de cernes d'arbres, sédiments lacustres varvés, carottes glaciaires et spéléothème, ce qui permet de s'affranchir des problèmes liés à la datation des données paléoclimatiques.

La localisation des séries présentée à la figure 34 met en évidence une première limite à la base de données PAGES Arctic 2k. En effet, la répartition géographique des séries n'est pas homogène et la majorité est localisée dans le secteur Atlantique Nord (40 séries sur 56). Il apparait donc nécessaire d'augmenter le nombre de séries dans les régions de l'Alaska et de la Sibérie afin d'homogénéiser la répartition spatiale de la base de données.

### 2.1.2 SELECTION DES SERIES DANS LE SECTEUR ATLANTIQUE NORD

La méthodologie développée pour l'étude de la variabilité climatique à partir de la base de données d'archives paléoclimatiques a tout d'abord été testée sur le secteur Atlantique Nord. Le choix s'est porté en priorité sur ce secteur à cause du nombre important de séries qui y sont localisées (40 séries soit 71% de la base de données) mais également car tous les types d'archives y sont représentés (carottes glaciaires, sédiments lacustres, cernes d'arbres, sédiments marins et spéléothèmes).

L'utilisation de la méthode de classification par ondelette nécessitant une période commune à toutes les séries, une sélection a été effectuée au sein des 40 enregistrements localisés dans la zone. La période commune retenue se situe entre 37 et 1900 ans AD. Elle permet de couvrir une grande partie des derniers 2000 ans, et notamment les périodes climatiques majeures chaude de l'Optimum Climatique Médiévale (OCM, 900-1200 AD) et froide du Petit Age Glaciaire (PAG, 1500-1900 AD), tout en s'affranchissant des effets liés au réchauffement récent. Bien que l'amplitude et la durée de ces deux évènements soient encore sujettes à discussion, l'OCM et le PAG sont deux périodes permettant de comprendre le rôle de la variabilité climatique interne s'exprimant à l'échelle séculaire et au travers des grandes oscillations climatiques (e.g. Trouet et al., 2009 ; Olsen et al., 2012, Lehner et al., 2012).

Parmi les séries disponibles dans la base de données PAGES Arctic 2k, 21 ont été retenues dans le secteur Atlantique Nord (Fig. 35). Le panel retenu est caractérisé par une importante diversité d'archives puisque tous les types y sont représentés, avec cependant une dominance de séries glaciaires (Fig. 35b), et une dominance des séries à résolution annuelle (42 %, Fig. 35c). La liste complète des séries sélectionnées dans le secteur Atlantique Nord est disponible au tableau 4.



**Figure 35.** Localisation des séries sélectionnées dans la région Atlantique Nord (a) et répartition en fonction du type d'archive (b) et de la résolution (c).

Tableau 4. Description	on des séries	s sélectionnées	dans la bas	e de données	B PAGES A	rctic 2k (	(v.1.1.1)
pour le secteur Atlant	ique Nord.						

PAGES ID	Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive	Proxy	Oldest	Youngest	Resolution
Arc_4	Canada	Lower Lake Murray	81,4	-69,5	Lake sediment	Mass accumulation rate	-3236	2004	1
Arc_12	Scandinavia	Torneträsk	68,3	19,6	Tree ring	Ring Width	-39	2010	1
Arc_15	Scandinavia	Lapland	69,0	25,0	Tree ring	Ring width	0	2005	1
Arc_20	Arctic Canada	Lake C2	82,1	-77,2	Lake sediment	Varve thickness	-1309	1987	1
Arc_22	North Atlantic	Hvítárvatn	64,6	-19,8	Lake sediment	Varve thickness	-981	2002	1
Arc_32	Greenland	NGRIP1	75,1	-42,3	Ice core	d18O	0	1995	1
Arc_33	Arctic Canada	Agassiz Ice Cap	80,7	-73,1	Ice core	d18O	0	1972	1
Arc_35	Greenland	Dye-3	65,2	-43,8	Ice core	d18O	1	1979	1
Arc_36	Greenland	GRIP	72,6	-37,6	Ice core	d18O	1	1979	1
Arc_39	North Atlantic	MD95-2011	67,0	7,6	Marine sediment	Alkenone	-6540	1440	28
Arc_43	Greenland	Lake Braya So	67,0	-50,7	Lake sediment	Uk37	-4169	2005	29
Arc_44	Arctic Canada	Devon Ice Cap	75,3	-82,5	Ice core	proxy	-727	1973	5
Arc_45	Arctic Canada	Penny Ice Cap	67,3	-66,8	Ice core	d18O	-9733	1992	25
Arc_47	North Atlantic	MD99-2275	66,6	-17,4	Marine sediment	Diatoms	-36	1949	20
Arc_49	Scandinavia	Okshola cave	67,0	15,0	Speleothe m	d18O	-5565	1997	32
Arc_52	North Atlantic	Lake Igaliku	61,0	-45,4	Lake sediment	Pollen Accumulation	-7577	-2001	58
Arc_53	Arctic Canada	Penny Ice Cap	67,3	-66,8	Ice core	Ice melt	-966	1984	25
Arc_55	North Atlantic	P1003	63,8	5,3	Marine sediment	D18O	-5931	1998	8
Arc_57	North Atlantic	MD99-2275	66,6	-17,4	Marine sediment	Alkenone	-2549	2001	4
Arc_58	North Atlantic	MSM5/5-712	78,9	6,8	Marine sediment	Planktic foraminifers	-94	2007	41
Arc_59	Greenland	Renland	71,3	-26,7	Ice core	d18O	0	1980	5

#### 2.1.3 SENSIBILITE DES PROXIES CLIMATIQUES A LA VARIATION DES TEMPERATURES

Les séries contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k ont été compilées dans le but de produire une reconstruction des températures dans la région arctique pour les deux derniers millénaires. Il est important de noter que pour la création de la base de données, le groupe de travail Arctic 2k a choisi de ne pas remettre en question l'interprétation des auteurs dans les articles de référence associés à chaque série. Cependant, la connaissance des incertitudes sur la sensibilité des proxies à reproduire les variations climatiques est fondamentale afin de déterminer les limites d'interprétation, en particulier lorsqu'il s'agit de quantifier la variabilité enregistrée par le proxy en termes de paramètre climatique et d'y associer un forçage.

Une étape d'exploration des relations entre proxies et température est donc indispensable en amont de l'exploitation de la base de données afin de déterminer les limites d'interprétation du signal enregistré. Cette dernière, réalisée pour l'ensemble de la base de données PAGES Arctic 2k est présentée au tableau 5 et met alors en évidence certaines incohérences.

La majorité des proxies utilisés a été définie comme sensibles aux variations de températures à l'aide de corrélations entre les valeurs mesurées dans les archives et les données instrumentales. Cependant certaines corrélations sont relativement faibles bien que statistiquement significatives, indépendamment du type d'archives paléoclimatiques (e.g. Arc 01 : r<sup>2</sup>=0.31, Bird et al., 2009; Arc 09: r=0.36, D'Arrigo et al., 2009; Arc 07: r<0.5, Wiles et al., 2014; Arc 18: r=0.38 Isaksson et al., 2005). La faiblesse de la relation entre proxy et température est dans certains cas clairement notifiée par les auteurs qui notent l'impossibilité de reconstruire à haute résolution les variations de la température à partir des données proxy et à l'aide de simples modèles linéaires (e.g. Arc 06: D'Arrigo et al., 2005; Arc 17: Divine et al., 2011). Ces faibles corrélations suggèrent également que la variabilité enregistrée par ces proxies n'est pas exclusivement expliquée par les variations de températures mais peut être reliée à d'autres paramètres, climatiques ou non. C'est le cas par exemple de la série d'épaisseur des varves Arc 26 (Ojala et al., 2005) qui présente la particularité d'être plus fortement corrélée avec les variations des précipitations (r=0.42, p<0.50, pour les précipitations annuelles et r=0.367, p<0.05 pour les précipitations hivernales) qu'avec les variations de températures (r=0.187, p<0.05 pour les températures annuelles et r=0.331, p<0.05 pour les températures estivales).

Du fait des incertitudes sur les relations entre proxies et températures mais aussi de l'absence de reconstruction pour certains enregistrements, il a été choisi de travailler directement avec les données des proxies et non les reconstructions de températures associées. Afin de pouvoir comparer les enregistrements, chaque série a donc été standardisée. Cette étape permet de transformer les valeurs (indifféremment de leurs distributions et unités de mesures originales) en unité compatibles avec une distribution de moyenne 0 et d'écart-type 1. La standardisation ne consiste qu'en un changement d'unité et n'a pas d'influence sur les variations. Elle permet ainsi de s'affranchir du caractère quantitatif pour se concentrer sur l'expression de la variabilité en termes de fréquence temporelle.

Tableau 5. Synthèse des relations entre proxy et température	s reconstruites pour les séries de la base de données	s Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014) à partir de
l'interprétation des auteurs.		

Serie	Archive	Proxy	Relation	Description	Reference
Arc_01	Lake sediment	Varve thickness	Statistique	Corrélation positive (r <sup>2</sup> =0.31, p=0.008) avec températures de Juin à Août	Bird et al., 2009
Arc_02	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive (r=0.63, p<0.05) avec températures de Juin à Juillet	Briffa et al., 2008
Arc_03	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive (r=0.55, p<0.05) avec températures de Mai à Juillet	Briffa et al., 2008
Arc_04	Lake sediment	Mass acc. rate	Statistique	Corrélation positive (r=0.61, p<0.0.001) avec températures de Juillet	Cook et al., 2009
Arc_05	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconst	ruction des températures disponible dans le papier de référence	Dansgaard et al., 1969
Arc_06	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive (r=0.40, p<0.10) avec températures de Juillet et Août mais pas assez forte pour reconstruire les températures	D'Arrigo et al., 2005
Arc_07	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive (r<0.5, p<0.05) avec températures de Février à Août	Wiles et al., 2014
Arc_08	Tree ring	Ring width	Statistique	Cohérence faible (30 à33%) pour une reconstruction à résolution annuelle, mais plus forte avec un lissage à 20 ans (84 à 87%)	D'Arrigo et al., 2006
Arc_09	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive (r=0.36, p<0.001) avec températures de Juin à Juillet	D'Arrigo et al., 2009
Arc_10	Tree ring	Max. density	Pas de reconst	ruction disponible dans le papier de référence pour la série individuelle	Esper, 2002
Arc_11	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconst	ruction des températures disponible dans le papier de référence	Grootes et Stuiver, 1997
Arc_12	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive avec températures d'Avril à Aout (0.52 <r<0.75)< th=""><th>Grudd, 2008</th></r<0.75)<>	Grudd, 2008
Arc_13	Tree ring	Max. density	Statistique	Corrélation positive (p=0.05) avec températures d'Avril à Septembre	Gunnarson et al., 2011
Arc_14	Lake sediment	Varve thickness	Pas de reconst	ruction des températures disponible dans le papier de référence	Haltia-Jovi et al., 2007
Arc_15	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive avec températures annuelles (r=0.66)	Helama et al., 2010
Arc_16	Tree ring	Ring width, STD	Statistique	Corrélation positive (0.62, p<0.001) avec températures de Juin et Juillet	Hughes et al., 1999
Arc_17	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Corrélation positive (r=0.23) avec les températures de Décembre à Février à résolution annuelle pour les échelles décennales ((r=0.67, lissage à 11 ans)	Divine et al., 2011
Arc_18	Ice core	δ18Ο	Statistique	Corrélation positive (r=0.38) avec températures annuelles	lsaksson et al., 2005
Arc_19	Tree ring	Ring width	Statistique	Corrélation positive (r=0.58) avec températures de Juillet à Août	Kirchheler, 2001
Arc_20	Lake sediment	Varve thickness	Mécanique	Description des processus permettant de relier l'épaisseur des varves aux variations de températures estivales mais pas de reconstruction disponible	Lamoureux et Bradley, 1996
Arc_22	Lake sediment	Varve thickness	Pas de reconst	ruction des températures disponible dans le papier de référence	Larsen et al., 2011
Arc_23	Lake sediment	Varve thickness	Statistique	Corrélation positive (r=0.44, p<<0.001) avec la reconstruction de température de Mann and Jones (2003)	Loso et al., 2006
Arc_24	Tree ring	Ring width, ARS	Statistique	Corrélation positive (r=0.51, p<0.05) avec températures de Juin	Mac Donald et Case, 1998

Tableau 5. Suite

Serie	Archive	Proxy	Relation	Description	Reference
Arc_25	Lake sediment	Varve thickness	Statistique	Corrélation positive (r=0.57) à résolution annuelle et r=0.87 pour la série moyennée sur 3 ans) avec les températures de Juin à Août	Moore et al., 2001
Arc_26	Lake sediment	Organic Matter	Statistique	Corrélation positive (r=0.331, p<0.05) pour les températures annuelles	Ojala et al., 2005
Arc_27	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Relation linéaire entre proxy et température mais pas de reconstruction des températures disponibles dans le papier de référence	Schwager, 2000
Arc_28	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Relation linéaire entre proxy et température mais pas de reconstruction des températures disponibles dans le papier de référence	Schwager, 2000
Arc_29	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Relation linéaire entre proxy et température mais pas de reconstruction des températures disponibles dans le papier de référence	Schwager, 2000
Arc_30	Lake sediment	Varve thickness	Statistique	Corrélation positive (r=0.46, p<0.001) avec températures de Juillet à Septembre	Thomas et Briner, 2009
Arc_31	Lake sediment	X-ray density	Pas de reconstru	uction des températures disponible dans le papier de référence	Tiljander et al., 2003
Arc_32	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconstru	uction des températures disponible dans le papier de référence	Vinther et al., 2006
Arc_33	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconstru	ction des températures disponible dans le papier de référence	Vinther et al., 2008
Arc_34	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Corrélation positive (r=0.46, p=0.05) avec les températures de Novembre à Avril	Vinther et al., 2010
Arc_35	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Corrélation positive (r=0.44, p=0.05) avec les températures de Novembre à Avril	Vinther et al., 2010
Arc_36	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Corrélation positive (r=0.53, p=0.05) avec les températures de Novembre à Avril	Vinther et al., 2010
Arc_37	Historic	Ice cover	Statistique	Corrélation négative (r=-0.68, p=0.001) avec les températures annuelles	Bergthorsson, 1969
Arc_38	Marine sediment	Diatoms	Statistique	Fonction de transfert pour reconstruire les températures estivales puis comparaison avec les températures instrumentales d'Août	Berner et al., 2011
Arc_39	Marine sediment	Alkenone	Statistique	Fonction de transfert pour reconstruire les températures estivales puis comparaison avec les températures instrumentales estivales	Calvo et al., 2002
Arc_40	Lake sediment	Midge Assemblages	Statistique	Reconstruction des températures de Juillet basée sur le modèle WA-PLS	Clegg et al., 2010
Arc_41	Lake sediment	Midge Assemblages	Statistique	Reconstruction des températures de Juillet basée sur le modèle WA-PLS2	Clegg et al., 2011
Arc_42	Lake sediment	Midge Assemblages	Statistique	Reconstruction des températures de Juillet basée sur le modèle WA-PLS2	Clegg et al., 2011
Arc_43	Lake sediment	Uk37	Statistique	Corrélation avec les températures estivales (r <sup>2</sup> =0.96)	D'Andréa et al., 2011
Tableau &	5. Suite				
Serie	Archive	Proxy	Relation	Description	Reference

Arc_44	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconstru	Fisher et al., 1983		
Arc_45	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconstruction des températures disponible dans le papier de référence		Fisher et al., 1998	
Arc_47	Marine sediment	Diatoms	Statistique	Fonction de transfert pour reconstruire les températures estivales puis	Jiang et al., 2015	
				comparaison avec les températures instrumentales estivales		
Arc_48	Lake sediment	Bsi	Pas de reconstruction des températures disponible dans le papier de référence		Kaufman et al., 2012	
				Pas de reconstruction des températures disponible dans le papier de		
Arc_49	Speleothem	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	référence mais proxy défini comme corrélé négativement avec la	Linge et al., 2009	
				température annuelle		
Arc_50	Lake sediment	Chironomids	Statistique	Reconstruction des températures de Juillet basée sur le modèle WA-PLS	Luoto et al., 2009	
Arc_51	Lake sediment	Chironomids	Statistique	Fonction de transfert pour reconstruire les températures de Juillet	Luoto et Helama, 2010	
Arc_52	Lake sediment	Pollen acc.	Pas de reconstruction des températures disponible dans le papier de référence		Massa et al., 2012	
Arc_53	Ice core	Ice melt	Pas de reconstru	uction des températures disponible dans le papier de référence	Okuyama, 2003	
Arc_54	Lake sediment	Chironomids	Statistique	Reconstruction des températures d'Août basée sur le modèle WA-PLS	Rolland et al., 2009	
Arc_55	Marine sediment	δ <sup>18</sup> Ο	Statistique	Comparaison avec les températures atmosphériques moyennes estivales	Serjup et al., 2011	
				de Juillet à Septembre (r=-0.47, p=0.01)		
Arc_57	Marine sediment	Alkenone	Statistique	Fonction de transfert pour reconstruire les températures estivales	Sicre et al., 2011	
Arc_58	Marine sediment	Planktic foram.	Statistique	Fonction de transfert pour reconstruire les températures estivales	Spielhagen et al., 2011	
Arc_59	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Pas de reconstru	uction des températures disponible dans le papier de référence	Vinther et al., 2008	

# 2.2 VARIABILITE DES TEMPERATURES DANS LE SECTEUR ATLANTIQUE NORD

Les séries sélectionnées dans le secteur Atlantique Nord n'ayant pas toutes un pas de temps constant ni une résolution annuelle, certaines ont dues être préalablement rééchantillonnées au pas de temps annuel. Chacune des séries ré-échantillonnées a ensuite été contrôlée afin de vérifier que cette étape ne crée pas de signal artificiel, en particulier dans les hautes fréquences. L'ensemble des 21 séries est ensuite standardisé. Les analyses utilisées dans ce chapitre sont réalisées sous le logiciel "R" (Team, 2008).

# 2.2.1 VARIABILITE AU LONG-TERME

Dans un premier temps, l'étude des tendances linéaires des séries individuelles a été faite à l'aide du test de Mann-Kendall (Tableau 6). La figure 36 présente les résultats du test en fonction de la localisation et du type de proxy. La majorité des séries est caractérisée par une tendance à la baisse significative avant le début du 20<sup>ème</sup> siècle (17 séries sur 21). Les quatre séries restantes (Arc\_22, Arc\_43, Arc\_49 et Arc\_55) sont quant à elles caractérisées par une tendance à la hausse.

Le test de Mann-Kendall est réalisé sur les données de proxy brutes standardisées et non sur les données de températures. L'interprétation par les auteurs des données proxy a donc été vérifiée pour les séries présentant une tendance à la hausse, mais également celles présentant une tendance à la baisse, afin de déterminer si la tendance en terme de températures est identique à celle mise en évidence dans les données proxy.

Pour toutes les séries présentant une tendance à la baisse, le proxy utilisé a été corrélé positivement avec les variations de températures. C'est le cas pour les séries lacustres Arc\_04 (Cook et al., 2009), (Lamoureux et al., 1996) et Arc\_52 (Massa et al., 2012) ; les séries d'épaisseur des cernes d'arbres Arc\_12 (Grudd et al., 2008) et Arc\_15 (Helama et al., 2010) ; les séries glaciaires du Groenland Arc\_32 (Vinther et al., 2006), Arc\_33 (Vinther et al., 2008), Arc\_35 (Vinther et al., 2010), Arc\_36 (Vinther et al., 2008) ; les séries glaciaires de l'Arctique canadien Arc\_44 (Fisher et al., 1983), Arc\_45 (Fisher et al., 1998) et Arc\_53 (Okuyama et al., 2003) ainsi que les archives marines Arc\_38 (Berner et al. 2011), Arc\_47 (Jiang et al., 2015) et Arc\_58 (Spielhagen et al., 2011). Une tendance à la baisse des données

proxies avant le début du 20<sup>ème</sup> siècle traduit donc bien une tendance à la baisse des températures pour ces séries. Cette tendance au long-terme est cohérente avec celle observée à l'échelle globale de l'Arctique (e.g. Kaufman et al., 2009 ; PAGES 2k Consortium, 2013), et plus largement de l'Hémisphère Nord (Mann et al., 2008), dont l'origine est attribuée à la diminution de l'insolation estivale.

Pour les séries proxies caractérisées par une tendance à la hausse avant le  $20^{\text{ème}}$  siècle, certaines ont la particularité d'être négativement corrélées avec les variations de températures. Une tendance à la hausse dans les données proxies signifie donc en réalité une tendance à la baisse des températures pour ces séries. C'est le cas notamment pour Arc\_49 (Linge et al., 2009) correspondant à un enregistrement de  $\delta^{18}$ O provenant d'un spéléothème en Norvège. Bien que les auteurs ne proposent pas de reconstruction de températures à partir des données de  $\delta^{18}$ O mesurées sur le spéléothème norvégien, la tendance observée dans la série, les valeurs faibles et élevées de  $\delta^{18}$ O coïncidentes avec les périodes climatiques chaudes et froides de l'Optimum Climatique Médiévale et du Petit Age Glaciaire, confirment la relation négative entre les valeurs de  $\delta^{18}$ O mesurées et les températures de surface. De même, Larsen et al. (2011) ont mis en évidence dans leur étude que l'épaisseur des varves du lac proglaciaire Hvitarvatn en Islande (Arc\_22) est contrôlée par l'activité du glacier adjacent : une augmentation de l'épaisseur est associée à une augmentation d'activité du glacier et donc un refroidissement, et inversement.

Dans le cas de la série sédimentaire marine Arc\_55, Serjup et al. (2011) ont mis en relation le proxy avec les températures atmosphériques moyennes sur les mois de Juillet à Septembre mais la corrélation de 0.47 ne permet pas d'affirmer ou infirmer clairement l'interprétation du proxy en terme de températures.

Pour la série lacustre Arc\_43, D'Andréa et al. (2011) ont mis en évidence une forte relation positive entre les températures moyennes estivales et le proxy  $U_{37}^{K}$  (T=  $U_{37}^{K}$  + 31.8, r<sup>2</sup>=0.96, p=0.01). La tendance à la hausse dans la série proxy traduit donc bien une tendance à la hausse des températures avant le début du 20<sup>ème</sup> siècle. Cependant, la série est caractérisée par un pas de temps non constant, compris entre 7 et 88 ans. Ce pas de temps variable et plus élevée sur la partie la plus récente de la série peut potentiellement avoir un impact sur les résultats du test de tendance de Mann-Kendall. C'est pourquoi l'analyse a donc été réalisée sur la série originale et sur

la série ré-échantillonnée à pas constant mais au nombre de point initial afin de ne pas créer de signal artificiel (Fig. 37a). Si le pas de temps n'a que peu d'effet sur la pente (tau=0.123 pour la série originale et tau=0.13 pour la série ré-échantillonnée), la tendance n'est plus significative (p=0.12) dans le cas d'un pas de temps homogène sur la longueur totale de la série. La série originale étant plus longue que la période 0-1900 AD, un test de Mann-Kendall a également été réalisé sur la longueur totale de la série 1000 BCE – 1900 CE (Fig. 37b). La tendance enregistrée est alors, bien que non significative, à la baisse (tau =-0.0363, p=0.63). Ces résultats renvoient à la question de la prise en compte et la compréhension des tendances dans les enregistrements.

PAGES ID	Mann-Kendall's tau	p-value	Interpretation	Significance
Arc_4	-0,0702	5,6286x10 <sup>-6</sup>	Decrease	95%
Arc_12	-0,0371	0,016531	Decrease	95%
Arc_15	-0,0596	0,00011553	Decrease	95%
Arc_20	-0,0406	0,008682	Decrease	95%
Arc_22	0,39	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Increase	95%
Arc_32	-0,0563	0,00027163	Decrease	95%
Arc_33	-0,912	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_35	-0,107	4,5915x10 <sup>-12</sup>	Decrease	95%
Arc_36	-0,0757	1,0041x10 <sup>-6</sup>	Decrease	95%
Arc_38	-0,204	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_43	0,123	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Increase	95%
Arc_44	-0,316	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_45	-0,235	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_47	-0,388	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_49	0,284	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Increase	95%
Arc_52	-0,213	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_53	-0,37	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_55	0.365	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Increase	95%
Arc_57	-0,233	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_58	-0,188	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%
Arc_59	-0,146	<2,22x10 <sup>-16</sup>	Decrease	95%

**Tableau 6.** Résultats du test de Mann-Kendall pour les séries sélectionnées dans la base de donnéesPAGES Arctic 2k (v1.1.1) sur le secteur Atlantique Nord.



**Figure 36.** Interprétation des résultats du test de Mann-Kendall sur les séries sélectionnées dans la base de données PAGES Arctic 2k sur le secteur Atlantique Nord. Les séries caractérisées par une tendance à la baisse des températures avant 1900 AD sont représentées en bleu et celles caractérisées par une tendance à la hausse en rouge.



**Figure 37.** Influence de la résolution temporelle (a) et de la fenêtre temporelle d'étude (b) sur la détermination de la tendance d'une série. La tendance linéaire est représentée en pointillés rouges.

# 2.2.2 NATURE DU SIGNAL

La première étape d'analyse spectrale de la variabilité climatique consiste en une caractérisation de ce dernier en termes de bruit à l'aide des spectres de Fourier. L'analyse des coefficients  $\beta$  des spectres des séries révèle une grande majorité d'enregistrements caractérisés par des coefficients  $\beta$  compris entre 0 et -1 (Fig. 38). Ces valeurs correspondent à des bruits blancs et des bruits roses qui ne privilégient donc pas de fréquences particulières. Il est également intéressant de noter que la valeur du coefficient  $\beta$  ne dépend pas du type d'archive, de proxy ou la résolution temporelle de la série.

Certains spectres mettent en évidence deux pentes en fonction des fréquences, c'est pourquoi deux coefficients ont été déterminés. Ces enregistrements sont caractérisés par deux comportements spectraux : les hautes fréquences correspondent à des bruits blancs à roses, tandis que les basses fréquences correspondent à des bruits rouges. C'est le cas notamment des archives glaciaires Arc\_32 et Arc\_33, correspondant respectivement au site de NGRIP1 et Agassiz Ice Cap au Groenland. Nous nous sommes alors posés la question de savoir si ce type de comportement existe également pour une échelle de temps beaucoup plus importante. La pente du spectre de Fourier a donc également été déterminé pour l'archive glaciaire de EPICA Dôme C en Antarctique et publiée par (EPICA Community, 2004). Comme pour certaines archives glaciaires du Groenland, la pente du spectre de Fourier des données de  $\delta^{18}$ O en Antarctique sur les derniers 800 000 ans est caractérisé par deux valeurs de  $\beta$  (-1.95 et -0.67). Le signal est ainsi structuré par des variations basses fréquences, en lien avec les variations des paramètres de Milankovitch (Berger, 1993), auquel se superpose un bruit blanc.

Une seconde question que nous nous sommes posée sur la nature du signal paléoclimatique est de savoir s'il est différent, ou au contraire semblable, à celui des données instrumentales. Afin de répondre à cette question, nous avons également déterminé les pentes des spectres de Fourrier de plusieurs séries climatiques instrumentales: les données de températures en Arctique (GISTEMP Team, 2016) et à l'échelle de l'hémisphère Nord (GISTEMP Team, 2016) mais également celle de l'indice NAO (Hurrell et al., 2003). Les coefficients  $\beta$  déterminés sont les suivants :  $\beta_{T\_Arctique=} -0.9$ ;  $\beta_{T\_HemisN=} -0.51$  et  $\beta_{NAO\_instru=} -0.07$  Ainsi la nature du signal climatique

reconstruit à l'échelle des derniers 2000 ans à l'aide des données issues des archives paléoclimatiques est similaire à celui enregistré dans les données instrumentales et est proche d'un bruit blanc.



**Figure 38.** Valeurs des coefficients  $\beta$  déterminées à partir des spectres de Fourier des séries sélectionnées dans la base de données PAGES Arctic 2k sur le secteur Atlantique Nord.

# 2.2.3 MODES DE VARIABILITE EXPRIMES DANS LES SIGNAUX

Les 21 séries sélectionnées dans le secteur Atlantique Nord ont été analysées en ondelettes. Au préalable, la tendance de chaque série a été enlevée. La synthèse de l'analyse des modes de variabilité exprimés dans les signaux individuels et significatifs à 95% est présentée à la figure 39.

Les séries sont caractérisées par une large gamme de modes de variabilité s'exprimant depuis les échelles pluriannuelles jusque pluriséculaires. Cependant,

certaines gamme de variabilité s'expriment au sein de plusieurs archives, et ce quelques soit le type d'archive.

C'est le cas du mode de variabilité pluriannuel à ~15-20 ans s'exprimant dans le signal d'une série lacustre (Arc\_ 20, Lake C2, Arctique Canadien ; Lamoureux et al., 1996), de cernes d'arbre (Arc\_12, Torneträsk, Scandinavie ; Grudd, 2008) et les séries glaciaires du Groenland (Arc\_33 : Agassiz Ice Cap ; Vinther et al., 2008, Arc\_35 : Dye 3 et Arc\_36 : GRIP ; Vinther et al., 2010). Toutes ces séries ont la particularité d'être à résolution annuelle.

Une variabilité multi-décennale à ~50-70 ans s'exprime également dans le signal de la série lacustre Arc\_43 (Lake Braya So, Groenland ; D'Andréa et al., 2011), des séries glaciaires groenlandaises (Arc\_32 : NGRIP1 ; Vinther et al., 2006 et Arc\_33 : Agassiz lce Cap ; Vinther et al., 2008) et de l'arctique canadien (Arc\_53 : Penny lce Cap ; Okuyama et al., 2003), du spéléothème scandinave Arc\_49 (Linge et al., 2009) et de l'archive marine Arc\_55 (P1003 ; Serjup et al., 2011).

A l'échelle pluriséculaire, une variabilité à ~200-270 ans est caractéristique du signal de la série à résolution annuelle issue des cernes d'arbres Arc\_15 (Helama et al., 2010), de la série lacustre groenlandaise Arc\_43 (Fisher et al., 1983) et des enregistrements sédimentaires marins en Atlantique Nord Arc\_38 (Berner et al., 2011), Arc\_47 (Jiang et al., 2015) et Arc\_57 (Sicre et al., 2011).

L'occurrence de gamme de variabilités nous a alors conduits à tester une classification sur la base des spectres en ondelettes des séries sélectionnées dans le secteur Atlantique Nord afin de déterminer l'existence ou non d'une spatialisation de ces modes de variabilité.



**Figure 39.** Modes de variabilité caractérisant le signal des séries sélectionnées en Atlantique Nord obtenus à partir des spectres en ondelettes continus individuels. La courbe noire à droite représente le nombre de séries par modes de variabilité.

### 2.2.4 SPATIALISATION DE LA VARIABILITE

Afin de déterminer une possible régionalisation des modes de variabilité mis en évidence à l'aide des spectres en ondelettes individuels, une classification en ondelette a été réalisée sur les 21 enregistrements sélectionnés en Atlantique Nord. L'analyse par classification en ondelettes nécessitant des longueurs et donc un nombre de point identiques des séries analysées, les enregistrements Arc\_38, Arc\_43, Arc\_44, Arc\_45, Arc\_47, Arc\_49, Arc\_52, Arc\_53, Arc\_55, Arc\_57, Arc\_58 et Arc\_59 ont été ré-échantillonnées à résolution annuelle. Si le sur-échantillonnage des séries peut jouer sur la significativité, il ne crée pas de fréquences artificielles dans la série (Fig. 40). La classification en ondelette se basant sur les fréquences exprimées dans le signal, le sur-échantillonnage n'a pas d'impact sur les résultats obtenus. Le dendrogramme final résultant de la classification en ondelette est présenté à la figure 41.



**Figure 40.** Spectres en ondelette continues obtenus sur la série glaciaire Arc\_44 (Devon Ice Cap, Fisher et al., 1983) à partir des données originales (haut) et à partir des données sur-échantillonnées au pas de temps annuel (bas).


**Figure 41.** Classification en ondelette obtenue à partir des séries sélectionnées dans la base de données PAGES Arctic 2k sur le secteur Atlantique Nord.

La classification ne révèle pas de regroupement en fonction d'un type d'archive ou d'une région particulière, mais au contraire, une individualisation de chacune des séries. Cette absence de classification peut s'expliquer par la puissance de l'énergie associée aux hautes fréquences. En effet, les spectres en ondelettes et leurs spectres globaux associés révèlent une domination des hautes fréquences pour les enregistrements à résolution annuelle, et ce quel que soit le type d'archives (Fig. 42). On peut citer en exemple l'enregistrement Arc\_04 correspondant à un enregistrement lacustre varvé (Cook et al., 2004) ou encore l'enregistrement Arc\_35 correspondant à l'archive glaciaire Dye\_3 (Vinther et al., 2010). Ces hautes fréquences étant porteuses de la majorité de la puissance du signal, elles sont susceptibles de masquer un signal climatique s'exprimant à des fréquences plus basses et pouvant être commun à plusieurs séries, traduisant alors des phénomènes plus globaux.



Arc\_35 - Dye-3 (Vinther et al., 2010)



**Figure 42.** Spectres individuels des enregistrements à résolution annuelle lacustre (Arc\_04, Cook et al., 2004) et glaciaire (Arc\_35, Vinther et al., 2010). Le niveau de significativité de 95% est indiqué par la courbe noire.

Une solution possible serait de filtrer les hautes fréquences dans les enregistrements et de réaliser une nouvelle classification. Or, l'intérêt de l'utilisation d'une base de données à haute résolution est de pouvoir étudier la variabilité climatique s'exprimant dans les hautes fréquences. Il a donc été choisi de travailler dans la suite de l'étude à partir d'enregistrement moyen, que ce soit à l'échelle globale de la région Arctiquesubarctique ou pour une échelle plus régionale. Le calcul d'un enregistrement moyen permet de conserver la résolution temporelle annuelle et d'atténuer le bruit lié à la haute résolution des séries paléoclimatiques de la base de données en augmentant le rapport signal/bruit et de mettre en évidence les fréquences de variabilités dominantes et communes. Cette technique est d'ailleurs classiquement utilisée en climatologie sur les données instrumentales (e.g. Moron et al., 2006 ; Hassan et Anwar, 2010).

# CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons présenté différentes méthodes utilisées pour analyser et interpréter le signal climatique enregistré dans les données instrumentales. Elles permettent de mettre en évidence les grandes tendances et structures du signal (test de Mann-Kendall et filtrage de type LOESS) mais également les différents modes de variabilité et leur expression temporelle. Ces méthodes d'analyse ont ensuite été appliquées sur une sélection d'enregistrements paléoclimatiques localisés dans le secteur Atlantique Nord de la région Arctique-subarctique afin de déterminer s'il existe une régionalisation ou non de la variabilité climatique enregistrée par les séries. Toutes les séries proviennent de la base de données PAGES Arctic 2k qui est à ce jour la meilleure base de données paléoclimatiques disponibles dans la région grâce à l'important travail de vérification de la qualité des séries réalisé.

Les résultats sur les séries individuelles du secteur Atlantique Nord mettent en évidence une variabilité climatique au long-terme caractérisée par une tendance à la baisse à laquelle se superpose également une variabilité s'exprimant à haute et basse fréquence (depuis les échelles pluriannuelles pluriséculaire). La spatialisation de l'expression de cette variabilité a été testée à l'aide d'une classification par ondelettes. Cependant cette méthode ne permet pas de regroupement des séries, bien qu'elle ait déjà permis la détermination d'une classification à partir d'une base de données instrumentales, caractérisées également par une variabilité haute fréquence. L'objectif de l'étude étant la détermination et la compréhension de l'expression de la variabilité haute fréquence enregistrées dans les séries, travailler à partir d'enregistrements moyens apparait alors comme la meilleure alternative à ce jour pour étudier l'expression régionale de la variabilité climatique d'une région aussi vaste que l'Arctique.

# **CHAPITRE IV**

# **EXPRESSION TEMPORELLE ET SPATIALE DE LA VARIABILITE DES TEMPERATURES DANS LA ZONE ARCTIQUE-SUBARCTIQUE**

#### INTRODUCTION

La région Arctique-subarctique subit les effets du réchauffement climatique récent associé à l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre d'origine anthropique (IPCC, 2013). Contrairement aux autres régions du globe, les mécanismes de l'amplification arctique induisent un réchauffement plus rapide dans cette région et qui devrait s'accélérer dans les décennies à venir (Serreze et Barry, 2011). Dans ce contexte climatique déjà soumis à l'influence humaine, il est difficile pour les climatologues de distinguer la part entre le forçage anthropique et la variabilité dite naturelle du système climatique. Cette distinction nécessite une étude à plus longterme de la variabilité climatique à l'aide des reconstructions paléoclimatiques. Ces dernières sont obtenues à l'aide de mesures d'indicateurs indirects des paramètres climatiques (e.g. températures, précipitations) dans les archives paléoclimatiques continentales et marines. En ce qui concerne la température, de nombreuses reconstructions sont disponibles dans la région Arctique-subarctique à l'échelle des derniers 2000 ans. Ces études reposent majoritairement sur une approche mélangeant différents types d'archives paléoclimatiques et donc de proxies (e.g. Morberg et al., 2005; Mann et al., 2008; Kaufman et al., 2009; Ljungqvist, 2010; Hanhijärvi et al., 2013; Marcott et al., 2013). Certaines reconstructions des températures se focalisent en particulier sur un type d'archive et/ou une région spécifique. A titre d'exemple, on peut citer les études récentes de McGregor et al. (2015) pour les océans, Weißbach et al. (2016) à partir des données isotopiques des glaces du Groenland ou encore Wilson et al. (2016) à partir des cernes d'arbres. La publication de la base de données paléoclimatiques à haute résolution PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014) permet à la fois d'étudier la variabilité climatique depuis les échelles millénaires et séculaires jusqu'aux fréquences multi-décennales, mais également l'expression spatiale et temporelle de cette variabilité climatique.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la comparaison entre les températures instrumentales, la reconstruction des températures publiée par McKay and Kaufman (2014) calculée à partir des séries contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k et un enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies standardisées. L'objectif de cette partie est de définir les fréquences de variabilité communes entre le signal climatique reconstruit et les données observées. La seconde partie de ce chapitre présente l'étude régionale de la variabilité climatique

dans la zone Arctique-subarctique. Les résultats sont présentés sous forme d'un article en premier auteur publié dans le numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past. La question de l'influence de l'assimilation de séries paléoclimatiques caractérisées par des saisonnalités dans un enregistrement moyen est abordée dans la troisième et dernière partie de ce chapitre.

#### 1 VARIABILITE CLIMATIQUE GLOBALE DANS LA ZONE ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

Les proxies paléoclimatiques (e.g.  $\delta^{18}$ O des archives glaciaires, épaisseur des varves des archives lacustres, épaisseur et densité des cernes d'arbres...) sont des mesures indirectes des températures passées. Afin de produire des reconstructions climatiques à l'échelle globale de la région Arctique ou à une échelle plus locale (e.g. Kaufman et al., 2009 ; Hanhijärvi et al., 2013 ; PAGES 2k Consortium, 2013 ; McKay et Kaufman, 2014 ; Wilson et al., 2016), les paléoclimatologues ont recours à des fonctions de transfert permettant de retranscrire en températures les variations des proxies mesurés dans les archives paléoclimatiques. La capacité des reconstructions à reproduire la variabilité climatique observée est généralement testée à l'aide de corrélation entre les données instrumentales observées et les données issues des archives paléoclimatiques (e.g. Vinther et al., 2010 ; D'Andréa et al., 2011, Serjup et al., 2011, Wiles et al., 2014).

A l'échelle de la région globale Arctique subarctique, McKay et Kaufman (2014) ont comparé la reconstruction des températures produite à partir de la base de données PAGES Arctic 2k avec les données de températures sur la période 1880-2000 AD (Fig. 43). L'analyse spatio-temporelle révèle la capacité de reproduction de la variabilité de la température observée, avec des corrélations significatives (pvalue < 0.05) entre les données de températures de températures PAGES Arctic 2k entre 1880 et 2000 AD sur la plupart de la région Arctique-subarctique.



**Figure 43.** Corrélation entre les données de température observée et la reconstruction des températures PAGES Arctic 2k entre 1880 et 2000 AD (McKay et Kaufman, 2014).

Cependant, l'analyse des corrélations réalisée par les auteurs ne renseigne que sur la relation générale et ne permet pas de détecter si la corrélation est meilleure pour certaines périodes que pour d'autres, ni de définir quelles échelles de variabilités composant le signal climatique instrumental sont les mieux reproduites dans le signal reconstruit.

## 1.1 RECONSTRUCTION DES TEMPERATURES VERSUS DONNEES DE PROXIES

# 1.1.1 COMPARAISON AVEC LES DONNEES INSTRUMENTALES DE TEMPERATURE

Afin de déterminer les fréquences communes entre le signal climatique reconstruit et les données observées, cette partie compare la reconstruction des températures de McKay et Kaufman (2014) avec les données instrumentales de température disponibles dans la zone Arctique-subarctique (64°-90°N) sur la période 1880-2000 AD (GISTEMP Team, 2016). Ces deux séries sont également comparées avec un enregistrement moyen global pour la région Arctique-subarctique calculé pour cette étude et à partir des données de proxies brutes et standardisées contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k (v. 1.1.1).

### **1.1.1.1 STRUCTURATION A LONG-TERME**

Les trois enregistrements sont caractérisés par une forte tendance significative à l'augmentation, légèrement plus marquée dans les données instrumentales de températures (Tableau 7).

Tableau 7. Résultats du test de Mann-Kendall sur la période 1880-2000 AD pour les températures
instrumentales (GISTEMP Team, 2016), la reconstruction de températures de McKay et Kaufman
(2014) et l'enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies.

	Instrumental temperatures	Arctic 2k reconstruction	Global mean record
Kendall's tau	0.52	0.47	0.38
pvalue	< 0.05	<0.05	<0.05

L'application d'un lissage de type LOESS sur les trois enregistrements met en évidence une structuration de cette évolution à long terme (Fig. 44). Les données de températures instrumentales sont caractérisées par trois périodes bien distinctes: deux périodes d'augmentation entre 1880-1940 AD et 1970-2000 AD, entrecoupées par une

baisse entre 1940 et 1970 AD (Fig. 44a). Les structures à long-terme des données de températures reconstruites et de l'enregistrement moyen global pour la région Arctique-subarctique diffèrent des données observées (Fig. 44b et 44c). Ainsi, la période de baisse est plus courte (1960-1975 AD) et la deuxième période d'augmentation après 1975 AD moins marquée. La structuration de la première période d'augmentation diffère également. Si les températures observées présentent un minimum vers la fin des années 1890 (Fig. 44a), les températures reconstruites et l'enregistrement moyen global sont caractérisés par un fort minimum entre 1900 et 1910 AD (Fig. 44b et 44c). Le second minimum à ~1920 AD enregistré et bien marqué dans les données observées apparait alors comme atténué. La période 1920-1960 AD des températures reconstruites et de l'enregistrement moyen diffère également et est caractérisée par deux hausses qui n'apparaissent pas dans les données de températures observées. Ces différences dans la structuration à long-terme des signaux expliquent la faible corrélation linéaire entre les trois enregistrements (Tableau 8).



**Figure 44.** (a) Température instrumentales observées (GISTEMP Team, 2016), (b) reconstruction des températures (McKay et Kaufman, 2014) et (c) enregistrement moyen calculé à partir des séries paléoclimatique de la base de données PAGES Arctic 2k dans la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD.

**Tableau 8.** Coefficients de corrélation de Pearson entre les températures instrumentales (GISTEMP Team, 2016), la reconstruction de températures de McKay et Kaufman (2014) et l'enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies sur la période 1880-2000 AD.

	Correlation coefficient	Significance	Correlation coefficient	Significance	Correlation coefficient	Significance
	Instrumental	temperatures	Arctic 2k re	construction	Global mean record	
Instrumental temperatures	-	-	0.61	< 0.05	0.61	< 0.05
Arctic 2k reconstruction	0.61	< 0.05	-	-	0.89	< 0.05
Global mean record	0.61	< 0.05	0.89	< 0.05	-	-

### 1.1.1.2 MODES DE VARIABILITE INTER-ANNUELLE

La comparaison des fréquences caractérisant les signaux est faite par analyse de la cohérence d'ondelettes et les résultats sont présentés sous forme de spectres de cohérence globale associés (Fig. 45). Ces spectres globaux représentent la cohérence moyenne en fonction de la période exprimée.

Les résultats montrent les similitudes des trois signaux et les variabilités communes s'exprimant depuis les échelles de fréquences pluriannuelles jusque multi-décennales. Ainsi, le signal climatique et paléoclimatique dans la région Arctique-subarctique est caractérisée par :

- une oscillation à ~50-70 ans significative à 95% et s'exprimant sur toute la période 1880-2000 AD dans les trois séries,
- une fluctuation à ~17-22 ans significative à 95% commune sur la période 1965-1986 AD pour les températures observées et la reconstruction des températures,
- une fluctuation à ~14-19 ans significative à 95% commune sur la période 1920 1930 AD pour les températures observées et l'enregistrement moyen,
- une oscillation à ~ 6-8 ans significative à 95% et s'exprimant sur toute la période 1925-1940 AD dans les trois séries.



#### **Global Wavelet Spectrum**

**Figure 45.** Spectres globaux obtenus par analyse de la cohérence d'ondelettes entre les températures instrumentales observées et la reconstruction des températures (courbe rouge), et entre les températures instrumentales observées et l'enregistrement moyen (courbe bleue) sur la période 1880-2000 AD. Seules les périodes significatives à 95% sont indiquées.

Les spectres globaux de l'analyse de la cohérence d'ondelettes avec les données observées de températures mettent également en évidence une cohérence plus forte de l'oscillation multi-décennale à ~ 50-70 ans avec l'enregistrement moyen qu'avec la reconstruction des températures. Cette valeur moins élevée de la cohérence s'explique d'un part par un léger décalage temporel dans l'expression de cette oscillation dans la reconstruction des températures (Fig. 46), mais peut également mettre en lumière les problèmes liés à l'utilisation des fonctions de transfert pour reconstruire les variations des proxies mesurés dans les archives paléoclimatiques. En effet, la transformation des données proxies mesurées dans les archives en température est généralement réalisée à l'aide de corrélations et régressions linéaires. De nombreux exemples sont disponibles dans la base de données PAGES Arctic 2k, et ce quel que soit le type d'archives (e.g. Briffa et al., 2008; Cook et al., 2009; Bird et al., 2009; Vinther et al., 2010; Luoto et Helama, 2010). Les fonctions de transferts utilisées pour reconstruire les températures sont alors basées sur l'hypothèse d'une relation directe et constante dans le temps. Or une relation linéaire entre les données de proxies mesurés dans les archives paléoclimatiques et la température peut être vraie à l'instant t mais ne pas l'être à l'instant t+1. Un changement au cours du temps de la relation entre les proxies utilisés et les températures observées pourrait induire une erreur dans la transformation quantitative des données de proxy en températures et ainsi expliquer la perte d'énergie de l'oscillation à ~ 50-70 ans observée sur la période 1880-2000 AD.



**Figure 46.** Reconstruction des oscillations à ~ 50-70 ans pour les températures instrumentales observées (courbe rouge) et la reconstruction des températures publiée par McKay et Kaufman, 2014 (courbe noire).

Une des pistes d'amélioration des fonctions de transfert développée depuis quelques années, en dendroclimatologie notamment, est l'utilisation de modèles bayésiens pour les reconstructions de températures. L'utilisation de modèle bayésiens permet une meilleure compréhension des changements temporels des contrôles climatiques sur les proxies, ainsi que:

- améliorer les reconstructions des champs climatiques à partir de réseaux multiproxies (Tingley et Huybers, 2010),
- mieux prendre en compte les relations variables entre le proxy et le climat (Tierney et Tingley 2014)
- étudier les contrôles climatiques mécaniques sur les proxies (Tolwinski-Ward et al., 2013).

### 1.1.2 COMPARAISON SUR LES DERNIERS 2000 ANS

Le calcul de l'enregistrement moyen global pour la zone Arctique-subarctique a été étendu aux derniers 2000 ans et comparé à la reconstruction des températures produite par McKay et Kaufman (2014). L'objectif est de vérifier la similitude de la variabilité contenue dans les deux signaux à l'échelle des derniers 2000 ans en terme de fréquences exprimées. Les deux courbes à résolution annuelle sont présentées dans la figure 47.

La variabilité à long-terme des deux séries semble caractérisée par une tendance à la baisse bien marquée avant le début du 19<sup>ème</sup> siècle, suivie par un rapide réchauffement sur les deux derniers siècles. Les résultats du test de tendance de Mann-Kendall confirment ce schéma climatique et la similitude visuelle des tendances des deux séries avec des valeurs tau avant 1820 AD très proches et significatives à 95% (Tableau 9). La tendance à la baisse est légèrement moins marquée pour la reconstruction des températures Arctic 2k contrairement à l'enregistrement moyen global Arctique-subarctique calculé à partir des données de proxies standardisées. A l'inverse, l'augmentation récente observée après 1820 AD est légèrement plus marquée pour l'enregistrement moyen global Arctique-subarctique que pour la reconstruction des températures.

	Arctic 2k	Global mean	Arctic 2k	Global mean
de proxies.			, ,	
2000 ans ue r	vichay et nauiman	(2014) et l'enregistienne	ni muyen yiubai caicu	ie a partii ues uorniees

2000 ans de N	ИсКау е	t Kaufma	n (2014) et	t l'enregistr	ement mo	yen global	calculé à	partir des	données
de proxies.									
_	-								

Tableau 9. Résultats du test de Mann-Kendall pour la reconstruction de températures des derniers

	Arctic 2k reconstruction (Before 1820 AD)	Global mean record (Before 1820 AD)	Arctic 2k reconstruction (After 1820 AD)	Global mean record (After 1820 AD)	
Kendall's	-0.31	-0.34	0.54	0.53	
tau	-0.51	-0.54	0.34	0.00	
pvalue	< 0.05	<0.05	<0.05	<0.05	



**Figure 47.** (a) Enregistrement moyen global calculé à partir des données de marqueurs et (b) reconstruction des températures publiée par McKay et Kaufman (2014). Les courbes noires correspondent à un lissage LOESS sur une fenêtre de 30 ans. La moyenne sur 1190-1970 AD est représentée par les pointillés.

La forte similitude visuelle des séries est également mise en évidence par leur forte corrélation positive ( $r^2 = 0.91$ , pvalue < 0.01, Fig. 48a) et confirmée par l'analyse de leur cohérence d'ondelettes. Le spectre de cohérence d'ondelettes entre l'enregistrement moyen global Arctique-subarctique et la reconstruction de température Arctic 2k met ainsi en évidence une forte cohérence temporelle entre les deux séries à l'exception des fréquences inférieures à 20 ans où la cohérence est parfois faible et non significative (Fig. 48b). Depuis les échelles bi-décennales et pluriséculaires, la cohérence entre la variabilité enregistrée par les deux séries est

forte (> 0.8) et significative (p < 0.05), à l'exception d'un évènement centré autour de 850 AD (610-1180 AD) où la cohérence est plus faible ( $\sim$ 0.6) et non significative.



**Figure 48.** Comparaison entre la reconstruction des températures des derniers 2000 ans de McKay et Kaufman (2014) et l'enregistrement moyen global calculé à partir des données de marqueurs. (a) corrélation et (b) spectre de cohérence d'ondelettes.

Les résultats des analyses descriptives et fréquentielles confirment donc la forte similarité des deux séries et la possibilité d'utiliser les séries brutes de proxies pour étudier la variabilité climatique des derniers 2000 ans dans la région Arctique-subarctiques en s'affranchissant des incertitudes liées aux reconstructions de température.

# 1.2 VARIABILITE CLIMATIQUE GLOBALE DANS LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

### 1.2.1 VARIABILITE SUR LE LONG-TERME

La variabilité climatique des derniers 2000 ans en termes de tendances peut être décomposée en trois grandes périodes (Fig. 49a) : un premier millénaire sans tendance significative (tau= -0.07, pvalue > 0.05), une seconde période entre 1000 et 1810 AD caractérisée par une forte tendance à la baisse (tau= -0.42, pvalue < 0.05) et enfin une période de hausse importante après 1810 AD (tau=0.56, pvalue <0.05). Ce schéma est cohérent avec les études précédentes portant sur la variabilité climatique des derniers millénaires en Arctique (Kaufman et al., 2009) et à l'échelle plus large de l'hémisphère Nord (Mann et al., 2008), mais met en évidence un réchauffement plus récent que dans les reconstructions précédentes, également observé dans les données marines (McGregor et al., 2015).

Un lissage LOESS a également été réalisé pour une fenêtre de 30 ans et permet de mettre en évidence une structure du signal au-delà des tendances linéaires, en particulier sur le deuxième millénaire. Ainsi la période de refroidissement entre 1000 et 1810 AD est également ponctuée par une période d'alternance entre phases chaudes et froides de plus forte amplitude entre ~1375 et ~1595 AD. De même, le réchauffement enregistré sur le dernier siècle est caractérisé par deux phases d'augmentation entrecoupées par un réchauffement de plus large amplitude entre ~1900 et 1930 AD (Fig. 49b).



**Figure 49.** Enregistrement moyen global calculé à partir des données de marqueurs, lissage LOESS à 30 ans (courbe noire) et tendances linéaires (pointillés) associés. (a) période 1-2000 AD, (b) période 1800-2000 AD)

#### **1.2.2 MODE DE VARIABILITE**

Une analyse en ondelettes continue a été réalisée sur l'enregistrement moyen global Arctique-subarctique (Fig. 50). Le spectre met en évidence la présence de deux variabilités pluriséculaires avec des périodes de ~160-230 ans et ~430-550 ans s'exprimant entre 190-1090 AD et à partir de 1390 AD pour la première et sur l'intégralité des derniers 2000 ans pour la seconde.



**Figure 50.** Enregistrement moyen global calculé à partir des données standardisées contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k et spectre en ondelette associée. Le niveau de significativité de 95% est indiqué par la courbe noire sur le spectre local.

Une gamme de fréquences multi-décennales avec une période d'environ 50-70 ans caractérise également la variabilité climatique reconstruite à l'échelle de la région Arctique-subarctique (Fig. 51). Cette oscillation, présente à la fois sur les derniers siècles, mais également au cours de plusieurs périodes sur les derniers 2000 ans est caractéristique de la variabilité interne du système climatique s'exprimant au travers

de l'Oscillation Atlantique Multidécennale (Gray et al., 2004) qui est le plus grand contributeur à la variabilité multi-décennale de l'Atlantique au cours des 1 200 dernières années (Wang et al., 2017).



**Figure 51.** Enregistrement moyen global calculé à partir des données standardisées contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k et reconstruction de la bande de fréquences 50-70 ans (courbe rouge).

Cependant, la variabilité climatique interne pouvant affecter le climat de la région Arctique-subarctique ne se résume pas à la seule influence de l'océan Atlantique Nord et d'autres oscillations climatiques peuvent potentiellement intervenir à une échelle plus régionale comme l'Oscillation Arctique (AO pour Arctic Oscillation), l'Oscillation Atlantique Nord (NAO pour North Atlantic Oscillation) et l'Oscillation Pacifique Décennale (PDO pour Pacific Decadal Oscillation) (e.g. Cohen et al., 2014 ; Ogi et al., 2016 ; Lapointe et al., 2016). Compléter l'étude de la variabilité climatique des derniers 2000 ans dans la région Arctique-subarctique par une approche plus régionale est donc nécessaire et fait l'objet de la deuxième partie de ce chapitre.

# 2 VARIABILITE CLIMATIQUE REGIONALE DANS LA ZONE ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

# Article 1

# "Climate variability in the subarctic area for the last 2 millennia" Nicolle et al., 2018

Climate of the Past, 14, 101-116

# 2.1 CONTEXTE DE L'ARTICLE

Si l'étude la variabilité climatique de la région Arctique-subarctique au travers d'un enregistrement moyen basé sur les données des proxies paléoclimatique permet une meilleure reconstruction de la variabilité multi-décennale, cette approche globale ne permet pas, par définition, de s'intéresser aux différences régionales pouvant avoir lieu. En effet, la variabilité du climat est régie par des forçages tels que les fluctuations de l'activité solaire ou les éruptions volcaniques majeures mais est également en lien par la variabilité propre du système climatique qui a des impacts climatiques s'exprimant à une échelle spatiale moins étendue. C'est pourquoi l'étude de la variabilité globale du climat Arctique-subarctique doit être complétée par une approche plus régionale permettant de prendre en compte l'influence régionale de ces oscillations climatiques.

A l'échelle entière du globe, les reconstitutions du consortium PAGES 2k Consortium (2013) ont montré des expressions régionales claires de la variabilité des températures depuis l'échelle multi-décennale jusqu'à l'échelle du siècle, alors qu'une tendance au refroidissement à long terme avant le 20ème siècle était évidente à l'échelle mondiale. Ces résultats indiquent la nécessité de comprendre les différences régionales pour une vision véritablement globale de la variabilité climatique des derniers 2000 ans.

Le numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past vise à rassembler les études issues des efforts communs du réseau PAGES 2k afin d'affiner les reconstructions de la température et créer un historique des changements des précipitations régionales. Il rassemble ainsi les synthèses des différents groupes de travail, ainsi que des comparaisons transrégionales. Il inclut également des reconstructions basées sur

différents types d'archives mais aussi des comparaisons modèles-proxy, l'évaluation des incertitudes de datations ainsi que l'étude des modes de variabilités du climat des derniers 2000 ans qui peuvent s'exprimer à différentes fréquences depuis l'échelle millénaire à multi-décennale.

#### 2.2 **RESUME DE L'ARTICLE**

Afin de mettre en perspective le changement climatique récent, il est nécessaire de compléter les enregistrements climatiques instrumentaux avec des données de proxies mesurées dans les archives paléoclimatiques. La variabilité climatique Arctique pour les deux derniers millénaires est étudiée à l'aide de méthodes d'analyse statistique et de traitement du signal et à partir de trois enregistrements moyens régionaux calculés pour l'Atlantique du Nord, la Sibérie et l'Alaska. Ces trois enregistrements sont basés sur les séries paléoclimatiques contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k. Dans les régions de l'Atlantique du Nord et de l'Alaska, la tendance climatique majeure est caractérisée par un refroidissement à long terme interrompu par le réchauffement récent qui a commencé au début du 19<sup>ème</sup> siècle. Cette tendance au refroidissement n'est pas clairement visible dans la région Sibérienne. Contrairement à l'Optimum Climatique Médiéval, la période froide du Petit Age Glaciaire (PAG) a été identifiée dans les séries individuelles, mais se caractérise par une large expression spatiale et temporelle. Le PAG débute au plus tôt autour 1200 AD et se termine au plus tard au milieu du 20<sup>ème</sup> siècle. L'expression temporelle de PAG ne montre pas de schéma régional particulier et n'est pas en lien avec un type d'archive ou de proxy. Un focus sur les deux derniers siècles montre un réchauffement récent caractérisé par une grande tendance à l'augmentation en lien avec les émissions de gaz à effet de serre croissantes. Il se caractérise également par une variabilité multi-décennale probablement en lien avec les processus régionaux naturels de la variabilité interne du système climatique. Un cycle à 16-30 ans est trouvé dans la région de l'Alaska et semble être lié à l'Oscillation Pacifique Décennale (PDO) tandis que les périodicités à ~20-30 et ~50-90 ans enregistrées en Atlantique Nord sont en relation avec l'Oscillation Atlantique Multidécennale (AMO). Ces particularités régionales sont en relation avec les fluctuations du couvert de glace de mer via la rétroaction positive glace de mer/température.





# Climate variability in the subarctic area for the last 2 millennia

Marie Nicolle<sup>1</sup>, Maxime Debret<sup>1</sup>, Nicolas Massei<sup>1</sup>, Christophe Colin<sup>2</sup>, Anne deVernal<sup>3</sup>, Dmitry Divine<sup>4,5</sup>, Johannes P. Werner<sup>6</sup>, Anne Hormes<sup>7</sup>, Atte Korhola<sup>8</sup>, and Hans W. Linderholm<sup>9</sup>

<sup>1</sup>Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France

<sup>2</sup>GEOPS, CNRS, University of Paris-Sud, 91405 Orsay CEDEX, France

<sup>3</sup>Centre de recherche en géochimie et géodynamique (Geotop), Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, Canada <sup>4</sup>Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norway

<sup>5</sup>Department of Mathematics and Statistics, Arctic University of Norway, Tromsø, Norway

<sup>6</sup>Bjerknes Center for Climate Research and Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway

<sup>7</sup>University of Gothenburg, Department of Earth Sciences, Gothenburg, Sweden

<sup>8</sup>Department of Environmental Sciences, Environmental Change Research Unit (ECRU), University of Helsinki, P.O. Box 65, 00014 Helsinki, Finland

<sup>9</sup>Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, 40530 Gothenburg, Sweden

Correspondence: Marie Nicolle (nicolle.marie.fr@gmail.com)

Received: 10 March 2017 – Discussion started: 31 March 2017 Revised: 12 December 2017 – Accepted: 15 December 2017 – Published: 25 January 2018

Abstract. To put recent climate change in perspective, it is necessary to extend the instrumental climate records with proxy data from paleoclimate archives. Arctic climate variability for the last 2 millennia has been investigated using statistical and signal analyses from three regionally averaged records from the North Atlantic, Siberia and Alaska based on many types of proxy data archived in the Arctic 2k database v1.1.1. In the North Atlantic and Alaska, the major climatic trend is characterized by long-term cooling interrupted by recent warming that started at the beginning of the 19th century. This cooling is visible in the Siberian region at two sites, warming at the others. The cooling of the Little Ice Age (LIA) was identified from the individual series, but it is characterized by wide-range spatial and temporal expression of climate variability, in contrary to the Medieval Climate Anomaly. The LIA started at the earliest by around AD 1200 and ended at the latest in the middle of the 20th century. The widespread temporal coverage of the LIA did not show regional consistency or particular spatial distribution and did not show a relationship with archive or proxy type either. A focus on the last 2 centuries shows a recent warming characterized by a well-marked warming trend parallel with increasing greenhouse gas emissions. It also shows a multidecadal variability likely due to natural processes acting on the internal climate system on a regional scale. A  $\sim 16-$  30-year cycle is found in Alaska and seems to be linked to the Pacific Decadal Oscillation, whereas ~ 20–30- and ~ 50– 90-year periodicities characterize the North Atlantic climate variability, likely in relation with the Atlantic Multidecadal Oscillation. These regional features are probably linked to the sea ice cover fluctuations through ice–temperature positive feedback.

#### 1 Introduction

Since the beginning of the industrial era, the global average temperature has increased by about 1 °C and recent decades have been the warmest in the last 1400 years (PAGES 2k Consortium, 2013; IPCC, 2013). The warming is more pronounced at high latitudes in the Northern Hemisphere than in other parts of the Earth (Serreze and Barry, 2011; PAGES 2k Consortium, 2013), being more than twice the rate and magnitude in the Arctic than the global average (Cohen et al., 2014). To place this warming in the perspective of long-term natural climate variability, the instrumental time series are not sufficient and it is necessary to extend the meteorological measurements back in time with proxy data from paleoclimate archives (ice cores, tree rings, lake sediments, speleothems, marine sediments and historical series).

Over the last decade, extensive efforts have been made to collect and compile paleoclimate available data to reconstruct past climate variability on regional, hemispheric and global scales. Most temperature reconstructions include different types of archives and proxies (Moberg et al., 2005; Mann et al., 2009; Kaufman et al., 2009; Ljungqvist, 2010; Marcott et al., 2013) and some studies focused on a single paleoclimate archive type and/or area (e.g., McGregor et al., 2015, for oceans; Weissbach et al., 2016, for ice core; Wilson et al., 2016, for tree rings). In the Arctic and subarctic area (90-60° N), several multi-proxy reconstructions of temperatures encompassing the last 2 millennia were published on a global (PAGES 2k Consortium, 2013; McKay and Kaufman, 2014; Werner et al., 2017) and regional scale (Hanhijärvi et al., 2013). The annual resolution of these reconstructions allows the study of the climate variability from low frequencies (i.e., millennial and multi-centennial fluctuations) to high frequencies such as decadal variations.

Climatic reconstructions highlighted a millennial cooling trend associated with the monotonic reduction in summer insolation at high northern latitudes and a reversal marked by an important warming of more than 1 °C consistent with the increase in greenhouse gases since the mid-20th century (e.g., Kaufman et al., 2009; PAGES 2k Consortium, 2013). The long-term cooling trend correlates with the millennial-scale summer insolation reduction at high northern latitudes (Kaufman et al., 2009) but an increased frequency of volcanic events during the last millennium may also have concurred with and contributed to the cooling episodes that occurred after AD 1000 (PAGES 2k Consortium, 2013; Sigl et al., 2015).

Superimposed on the long-term climate fluctuation, continental-scale temperature reconstructions in the Northern Hemisphere highlight major climatic warming and cooling pulses during the last millennium, with relatively warm conditions during the Medieval Climate Anomaly (MCA, AD 950–1250; Mann et al., 2009) and a cold Little Ice Age (LIA, AD 1400–1700; Mann et al., 2009) period. The LIA is, however, characterized by an important spatial and temporal variability, particularly visible on a more regional scale (e.g., PAGES 2k Consortium, 2013). It has been attributed to a combination of natural external forcings (solar activity and large volcanic eruptions) and internal sea ice and ocean feedback, which fostered long-standing effects of short-lived volcanic events (Miller et al., 2012).

Arctic–subarctic multidecadal climate variability is also influenced by internal climatic system dynamics such as the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) or the Pacific Decadal Oscillation (PDO), which may impact temperatures and sea ice cover fluctuations (Chylek et al., 2009). The reconstruction of these oscillations with paleoclimate records offers the possibility of exploring the linkages between the internal climate variability and the Arctic–subarctic climate over the last 2 millennia (e.g., Knudsen et al., 2014; Miles et al., 2014; Wei and Lohmann, 2012). In this study, we explore the regional expression of the Arctic–subarctic climate variability during the last 2 millennia using statistical and wavelet analysis. To do so, we define three regions, North Atlantic, Alaska and Siberia, from which we calculated climatic variations. Hence, the regional mean records allowed us to determine if the timing of the long-term and secular (MCA and LIA) climatic fluctuations that occur on the global Arctic–subarctic scale are also characteristic of the regional climate variability. Special attention is given to the last 2 centuries, with the comparison between the three regional mean records and instrumental climate index, to determine the influence of internal climate variability but also the ability of paleoclimate series to reproduce decadal to multidecadal variability observed in instrumental data.

#### 2 Paleoclimate data

The records used in this study were compiled by the Arctic 2k working group of the Past Global Changes (PAGES) research program. This working group released a database comprising 56 proxy records for the Arctic area (version 1.1.1; McKay and Kaufman, 2014). The database contains all available records that meet data quality criteria concerning location (from north of 60° N), time coverage (extending back to at least AD 1500), mean resolution (better than 50 years) and dating control (at least one age control point every 500 years) (Fig. 1a). See Table S1 in the Supplement for more information about each site (cf. also McKay and Kaufman, 2014).

Proxy records are from different archive types. Most are continental archives with very reliable chronologies (16 ice cores, 13 tree rings, 19 lake sediment cores and 1 speleothem). Six records are from marine archives and one is a historic record (months of ice cover). Among the 56 records, 35 have an annual resolution (Fig. 1b). Hence, the high temporal resolution of the Arctic 2k database series offers the possibility of studying the high-frequency climate variability of the last 2 millennia, assuming that the proxy record climate variability and the archiving process do not induce a bias in the multi-annual to centennial frequencies analyzed.

The database has been built from paleoclimate proxy series with a demonstrated relationship to temperature variability. All the proxy data used have been published in peerreviewed journals and the sensitivity of each proxy record to temperature was evidenced either statistically (e.g., correlation with instrumental temperature data) or mechanistically with the description of the processes through which the proxy has shown its sensitivity to temperature change (McKay and Kaufman, 2014).

Our review of the original publications presenting the data used to develop the Arctic 2k database led us to raise some concerns about the actual temperature controls on proxy. In



**Figure 1.** Paleoclimate series used for this study. (a) Polar projection of the proxy records location contained in the PAGES Arctic 2k database v1.1.1 (from McKay and Kaufman, 2014). (b) Temporal coverage and resolution (A: annual; SD: subdecadal; D: decadal; MD: multidecadal) of the records from AD 0 to AD 2000. Letters with an asterisk indicate a mean temporal resolution. Colors correspond to archive type and refer to the map legend and numbers in the Arctic 2k database index.

some case, the correlation between proxy measurements and instrumental temperatures is significant but weak, with a correlation coefficient lower than 0.5 (e.g., Bird et al., 2009; D'Arrigo et al., 2005, 2009, Spielhagen et al., 2011; Wiles et al., 2014). Such weak relationships suggest that the variability recorded by the proxies is not exclusively linked to the mean annual temperature but probably also relates to other parameters, climatic or not. In some cases, the authors clearly state that the relationship is not strong enough for reconstructing high-resolution variations (D'Arrigo et al., 2005). As there are such uncertainties in the assumed temperature control on proxy, whatever the archive type, we choose to work on the original proxy records directly and not on temperature reconstructions derived from them.

#### 3 Regional approach

The spatial distribution of the series highlights heterogeneity (Fig. 1a). Among the 56 series of the Arctic 2k database, 40 (71%) are from the North Atlantic sector, including Scandinavia, Iceland, Greenland and the Canadian Arctic, while 9 (16%) represent Alaska and 5 (9%) Siberia. This high spatial discrepancy raises the question of the influence of the over-weighting of the North Atlantic sector on the global Arctic signal. Therefore, to avoid a regional bias, we divide the Arctic area into three sectors (Fig. 2a). The Arc\_9

record located in the central part of the Canadian Arctic, between the North Atlantic and Alaska, was finally included in the North Atlantic regional mean record due to the correlation between ring width and Canadian–North American temperatures highlighted by the authors (D'Arrigo et al., 2009).

Calculating regionally averaged records allows us to investigate the common spatial climate signal of each region and reduce the noise of individual records due to local effects (e.g., Weissbach et al., 2016). Before calculating each regional mean record, all records were standardized over the whole record to report the variations in terms of the standard deviation, which permits comparison of the records with each other, regardless of the parameters and unit values of independent records. The number of data points used to calculate each regional mean record is also indicated (Fig. 2e-g). The number of time series used for the Siberian regional averaged record is very low, with only five series for a large area and the statistical representativeness of the data is thus questionable. The AD 0-750 period of the Alaskan regionally averaged record is also the result of a low number of time series. This period should be interpreted with caution. The three regional mean records based on the spatial distribution of the series were calculated and then compared with a global Arctic mean record presented in Fig. 3.

The correlation between the global Arctic record and the mean North Atlantic record shows a particularly strong rela-



**Figure 2.** (a) Map of record location (modified from McKay and Kaufman, 2014). Dashed lines show selected area used for calculating the three regional mean records (NA: North Atlantic, A: Alaska and S: Siberia) presented at (**b–c**) curves. *n* corresponds to the number of records available in each area. Each regional mean record is associated with a corresponding number of records available for each year.

tionship (Fig. 4b;  $r^2 = 0.81$ , *p* value  $\ll 0.05$ ). Correlations are weaker between the Arctic mean and the regional average Alaskan record (Fig. 4b;  $r^2 = 0.23$ , *p* value  $\ll 0.05$ ) or the regional mean Siberian record (Fig. 4c;  $r^2 = 0.16$ , *p* value  $\ll 0.05$ ). The strong influence of the spatial distribution of data on the global mean Arctic record is also highlighted by the wavelet coherence analysis (see Appendix A

for the method description). Wavelet coherence spectra revealed much stronger coherence between the North Atlantic sector and the global Arctic mean than for the two other regions, particularly at a low frequency with common variabilities for periods around 200 (170–220 years) and 500 years (395–540 years), which occur during the last 2 millennia (Fig. 4d). The coherence spectra between global Arctic mean



**Figure 3.** Global Arctic mean record obtained from the paleoclimate series contained in the PAGES Arctic 2k database.

record and the Alaskan regional record show a significant periodicity around 200 years, for an interval mostly spanning from AD 1330 to AD 1900 (Fig. 4e). The coherence wavelet spectra between the global Arctic mean and the Siberian mean record does not highlight significant periodicity around the centennial scale except after AD 1680 (Fig. 4f). The comparison between regional mean records and the global Arctic subarctic record highlights climate variability dominated by the North Atlantic signal, which is normal because of the much higher number of time series available in this area. For this reason, we decided to study the Arctic–subarctic climate variability for the last 2 millennia with a regional approach.

The grouping into the three regions (i.e., North Atlantic, Alaska and Siberia) is justified by present-day regional climate. The climate of the Arctic-subarctic is influenced by the Atlantic and the Pacific oceans, which experience internal variability on different timescales with specific regional climate impacts. In the North Atlantic sector, instrumental sea surface temperature (SST) variations since AD 1860 highlight low-frequency oscillations known as the AMO (Kerr, 2000). The AMO corresponds to the alternation of warm and cool anomalies, which have a considerable impact on the regional climate over the Atlantic, North America and western Europe (e.g., Enfield et al., 2001; Sutton and Hodson, 2005; Knight et al., 2006; Assani et al., 2011). In the North Pacific, the PDO drives the multidecadal variability (Mantua et al., 1997). It is defined as the leading principal component of monthly SST in the North Pacific Ocean (poleward of 20° N) (Mantua et al., 1997; Mantua and Hare, 2002). Positive phases of PDO are associated with precipitation deficit and positive temperature anomalies in the northwestern US and precipitation increases in southern Alaska and the southwestern US (Mantua and Hare, 2002; Zhang and Delworth, 2015). Conditions are reversed during negative PDO phases.

# 4 Regional climate variability during the last 2 millennia

#### 4.1 Long-term tendencies

Regional mean records for the three sectors and their corresponding 50-year LOESS filtering are presented in Figs. 2 and 3. The North Atlantic and Alaskan regional records show a well-marked and significant decrease before the beginning of the 19th century:  $\tau = -0.28$  ( $p \ll 0.01$ ; Fig. 5b) and  $\tau = -0.42$  ( $p \ll 0.01$ ; Fig. 5c), respectively. In the Siberian region, no decrease is recorded ( $\tau = -0.02$ , p = 0.20; Fig. 5d). These trends are also shown from the analysis of all individual records from that region (Fig. 5a and Table S2). All the regions are characterized by significant warming after the beginning of the 19th century:  $\tau = 0.40$  ( $p \ll 0.01$ ) for the North Atlantic,  $\tau = 0.48$  ( $p \ll 0.01$ ) for Alaska and  $\tau = 0.45$  ( $p \ll 0.01$ ) for Siberia.

The subarctic North Atlantic regional record is characterized by two different trends. The first millennium does not show long-term fluctuations. However, it is marked by a cold event pulse at AD ~ 675, which is depicted in the multi-proxy reconstruction of Hanhijärvi et al. (2013) from the Arctic Atlantic region and coincided with the occurrence of volcanic events (Sigl et al., 2015). The second millennium is characterized by a well-marked decrease, particularly clear after AD ~ 1250 and ending at AD ~ 1810 with the onset of the recent warming phase (Fig. 5b).

The first millennium in the Alaskan region is characterized by a pronounced decrease in temperatures until AD  $\sim$  660 followed by an increase until the beginning of the second millennium (Fig. 5c). The cold minimum at AD  $\sim$  660 is recorded in three time series over the five available. During the interval between SD  $\sim$  1000 and AD  $\sim$  1530, temperatures decreased markedly, followed by a period of slight increase, before the recent warming starting at AD  $\sim$  184 in the Alaskan area.

Contrary to the subarctic North Atlantic and the Alaskan regional mean records, the Siberian regional mean record does not show apparent differences in temperature trend between the first and the second millennium (Fig. 5d). The recent warming is well-marked in the Siberian area and started at  $AD \sim 1820$ . Notable warm events occurred at  $AD \sim 250$ ,  $AD \sim 990$  and  $AD \sim 1020$ .

In the subarctic North Atlantic, the analysis of individual time series revealed inconsistencies between the data from the marine Arc\_38 record, which is based on diatoms (Berner et al., 2011), and that of the Arc\_39 record, which is based on alkenones (Calvo et al., 2002). The two data sets are from the same marine core (MD 95-2011) but suggest opposite trends before AD 1810 (Table S2). Data from record no. 38 show a significant decrease ( $\tau = -0.18$ , p < 0.01), whereas those from record 39 present a slight, but non-significant increase ( $\tau = 0.14$ , p = 0.14). Different sensitivity to seasonal temperatures possibly explains the difference between the



**Figure 4.** Left panels: correlation between the global mean based on proxy data and the three regional mean records for the (**a**) North Atlantic, (**b**) Alaskan and (**c**) Siberian areas. Correlations are significant at the 95% confidence level. Right panels: (**e**) wavelet coherence between global and North Atlantic mean records, (**f**) global and Alaskan mean records, and (**g**) global and Siberian mean records. Colors represent the amplitude of the signal at a given time and spectral period (red equals the highest power, blue the lowest). The white line corresponds to a cone of influence on the wavelet coherence spectrum. A confidence level of 95% ( $\alpha = 0.05$ ) is indicated on the wavelet spectrum with the black line.

two records as previously reported from the Nordic Seas (Van Nieuwenhove et al., 2016). In the Arctic–subarctic areas, diatoms often relate to a spring bloom, whereas alkenones are produced by coccolithophorids, which develop during the warmest part of the summer (e.g., Andruleit, 1997). Divergence between alkenone and diatom records was also observed during the Holocene and was related to sensitivity to different depths (Jansen et al., 2008; Hessler et al., 2014).

Except for some time series that record warming trends, which can be explained by local effects or differential seasonal responses, most individual series and regional mean records show decreasing trends before the beginning of the 19th century. The millennial-scale cooling trend is consistent with previously published reconstructions from the North Atlantic (Hanhijärvi et al. (2013), Arctic (Kaufman et al., 2009; PAGES 2k Consortium, 2013; McKay and Kaufman, 2014) and the Northern Hemisphere (e.g., Moberg et al., 2005; Mann et al., 2008). A robust global cooling trend ending at about AD 1800 was also observed in regional paleoceanographic reconstructions (McGregor et al., 2015). The millennial cooling trend has been attributed to the reduction in summer insolation at high northern latitudes since the beginning of the Holocene (Kaufman et al., 2009) and associated with volcanic and solar forcings, notably during the last millennia (PAGES 2k Consortium, 2013; Stoffel et al., 2015). Whereas previous studies date the transition between the long-term cooling and the recent warming at the beginning of the 20th century (e.g., Mann et al., 2008; PAGES 2k Consortium, 2013), we identified here that the cooling trend ended between AD 1810 and AD 1840. The evidence of industrialera warming starting earlier at the beginning of the 19th century was proposed by Abram et al. (2016) for the entire Arctic area. However, the intense volcanic activity of the



**Figure 5.** (a) Individual trends for each record before recent warming. The white dot highlights inconsistency between two tendencies for the same archive. North Atlantic (b), Alaska (c) and Siberia (d) regional 50-year LOESS. Blue colors indicate a decreasing tendency whereas red colors indicate increasing trends. Dashed black lines correspond to the 95 % confidence interval.

19th century (1809, 1815 and around 1840; Sigl et al., 2015) may also explain the apparent early warming trend, suggesting that it may have been recovery from an exceptionally cool phase. On the scale of the Holocene, internal fluctuations occurring on a millennial scale have been identified in the subarctic North Atlantic area and were tentatively related to ocean dynamics (Debret et al., 2007; Mjell et al., 2015). Therefore, to better understand the cooling trend of the last 2 millennia in a larger temporal context, taking into account the role of oceanic variability in the long-term temperature variations, a longer time series encompassing the entire Holocene would be useful.

#### 4.2 Secular variability

Long-term change is not the only variability mode that defines the climate of the last 2 millennia, which was also characterized by long-standing climatic events such as the LIA and the MCA. Here, we intend to summarize the expression of the LIA and the MCA in the Arctic–subarctic area based on the Arctic 2k records. The timing of these two periods, which we identified in most but not all of the series used in this study, is taken from the original publications. The tables that list the beginning and end of the LIA and the MCA are available in the Supplement.

The MCA corresponds to a relatively warm period occurring between 950 and AD1250 (Mann et al., 2009). The starting year of this relatively warm period in the Arcticsubarctic area ranges between AD 900 and 950 in Siberia and AD 900 and 1000 in Alaska, which is consistent with the overall records of the Northern Hemisphere (Fig. 6a). In the North Atlantic sector, the MCA began between AD 800 and AD 1050, except in two lake sediment records located in the Canadian Arctic in which the MCA started at the end of the 12th century (Arc\_25, Moore et al., 2001; Arc\_54, Rolland et al., 2009). The end of the MCA ranges between AD 1100 and AD1550 (Fig. 6b). The majority of the records highlight a transition between warmer and colder periods around the 14th century. Two records are characterized by an ending point after the 15th century (Arc\_49, Linge et al., 2009; Arc\_38, Berner et al., 2011). The time coverage of the MCA is about  $\sim$  200–250 years in most records (Fig. 6c).

The duration and timing of the LIA in the Arctic–subarctic area are more variable from site to site than the MCA, particularly for the starting year (Fig. 7a). The earliest starting point is dated around AD 1200 (Esper, 2002; Melvin et al., 2013; Larsen et al., 2011) and the earliest ending point is re-



**Figure 6.** Expression of the Medieval Climate Anomaly (MCA) of the Arctic 2k series based on a reference paper (see McKay and Kaufman, 2014): starting (a), ending (b) and length (c). Symbols in grey correspond to series for which the MCA is not mentioned by the authors. More details concerning the temporal expression of the LIA are available in Table S4 and Fig. S2.



**Figure 7.** Spatial expression of the Little Ice Age (LIA) of the Arctic 2k series based on a reference paper (see McKay and Kaufman, 2014): starting (**a**), ending (**b**) and length (**c**). Symbols in grey correspond to series for which the LIA is not mentioned by the authors in the original publication. More details concerning the temporal expression of the LIA are available in Table S3 and Fig. S1.

ported to be as late as AD 1900 (e.g., Gunnarson et al., 2011; Isaksson et al., 2005; Linge et al., 2009; Massa et al., 2012) (Fig. 7a and b). The time coverage of the LIA ranges between  $\sim$  100 years (Kirchhefer, 2001) and  $\sim$  700 years (Melvin et al., 2013). It does not seem to depend upon the location of the data set in space nor the type of archive or proxy (Fig. 7c). The large range of possible timing for the LIA is consistent with the results of a previous study in this area (Wanner et al., 2011). It points to difficulty in distinguishing the LIA cooling in subarctic settings. Actually, individual paleoclimate series from the northern Greenland area did not clearly record the LIA, but a stack of these series highlighted a cold pulse between the 17th and 18th centuries (Weissbach et al., 2016). Although the LIA corresponds to a negative temperature anomaly, it is difficult to identify the Arctic area solely based on temperature proxies. Evidence of the LIA might



**Figure 8.** Regional mean records of the last 2 centuries showing the recent warming period. Red dashed lines correspond to a linear trend obtained from a Mann–Kendall test and the black curve corresponds to  $\sim$  50-year loss filtering. Dashed lines correspond to the 95 % confidence level interval.

also be found in paleohydrological time series (Nesje and Dahl, 2003). For example, Lamoureux et al. (2001) highlighted the evidence of rainfall increase during the LIA in a varved lake sediment core from the Canadian Arctic. Therefore, it would be relevant to study the LIA by using paleoclimate series sensitive to hydrological variability (Linderholm et al., 2017). This would contribute to a better understanding of secular climate variability in the Arctic area and the role of internal climatic system fluctuations on secular variation during the last millennia.

#### 4.3 Recent warming and internal climate oscillations

Studying the climate of the last centuries is a means of examining the important issue of distinguishing anthropogenic influences from natural variability and the response of an ocean-atmosphere coupled system. The last 2 centuries were characterized in all regions by a well-marked warming trend (North Atlantic sector:  $\tau = 0.40$ , p < 0.01; Alaska:  $\tau = 0.48$ , p < 0.01; Siberia:  $\tau = 0.45$ , p < 0.01) (Fig. 8). The temperature increase recorded over the last 2 centuries is consistent with the increase in greenhouse gas emissions (Shindell and Faluvegi, 2009). However, the recent warming was not linear, as it included different phases of increase highlighted by the 50-year LOESS filtering. This is particularly the case in the subarctic North Atlantic sector, where different periods are distinguished with a pronounced warming transition phase between AD 1920 and AD 1930 (Fig. 8a). These results suggest the occurrence of multidecadal variability superimposed on the increasing anthropogenic trend during the last centuries and which can be linked with a natural internal climate variability mode.

To determine the origin of the multidecadal variability in each region, we compared the three regional mean records with two instrumental climate indices: the AMO (Enfield et al., 2001) and the PDO (Mantua et al., 1997), using the wavelet coherence (Figs. 9 and 10, Appendix A). Because one of the main objectives of the paper is to determine the ability of the Arctic 2k database series to mimic the climate variability recorded in the observation data, we did not use the noninstrumental AMO and PDO records to go farther back in time. The analyses were thus performed on the time intervals used to define the AMO and PDO indices, which are AD 1856–2000 and AD 1900–2000, respectively.

Persistent multidecadal variability with a period of 50-90 years is consistent between the subarctic North Atlantic mean record and the AMO over the last 2 centuries (AD 1856-2000; Fig. 9c). However, this scale of variability is located in the cone of influence. Comparison of the reconstruction of the 50-90-year oscillation with the original data for each series allowed us to verify if this fluctuation truly characterizes the original signal (Fig. 9a and b). It also revealed that fluctuations are in phase and continuous throughout the last 2 centuries. In the subarctic North Atlantic sector, the AD 1920–1930 transition also coincides with the occurrence of multidecadal variability with a 20-30-year period similar to the AMO index. Comparison with the instrumental PDO index revealed a 16-30-year oscillation common to the Alaskan area and the instrumental index during the AD 1900-2000 interval (Fig. 10b). Wavelet reconstruction of the 16-30-year oscillation for the Alaskan paleoclimate mean record and instrumental PDO index revealed that these scales of fluctuation are in phase. However, while they were continuous throughout the last century for the instrumental index (Fig. 10b), the 16–30-year oscillations only appear after AD  $\sim$  1940 in the Alaska record (Fig. 10a).

Internal climate fluctuations are also linked with sea ice cover fluctuations, which are an important component of the climate system at high latitude (Miles et al., 2014; Sha et al., 2015; Screen and Francis, 2016). The relationship between the AMO, the sea ice extent fluctuations and climate variability recorded in the North Atlantic is well illustrated



**Figure 9.** Wavelet coherence analysis between subarctic North Atlantic mean record and instrumental AMO index during the AD 1856–2000 period. (a) Subarctic North Atlantic mean record (this study) and (b) instrumental AMO index (Enfield et al., 2001). Grey lines and dashed lines correspond to wavelet reconstructions of the  $\sim$  50–90- and  $\sim$  20–30-year periodicities highlighted on the wavelet coherence spectrum (c). Colors on the coherence wavelet spectrum represent correlation in both time and frequency domain. (Red equals the highest correlation and blue the lowest.) The white line corresponds to the cone of influence. A confidence level of 95 % ( $\alpha$  = 0.05) is indicated with the black line.



**Figure 10.** Wavelet coherence analysis between the Alaskan mean record and instrumental PDO index during the AD 900–2000 period. (a) Alaskan mean record (this study) and (b) instrumental PDO index (Mantua et al., 1997). Grey lines correspond to wavelet reconstructions of the  $\sim 16$ –30-year periodicity highlighted on the wavelet coherence spectrum (c). Colors on the coherence wavelet spectrum represent correlation in both time and frequency domain. (Red equals the highest correlation and blue the lowest.) The white line corresponds to the cone of influence. A confidence level of 95 % ( $\alpha = 0.05$ ) is indicated with the black line.

from 1979 to 2000 (Fig. 11). The decline in sea ice cover was marked by a decrease in sea ice extent (4 % per decade since the end of the 1970s; Cavalieri and Parkinson, 2012), but also ice thickness (50 % since 1980 in the central Arctic; Kwok and Rothrock, 2009) and the length of the ice season (a 3-month longer summer ice-free season; Stammerjohn et al., 2012). It was accompanied by heat and moisture transfer to the atmosphere owing to the increase in open water surface (Stroeve et al., 2012). This is associated with an increase in surface air temperature, especially in coastal and archipelago areas surrounding the Arctic Ocean (Polyakov et al., 2012). Therefore, while the climate warming in the Arctic accelerates sea ice decline, the sea ice decline simultaneously amplifies and accelerates the recent warming (ice-temperature positive feedback).

Comparison between our three regional mean records and climate index shows the ability of regional proxy-based records to reproduce variability that occurs on multidecadal



Figure 11. Comparison between the North Atlantic mean record based on proxy data, the AMO index and the global Arctic sea ice extent during their common period (1978-2000).

scales in instrumental data but also the importance of the role of internal variability in the climate in the Arctic area during the last centuries.

#### 5 Conclusion

With the publication of the PAGES Arctic 2k database, which contains proxy time series that respond to several quality criteria, it was possible to describe the climate in the Arcticsubarctic region over the last 2000 years from low- to highfrequency variabilities. Long-term tendency, secular variability and multidecadal fluctuations with a focus on the last 200 years were described using statistical and signal analysis methods.

We presented three new regional mean records for the North Atlantic, Alaskan and Siberian regions. Owing to the uncertainties concerning the relationship between several proxy measurements and instrumental temperatures, climate variability has been studied based on proxy time series rather than temperature reconstructions. A large number of proxy time series in the PAGES Arctic 2k database are from the North Atlantic region, but the Siberian region, and to a lesser extent the Alaskan region, are underrepresented. Therefore, the global Arctic-subarctic record is probably biased toward the North Atlantic climate variability. This study clearly underlines the necessity to increase the number of series, especially in Alaska and Siberia. Increasing the number of series in the Pacific Arctic, western North America and Siberia would be relevant to gain a better understanding of the global Arctic-subarctic climate variability over the last 2 millennia.

Despite the spatial heterogeneity of the database, we found regional long-term tendencies similar to the millennial cooling trend recorded on the global Arctic-subarctic spatial scale, except in the Siberian region. Nevertheless, the three regions are characterized by a recent warming starting at the beginning of the 19th century. However, it is important to notice that because regional records correspond to a mix of climate variables and seasonal sensitivities, they cannot be considered as annual mean temperature reconstructions. Future effort should be made to study the impact of mixing proxy seasonality and transfer-function biases on paleoclimate signal reconstructions, whatever the studied climate parameter (e.g., temperature, precipitation).

Synthesis of the expression of secular fluctuations has shown the spatial and temporal variability in the cold LIA. The definition of the LIA as a major climate event is therefore equivocal, unlike the warm MCA, which seems more evenly represented.

The focus on the last 2 centuries led us to highlight that the recent warming was marked by a global increasing temperature trend linked to the anthropogenic forcing. It was also punctuated by climatic fluctuations related to regional internal climate oscillations that occur on multidecadal scales, especially the AMO in the North Atlantic region and the PDO in the Alaskan region. It would be interesting to extend the study throughout the last 2000 years and determine if these scales of variability are persistent on longer timescales, especially during the warm MCA and cold LIA major climatic periods. The identification of this variability in the proxy-based records raises the important issue of the need to better understand regional past climate variability in the Arctic-subarctic area. Comparison between regional proxy-based records and instrumental climate index also leads us to propose linkage between paleoclimate series on one side and instrumental data on the other.

Data availability. All the series used to produce the regional time series are from the PAGES Arctic 2k database. Citations and URLs for the original data used in this study are listed in Table S1. The PAGES Arctic 2k database used is this study (v1.1.1) is archived at the National Oceanic and Atmospheric Administration's World Data Center for Paleoclimatology (WDC-Paleo) and available at https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/16973. The database is also archived on figshare and available at https: //figshare.com/articles/Arctic\_2k\_v1\_1/1054736/5. The three regional time series calculated and used in the paper are available at https://doi.org/10.6084/m9.figshare.5616310.

111

#### Appendix A: Wavelet analysis

The wavelet transform (WA) is particularly adapted for the study of nonstationary processes, i.e., discontinuities and changes in frequency or magnitude (Torrence and Compo, 1998). Wavelet analysis corresponds to a band-pass filter, which decomposes the signal on the base of scaled and translated versions of a reference wave function. Each wavelet has a finite length and is highly localized in time. The reference wavelet  $\psi$  comprises two parameters for time-frequency exploration, i.e., scale parameter *a* and time-localization parameter *b*, so that

$$\psi_{a,b} = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-b}{a}\right).$$
(A1)

The parameter *a* can be interpreted as a dilation (a > 1) or contraction (a < 1) factor of the reference wavelet corresponding to the different scales of observation. The parameter *b* can be interpreted as a temporal translation or phase shift.

The continuous WT of a signal s(t) producing the wavelet spectrum is defined as

$$S_{a,b} = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot \mathrm{d}t.$$
 (A2)

The so-called local wavelet spectrum allows description and visualization of power distribution (z axis) according to frequency (y axis) and time (x axis).

In this study, the Morlet wavelet was chosen as the wavelet reference. Several types of wavelets are available, but the Morlet wavelet offers a good frequency resolution and is most often used with a wave number of 6, for which wavelet scale and Fourier period are approximately equal.

All series were zero-padded to double the data length to prevent spectral leakages produced by the finite length of the time series. Zero-padding produces edge effects and the lowest frequencies, and the area near the edges of the series is underestimated. This area is known as the cone of influence. For this reason, fluctuations that occur in this area have to be interpreted with caution.

Detected fluctuations are statistically tested at the  $\alpha = 0.05$  significance level against an appropriate background spectrum, i.e., a red noise (autoregressive process for AR(1) > 0) or a white noise (autoregressive process for AR(1) = 0) background (Torrence and Compo, 1998). Autoregressive modeling is used to determine the AR(1) stochastic process for each time series. The detected components can be extracted and reconstructed in the time domain by either inverse Fourier or WT of selected energy bands in the spectrum.

The cross-wavelet spectrum  $W_{XY}(a, T)$  between two signals x(t) and y(t) is calculated according to Eq. (9), where  $C_X(a, T)$  and  $C_Y^*(a, T)$  are the wavelet coefficient of the signal x(t) and the conjugate of the coefficient of the wavelet of y(t), respectively:

$$W_{XY}(a,T) = C_X(a,T)C_Y^*(a,T).$$
 (A3)

The wavelet coherence is a method that evaluates the correlation between two signals according to the different scales (frequencies) over time. It corresponds to a bivariate extension of wavelet analysis that describes the common variabilities between two series. The wavelet coherence is analogous to the correlation coefficient between two series in the frequency domain. For two signals x(t) and y(t) the wavelet coherence is calculate as follows:

$$WC(a,T) = \frac{|SW_{XY}(a,T)|}{\sqrt{[|SW_{XX}(a,T) \cdot SW_{YY}(a,T)|]}},$$
(A4)

where *S* is a smoothing operator.

The wavelet coherence spectrum allows description and visualization of wavelet coherence (z axis) according to frequency (y axis) and time (x axis). Wavelet coherence ranges between 0 and 1, indicating no relationship and a linear relationship between x(t) and y(t), respectively.

Wavelet analyses were performed with the software R (R Team, 2008) using the package biwavelet (Gouhier and Grinsted, 2016).

#### Appendix B: Long-term variability analysis

The locally weighted regression (Cleveland and Delvin, 1988; Cleveland and Loader, 1996) was used to investigate systematic features and patterns in the data. It is a method used for smoothing a scatter plot. Contrary to the moving average filtering method, LOESS-filtering allows conservation of the analyzed signal variance. The polynomial adjustment is locally performed on the whole series of data: a point x is adjusted by the neighboring points and weighted by the distance in x of these points. The relative weight of each point depends on its distance from x: the closer the x, the more important its influence on the shape of the regression, and vice versa. For this study, we chose a 50-year window analysis, which allows us to investigate long-term fluctuations and multidecadal to centennial variability.

For each individual record, a Mann-Kendall test (Mann, 1945; Kendall, 1975) was used to detect trends in proxyinferred climate data. It is a nonparametric test commonly employed to detect monotonic trends in climatologic data because it does not require the data to be normally distributed and has low sensitivity to abrupt breaks due to inhomogeneous time series. The null hypothesis,  $H_0$ , is that the data are independent and randomly ordered. The alternative hypothesis  $H_1$  is that the data follow a monotonic trend over time. For n > 10, the statistic S is approximately normally distributed and positive values of  $Z_S$  indicate increasing trends while negative  $Z_S$  values show decreasing trends. Testing of the trend is performed at the  $\alpha$  significance level. When  $|Z_{\rm S}| > |Z_{1-\alpha/2}|$ , the null hypothesis is rejected and a significant trend exists in the time series. In this study, significance levels  $\alpha = 0.10$ ,  $\alpha = 0.05$  and  $\alpha = 0.01$  were tested. A statistic closely related to *S* is Kendall's tau. It will take a value between -1 and +1. Positive values indicate that the ranks of both variables increase together, meaning an increasing trend, while a negative correlation indicates a decreasing trend. The closer to +1 or -1 the value of Kendall's tau, the more significant the trend in the time series. The Supplement related to this article is available online at https://doi.org/10.5194/cp-14-101-2018-supplement.

**Competing interests.** The authors declare that they have no conflict of interest.

**Special issue statement.** This article is part of the special issue "Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses". It is not associated with a conference.

Acknowledgements. This is a contribution to the PAGES 2k Network (through the Arctic 2k working group). Past Global Changes (PAGES) is supported by the US and Swiss National Science Foundations. Marie Nicolle was supported by the French Ministry. Maxime Debret, Marie Nicolle, Nicolas Massei and Anne deVernal are financed by the France Canada research fund and Maxime Debret, Marie Nicolle and Christophe Colin received funding from the HAMOC project (grant ANR-13-BS06-0003). We also thank the FED CNRS 3730: SCALE. We acknowledge all the reviewers for their constructive suggestions and comments.

Edited by: Marie-France Loutre Reviewed by: four anonymous referees

#### References

- Abram, N. J., McGregor, H. V., Tierney, J. E., Evans, M. N., McKay, N. P., Kaufman, D. S., and the PAGES2k Consortium: Early onset of industrial-era warming across the oceans and continents, Nature, 536, 411–418, https://doi.org/10.1038/nature19082, 2016.
- Andruleit H.: Coccolithophore fluxes in the Norwegian-Greenland Sea: Seasonality and assemblage alterations, Marine Micropaleontology, 31, 45–64, 1997.
- Assani, A. A., Landry, R., and Laurencelle, M.: Comparison of interannual variability modes and trends of seasonal precipitation and streamflow in southern Quebec (Canada), River Res. Appl., 28, 1740–1752, 2011.
- Berner, K. S., Koç, N., Godtliebsen, F., and Divine, D.: Holocene climate variability of the Norwegian Atlantic Current during high and low solar insolation forcing, Paleoceanography, 26, 245– 255, 2011.
- Bird, B., Abbott, M., Finney, B., and Kutchko, B.: A 2000 year varve-based climate record from the central Brooks Range, Alaska, J. Paleolimnol., 41, 25–41, 2009.
- Calvo, E., Grimalt, J., and Jansen, E.: High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene, Quaternary Sci. Rev., 21, 1385–1394, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00096-8, 2002.
- Cavalieri, D. J. and Parkinson, C. L.: Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010, The Cryosphere, 6, 881–889, https://doi.org/10.5194/tc-6-881-2012, 2012.

- Chylek, P., Folland, C. K., Lesins, G., Manvendra, K. D., and Wang, M.: Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation, Geophys. Res. Lett., 36, L14801, https://doi.org/10.1029/2009GL03877, 2009.
- Cleveland, W. and Devlin, S.: Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting, J. Am. Stat. Assoc., 83, 596–610, 1988.
- Cleveland, W. and Loader, C.: Smoothing by local regression: Principles and methods, Statistical theory and computational aspects of smoothing, in: Statistical theory and computational aspects of smoothing, Physica-Verlag HD, 10–49, 1996.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., and Jones, J.: Recent Arctic amplification and extreme midlatitude weather, Nat. Geosci., 7, 627–637, 2014.
- D'Arrigo, R., Mashig, E., Frank, D., Wilson, R., and Jacoby, G.: Temperature variability over the past millennium inferred from Northwestern Alaska tree rings, Clim. Dynam., 24, 227–236, 2005.
- D'Arrigo, A., Jacoby, G., Buckley, B., Sakulich, J., Frank, D., Wilson, R., Curtis, A., and Anchukaitis, K.: Tree growth and inferred temperature variability at the North American Arctic treeline, Global Planet. Change, 65, 71–82, 2009.
- Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., Mc-Manus, J. F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., and Trentesaux, A.: The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records, Clim. Past, 3, 569–575, https://doi.org/10.5194/cp-3-569-2007, 2007.
- Enfield, D. B., Mestas-Nunez, A. M., and Trimble, P. J.: The Atlantic Multidecadal Oscillation and it's relation to rainfall and river flows in the continental U.S., Geophys. Res. Lett., 28, 2077–2080, https://doi.org/10.1029/2000GL012745, 2001.
- Esper, J.: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability, Science, 295, 2250– 2253, 2002.
- Gouhier, T. and Grinsted, A.: biwavelet: Conduct univariate and bivariate wavelet analyses, R package version 0.20.11, available at: https://cran.rproject.org/web/packages/biwavelet/ biwavelet.pdf, last access: September 2016.
- Gunnarson, B. E., Linderholm, H. W., and Moberg, A.: Improving a tree-ring reconstruction from west-central Scandinavia: 900 years of warm-season temperatures, Clim. Dynam., 36, 97–108, 2011.
- Hanhijärvi, S., Tingley, M. P., and Korhola, A.: Pairwise comparisons to reconstruct mean temperature in the Arctic Atlantic Region over the last 2,000 years, Clim. Dynam., 41, 2039–2060, https://doi.org/10.1007/s00382-013-1701-4, 2013.
- Hessler, I., Harrison, S. P., Kucera, M., Waelbroeck, C., Chen, M.-T., Anderson, C., de Vernal, A., Fréchette, B., Cloke-Hayes, A., Leduc, G., and Londeix, L.: Implication of methodological uncertainties for mid-Holocene sea surface temperature reconstructions, Clim. Past, 10, 2237–2252, https://doi.org/10.5194/cp-10-2237-2014, 2014.
- IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, in: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 2013.
- Isaksson, E., Divine D., Kohler, J., Martma, T., Pohjola, V., Motoyama, H., and Watanabe, O.: Climate oscillations as recorded

in Svalbard ice core  $\delta^{18}$ O records between AD 1200 and 1997, Geogr. Ann. A, 87, 203–214, 2005.

- Jansen, E., Andersson, C., Moros, M., Nisancioglu, K. H., Nyland, B. F., and Telford, R. J.: The Early to Mid-Holocene Thermal Optimum in the North Atlantic. Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene Perspective, 123–137, https://doi.org/10.1002/9781444300932.ch5, 2008.
- 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., and Arctic Lakes 2k Project Members: recent warming reverses long-term Arctic cooling, Science, 325, 1236–1239, https://doi.org/10.1126/science.1173983, 2009.
- Kendall, M. G.: Rank Correlation Methods, Griffin, London, UK, 1975.
- Kerr, R. A.: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, Science, 288, 1984–1985, 2000.
- Kirchhefer, A.: Reconstruction of summer temperatures from treerings of Scots pine (Pinus sylvestris L.) in coastal northern Norway, Holocene, 11, 41–52, 2001.
- Knight, J. R., Folland, C. K., and Scaife, A. A.: Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, Geophys. Res. Lett., 33, 1–4, https://doi.org/10.1029/2006GL026242, 2006.
- Knudsen, M. F., Jacobsen, B. H., Seidenkrantz, M. S., and Olsen, J.: Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age, Nat. Commun., 5, 3323, https://doi.org/10.1038/ncomms4323, 2014.
- Kwok, R. and Rothrock, D. A.: Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICE Sat records: 1958–2008, Geophys. Res. Lett., 36, L15501, https://doi.org/10.1029/2009GL039035, 2009.
- Lamoureux, S. F., England, J. H., Sharp, M. J., and Bush, A. B. G.: A varve record of increase "Little ice Age" rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada, Holocene, 11, 243–249, 2001.
- Larsen, D. J., Miller, G. H., Geirsdóttir, Á., and Thordarson, T.: A 3000-year varved record of glacier activity and climate change from the proglacial lake Hvítárvatn, Iceland, Quaternary Sci. Rev., 30, 2715–2731, 2011.
- Linderholm, H. W., Nicolle, M., Francus, P., Gajewski, K., Helama, S., Korhola, A., Solomina, O., Yu, Z., Zhang, P., D'Andrea, W. J., Debret, M., Divine, D., Gunnarson, B. E., Loader, N. J., Massei, N., Seftifgen, K., Thomas, E. K., and Werner, J.: Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years – current understanding and research challenges, Clim. Past Discuss., https://doi.org/10.5194/cp-2017-34, in review, 2017.
- Linge H., Lauritzen, S.-E., Andersson, C., Hansen, J. K., Skoglung, R. Ø., and Sundqvist, H. S.: Stable isotope records for the last 10000 years from Okshola cave (Fauske, northern Norway) and regional comparisons, Clim. Past, 5, 667–682, https://doi.org/10.5194/cp-5-667-2009, 2009.
- Ljungqvist, F. C.: A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia, Geogr. Ann. A, 92, 339–351, 2010.
- Mann, H. B.: Nonparametric test against trend, Econometrica, 13, 245–259, 1945.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S., and Ni, F.: Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the

past two millennia, P. Natl. Acad. Sci. USA, 105, 13252–13257, 2008.

- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., and Ni, F.: Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly, Science, 326, 1256–1260, 2009.
- Mantua, N. J. and Hare, S. R.: The Pacific decadal oscillation, J. Oceanogr., 58, 35–44 2002.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. C.: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, B. Am. Meteorol. Soc., 78, 1069–1079, 1997.
- Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U., and Mix, A. C.: A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years, Science, 339, 1198–1201, https://doi.org/10.1126/science.1228026, 2013.
- Massa, C., Perren, B. B., Gauthier, E., Bichet, V., Petit, C., and Richard, H.: A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland, J. Paleolimnol., 48, 241–258, 2012.
- McGregor, H. V., Evans, M. N., Gosse, H., Leduc, G., Martrat, B., Addison, J. A., Mortyn, P. G., Oppo, D. W., Seidenkrantz, M.-S., Sicre, M.-A., Phipps, S. J., Selvaraj, K., Thirumalai, K., Filipsson, H. L., and Ersek, V.: Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era, Nat. Geosci., 8, 671–677, https://doi.org/10.1038/NGEO2510, 2015.
- McKay, N. P. and Kaufman, D. S.: An extended Arctic proxy temperature database for the past 2,000 years, Sci. Data, 1, 140026, https://doi.org/10.1038/sdata.2014.26, 2014.
- Melvin, T. M., Grudd, H., and Briffa, K. R.: Potential bias in updating tree-ring chronologies using regional curve standardization: Re-processing 1500 years of Torneträsk density and ring-width data, Holocene, 23, 364–373, 2013.
- Miles, M. W., Divine, D. V., Furevik, T., Jansen, E., Moros, M., and Ogilvie, A. E.: A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice, Geophys. Res. Lett., 41, 463–469, https://doi.org/10.1002/2013GL058084, 2014.
- Miller, G. H., Geirsdottir, A., 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., and Thordarson, T.: Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks, Geophys. Res. Lett., 39, L02708, https://doi.org/10.1029/2011GL050168, 2012.
- Mjell, T. L., Ninnemann, U. S., Eldevik, T., and Kleiven, H. K. F.: Holocene multidecadal-to millennial-scale variations in Iceland-Scotland overflow and their relationship to climate, Paleoceanography, 30, 558–569, 2015.
- Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., and Karlen, W.: Highly variable northern hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data, Nature, 433, 613–617, https://doi.org/10.1038/nature03265, 2005.
- Moore, J., Hughen, K., Miller, G., and Overpeck, J.: Little Ice Age recorded in summer temperature reconstruction from varved sediments of Donald Lake, Baffin Island, Canada, J. Paleolimnol., 25, 503–5017, 2001.
- Nesje, A. and Dahl, S. O.: The 'Little Ice Age' Only temperature?, Holocene, 13, 139–145, 2003.
- PAGES 2k Consortium: Continental-scale temperature variability during the past two millennia, Nat. Geosci., 6, 339–346, https://doi.org/10.1038/NGEO1797, 2013.
- Polyakov, I. V., Walsh, J. E., and Kwok, R.: Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes, B. Am. Meteorol. Soc., 93, 145–151, 2012.
- Rolland, N., Larocque, I., Francus, P., Pienitz, R., and Laperrière, L.: Evidence of a warmer period during the 12th and 13th centuries AD from chironomid assemblages in Southampton Island, Nuvanut, Canada, Quatern. Res., 72, 27-37, 2009.
- R Team: R: A language and environment for statistical computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, available at: http://www.r-project.org/ (last access: February 2015), 2008.
- Screen, J. A. and Francis, J. A.: Contribution of seaice loss to Arctic amplification is regulated by Pacific Ocean decadal variability, Nat. Clim. Change, 6, 856–860, https://doi.org/10.1038/nclimate3011, 2016.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G.: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, Global Planet. Change, 77, 85–96, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004, 2011.
- Sha, L., Jiang, H., Seidenkrantz, M.-S., Muscheler, R., Zhang, X., Knudsen, M. F., Olsen, J., Knudsen, K. L., and Zhang, W.: Solar forcing as an important trigger for West Greenland sea-ice variability over the last millennium, Quaternary Sci. Rev., 13, 148–156, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.002, 2015.
- Shindell, D. and Faluvegi, G.: Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century, Nat. Geosci., 2, 294–300, https://doi.org/10.1038/NGEO473, 2009.
- Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J. R., Welten, K. C., Plunkett, G., Ludlow, F., Buentgen, U., Caffee, M., Chellman, N., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Kipfstuhl, S., Kostick, C., Maselli, O. J., Mekhaldi, F., Mulvaney, R., Muscheler, R., Pasteris, D. R., Pilcher, J. R., Salzer, M., Schuepbach, S., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., and Woodruff, T. E.: Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years, Nature, 523, 543–549, https://doi.org/10.1038/nature14565, 2015.
- Spielhagen, R. F., Werner, K., Sørensen, S. A., Zamelczyk, K., Kandiano, E., Budeus, G., Husum, K., Marchitto, T. M., and Hald, M.: Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water, Science, 331, 450–453, https://doi.org/10.1126/science.1197397, 2011.
- Stammerjohn, S., Massom, R., Rind, D. and Martinson, D.: Regions of rapid sea ice change: an interhemispheric seasonal comparison, Geophys. Res. Lett., 39, L06501, 2012.
- Stoffel, M., Khodri, M., Corona, C., Guillet, S., Poulain, V., Bekki, S., Guiot, J., Luckman, B. H., Oppenheimer, C., Lebas, N., Beniston, M., and Masson-Delmotte, V.: Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1,500 years, Nat. Geosci., 8, 784–788, https://doi.org/10.1038/NGEO2526, 2015.

- Stroeve, J. C., Serreze, M. C., Holland, M. M., Kay, J. E., Maslanik, J., and Barrett, A. P.: The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, Climatic Change, 110, 1005–1027, 2012.
- Sutton, R. T. and Hodson, D. L. R.: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate, Science, 309, 115– 118, 2005.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: A practical guide to wavelet analysis, B. Am. Meteorol. Soc., 79, 61–78, 1998.
- Van Nieuwenhove, N., Baumann, A., Matthiessen, J., Bonnet, S., and de Vernal, A.: Sea surface conditions in the southern Nordic Seas during the Holocene based on dinoflagellate cyst assemblages, Holocene, 26, 722–735, https://doi.org/10.1177/0959683615618258, 2016.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., and Jetel, M.: Structure and origin of Holocene cold events, Quaternary Sci. Rev., 30, 3109–3123, 2011.
- Wei, W. and Lohmann, G.: Simulated Atlantic Multidecadal Oscillation during the Holocene, J. Climate, 25, 6989–7002, 2012.
- Weissbach, S., Wegner, A., Opel, T., Oerter, H., Vinther, B. M., and Kipfstuhl, S.: Spatial and temporal oxygen isotope variability in northern Greenland – implications for a new climate record over the past millennium, Clim. Past, 12, 171–188, https://doi.org/10.5194/cp-12-171-2016, 2016.
- Werner, J. P., Divine, D. V., Charpentier Ljungqvist, F., Nilsen, T., and Francus, P.: Spatio-temporal variability of Arctic summer temperatures over the past two millennia: an overview of the last major climate anomalies, Clim. Past Discuss., https://doi.org/10.5194/cp-2017-29, in review, 2017.
- Wiles, G. C., D'Arrigo, R., Barclay, D., Wilson, R. S., Jarvis, S. K., Vargo, L., and Frank, D.: Surface air temperature variability reconstructed with tree rings for the Gulf of Alaska over the past 1200 years, Holocene, 24, 198–208, 2014.
- Wilson, R., Anchukaitis, K., Briffa, K. R., Büngten, U., Cook, E., D'Arrigo, R., Davi, N., Esper, J., Frank, D., Gunnarson, B., Hegerl, G., Helama, S., Klesse, S., Krustic, P. J., Linderholm, H. W., Myglan, V., Osborn, T. J., Rydval, M., Schneider, L., Schurer, A., Wiles, G., Zhang, P., and Zorita, E.: Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context, Quaternary Sci. Rev., 134, 1–18, 2016.
- Zhang, L. and Delworth, T. L.: Analysis of the characteristics and mechanisms of the Pacific Decadal Oscillation in a suite of coupled models from the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, J. Climate, 28, 7678–7701, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00647.1, 2015.

# 3 IMPACT DE L'ASSIMILATION DE SAISONNALITES DIFFERENTES SUR LE SIGNAL CLIMATIQUE

Le calcul d'un enregistrement retraçant la variabilité climatique globale de la région Arctique-subarctique à résolution annuelle et avec une couverture temporelle continue sur les derniers 2000 ans nécessite l'utilisation de proxies avec des saisonnalités différentes (Tableau 10). L'objectif de cette partie est de tester l'influence de l'assimilation de saisonnalités différentes sur le signal climatique. La comparaison entre le signal climatique annuel et les signaux saisonniers sera faite à partir des données de températures instrumentales puis à partir d'enregistrements moyens calculés à partir des données paléoclimatiques.

**Tableau 10.** Liste des saisonnalités en fonction des types de proxies et archives disponibles dans la base de données PAGES Arctic2k.

Archive type	Proxy	Seasonality	
Troo ringe	Ding Width	April-August	
Thee migs		Summer	
	Mass Accumulation Rate	Melt season	
Lako sodimonts	Varve Thickness	Summer	
Lake sediments	Uk37	Summer	
	Pollen Accumulation	Summer	
	δ <sup>18</sup> Ο	Annual	
ice cores	Ice melt	Summer	
Speleothems	δ <sup>18</sup> Ο	Growing Season	
	δ <sup>18</sup> Ο	Annual	
Marina codimonte	Alkenone	July	
	Planktic foraminifera	July-September	
	Diatoms	Summer	

## 3.1 TEMPERATURES INSTRUMENTALES SAISONNIERES VERSUS ANNUELLES

# 3.1.1 METHODE D'EXTRACTION DES DONNEES SAISONNIERES

En croisant des données issues de l'observation directe ou indirecte et des données issues de la modélisation, les réanalyses climatiques permettent d'augmenter la quantité de données mais également d'obtenir une couverture spatiale et temporelle continue à l'échelle d'une région.

Les températures moyennes annuelles et saisonnières utilisées dans notre étude ont été extraites à partir des données homogènes et finement résolues des réanalyses 20CR de la National Oceanic and Atmospheric Administration qui correspondent à un jeu de données atmosphériques à 4 dimensions (latitude, longitude, altitude et temps) permettant de couvrir la période de 1871 à nos jours (Compo et al., 2011). Les réanalyses sont obtenues à partir de l'assimilation de données d'observations de la pression de surface. Les données de température de surface océanique et de distribution de glace de mer provenant du Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST1.1, Rayner et al., 2003) sont utilisées comme conditions limites.

L'influence de la saisonnalité est étudiée en utilisant la méthode des Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF). Cette méthode permettant d'extraire les composantes principales du signal dans le temps et dans l'espace est classiquement utilisée en climatologie (e.g. Thompson et Wallace 1998, 2000). La composante principale (PC1) correspond aux coefficients de la 1<sup>ère</sup> EOF qui explique la majorité du signal. La PC1 dépend uniquement du temps, c'est pourquoi chaque PC est associée à une carte illustrant le poids de la PC dans l'espace. Un exemple de résultats obtenus est présenté à la figure 52 pour les données de températures annuelles entre 1871-2011. La PC1 explique 76.13% du signal et les températures sont caractérisées par une grande tendance à la hausse, en particulier à partir des années 1950. Le réchauffement est également plus marqué sur la région centrale Arctique où se concentre la glace de mer, traduisant l'impact de la boucle de rétroaction positive glace de mer/température sur le changement climatique récent.



**Figure 52.** Résultats de la méthode des EOF sur les données de températures annuelles extraites à partir des données de réanalyses 20CR de la NOAA.

### 3.1.2 COMPARAISON DES SIGNAUX SAISONNIERS ET ANNUELS

Les courbes de températures annuelles, printanières (moyenne sur les mois de Mars-Avril-Mai), estivales (moyenne sur les mois de Juin-Juillet-Aout), automnales (moyenne sur les mois de Septembre-Octobre-Novembre) et hivernale (moyenne sur les mois de Décembre-Janvier-Février) ont également été extraites à partir des données de réanalyses 20CR de la NOAA (Fig. 53).

Les PC1 expliquent 76.13%, 60.37%, 53.81%, 63.75% et 63.53% de la variabilité des températures annuelles, printanières, estivales, automnales et hivernales, respectivement. Les courbes de températures moyennes saisonnières et annuelles sont toutes caractérisées par une augmentation des températures sur l'ensemble de la période 1871-2011 (Fig. 53).



**Figure 53.** Composantes principales pour les données de températures annuelles et saisonnières sur la période 1871-2011. Les courbes en pointillés bleus et rouges correspondent aux tendances linéaires déterminées à l'aide du test de Mann-Kendall.

Ce réchauffement peut être divisé en deux périodes caractéristiques qui diffèrent en fonction des saisons (Tableau 11). Ainsi, les températures moyennes annuelles, automnales et hivernales sont toutes caractérisées par une période de faible augmentation avant 1950 AD, suivie d'une forte hausse des températures, toutes deux significatives. Les températures moyennes printanières sont également caractérisées par cette forte hausse après 1950 AD mais ne présentent pas de tendance significative avant 1950 AD. Les températures moyennes estivales sont caractérisées par trois périodes distinctes: une très forte période d'augmentation significative entre 1920 et 1950 AD s'intercalant entre deux périodes avec des tendances peu marquées, voire non significative pour la période 1971-1920 AD.

		1871-195	50		1950-2011			
	tau	pva	alue	tau	יק	value		
Annual	0.34	<0.	.001	0.79	<0.001			
Spring	-0.04	0.5	9	0.76	<0.001			
Autumn	0.25	0.0	01	0.71	<0.001			
Winter	0.36	< 0	0.001	0.78	0.001			
	1	871-1920		1920-1950	1	950-2011		
	tau	pvalue	tau	pvalue	tau	pvalue		
Summer	-0.08	0.42	0.66	< 0.001	0.29	< 0.001		

**Tableau 11.** Résultat des tests de tendances Mann-Kendall sur les courbes de températures moyennes saisonnières et annuelles.

La similitude entre l'évolution des températures moyennes annuelles, printanières, automnales et hivernales est visible au travers de leurs coefficients de corrélation, significatifs et plus élevés que la corrélation entre les températures moyennes annuelles et estivales (Tableau 12). La différence entre la saison estivale et la moyenne annuelle est encore plus visible en supprimant la tendance linéaire des séries. La corrélation entre les températures moyennes annuelles et estivales est alors quasi inexistante. La similitude entre les températures moyennes annuelles, printanières, automnales et hivernales peut s'expliquer par la manière dont le découpage en saison a été réalisé. En effet, ici le climat annuel est divisé en quatre saisons de trois mois, caractéristiques du climat des moyennes latitudes. Or le climat

polaire est caractérisé par deux saisons principales et d'une durée inégale : une saison hivernale très longue et une saison estivale plus courte. Le printemps et l'automne ne correspondent alors qu'à quelques semaines. Ceci peut donc expliquer la distinction de la saison estivale et la similitude des autres saisons.

							_
Coefficients	de corrélation	entre les	courbes de	e températures	moyennes	saisonnières	et
	Coefficients	Coefficients de corrélation	Coefficients de corrélation entre les	Coefficients de corrélation entre les courbes de	Coefficients de corrélation entre les courbes de températures	Coefficients de corrélation entre les courbes de températures moyennes	Coefficients de corrélation entre les courbes de températures moyennes saisonnières

Original data	Spring	Summer	Autumn	Winter
Annual	0.95	0.78	0.97	0.95
Detrended	Spring	Summer	Autumn	Winter
data				
Annual	0.83	0.04	0.84	0.77

Les données de températures saisonnières et annuelles ont également été analysées par transformée en ondelettes continue afin de comparer les modes de variabilités exprimés au sein des signaux. Les spectres globaux et leur significativité sont présentés à la figure 54. Les données de températures saisonnières et annuelles sont caractérisées par des modes de variabilité s'exprimant depuis les échelles interannuelles à multi-décennales. La différence et la distinction des températures estivales se fait principalement sur les modes de variabilité interannuels et pluri-décennaux. En effet, le mode de variabilité à ~4-5 ans caractérisant les températures annuelles, printanières, automnales et hivernales n'est pas présent dans le signal des températures estivales. De plus, le signal de températures estivales est caractérisé par trois modes de variabilités à ~10-13 ans, ~17-21 ans et ~ 36-32 ans qui n'apparaissent pas dans les autres signaux saisonniers et annuel. Ces dernières sont alors caractérisées par un mode de variabilité multi-décennale principal à ~20-30 ans.



**Figure 54.** Spectres globaux résultant de l'analyse en ondelettes continue des températures annuelles et saisonnières dans la région Arctique-arctique. Le seuil de significativité à 95% est indiqué par la courbe en pointillés gris.

La saisonnalité de la variabilité multi-décennale, plus forte pour les saisons froides que la saison chaude, est également observée dans les données de températures instrumentales (e.g. Polyakov et al., 2003 ; Overland et al., 2004 ; Box et al., 2009 ). Cependant, la différence de modes de variabilités exprimés dans les températures estivales pose tout de même la question de l'influence du mélange des saisonnalités sur un signal à résolution annuelle reconstruit à plus long-terme, d'autant plus dans une région où les températures sont intimement reliées à d'autres composantes du système climatique comme la variabilité saisonnière du couvert de glace de mer. En effet, la variabilité climatique intra-annuelle récente de la région Arctique-subarctique est marquée par une forte saisonnalité en relation avec la diminution du couvert de glace de mer (Screen et Simmonds, 2010) mais aussi les changements dans les transports de chaleur et d'humidité par l'atmosphère et l'océan (Graversen, 2006).

# 3.2 IMPACT DE L'ASSIMILATION DE SAISONNALITES DIFFERENTES SUR LES DERNIERS 2000 ANS

Afin de déterminer l'influence de l'assimilation de saisonnalités différentes sur les derniers 2000 ans, l'enregistrement moyen global dans la région Arctique-subarctique a été comparé avec un enregistrement calculé sans les séries avec une saisonnalité

estivale et un enregistrement calculé uniquement avec les séries caractérisées par une saisonnalité estivale. Certaines séries étant caractérisées par une saisonnalité s'étalant sur plusieurs saisons, il a été choisi de ne sélectionner que celles pour lesquelles la saisonnalité couvre au moins deux mois de l'été (juin-juillet-aout). Ainsi, l'enregistrement global moyen estival est calculé à partir de 32 séries sur les 56 contenues dans la base de données PAGES Arctic 2k.

Les enregistrements moyens présentent des schémas climatiques semblables sur les derniers 2000 ans, à savoir (Fig. 55):

- L'enregistrement moyen global basé sur l'ensemble des séries et l'enregistrement moyen global basé sur les séries avec une saisonnalité estivale présentent tous les deux une tendance à la baisse significative avant 990 AD (respectivement tau= -0.085 et tau=-0.085, pvalue < 0.05). La tendance à la baisse sur le premier millénaire est cependant plus marquée dans les données estivales. En effet, cette tendance est également enregistrée dans l'enregistrement basé sur les séries avec une autre saisonnalité qu'estivale mais elle est faible et n'est pas significative (tau=-0.0284, p=0.19).
- Les trois séries sont caractérisées par une période de forte baisse significative entre 990 et 1810 AD pour l'enregistrement moyen global (tau=-0.418, p<0.05), entre 990 et 1830 AD pour l'enregistrement moyen estival (tau=-0.401, p<0.05) et entre 935 et 1820 AD pour les autres saisonnalités (tau=.0321, p<0.05). Comme pour le premier millénaire, la tendance à la baisse enregistrée est plus marquée dans les données estivales que pour les autres saisons.
- Le réchauffement récent est bien marqué et significatif pour les trois séries (p<0.05) : tau=0.562 pour l'enregistrement moyen global, tau=0.43 pour l'enregistrement moyen estival et tau=0.474 pour les autres saisonnalités.

L'amplitude des variations apparait également plus forte pour l'enregistrement moyen global basé sur l'ensemble des séries et celui basé sur les séries avec une saisonnalité autre qu'estivale. Cette différence d'amplitude est particulièrement visible sur la période commune aux données instrumentales (1871-2000, Fig. 56) où l'enregistrement estival se distingue par une amplitude de variation moins forte mais également une période de réchauffement plus précoce débutant à partir de 1910 AD.



**Figure 55.** Enregistrements moyen globaux basés sur l'ensemble des séries de la base de données PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014), sur les séries caractérisées par une saisonnalité estivales uniquement et sur celles caractérisées par une autre saisonnalité. Les courbes en pointillés bleus et rouges correspondent aux tendances linéaires déterminées à l'aide du test de Mann-Kendall. Les courbes noires correspondent à un lissage LOESS sur une fenêtre de 30 ans.



**Figure 56.** Enregistrements moyens globaux sur la période 1871-2000 et basés sur l'ensemble des séries de la base de données PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014), sur les séries caractérisées par une saisonnalité estivales uniquement et sur celles caractérisées par une autre saisonnalité. Les courbes noires correspondent à un lissage LOESS sur une fenêtre de 30 ans.

Afin de déterminer une influence possible sur les modes de variabilité s'exprimant depuis les échelles multi-décennales à séculaire, les trois séries ont également été analysées par transformée en ondelettes continue. Les résultats sont présentés sous forme de spectres globaux (Fig. 57). Les spectres globaux de l'analyse en ondelettes continue réalisés sur les derniers 2000 ans ne mettent pas en évidence une distinction

des séries avec une saisonnalité estivales. Que ce soit l'enregistrement moyen global, l'enregistrement moyen estival ou celui calculé pour les autres saisonnalités, les modes de variabilité significatifs à 95% exprimés dans les signaux sont similaires avec des modes pluriséculaires à ~160-250 ans et ~350-620 ans. Un mode de variabilité basse fréquence à ~790-1360 ans est également caractéristique des trois enregistrements.



**Figure 57.** Spectres globaux résultant de l'analyse en ondelettes continue des températures annuelles et saisonnières dans la région Arctique-arctique. Le seuil de significativité à 95% est indiqué par les courbes en pointillés.

L'absence de distinction entre les modes de variabilité caractérisant les enregistrements moyen, l'enregistrement moyen estival ou celui calculé pour les autres saisonnalités peut s'expliquer par le nombre de séries utilisées. En effet, plus de 50% (32/59) sont identiques entre l'enregistrement moyen estival et l'enregistrement moyen global. Retrouver les mêmes modes de variabilité dans les deux enregistrements est donc logique. Si l'assimilation de saisonnalités différentes ne semble pas avoir beaucoup d'influence sur le signal climatique reconstruit à l'échelle des derniers 2000 ans, la question de la saisonnalité des proxies est cependant très actuelle (e.g. Rehfield et al., 2016 ; Hari et al., 2017). Les biais saisonniers semblent également être à l'origine des différences observées entre les données paléoclimatiques et les données issues des modèles (Liu et al., 2014).

## **C**ONCLUSION SUR LA VARIABILITE DES TEMPERATURES

L'approche régionale impliquant trois nouveaux enregistrements régionaux moyens pour les régions de l'Atlantique Nord, de l'Alaska et de la Sibérie a permis de décrire et comprendre plus finement la variabilité climatique de la région Arctique-subarctique. Cependant, malgré l'utilisation des séries paléoclimatiques répondant à des critères de qualité strictes, notamment sur la résolution et le contrôle de la datation, la base de données PAGES Arctic 2k présente certaines limites qui ont été mises en évidence. L'hétérogénéité spatiale des séries conduit à une sous-représentation de certains secteurs, en particulier la Sibérie, dans le signal climatique global de la région Arctiquesubarctique. L'augmentation du nombre de séries dans l'Arctique du Pacifique, l'ouest de l'Amérique du Nord et la Sibérie serait utile pour mieux comprendre la variabilité du climat arctique-subarctique au cours des deux derniers millénaires et son expression régionale. L'utilisation de la méthode des pseudo-proxies (i.e. travail avec des données instrumentales mais à la résolution des données paléoclimatiques) pourrait également permettre de tester la répartition spatiale des séries contenues dans une base de données. En effet, en travaillant à partir des données instrumentales mais à la résolution (spatiale, temporelle, saisonnière) des données paléoclimatiques il serait possible de déterminer si la répartition spatiale des séries contenues dans la base de données est suffisante pour permettre une bonne reconstruction de la variabilité climatique enregistrée dans les données observées. La guestion de l'assimilation de saisonnalités différentes a également été soulevée dans ce chapitre. La distinction des données estivales est importante dans les données instrumentales en termes de tendance et de mode de variabilité exprimés. Avec les données paléoclimatiques, l'influence de la saisonnalité se fait principalement sur l'amplitude des tendances à long-terme.

Enfin, les relations température-proxy sont parfois faibles et incertaines et travailler avec les données de proxies directement quand on s'intéresse à l'étude qualitative de la variabilité climatique est une solution. Cependant, le fait que les proxies ne dépendent pas forcément d'un seul paramètre climatique, certains étant également influencés par les variations hydroclimatiques, il devient nécessaire de compléter l'étude de la variabilité climatique des derniers 2000 ans dans la région Arctique-subarctique par une étude s'intéressant à la variabilité hydroclimatique (précipitation, humidité) de la région.

# **CHAPITRE V**

# VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE DU DERNIER MILLENAIRE DANS LA ZONE ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

# INTRODUCTION

Les données instrumentales de précipitations dans la région Arctique-subarctique montrent une tendance à l'augmentation sur le dernier siècle, notamment sur les dernières décennies (Min et al., 2008) (Fig. 58). Cependant, la faible densité de stations météorologiques dans la région Arctique-subarctique et leur répartition spatiale hétérogène rend difficile la compréhension spatiotemporelle de la variabilité hydroclimatique (précipitations, humidité) de l'ensemble de la région.



**Figure 58.** Tendances des précipitations observées dans la région Arctique-subarctique sur la période 1950-2000 (Min et al., 2008).

Comme pour les températures, remettre dans un contexte temporel plus long les changements récents de précipitations nécessite d'avoir recours à des reconstructions paléoclimatiques basées sur des proxies indirects. Si de nombreuses études sur la variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique ont été réalisées à partir des données de proxies permettant de reconstruire les températures, peu le sont sur des données hydroclimatiques (e.g. Viau et al., 2008 ; Viau et Gajewski, 2009 ; Helama et al., 2009 ; Swindles et al., 2015 ; Ljungqvist et al., 2016 ; Seftigen et al., 2017). C'est pourquoi l'étude de la variabilité hydroclimatique des derniers millénaires à l'échelle globale de la région Arctique-subarctique et la compréhension de sa variabilité spatio-temporelle nécessitent la création d'une base de données regroupant les séries disponibles dans la région. Cependant, le développement d'une base de données uniforme d'enregistrements paléoclimatiques nécessite une approche

systématique pour gérer cet ensemble de données hétérogènes en termes de résolution, datation et saisonnalité.

La première partie de ce chapitre (Sect. V-1) présente les différentes étapes de la compilation de la base de données hydroclimatique pour la région Arctiquesubarctique disponibles sur le dernier millénaire. Cette base de données hydroclimatique aurait pu faire l'objet d'un papier en premier auteur. Néanmoins dans la stratégie du groupe de travail du consortium PAGES Arctic 2k, il a été jugé opportun de le faire apparaître dans un papier fédérateur et de synthèse sur la variabilité hydroclimatique en Arctique. Ce travail a donc fait l'objet d'une publication article acceptée dans la revue Climate of the Past (Sect. V-2). Les enregistrements moyens globaux et régionaux résultant de l'exploitation de la base de données créée sont ensuite comparés avec les indices climatiques instrumentaux pouvant exercer une influence sur la variabilité hydroclimatique de la région (Sect. V-3).

# **1. CREATION DE LA BASE DE DONNEES HYDROCLIMATIQUES**

La base de données a été compilée dans le but de répondre aux objectifs de la phase 2 du groupe de travail PAGES Arctic 2k qui concernent (i) la production d'une reconstruction hydroclimatique (précipitations et humidité) dans la région Arctiquesubarctique et (ii) la compréhension de la variabilité hydroclimatique et son expression spatio-temporelle depuis les échelles multi-décennales à séculaires. Dans cette partie, nous présentons les séries disponibles dans la région Arctique-subarctique et les différentes étapes qui ont mené à la création de la base de données hydroclimatiques Hydro 2k.

# 1.1. SERIES DISPONIBLES DANS LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

# **1.1.1. TYPES D'ARCHIVES ET DE PROXIES**

Différents types d'enregistrements de proxies de la variabilité hydroclimatique sont disponibles dans la région Arctique-subarctique. Cette partie propose une rapide synthèse des différents types d'archives et de proxies qu'il est possible d'utiliser pour reconstruire l'évolution des précipitations et/ou de l'humidité atmosphérique. Ne seront présentés que les archives et proxies disponibles dans la base de données Hydro 2k v.0 (cf. Sect. V-1.1.2).

Les sédiments lacustres varvés sont les archives paléoclimatiques les plus répandues dans la région Arctique-subarctique. Ils fournissent un enregistrement continu de proxies sensibles aux variations climatiques et provenant du lac (e.g. diatomées, Perren et al., 2012 ; chironomidés, Luoto et Helama, 2010) ou du bassin versant environnant (e.g. pollen, Allen et al., 2007). Les caractéristiques sédimentaires des varves (e.g. épaisseur, densité, taux d'accumulation, taille des grains...) sont également des indicateurs des variations hydroclimatiques (e.g. Lapointe et al., 2012).

De vastes tourbières se sont développées dans le nord de l'Amérique du Nord et en Eurasie depuis la dernière glaciation et une grande partie des tourbières mondiales est localisée dans les régions subarctiques et boréales du Canada, de la Sibérie, de la Fennoscandie et de l'Alaska. Les variations hydroclimatiques peuvent être reconstruites à partir du degré d'humidification de la tourbe qui traduit les conditions de surface humides ou sèches (e.g. Vorren et al., 2012).

L'épaisseur des cernes d'arbres est une importante source de données permettant une estimation continue de la variabilité climatique haute et basse fréquences. Peu d'études sur la variabilité hydroclimatique à partir des cernes d'arbres sont disponibles à l'échelle de la région Arctique-subarctique et sont focalisées sur des reconstructions locales (e.g. Helama et Linderholm, 2003 ; Helama et al., 2009).

Les archives glaciaires fournissent des informations sur la variabilité climatique passée à résolution annuelle et avec une excellente datation basée sur le comptage des lamines : les propriétés géochimiques ( $\delta^{18}$ O) renseignent sur la composition isotopique des précipitations, la température de l'air et la circulation atmosphérique au moment de la formation de la couche annuelle, tandis que l'épaisseur et la structure des couches annuelles peuvent fournir des informations sur le taux d'accumulation des précipitations.

Une synthèse plus complète sur les différents types d'archives et de proxies permettant de reconstruire les variations hydroclimatiques dans la région Arctiquesubarctique fait l'objet de l'article publié par Linderholm et al. (2018) dans le numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past dans lequel notre étude est incluse (cf. Sect. V- 2).

# **1.1.2.** BASE DE DONNEES HYDRO 2K V.0

Une première version v.0 de la base de données Hydro 2k a été construite dans le cadre de cette thèse et correspond à la compilation de tous les enregistrements disponibles dans la région et trouvés dans la littérature, sans sélection particulière hormis la localisation (au-delà de 60 °N). Elle centralise tous les enregistrements disponibles à l'échelle de la région Arctique-subarctique et correspond à une version dans laquelle il est possible de venir sélectionner les séries en fonction de la problématique scientifique posée et donc en fonction de critères de sélection spécifiques.

Les séries qui constituent la version v.0 de la base de données proviennent de 3 études récentes:

 Sundqvist et al. (2014) ont publié une base de données regroupant 170 enregistrements dans la région Arctique-subarctique couvrant l'intégralité de l'Holocène parmi les 370 identifiées. La base de données est majoritairement constituée d'enregistrements provenant d'archives lacustres (60%), marines (32%) et glaciaires (5%). Il est important de noter qu'un important travail de contrôle de la qualité des données (résolution inférieure à 400 ans, un point de datation au moins tous les 3000 ans en plus de la surface, interprétation climatique) a été réalisé. L'intérêt de cette base de données est qu'elle inclut une part importante (15%) de séries permettant l'étude des variations hydroclimatiques basées sur les isotopes stables, des assemblages de pollens et diatomées, de reconstructions d'indice d'humidité à partir des tourbes et les changements de la ligne d'équilibre des glaciers.

- Ljungqvist et al. (2016) ont publié une reconstruction de la variabilité hydroclimatique à l'échelle globale de l'hémisphère nord. Parmi les 196 séries sélectionnées, 18 sont localisées dans la région Arctique-subarctique. Les enregistrements proviennent d'archives lacustres, glaciaires, des tourbes et de cernes d'arbres. Un important travail de contrôle de qualité des données a également été réalisé. Ainsi, toutes les séries couvrent au moins le dernier millénaire, ont au moins deux observations par siècle et ont des modèles d'âge contraints par au moins un point après 1900 AD, un point entre 1000 et 1900 AD et un point avant 1000 AD.
- Weißbach et al. (2016) ont publié une étude sur la variabilité spatio-temporelle des données isotopiques du Groenland. Bien que l'objet principal de l'étude soit l'évolution des températures sur le dernier millénaire, les auteurs ont également fourni les courbes d'accumulation pour chacun des sites. Les 12 séries présentes sont toutes à résolution annuelle et une datation issue du comptage des lamines, donc idéale.

Au total, 55 articles de référence associés aux séries ont été compilés et relus afin de sélectionner les séries à intégrer dans la version v.0 de la base de données hydroclimatiques. Selon l'unique critère de la localisation au-delà de 60 °N, 41 séries ont finalement été intégrées dans la version v.0 de la base de données Hydro 2k (Tableau 13).

Les séries proviennent majoritairement d'archives glaciaires (18 séries) et lacustres (16 séries). Les enregistrements provenant de tourbe et des cernes d'arbres sont

également représentés mais en faibles proportions (respectivement 6 et 1 séries). En termes de résolution temporelle, 20 séries sont à résolution annuelle, 16 avec une résolution moyenne sur toute la longueur de la série comprise entre 10 et 50 ans, et seulement 5 séries avec une résolution temporelle supérieure à 50 ans. Les séries avec résolution annuelle sont issues de carottes de glaces, de sédiments lacustres varvés et de cernes d'arbre et présentent ainsi la particularité d'avoir une excellente datation. Comme pour la base de données de températures Arctic2k toutes les séries ont été publiées dans des études précédentes et l'interprétation des auteurs sur la relation entre les proxies et les paramètres hydroclimatiques n'a pas été remise en cause.

La répartition géographique des séries (Fig. 59) met en évidence l'absence de série en Sibérie. Une très large partie de la zone Arctique est donc non couverte, ainsi que la partie océanique.



**Figure 59.** Localisation, couverture temporelle et types d'archives paléoclimatiques contenues dans la base de données Hydro 2k v.0. La ligne en pointillés gris correspond à la limite du cercle arctique. La ligne en pointillés noirs à la latitude 60 °N.

La répartition spatiale des séries contenue dans une base de données, qu'elle soit paléoclimatique ou instrumentale, est très importante pour la définition de la stratégie d'exploitation de cette dernière. En effet, une densité hétérogène des séries sur la zone permettra une étude à la fois à l'échelle globale (un enregistrement unique à l'échelle de la zone d'étude) mais également une approche plus régionale par secteurs. A l'inverse, une densité spatiale très hétérogène avec notamment l'absence de série dans un vaste secteur nécessite soit l'acquisition ou l'inclusion de nouvelles séries dans la base de données, soit une exploitation de celle-ci avec une approche régionale uniquement.

La question de la reproductibilité des résultats obtenus dans une étude est également très actuelle. Si en règle générale les enregistrements produits (output) sont disponibles publiquement ou facilement accessibles en contactant les auteurs directement, l'archivage et la mise à disposition des séries utilisées pour produire les enregistrements (input) n'est pas systématique. Dans notre étude, un tel archivage a nécessité un travail important et couteux en temps afin de produire les métadonnées de chaque série utilisée en input notamment avec une lecture fine des articles associés. Dans certains cas, les séries utilisées publiées avaient déjà subi une étape de prétraitement (e.g. ré-échantillonnage de la série) ou les données publiées n'étaient pas les données proxies brutes mais les reconstructions associées. La recherche de la série originale a alors nécessité la lecture de plusieurs études afin de retrouver la série de données brutes.

La mise à disposition des input et output des études constitue un des critères principaux de l'acceptation des articles soumis au numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past. La base de données que nous avons compilé produite lors de cette thèse pour l'étude des variations hydroclimatiques dans la région Arctique est publiquement disponible en ligne et possède son propre DOI<sup>4</sup>. Elle contient les métadonnées pour chaque enregistrement (région, site, coordonnées, type d'archive et de proxy, contrôle de la datation, longueur de la série, résolution). La traçabilité des séries utilisées en input passe également par l'inclusion dans les métadonnées de la référence de l'étude associée (DOI) et d'un URL pour télécharger les données) ainsi qu'un fichier Excel regroupant l'ensemble des séries.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> https://doi.org/10.6084/m9.figshare.5683666.v1

ID	Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive	Proxy	Oldest	Youngest	Resolution	References
Hydro2k_01	Greenland	N14	59,98	-44,18	Lake	BSi	11	1480	33*	Anderson et al., 2004
	Fiskobalvatnot	68 / 13	14 900	lako	Mass Acc.	786	1560	17-18	Balascio and	
	NW NOIWay	TISKEDØIValhet	00,413	14,002	Luite	Rate	700	1309	17-10	Bradley, 2012
Hydro2k_03	SE Norway	Nattmålsvatn	69,179	17,394	Lake	MS (SI)	6	849	NA	Janbu et al., 2011
Hvdro2k 04	N Alaska	Wolverine Lake	67.098	-158.914	Lake	Mass Acc.	800	1926	31*	Mann et al., 2002
,			- )	) -		Rate			-	,
Hydro2k 05	N Norway	Rystad 1	68,2389	13,7839	Peat	Humification	776	1646	827,5*	Vorren et al., 2012
, _	,	,	,	,		(Dry mass)			,	,
Hydro2k_06	W Greenland	SS16	66,91	-50,46	Lake	Diatom	820,9	1999,6	26,8*	Perren et al., 2012
				-		(CCAT)				
Hydro2k_07	C Sweden	Stömyren	60,2083	13,4667	Peat	Humification	794	1928	37*	Borgmark and Westsgård 2009
										Wastegaru, 2000
Hydro2k_08	W Greenland	SS1381	67,014	-51,102	Lake	Mineral flux	795	1811	41*	Anderson et al., 2012
Hydro2k_09	W Hudson Bay	Unit Lake	59,404	-97,493	Lake	AMR/IRM	799	2010	71*	Camill et al., 2012
Hydro2k_10	E Finland	Saarikko	62,25	27,67	Lake	d18O	788	1822	47*	Heikkilä et al., 2010
Hydro2k 11	N Norway	Over	71 038	28 168	Lako	Pollen	81/	1080	49*	Allen et al 2007
TIYUTUZK_TT		Gunnarsfjorden	71,000	20,100		1 olien	014	1909		
Hydro2k_12	N Norway	Sellevollmyra	69,108	15,941	Peat	Humification	798	1495	69*	Vorren et al., 2007
Hydro2k_14	Greenland	Crête	71,12	-37,32	lce	Lamina	800	1973	1	Andersen et al., 2006
Hydro2k_15	Greenland	Dye 3	65,11	-43,49	lce	Lamina	800	1978	1	Andersen et al., 2006
Hydro2k_16	Canada	East Lake	74,88	-109,53	Lake	Lamina	800	2005	1	Cuven et al., 2011
Hydro2k_17	Greenland	GISP2	72,6	-38,5	lce	Lamina	800	1987	1	Meese et al., 1994
Hydro2k_18	Greenland	GRIP	72,35	-37,38	lce	Lamina	800	1979	1	Andersen et al., 2006
Hydro2k_19	Greenland	NGRIP	75,1	-42,32	lce	Lamina	800	1995	1	Andersen et al., 2006
Hydro2k_20	Alaska	Dune Lake	64,42	-149,9	Lake	d13C	795	1992	16*	Finney et al., 2012
Hydro2k_21	Alaska	Ongoke Lake	59,25	-159,42	Lake	Diatom	498	2004	15*	Chipman et al., 2009
Hydro2k_22	Canada	Marcella Lake	60,07	-133,81	Lake	d18O	798	2008	10*	Andersen et al., 2007
Hydro2k_23	N Norway	Nerfloen Lake	61,93	6,87	Lake	Particle size	786	1969	25*	Vasskog et al., 2012

**Tableau 13.** Séries paléoclimatiques permettant l'étude des variations hydroclimatiques dans la région Arctique-subarctique. A l'exception des séries avec une résolution annuelle, la résolution indiquée correspond à une moyenne sur la longueur totale de la série. Les résolutions moyennes sont indiquées par un astérisque.

#### Tableau 13. Suite

ID	Contry/Region	Site	Lat (°N)	Long (°E)	Archive type	Proxy	Oldest	Youngest	Resolution	References
Hydro2k_24	Greenland	Milcent	70,3	-44,55	lce	Acc. rate	1174	1966	1	Andersen et al., 2006
Hydro2k_27	Alaska	Takahula Lake	67,35	-153,67	Lake	d18O.calcite	753	2001	50*	Clegg and Hu, 2010
Hydro2k_31	E Finland	Pieni-Kauro Lake	64,28	30,12	Lake	Chironomid	800	1990	46*	Luoto et Helama, 2010
Hydro2k_32	Finland	Southern Finland	61,5	28,5	Trees	Ring width	800	1993	1	Helama et al., 2009
Hydro2k 34	S Sweden	Fågelmossen 1	50 20	1/1 27	Post	Humification	79/	1014	15*	Borgmark and
TIYUTUZK_04	ooweden	r ageimossen r	55,25	14,27	Teat	ridifilication	754	1314	10	Wastegård, 2008
Hydro2k 35	S Sweden	Fågelmossen 2	59 29	14 27	Peat	Humification	Humification 793	1967	12*	Borgmark and
	e emeden	r ugennossen z	00,20	11,27						Wastegård, 2008
Hydro2k_37	Finland	Kontolanrahka Lake	60,78	22,78	Peat	Humification	750	1913	30*	Vairanta et al., 2007
Hydro2k_38	Greenland	NGT B16	73,9	-37,6	Ice core	Acc. rate	1471	1992	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_39	Greenland	NGT B17	75,25	-37,62	Ice core	Acc. rate	1363	1992	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_40	Greenland	NGT B18	76,61	-36,4	Ice core	Acc. rate	874	1992	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_41	Greenland	NGT B19	78	-36,39	Ice core	Acc. rate	753	1953	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_42	Greenland	NGT B20	78,83	-36,5	Ice core	Acc. rate	775	1993	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_43	Greenland	NGT B21	80	-41,1	Ice core	Acc. rate	1372	1993	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_44	Greenland	NGT B22	79,34	-45,91	Ice core	Acc. rate	1372	1993	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_45	Greenland	NGT B23	78	-44	Ice core	Acc. rate	1023	1993	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_46	Greenland	NGT B26	77,25	-49,21	Ice core	Acc. rate	1505	1994	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_47	Greenland	NGT B27/B28	76,65	-46,48	Ice core	Acc. rate	1195	1994	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_48	Greenland	NGT B29	76	-43,49	Ice core	Acc. rate	1471	1994	1	Weißbach et al., 2016
Hydro2k_49	Greenland	NGT B30	75,01	-42	Ice core	Acc. rate	1242	1988	1	Weißbach et al., 2016

# **1.2.** DEFINITION DES CRITERES DE SELECTION ET BASE DE DONNEES V.1.0

La base de données Hydro 2k v.1.0 a été assemblée dans le but de regrouper les meilleures séries paléoclimatiques permettant l'étude de la variabilité hydroclimatique à haute résolution (précipitations et humidité atmosphérique) dans la région Arctiquesubarctique. A ce titre, des critères de sélection spécifiques ont été établis, en plus de la localisation au nord de 60°N, afin de s'assurer de la qualité des données. Ces critères sont semblables à ceux de la base de données de températures PAGES Arctic 2k (v.1.1.1).

Toutes les séries sélectionnées répondent donc aux critères de sélection suivants :

- Etre localisées au-dessus de 60 °N,
- Avoir une couverture temporelle couvrant à minima les derniers 1200 ans (réchauffement récent inclus). Notre intérêt se porte sur la variabilité hydroclimatique des derniers millénaires afin de pouvoir remettre en contexte le changement climatique récent. Il est donc primordial que les séries couvrent les périodes climatiques majeures des derniers 2000 ans, à savoir l'Optimum Climatique Médiéval et le Petit Age Glaciaire,
- Avoir une résolution temporelle moyenne inférieure à 50 ans afin de pouvoir étudier la variabilité hydroclimatique à haute fréquence s'exprimant depuis les échelles interannuelles à multi-décennales,
- Avoir au moins 2 points de contrôle de la datation sur les derniers 1200 ans en plus de l'interface pour les séries dont la datation ne peut être effectuée par comptage de lamine.

Afin d'aider à la compréhension de la compilation de la base de données Hydro 2k v.1.0, le tableau 14 explique pourquoi les séries contenues dans la version v.0 ont été sélectionnées ou non dans la version v.1.0. Ainsi, 17 séries ont été intégrées dans la version v.1.0 de la base de données Hydro 2k (Fig. 60). Les séries proviennent majoritairement d'archives lacustres (7 séries) et glaciaires (5 séries). Les enregistrements provenant de tourbe et des cernes d'arbres sont également représentés mais en faibles proportions (respectivement 4 et 1 séries). En termes de résolution temporelle, 7 séries sont à résolution annuelle. Tous les autres enregistrements ont une résolution temporelle supérieure à 50 ans.

**Tableau 14.** Validation des critères de sélection pour les séries contenues dans la base de données Hydro 2k v.0. Les données marquées par un astérisque correspondent à des séries publiées à résolution annuelle mais résultant d'une interpolation linéaire. La résolution d'origine n'est pas suffisante pour correspondre aux critères de sélection.

	Selection Criteria									
	Be from north of 60 ⁰N	Extend back at least 800 CE	Extend into the 1900s CE in order to include the recent warming period	Have an average sample resolution < 50yrs	Have at least two age control points during the 800-2000 CE period					
ID Records					_					
Hydro2k_01			<b></b>							
Hydro2k_02										
Hydro2k_03	-	-		-	-					
Hydro2k_04										
Hydro2k_05										
Hydro2k_06										
Hydro2k_07				•	•					
Hydro2k_08										
Hydro2k_09										
Hydro2k_10		-								
Hydro2k_11		-								
Hydro2k_12										
Hydro2k_14										
Hydro2k_15										
Hydro2k_16										
Hydro2k_17										
Hydro2k_18										
Hydro2k_19										
Hydro2k_20										
Hydro2k_21										
Hydro2k_22										
Hydro2k_23										
Hydro2k_24										
Hydro2k_27										
Hydro2k_31										
Hydro2k_32										
Hydro2k_34										
Hydro2k_35										
Hydro2k_37										
Hydro2k_38										
Hydro2k_39										
Hydro2k_40										
Hydro2k_41				*						
Hydro2k_42				*						
Hydro2k_43				*						
Hydro2k_44				*						
Hydro2k_45				*						
Hydro2k_46				*						
Hydro2k_48				*						
Hydro2k_49				*						



**Figure 60.** Localisation et types d'archives paléoclimatiques contenues dans la base de données Hydro 2k v.1.0. La ligne en pointillé gris correspond à la limite du cercle arctique. La ligne en pointillés gris correspond à la limite du cercle arctique. La ligne en pointillés noirs à la latitude 60 °N.

# 2. VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE DES DERNIERS 1200 ANS DANS LA REGION ARCTIQUE-SUBARCTIQUE

# Article 2

# "Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years – current understanding and research challenges"

# Linderholm, Nicolle et al., 2018

Clim. Past Discuss., https://doi.org/10.5194/cp-2017-34, in review, 2018.

# 2.1. CONTEXTE DE L'ETUDE ET CONTRIBUTION

Le numéro spécial « Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses » de la revue Climate of the Past (impact factor 3.543 en 2016) vise à rassembler les études issues des efforts communs du réseau PAGES 2k afin d'affiner les reconstructions de la température et créer un historique des changements des précipitations régionales. Il rassemble ainsi les synthèses des différents groupes de travail, ainsi que des comparaisons transrégionales. Il inclut également des reconstructions basées sur différents types d'archives mais aussi des comparaisons modèles-proxy, l'évaluation des incertitudes de datations ainsi que l'étude des modes de variabilités du climat des derniers 2000 ans qui peuvent s'exprimer à différentes fréquences depuis l'échelle millénaire à multi-décennale.

La base de données hydroclimatiques présentée dans la Section V-1 aurait pu faire l'objet d'un papier en premier auteur. Néanmoins dans la stratégie du groupe de travail du consortium PAGES Arctic 2k, il a été jugé opportun de le faire apparaître dans un papier fédérateur et de synthèse sur l'hydrologie de la région arctique. L'article publié par Linderholm et al. dans ce numéro spécial a pour objectif de synthétiser la compréhension actuelle de la variabilité hydroclimatique dans la région Arctiquesubarctique en se concentrant sur les deux derniers millénaires. Notre contribution intervient alors dans la production et la description de la base données hydroclimatiques dans la région, ainsi que la publication de deux enregistrements régionaux pour les secteurs de l'Atlantique Nord et de l'Alaska (Annexe II).

# **2.2. RESUME DE L'ARTICLE**

Avec l'amplification arctique, les changements hydroclimatiques arctiques sont devenus de plus en plus apparents. Les données issues des réanalyses montrent une tendance à l'augmentation des températures et des précipitations au cours du 20ème siècle dans la région Arctique, mais ces changements ne sont pas homogènes à travers les saisons ou l'espace. Ces changements hydroclimatiques observés vont continuer et probablement s'accélérer au cours du siècle prochain, affectant non seulement les écosystèmes naturels panarctiques et les activités humaines, mais aussi les moyennes latitudes au travers de changements de la circulation atmosphérique et océanique. Cependant, le manque de données d'observation rend la quantification de ce changement hydroclimatique arctique difficile, particulièrement dans un contexte à long terme. Pour comprendre la variabilité hydroclimatique et les mécanismes conduisant aux changements observés, au-delà des données instrumentales, les proxies climatiques sont nécessaires. Ici nous rassemblons la compréhension de la variabilité hydroclimatique arctique des derniers 2000 ans déduite d'archives naturelles et des proxies paléoclimatiques, et des simulations de modèles. La couverture spatiale inadéguate des données paléoclimatiques est évidente, avec un manque de données distinct dans la plupart de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord, ce qui rend actuellement impossible des reconstructions robustes pour la région globale de l'Arctique. Les enregistrements hydroclimatiques basés sur les données proxies et les modèles climatiques indiquent que l'Anomalie Climatique Médiévale (MCA) était anormalement humide, tandis que les conditions étaient à une sécheresse générale pendant le Petit Age Glaciaire (LIA), par rapport aux derniers 2000 ans. Cependant, il est clair qu'il y a des grandes différences régionales, qui sont particulièrement évidentes pendant le LIA. En raison des différences spatiotemporelles de la variabilité hydroclimatique arctique, nous recommandons des études détaillées de la variabilité régionale, e.g. incluant par exemple des reconstructions des champs climatiques, pour déterminer la variabilité spatiale et les forçages climatiques potentiels. Actuellement, il est seulement possible d'effectuer des synthèses régionales pour quelques zones de l'arctique, e.g. Fennoscandinavie, le Groenland et l'Amérique du Nord occidentale. Pour étudier pleinement la variabilité hydroclimatique panarctique sur les deux derniers millénaires, des enregistrements proxy supplémentaires sont nécessaires.

Clim. Past, 14, 473–514, 2018 https://doi.org/10.5194/cp-14-473-2018 © Author(s) 2018. This work is distributed under the Creative Commons Attribution 3.0 License.





# Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years: current understanding and research challenges

Hans W. Linderholm<sup>1</sup>, Marie Nicolle<sup>2</sup>, Pierre Francus<sup>3,19</sup>, Konrad Gajewski<sup>4</sup>, Samuli Helama<sup>5</sup>, Atte Korhola<sup>6</sup>, Olga Solomina<sup>7</sup>, Zicheng Yu<sup>8</sup>, Peng Zhang<sup>1</sup>, William J. D'Andrea<sup>9</sup>, Maxime Debret<sup>2</sup>, Dmitry V. Divine<sup>10,18</sup>, Björn E. Gunnarson<sup>11</sup>, Neil J. Loader<sup>12</sup>, Nicolas Massei<sup>2</sup>, Kristina Seftigen<sup>1,13</sup>, Elizabeth K. Thomas<sup>14</sup>, Johannes Werner<sup>15</sup>, Sofia Andersson<sup>11</sup>, Annika Berntsson<sup>11</sup>, Tomi P. Luoto<sup>16</sup>, Liisa Nevalainen<sup>16</sup>, Saija Saarni<sup>17</sup>, and Minna Väliranta<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, 40530 Gothenburg, Sweden <sup>2</sup>Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France <sup>3</sup>Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, G1K 9A9, Québec, QC, Canada <sup>4</sup>Département de géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, Ontario K1N 6N5, Canada <sup>5</sup>Natural Resources Institute Finland, Rovaniemi, Finland <sup>6</sup>Environmental Change Research Unit (ECRU), Department of Environmental Sciences, University of Helsinki, 00014 Helsinki, Finland <sup>7</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia <sup>8</sup>Department of Earth and Environmental Sciences, Lehigh University, Bethlehem PA 18015-3001, USA <sup>9</sup>Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades NY 10964, USA <sup>10</sup>Norwegian Polar Institute, Fram Centre, 9296 Tromsø, Norway <sup>11</sup>Department of Physical Geography, Stockholm University, 10691 Stockholm, Sweden <sup>12</sup>Department of Geography, Swansea University, Swansea SA2 8PP, Wales, UK <sup>13</sup>Earth and Life Institute, Université catholique de Louvain, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgium <sup>14</sup>Department of Geology, University at Buffalo, Buffalo NY 14260, USA <sup>15</sup>Department of Earth Science, University of Bergen, 5020 Bergen, Norway <sup>16</sup>Department of Environmental Sciences, University of Helsinki, 15140 Lahti, Finland <sup>17</sup>Department of Geography and Geology, University of Turku, 20014 Turun yliopisto, Finland <sup>18</sup>Department of Mathematics and Statistics, University of Tromsø – The Arctic University of Norway, 9037, Norway <sup>19</sup>GEOTOP Research Center, Montréal, QC, Canada

**Correspondence:** Hans W. Linderholm (hans.linderholm@gvc.gu.se)

Received: 9 March 2017 – Discussion started: 17 March 2017 Revised: 9 January 2018 – Accepted: 20 February 2018 – Published: 10 April 2018

**Abstract.** Reanalysis data show an increasing trend in Arctic precipitation over the 20th century, but changes are not homogenous across seasons or space. The observed hydroclimate changes are expected to continue and possibly accelerate in the coming century, not only affecting pan-Arctic natural ecosystems and human activities, but also lower latitudes through the atmospheric and ocean circulations. However, a lack of spatiotemporal observational data makes reliable quantification of Arctic hydroclimate change difficult, especially in a long-term context. To understand Arctic hydroclimate and its variability prior to the instrumental record, climate proxy records are needed. The purpose of this review is to summarise the current understanding of Arctic hydroclimate during the past 2000 years. First, the paper reviews the main natural archives and proxies used to infer past hydroclimate variations in this remote region and outlines the difficulty of disentangling the moisture from the temperature signal in these records. Second, a comparison of two sets of hydroclimate records covering the Common Era from two data-rich regions, North America and Fennoscandia, reveals inter- and intra-regional differences. Third, building on earlier work, this paper shows the potential for providing a high-resolution hydroclimate reconstruction for the Arctic and a comparison with last-millennium simulations from fully coupled climate models. In general, hydroclimate proxies and simulations indicate that the Medieval Climate Anomaly tends to have been wetter than the Little Ice Age (LIA), but there are large regional differences. However, the regional coverage of the proxy data is inadequate, with distinct data gaps in most of Eurasia and parts of North America, making robust assessments for the whole Arctic impossible at present. To fully assess pan-Arctic hydroclimate variability for the last 2 millennia, additional proxy records are required.

#### 1 Introduction

Global climate is changing rapidly, largely due to increased anthropogenic greenhouse gas emissions (IPCC, 2013). However, distinct regional differences in the magnitude of observed warming in recent decades are apparent; for example, the Arctic has warmed at more than twice the rate of the global average (Cohen et al., 2014). This *Arctic amplification* (Serreze et al., 2009) is due to complex feedback processes within the atmosphere–cryosphere–ocean system, including surface albedo and heat exchange with the ocean (Johannessen et al., 2003; Hind et al., 2016) and, most importantly, substantial losses of sea ice extent and late-spring snow cover (Overland, 2014).

Temperature increases have resulted in an intensified hydrological cycle (Huntington, 2006). Increasing precipitation in the Arctic has been linked to higher local evaporation and reduced sea ice coverage (Bintanja and Selten, 2014; Kopec et al., 2016), but also enhanced northward transport of moisture (Zhang et al., 2013). According to most climate models (see Sect. 2), precipitation will continue to increase in the coming century, with the largest changes occurring over the Arctic Ocean (Bintanja and Selten, 2014). However, there are still large uncertainties regarding hydroclimate variability and changes in the hydrological cycle in the Arctic due to incomplete or fragmentary data (Serreze et al., 2000; Screen and Simmonds, 2012). This makes it difficult to detect changes in and understand the mechanisms controlling hydroclimate variability on different timescales.

There are large spatial differences in the meteorological station distribution across the Arctic, and except for Fennoscandia and westernmost Russia, only a few observational records reach more than 75 years back in time (Bekryaev et al., 2010), making it difficult to provide a spatiotemporal understanding of hydroclimate variability. Going beyond the observational records, climate proxies are needed. Most reconstructions of past climate for the whole Arctic during the Common Era (CE) have focused on temperature (Overpeck et al., 1997; Kaufman et al., 2009; Shi et al., 2012; Hanhijärvi et al., 2013; McKay and Kaufman, 2014). However, a number of proxies recorded in natural archives, such as ice cores, lake and peat sediments, and tree rings, can provide information on hydroclimate variations in the Arctic. They provide information with different temporal and seasonal resolution. In a recent study of hydroclimate variability across the Northern Hemisphere during the last 1200 years, Ljunqvist et al. (2016) found a tendency for generally wetter conditions during the 9th–11th centuries corresponding to the Medieval Climate Anomaly (MCA, ca. 900-1150 CE), whereas the 12th-19th centuries, including the Little Ice Age (LIA, ca. 1400–1850 CE), showed more widespread dry conditions. However, for the Arctic, only 18 records with heterogeneous spatial distribution were included. Nevertheless, ongoing efforts to collect new data have resulted in a growing network that will increase our understanding of Arctic hydroclimate variability.

The aim of this review is to summarise the current understanding of Arctic hydroclimate, focusing on the last 2 millennia. The paper uses the PAGES 2k definition of the Arctic, i.e. the region north of 60° N. Section 2 briefly presents the current state and a future outlook of Arctic hydroclimate and impacts from observations and climate model simulations from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5; Taylor et al., 2012). Section 3 reviews the various archives and proxies used to derive information on past hydroclimate variability. Section 4 presents multi-proxy comparisons of hydroclimate variability in Arctic Canada and Fennoscandia, two regions with denser networks of sites. In Sect. 5, a new compilation of Arctic hydroclimate data, which illustrates the potential to derive higher temporal resolution than that of Ljungqvist et al. (2016), is compared to model simulations from the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase III (PMIP3; Braconnot et al., 2012). The current understanding of Arctic hydroclimate during the last 2 millennia is summarised in Sect. 6, and some recommendations for future work are given in Sect. 7.

#### 2 Current and future Arctic hydroclimate and its impacts

#### 2.1 Observations and models

Precipitation data derived from the gridded ERA-20C dataset (Poli et al., 2013) averaged over the whole Arctic ( $\geq 60^{\circ}$  N) show a positive trend over the last century, with a notable increase in the last few decades (Fig. 1), which is in line with previous findings (Serreze et al., 2000; Min et al., 2008). A similar trend is seen in an ensemble of 12 historical CMIP5 simulations (1900–2005; see Table S1 in the Supplement for information on the included models). The spatial pattern of precipitation change is heterogeneous across the region (Fig. 2a and b), with the largest increases in annual precipitation over the North Atlantic and Barents Sea and, to a lesser degree, over eastern Asia, western North America, and



**Figure 1.** Annual precipitation anomaly (relative to the period 1961–1990) of the Arctic ( $> = 60^{\circ}$  N) derived from ensemble mean of historical (1900–2005) and RCP (2006–2100) simulations using 12 CMIP5 climate models (Taylor et al., 2012). The green line shows the annual precipitation anomaly derived from the ERA-20C reanalysis dataset (Poli et al., 2013). Solid lines represent multimodel ensemble means, while shading around the solid lines represents the interquartile ensemble spreads (25th and 75th quartiles). The vertical light grey shading marks the time period of 1981–2000 (left) and 2081–2100 (right).

the North Pacific (Fig. 2a). Annual precipitation decreased in western Eurasia and locally over eastern Greenland and Svalbard. The CMIP5 models show a similar pattern, although the increase is much lower and more spatially homogenous (Fig. 2b), with slightly more prominent increases over parts of the North Atlantic and Barents Sea and decreases in areas south-west and south-east of Greenland.

For future hydroclimate projections, 36 CMIP5 simulations (12 for each of the Representative Concentration Pathways: RCP 2.6, RCP 4.5, and RCP 8.5 scenarios) for the period 2006-2100 were used. Multi-model ensemble means represent robust projections of the temporal variation, spatial patterns, and seasonal cycle of the historical and future annual precipitation variability over the Arctic region. Simulations with all RCPs indicate an increase in mean annual precipitation in the coming century, ranging from 4 mm (RCP 2.6 ensemble mean) to 14 mm (RCP 8.5 ensemble mean; Fig. 1). To obtain the spatial pattern of annual precipitation changes, the spatial pattern changes were first calculated based on individual model simulations and then regridded to the same spatial resolution as the GFDL-CM3 model (i.e. 144 longitudinal grid cells  $\times$  90 latitudinal grid cells). The re-gridded spatial pattern changes based on the individual model simulations were then averaged to create a multi-model ensemble mean.

The most prominent increases in annual precipitation will occur over the Barents Sea, western Scandinavia, eastern Eurasia, and western North America, with decreased precipitation over the central parts of the North Atlantic (Fig. 2c to e). Moreover, the model simulations suggest an intensified precipitation cycle with increases in all months, but more prominently outside late spring–early summer (Fig. 2f and g).

#### 2.2 Impacts of Arctic hydroclimate change

#### 2.2.1 Impacts on Arctic environments

Changes in hydroclimate will have impacts on Arctic terrestrial and marine environments, including the cryosphere and the Arctic Ocean (ACIA, 2005). Observational studies show evidence of increased precipitation and river discharge in the Arctic, and hence a freshening of the Arctic Ocean, over the last decades (e.g. Peterson et al., 2006; Min et al., 2008). The freshening will have impacts on ocean convection in the subarctic seas, influencing the thermohaline circulation (THC, see below; Min et al., 2008). Increased ocean freshening will also have implications for marine flora and fauna distribution due to altered light and nutrient conditions (Carmack et al., 2016). Planktonic primary producers are likely to be affected, some positively and some negatively, and these impacts may cascade up the food web and alter the whole marine ecosystem structure (Li et al., 2009), thereby affecting marine biodiversity. Overall, changes in landscape and biophysical properties, biogeochemical cycling, and chemical transport associated with warmer and wetter conditions will influence ecosystem productivity (e.g. Wrona et al., 2016). Impacts on ecosystems will also affect the Arctic's indigenous populations, e.g. through increased risks to infrastructure and water resource planning (Bring et al., 2016), health (Geer et al., 2008), and subsistence-based livelihoods (Ford et al., 2014). As an example of the latter, increased occurrences of rain events during the cold season, causing the formation of ground ice and preventing winter grazing, will have negative impacts on herbivores, such as reindeer (Stien et al., 2012).

#### 2.2.2 Remote impacts

In general, snow cover in the pan-Arctic region has decreased over the last several decades (Screen and Simmonds, 2012; Shi et al., 2013), although for snow on sea ice knowledge is limited due to the effects of regional variability and a lack of direct observations. This has been attributed to elevated temperatures and an increasing fraction of rain relative to snow, but also to the effects of increasing evaporation from the ocean due to the receding sea ice pack (Bintanja and Selten, 2014). In addition to the local effects described above, changes in snow cover, especially during autumn-winter, affect the atmospheric circulation, and this can have remote impacts on the hydroclimate of lower latitudes. For example, Cohen et al. (2012) suggested that a warmer and wetter Arctic atmosphere during autumn, caused by decreasing sea ice coverage, regionally favours increased snow cover in the same season, which dynamically forces negative Arctic Oscillation (AO) conditions in the subsequent winter. The



**Figure 2.** Simulated and observed Arctic precipitation. Upper panels: (a) observed and (b) modelled changes in annual precipitation over the Arctic region (> =  $60^{\circ}$  N) relative to the reference period 1901–1920 and averaged over the 1981–2000 period. The observed pattern is obtained from the ERA-20C reanalysis dataset (Poli et al., 2013). The modelled pattern is derived from ensemble mean of historical (1900–2005) simulations performed by 12 CMIP5 climate models (Taylor et al., 2012). Middle panels: multi-model (12 CMIP5 models) average changes in annual precipitation relative to the reference period 1981–2000 averaged over the period 2081–2100 under RCP 2.6 (c), RCP 4.5 (d), and RCP 8.5 (e) forcing scenarios. Lower panels: multi-model (12 CMIP5 models) average of seasonal cycle of precipitation over the Arctic (> =  $60^{\circ}$  N) for the periods of 1901–1920 (black) and 1981–2000 (red) (f), and for 1981–2000 (black) and 2081–2100 (other colours) (g). Solid lines represent multi-model ensemble means, while shading around the solid lines represents uncertainties expressed as  $\pm 2$  standard deviations of the mean monthly precipitation over a 20-year period.

negative phase of the AO is associated with a more meridional flow of the jet stream, which allows cold Arctic air to penetrate into lower latitudes, occasionally yielding extreme weather events (Overland et al., 2016). A distinct decline in sea ice extent and thickness has been observed in the past decades (Stroeve et al., 2012; Kwok and Cunningham, 2015). The melting of Arctic sea ice has local influences, but recent research suggests that it may also have remote impacts on mid-latitudes by perturbing local energy fluxes at the surface and modifying the atmospheric and oceanic circulation (e.g. Budikova, 2009; Francis et al., 2009). Variations in Arctic sea ice extent influences the North Atlantic Oscillation (NAO; Pedersen et al., 2016), which has a strong influence on precipitation in the North Atlantic region (Hurrell, 1995; Folland et al., 2009). Wu et al. (2013) suggested that winter Arctic sea ice concentration may be a precursor for summer rainfall anomalies over northern Eurasia and Guo et al. (2014) noted a link between spring Arctic sea ice conditions and the summer monsoon circulation over eastern Asia. On the other hand, it is also likely that lowerlatitude phenomena influence Arctic sea ice conditions. For example, wintertime sea ice loss has been linked to different phases of the Pacific Decadal Oscillation (PDO; Screen and Francis, 2016).

Enhanced precipitation and melting of the cryosphere increases the run-off from the pan-Arctic land areas and lowers the salinity of the Arctic Ocean, and this will likely have significant impacts at a local and potentially global scale (Serreze and Barry, 2011; Rhein et al., 2013; Carmack et al., 2016). Since the density of the water in the Arctic Ocean determines the location of the thermocline and haloclines, changes in salinity may influence the distribution patterns of organisms and biogeochemical properties (Aagard and Carmack, 1989; Carmack et al., 2016). Moreover, salinity regulates the density of the water in the Arctic Ocean, and through outflow of Arctic water into the North Atlantic it can impact regions at lower latitudes, e.g. by affecting deep water formation in the Greenland-Norwegian and Labrador seas and thus the strength of the THC (Aagard and Carmack, 1989; Rahmstorf, 1995; Slater et al., 2007). A disruption of the THC could have global impacts (Vellinga and Wood, 2002). Density also determines the location of the thermoclines and haloclines so that salinity shifts greatly the influence distribution of organisms (Aagard and Carmack, 1989; Carmack et al., 2016).

#### 3 Hydroclimate archives and proxies in the Arctic

While most archives and proxies that are widely used elsewhere to infer past climate variability can be found in the Arctic, their application require specific treatment and interpretation. The following section describes and discusses the characteristics and the limitations of these in the Arctic environment.

#### 3.1 Lake sediments: varves and biomarkers

#### 3.1.1 Arctic lakes

Most lakes in the Arctic were formed just after local retreats of ice sheets, glaciers, and ice caps after the last glaciation; hence, their ages and the potential lengths of the records they contain range from the entire Holocene in Beringia and Scandinavia to only a few hundred years in Greenland or Iceland. The last 2000 years has, in general, been characterised by minor glacier fluctuations prior to the general melt of the recent decades (Solomina et al., 2016). This relative stability in surface area over the last 2 millennia makes lakes excellent recorders of hydroclimate variability for this period. What makes the lakes different in the Arctic is the very strong seasonality that is reflected in a long to very long ice cover period. A long ice cover season substantially reduces the input of particles from the watershed to the lake, frequently to an unmeasurable quantity. Therefore, what is recorded in Arctic lacustrine sediments is strongly biased towards the ice-free periods, i.e. spring snowmelt, short summer, and early autumn. Another characteristic of the Arctic is physical weathering related to gelifaction and sparse vegetation cover, making large quantities of easily eroded minerogenic matter available to be transported into lakes (Zolitschka et al., 2015).

Lake systems in the Arctic differ depending on the presence or absence of glaciers in their watershed. Snow-fed watersheds experience maximum discharge during snowmelt in spring. They become depleted in water once the snow cover has melted, reducing sediment transport in the latter part of the ice-free season. On the other hand, glacierised watersheds are not water limited; i.e. the water supply to the lake tributary can last the entire summer and autumn until temperatures decrease below zero. Discharge, and therefore sediment transport, is usually driven by temperature at the elevation of the glacier and is usually at a maximum during summer. In addition, lake systems in glacierised watersheds may on rare occasions be subjected to catastrophic floods (called Jökulhlaups), which are due to collapsing ice dams retaining vast amounts of water in intra- or supra-glacial lakes, and resulting in high sediment fluxes to the lakes.

Many watersheds in the Arctic are also affected by the presence of permafrost. During summer, the permafrost thaws in its upper part (active layer), leaving sediment easily mobilised by small amounts of rainfall. This increases the risk of slope detachments and can result in debris flows or very high sediment yields in lake tributaries (Lewis et al., 2005). The presence of permafrost also makes the dating of lacustrine sediments difficult because organic matter can be stored in the soils for a long period prior to being transported to the lakes (Abbott and Stafford Jr., 1996).

In the high Arctic, sources of organic matter in lake sediments are both allochthonous and autochthonous, i.e. produced in the watershed or the lake. The relative contribution of these sources may in part be controlled by climate (Outridge et al., 2017), although the allochthonous organic matter remains dominant, and the total amount preserved remains low (Abbott and Stafford Jr., 1996; Gälman et al., 2008). Conversely, lakes located in the southernmost part of the Arctic, such as in the boreal forests of Scandinavia or North America, experience a season with higher primary productivity. Their total organic carbon content can be relatively high (Gälman et al., 2008) when anoxic conditions at the bottom of the water column prevail, slowing down its degradation.

#### 3.1.2 Extracting hydroclimatic information from Arctic lakes

Most of the proxies used elsewhere in the world for the purpose of reconstructing past hydroclimate can also be analysed in Arctic lakes. Extensive experience has enabled their use in the Arctic in spite of the harsh nature of the environment.

*Pollen*. Pollen can successfully be used to reconstruct precipitation because the response of plants to moisture changes is direct and well studied. Although a substantial proportion of the pollen in the high Arctic arrives from forested regions to the south, pollen assemblages can still be used to reconstruct the local conditions (e.g. Gajewski, 2002, 2006, 2015b). The sediments may be contaminated by older pollen stored in the soils or, in some cases, from Tertiary deposits in the watershed (Gajewski et al., 1995). Nevertheless, annual precipitation has been reconstructed, along with temperature (Gajewski, 2015a), using pollen assemblages and are presented in Sect. 4.2.

*Chironomids.* In the Arctic, chironomids are primarily affected by lake depths, temperature and water chemistry (Gajewski et al., 2005). Provided that changes in precipitation regime affect the depth of a lake and the pH or nutrient supply, chironomids can be used (Medeiros et al., 2015). However, most work has emphasised the reconstruction of temperature, and there would need to be relatively large changes in depth to have a noticeable effect on the chironomid community (e.g. Barley et al., 2006; Fortin et al., 2015).

*Diatoms*. These can presumably be used to reconstruct past moisture through various indirect methods. The primary control on diatoms is pH (Finkelstein et al., 2014), and to the extent this is affected by lake level variations, it could be used as an indirect proxy. Lake level changes affecting the relative area of deep and shallow water can be registered by diatoms; these have been used in other regions but not in the Arctic. A study of stable oxygen isotopes in diatom frustules allowed for a palaeohydrological reconstruction from Baffin Island, Canada (Chapligin et al., 2016).

Hydrogen isotopes and biomarkers. The source of environmental water in terrestrial systems is precipitation. Precipitation  $\delta D$  values are influenced by the location, temperature, and relative humidity of the primary evaporation source of the moisture, the air mass trajectory, and the temperature at condensation (Dansgaard, 1964; Boyle, 1997; Pierrehumbert, 1999; Masson-Delmotte et al., 2008; Frankenberg et al., 2009; Theakstone, 2011; Sjolte et al., 2014). Evaporative enrichment can cause environmental water, including lake water, soil moisture, and leaf water, to become D-enriched relative to the original precipitation. Thus, lake-sediment-based lipid  $\delta D$  records can provide important insights into the variability of both precipitation  $\delta D$  values and evaporative en-

richment and thus ultimately into local hydrological changes. There are only a handful of published studies using  $\delta D$  values of leaf waxes and algal lipids to reconstruct past hydrological changes in the Arctic (Thomas et al., 2012, 2016; Balascio et al., 2013, 2017; Moossen et al., 2015; Keisling et al., 2017). The palaeohydrological interpretations of these  $\delta D$  records differ among the studies, reflecting the fact that different lake catchments respond differently to hydrologic changes (and over different timescales), but also highlights our incomplete understanding of the biological and environmental factors that influence hydrogen isotope variability in lipids. Palaeohydrologic interpretations are better constrained when lipids with  $\delta D$  values representing lake water (e.g. those derived from algae and macrophytes) are considered together with those representing leaf water (e.g. long-chain *n*-alkanes and long-chain *n*-alkanoic acids; Balascio et al., 2013, 2017; Rach et al., 2014; Muschitiello et al., 2015; Thomas et al., 2016). Together,  $\delta D$  values of these compounds can be used to quantify isotopic differences between lake water and leaf water, which can reveal changes in the duration of summer ice cover (Balascio et al., 2013), seasonality of precipitation (Thomas et al., 2016), or the vegetation type contributing lipids to the lake sediments (Balascio et al., 2017). Rach et al. (2017) propose an approach using paired terrestrial and aquatic lipid  $\delta D$  values and plant physiological models to quantitatively reconstruct relative humidity changes through time. This approach may prove effective in some Arctic settings.

Several physical and geochemical proxies have been used to infer past hydrology. Mass accumulation rate (MAR) is a measure of the amount of sediment accumulated at the bottom of the lake (e.g. Weltje, 2012). It is usually directly linked to the lake tributary discharge in lakes with low primary productivity (Petterson et al., 1999). Obtaining MAR requires an accurate age model and measurements of density. Density, magnetic susceptibility, and elemental composition are all indicators of the detrital input, which is again linked to the lake tributary discharge (Petterson et al., 1999; Dearing et al., 2001; Cuven et al., 2010). The grain size of the terrigenous fraction is an indicator of the competence of the flow (maximum discharge), its duration, and physical processes occurring in the lake water column (Lapointe et al., 2012). Together, these physical and geochemical proxies are rarely used in Arctic sedimentary sequences with massive structure because of the complexity of their interpretation; however, they have proven to be useful tools in annually laminated sediments.

#### 3.1.3 Varved sediments

Varved sediments are difficult to find and probably rarely deposited (Zolitschka et al., 2015). However, several lakes with varved sediments have been found in the Arctic, probably because the very strong seasonal contrast in sediment supply favours the formation of varves. Lakes containing varves tend to be deep enough to prevent bioturbation and are usually found in watersheds with high sediment yield. As such, many of the varved records cannot be directly compared to lakes used in diatom and pollen studies because the latter are usually studied in smaller systems. The advantages of varved sediments are that they contain their own chronology, that annual fluxes can be measured through the measurement of density, and that their properties can be calibrated against instrumental records (Hardy et al., 1996). In the Arctic, two types of varves exist: clastic varves and mixed clastic–biogenic varves, as discussed in Zolitshcka et al. (2015).

#### **Clastic varves**

Clastic varves result from the complex interactions between sediment availability (geomorphological control), seasonal run-off variations carrying suspended sediment (hydroclimatic control), the thermal density structure of the lake water column, and the bathymetry of the lake (limnological control). These varves are typically composed of a coarsegrained lower lamina that grades into a fine-grained upper lamina (e.g. Lake DV09; Courtney-Mustaphi and Gajewski, 2013; Lake C2; Zolitschka, 1996). Additional coarse-grained laminae can be deposited and can be related to multiple pulses of snowmelt or rain events (Ringberg and Erlström, 1999; Cockburn and Lamoureux, 2008). The finest clay fraction remains in the water column and is only deposited under quiet conditions during the following winter (Francus et al., 2008). Therefore, the presence of a distinct clay cap is the main criteria for identifying a year of sedimentation (Zolitschka et al., 2015).

Several individual parameters can be measured from each varve sequence: total thickness, sublamina thickness, density, mass accumulation rate, total and sublamina grain size, elemental composition, and magnetic susceptibility. Linking these properties with hydroclimate conditions requires monitoring the processes occurring in the watershed and the lake, with each system being different. Disentangling the respective effect of the temperature from moisture is a challenge due in part to the difficulty in obtaining data for calibration in the Arctic. When comparing varve properties to observational climate data, they often contain signals of both temperature and precipitation (e.g. Table 2 of Cuven et al., 2011; Lamoureux and Gilbert, 2004), although the temperature signal has been reported more often in the literature. However, this may be because more robust measurements of instrumental temperature are available compared to precipitation (especially snow) and precipitation patterns tends to be more variable over a region, making correlation with sediment properties more difficult.

Despite these difficulties, several authors reported correlations of varve sequence data with hydroclimate. In general, the hydroclimate is revealed in the measurement of a specific part of the sedimentary cycle, and not by a parameter that integrates the whole year of sedimentation such as the total varve thickness. For instance, Lapointe et al. (2012) showed a correlation (r = 0.85, p = 0.0001) between the largest rainfall events and the coarsest grain-size fraction of each varve. Lamoureux et al. (2006) found a correlation between varve thickness of Sanagak Lake, Boothia Peninsula and snowwater equivalent in the watershed, but they were unable to calibrate the series due to lack of calibration data. Francus et al. (2002) found a correlation (r = 0.53, p < 0.05) between snowmelt intensity and the median grain size. Lamoureux (2000) found an association of sediment yield estimates of Nicolay Lake, Cornwallis Island and rainfall events.

#### Mixed (clastic-biogenic) varves

In less harsh environments, such as in central Scandinavia, the vegetation of the catchment area and soils is more developed, allowing decaying organic matter to be incorporated into the lacustrine system. At the same time, the primary productivity in the water column during the warmer seasons is large enough to be recorded in the sedimentary archive. This results in the accumulation of a mixed type known as clastic– biogenic (or clastic–organic) varves. These typically contain a characteristic minerogenic lamina, usually showing graded bedding that is directly related to the duration and strength of the spring flood (e.g. Ojala et al., 2000; Snowball et al., 2002; Tiljander et al., 2003) and a biogenic lamina that can be composed of autochthonous organic matter (e.g. diatom frustules) and/or allochthonous organic debris.

Proxies measured with annual resolution on these mixed varves include (1) total varve thickness, (2) growing season lamina (GSL) thickness, (3) winter lamina (WL) thickness (Saarni et al., 2015), and (4) relative X-ray densitometry (Ojala and Francus, 2002). Correlations with climate parameters vary from site to site and sometimes through time at a single site (Saarni et al., 2015). Only a small number of lacustrine sequences, all of them from Scandinavia, have been successfully correlated with precipitation or moisture. At Lake Nautajärvi annual and winter precipitation was reconstructed using relative X-ray densitometry (Ojala and Alenius, 2005), whereas at Lake Kallio-Kourujärvi, the growing season lamina was linked to annual precipitation (Saarni et al., 2015). Rydberg and Martinez-Cortizas (2014) showed that high accumulation of snow resulted in high mineral matter content, and Wohlfarth et al. (1998) found a significant correlation between early spring-summer precipitation and total varve thickness in north-central Sweden.

As with clastic varves, it is quite difficult to separate the temperature from the moisture signal. Ojala and Alenius (2005) showed that direct annual and seasonal comparisons between raw varve data and instrumental measurements are complicated. Itkonen and Salonen (1994) showed that total varve thickness of three Finnish lakes were correlated with both temperature and precipitation, the correlation being weaker for precipitation. Nevertheless, sediment trap studies clearly but qualitatively showed the sensitivity of such systems to varying hydroclimate conditions (Ojala et al., 2013; Rydberg and Martinez-Cortizas, 2014).

#### 3.2 Peat deposits

#### 3.2.1 Peatland processes and peat archive

Peatlands are wetland ecosystems that preserve their developmental history over millennia. Peat deposits are products of the balance between plant production and organic matter decomposition (Clymo, 1984), and both processes are affected by climate. As a result, peat accumulation is inherently influenced by autogenic-ecological and allogenic-climatic factors, as well as their interactions (Belyea and Baird, 2006). Many peat-based proxies (see below) have been used to reconstruct peatland hydrology and water table dynamics, likely connected with regional hydroclimate. This ability of wetland communities to record hydrological change results largely from their occurrence in environments where a single extremely variable habitat factor, i.e. water supply, is predominant (Tallis, 1983). However, empirical and modelling studies show the importance of autogenic process and ecohydrological feedbacks (e.g. Tuittila et al., 2007; Swindles et al., 2012; Loisel and Yu, 2013; Väliranta et al., 2016). Clearly, consideration of biological processes and ecological feedbacks is needed when using these systems for climate reconstructions.

Peatland plants shape their own habitat since they form their own growth substrate: peat. Hence, peatlands are capable of recording in their deposits the effects of past vegetational and ecological changes. Within the peat lies a repository of botanical, zoological, environmental, and biogeochemical information, which is important for understanding past climatic conditions. These palaeorecords are used to estimate the rates of peat formation or degradation, past vegetation, climatic conditions, and depositional environments (Moore and Shearer, 1997; Blackford, 2000). Analysis of peat deposits has undergone major developments during the last several decades regarding coring techniques, peat sampling and analysis, geochronology, identification of plant remains and other microfossils, and quantitative multivariate techniques (e.g. Barber et al., 1994, 1998; Väliranta et al., 2007; Charman et al., 2009; Chambers et al., 2011; Mathijssen et al., 2016, 2017).

Stratigraphic studies in peatlands have shown a hydroseral succession in which wet swamp and fen communities gradually develop into dry bog communities (Tallis, 1983; Korhola, 1992; Väliranta et al., 2016). These changes are largely autogenic, connected to the growth of wetland communities, and caused by climatic variability or artificial drainage. Hilbert et al. (2000) developed a model of peatland growth that explicitly incorporates hydrology and feedbacks between moisture storage and peatland production and decomposition. They suggest that drier ombrotrophic peatlands (most bogs) will adjust relatively quickly to perturbations in moisture storage, while wetter ombrotrophic peatlands (mineral-rich fens) are relatively unstable and can withstand only very small changes in water tables (Mathijssen et al., 2014). Climate change will affect the hydrology of individual peatland ecosystems mainly through changes in precipitation and temperature. As the hydrology of the surface layer of a bog is dependent on atmospheric inputs (Ingram, 1983), changes in the ratio of precipitation to evapotranspiration may be expected to be the main factor driving ecosystem change. In particular, ombrotrophic peatlands are regarded as directly coupled to the atmosphere through precipitation and hydrology change (Barber et al., 1994) such that their water levels and dominant plants will reflect the prevailing climate. More specifically, their water table variability has been shown to be highly correlated with the total summer seasonal moisture deficit (precipitation-evapotranspiration; Charman, 2007).

Modern investigations of past climate are performed with an emphasis on obtaining the highest possible time resolution for a given archive. Radiocarbon dating is one of the main methods used to establish peat chronologies. The best materials for ensuring accurate dates are aboveground remains of plants that assimilated atmospheric CO<sub>2</sub>, e.g. short-lived plant macrofossils and pollen whose <sup>14</sup>C age is consequently not affected by an old carbon effect. Suitable materials for sample selection are Sphagnum mosses (branches, stems, and leaves) or, if not present, aboveground leaves and stems of dwarf shrubs (e.g. Nilsson et al., 2001; see however Väliranta et al., 2014). Age-depth models that are considered ecologically plausible and that take into account likely modes of peat accumulation include (1) linear accumulation, (2) concave curves (caused by continuing decomposition of fossil matter in the peat deposit; Yu et al., 2001), (3) convex curves (with deposits slowing their accumulation when approaching a height limit; Belyea and Baird, 2006), and (4) Bayesian models that can include prior information on stratigraphy, accumulation rate and variability, and/or detect outlying dates (reviewed by Parnell et al., 2011). The robustness of age models can be significantly improved and the uncertainties reduced by using multiple dating methods on a single core. Most commonly, the uppermost layer can be dated using atmospheric fall-out radionuclides (e.g. <sup>210</sup>Pb; see Le Roux and Marshall, 2011) and spheroidal carbonaceous particle (SCP) profiles (Yang et al., 2001), while tephrostratigraphy can potentially be applied throughout the core (Swindles et al., 2010). With suitable statistical treatment, all results can be combined into one reliable chronology which provides the backbone for interpretations of palaeoclimatic and palaeoenvironmental change data.

#### 3.2.2 Peat-based hydroclimate proxies

Peatland formation can initiate via three processes: primary peatland formation, terrestrialisation, or paludification (Ry-
din and Jeglum, 2006). In primary peatland formation, peat is formed directly on wet mineral soil when the land is newly exposed due to crustal uplift or deglaciation, whereas in terrestrialisation and paludification the area colonised by peatland vegetation has experienced previous sediment deposition or soil development (e.g. Tuittila et al., 2013). Information on hydroclimatic conditions can be derived from these processes, especially when the different peat formation types show systematic and isochronic patterns over wide geographic areas. For example, in paludification, the prerequisite is that the local hydrological conditions become wetter, for instance induced by climatic change, fire, or beaver damming, resulting in waterlogged soil conditions that promote peat accumulation (Charman, 2002; Gorham et al., 2007; Rydin and Jeglum, 2006). A new conceptual model of episodic, drought-triggered terrestrialisation presents infilling as an allogenic process driven by decadal to multidecadal hydroclimatic variability (Ireland et al., 2012).

Recently, Ruppel et al. (2013) presented a comprehensive account of postglacial peatland formation histories in North America and northern Europe using a dataset of 1400 basal peat ages accompanied by below-peat sediment-type interpretations. Their data, mainly focusing on boreal-Arctic regions, indicates that peat formation processes exhibited some clear spatiotemporal patterns. Unfortunately, the overwhelming majority of the basal peat accounts originate from the deepest and often the oldest parts of peatlands, and therefore the last 2 millennia are clearly under-represented in the present data. However, existing studies illustrate the potential of using peat initiation and expansion data to account for changes in regional moisture regimes, also in more recent times. The formation of new peatland areas does not necessarily decrease when the initiation rates decrease, but new peatland areas are continuously formed via lateral expansion.

Peat bulk density (or organic matter density) in downcore profiles has been used to reflect overall peat decomposition, which in many peatland regions is controlled by surface moisture and hydroclimate conditions (e.g. Yu et al., 2003). The rationale is that well-preserved peat is loose and has low organic matter density, most likely deposited under wet conditions promoting the protection of organic matter in an anaerobic environment. Peat bulk density values are typically 0.05 to  $0.2 \text{ g cm}^{-3}$  in high-latitude regions (Chamber et al., 2011). Peat humification is another proxy for the degree of peat decomposition which can be estimated or measured in the field or laboratory using a range of methods (Chamber et al., 2011). Humification can be used as a proxy for peatland surface wetness, as moisture is a key determinant of decomposition, and regional hydroclimate in the Arctic (e.g. Borgmark, 2005; Borgmark and Wastegård, 2008; Vorren et al., 2012).

Net carbon accumulation is the balance between production and decomposition, both of which are influenced directly or indirectly by climate (Yu et al., 2009). However, recent syntheses indicate that temperature-driven production might be more important than moisture-controlled decomposition in determining net peat accumulation (e.g. Beilman et al., 2009; Charman et al., 2013). Therefore, without constraints from other proxies, it is difficult to infer hydroclimate from peat accumulation records (Mathijssen et al., 2016, 2017). As mosses are the dominant plants in peatlands, carbon isotopes from these mosses are useful for inferring peatland moisture conditions. In wet conditions, water films around moss leaves will reduce the conductance of pores on the leaf surface to CO<sub>2</sub> uptake, reducing discrimination against <sup>13</sup>C and resulting in high carbon isotope values (Rice, 2000). Carbon isotopes have been shown to reflect surface moisture in peatlands (e.g. Loisel et al., 2009). In addition, Nichols et al. (2009) used compound-specific carbon and hydrogen isotopes from peatlands in the Arctic to evaluate summer surface wetness and precipitation seasonality.

Because plant macrofossils reflect changing abundances of climatically sensitive peatland vegetation, they have been used not only for reconstructing the local vegetation history of peatlands but also for inferring past peatland hydrological changes and, by extension, regional climate variability (e.g. Barber et al., 1998; Hughes et al., 2000; Swindles et al., 2007; Väliranta et al., 2007; Mauquoy et al., 2008; Mathijssen et al., 2014, 2016, 2017). Traditionally, plant-based peatland surface wetness reconstructions have been qualitative or semi-quantitative based on the identification of phases of relatively low local water tables (showing increased representation of hummock species) and phases of higher local water table depths (lawn and hollow species; Mauquoy et al., 2002; Pancost et al., 2002; Sillasoo et al., 2007). More recently, ordination techniques (e.g. PCA and DCA) have been used to create a single index of peatland surface wetness based on the total subfossil dataset for a peat profile (Barber et al., 1994; Mauquoy et al., 2004; Sillasoo et al., 2007; Zhang et al., 2017) in which it is assumed that the principal axis of variability in the dataset is linked to hydrology. The most recent progress in identification and quantification techniques of plant macrofossils (e.g. the Quadrat Leaf Count method; Mauquoy et al., 2010), together with careful calibration with modern plant community data, allows for the quantification of past peatland water table fluctuations with great accuracy. Väliranta et al. (2007) developed a transfer function by calibrating plant macrofossil records against the modern vegetation-water table relationship in order to quantitatively reconstruct peatland surface wetness trends for the late Holocene. The inferred water tables showed strong fluctuations, with an overall amplitude of ca. 40 cm. During the last 2 millennia, they found generally dry conditions until ca. 1600 cal BP (ca. 400 CE), varying water tables during the following 4 centuries, and dry conditions from ca. 1200 to 700 cal BP (ca. 800-1300 CE, covering the MCA). The subsequent centuries were again variable, while the period 500-200 cal BP (1500-1800 CE, covering the LIA) was wet and the last 2 centuries dry except for the very recent years. The comparison of water table reconstructions based on macrofossils and testate amoebae at two bogs in Estonia and Finland increased the confidence in using bog plants in quantitative hydrological reconstructions (Väliranta et al., 2011).

Testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) are unicellular animals with distinct environmental preferences which live in abundance on the surface of most peat bogs. These amoeboid protozoans produce morphologically distinct shells, which are commonly used as surface moisture proxies in peat-based palaeoclimate studies (Mitchell et al., 2008). Although the moisture sensitivity of these organisms has been known for a long time, work over the past several decades has demonstrated the utility of testate amoebae as quantitative peatland surface moisture indicators. Their indicator value in documenting surface moisture variation has been demonstrated by coherence in reconstructions of wet and dry fluctuations within and between peatland sites (Hendon et al., 2001; Booth et al., 2006). A protocol of their use in palaeohydrological studies is provided by Charman et al. (2000) and Booth et al. (2010). Testate amoebae have been used for tracing hydrological changes in temperate peatlands in several regions of the world, as well as in the boreal and subarctic peatlands of Canada and the US (Payne et al., 2006; Loisel and Garneau, 2010; van Bellen et al., 2011; Bunbury et al., 2012; Lamarre et al., 2012, 2013). In addition to bogs, they can also be applied in fens (Payne, 2011). Recently, Swindles et al. (2015) and Zhang et al. (2017, 2018) tested the potential of testate amoebae for peatland palaeohydrological reconstruction in permafrost peatlands based on sites in Arctic Sweden and Russia, respectively. These evaluations confirmed that water table depth and moisture content are the dominant controls on the distribution of testate amoebae in Arctic peatlands, corroborating the results from studies in mid-latitude regions. New testate-amoeba-based water table transfer functions were created with good predictive powers and the transfer functions were applied to short cores from permafrost peatlands. All records revealed a major shift in peatland hydrology, which in one case coincided with the onset of the Little Ice Age (Swindles et al., 2015). The new modern training sets will enable palaeohydrological reconstruction from permafrost peatlands in Northern Europe, thereby permitting a greatly improved understanding of the long-term hydrological dynamics of these ecosystems and the general variability in hydroclimatic conditions.

### 3.3 Tree-ring data

Distinct, precisely dateable tree rings are generally formed in areas with pronounced seasonality, which results in a single period of cambial activity (growth) and dormancy per calendar year. The width, density, and isotopic compositions of a tree ring are partly determined by local weather and climate, and the closer to the ecological limit of distribution a tree grows, the more sensitive to climate it will be. Due to the large spatial distribution of trees across extra-tropical regions, their capacity to live for many years and their potential for developing precise, annually resolved chronologies, treering data have been widely used to infer late Holocene variations in a range of climate parameters on local to hemispheric scales.

### 3.3.1 Tree-ring width and density

Measurements of annual tree-ring width (TRW) are perhaps the most important data source for quantitative estimates of high- to low-frequency climate variability during the past centuries to millennia. The advantage of TRW comes from its annual resolution and a comprehensible understanding of the climatic controls on the tree-ring growth dynamics (e.g. Vaganov et al., 2006). Tree rings have the advantage of numerical calibration, verification, and the potential to capture seasonal extreme events not possible using lower-resolution, less temporally well-constrained archives. The tree-ring community has generated an expansive network of TRW chronologies covering a wide range of species and ecosystems across the globe, including the boreal-Arctic ecotone. In general, trees growing close to their latitudinal or altitudinal limit of distribution will be sensitive to warmseason temperature, while trees growing in semi-arid to arid regions are limited by precipitation and moisture (St George, 2014; St George and Ault, 2014; Hellman et al., 2016). Consequently, most but not all high-latitude TRW chronologies exhibit strong positive associations with summer temperature and only weak correlations with summer or winter rainfall. Tree-ring data from the high northern latitudes have been used in several reconstructions of Northern Hemisphere temperature (e.g. D'Arrigo and Jacoby, 1993; Jones et al., 1998; Briffa et al., 2001; Esper et al., 2002; D'Arrigo et al., 2006; Schneider et al., 2015; Stoffel et al., 2015; Wilson et al., 2016) and reconstructions targeting Arctic temperatures (Overpeck et al., 1997; Kaufman et al., 2009; Shi et al., 2012; Hanhijärvi et al., 2013; McKay and Kaufman, 2014). The few chronologies in the cool boreal and Arctic regions developed from precipitation-sensitive trees are mainly located in continental climate zones, such as western Canada, Alaska, and eastern Fennoscandia (see Fig. 1 in St George and Ault, 2014). Many TRW records are negatively correlated with summer rainfall, and most of these are found in the colder high-latitude regions. Positive correlations with prior-summer precipitation are also common across the Arctic. This carry-over effect may be caused by increased photosynthetic reserve accumulation in years with sufficient moisture supplying resources that can be used for secondary tissue growth in subsequent years. A proportion of this association likely reflects the inverse relationship between summer temperature and precipitation observed in these regions.

Although TRW is the most commonly used tree-ring proxy, at high latitudes, wood densitometric measurements, specifically maximum latewood density (MXD) and its surrogate blue intensity (BI), are commonly being viewed as superior temperature proxies compared to TRW. It would seem that the strong correlation between MXD-BI and temperature would prevent their use in hydroclimate reconstructions. However, recent studies (Cook et al., 2015; Seftigen et al., 2015a, b) have indirectly used high-latitude temperaturesensitive tree-ring data to reconstruct soil moisture availability by considering the inverse relationship between available soil moisture and clear skies, higher temperatures, increased evaporation, and reduced rainfall. Thus, the negative correlation between the high-latitude tree-ring data and drought metrics, such as the self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI; van der Schrier et al., 2006a, b) and the Standardised Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010), can be used to generate reconstructions that are comparable to those from arid and semiarid regions where tree growth is strongly limited by rainfall. Many high-latitude MXD data that are mainly influenced by temperature also exhibit a negative, albeit weak, statistical association with summer precipitation (Briffa et al., 2002). This mixed response explains why such data have successfully been used in reconstructions of drought indices that integrate both temperature and precipitation.

### 3.3.2 Stable isotopes in tree rings

The isotopic ratios of wood, lignin, and tree-ring cellulose are influenced by a different and more limited range of environmental and physiological controls than TRW and MXD. For this reason, stable isotopes in tree rings provide additional palaeoclimate information to support and enhance the information attainable from the physical proxies (McCarroll and Loader, 2004; Gessler et al., 2014). Similar to TRW and MXD, the strength and relative expression of these climatic controls will vary geographically and to a degree with local edaphic conditions and tree species. In simple terms, carbon isotopic variability reflects changes in the balance between the conductance of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) from the atmosphere to the site of photosynthesis and assimilation rate, which are influenced by moisture stress and photosynthetically active radiation (PAR), respectively. Temperature and nutrient availability may also contribute to this signal through an influence upon the rate of chemical reaction and production of photosynthetic enzymes (Farquhar et al., 1982; Scheidegger et al., 2000; Hari and Nöjd, 2009). Oxygen and hydrogen isotopes are more closely related to the isotopic composition of the water used by the tree during photosynthesis, which may reflect a combination of moisture sources subsequently modified by the evaporative enrichment of leaf water (vapour pressure deficit and relative humidity) and plant physiological processes (Barbour et al., 2001; Danis et al., 2006; Treydte et al., 2014; Roden et al., 2000).

Since the earliest isotopic dendroclimatology studies conducted in the Arctic (Sonninen and Jungner, 1995; McCarroll and Pawellek, 1998; Waterhouse et al., 2000), several studies have made significant contributions to palaeohydrology (e.g. Waterhouse et al., 2000; Holzkämper et al., 2008, 2012; Sidorova et al., 2008, 2009; Porter et al., 2009). The combination of long-lived trees, robust dendrochronologies and excellent sample preservation both on land and in lakes have facilitated the development of several multi-centennial to millennial length isotopic records (Boettger et al., 2003; Kremenetsky et al., 2004; Sidorova et al., 2008; Young et al., 2010; Gagen et al., 2011; Porter et al., 2014; Loader et al., 2013). However, because moisture is rarely the dominant tree-growth-limiting factor across much of the Arctic region, there is a limitation to the hydroclimate information that can be reconstructed using the isotopic approach. Using a multi-parameter approach, several studies (Loader et al., 2013; Young et al., 2010, 2012; Gagen et al., 2011) provided sunshine-cloud estimates and were able to demonstrate large-scale shifts in the dominance of Arctic and maritime air masses over the northern Fennoscandian region during the LIA and MCA. Such multi-parameter studies are potentially very powerful as they help to develop testable hypotheses relating to the future response of the Arctic atmosphere and provide a foundation for developing a circumpolar isotope network to track changes in atmospheric circulation and its relationship to climate throughout the Common Era.

Reconstructions based upon oxygen and hydrogen isotopes have yet to reveal the same clear and stable correlations with instrumental data observed for carbon, but are likely to relate most closely to local and regional hydroclimate through their close link with stable isotopes in precipitation (Roden et al., 2000). The relative contributions of the isotopic signal from snowmelt and growing season precipitation used to form the tree rings is an area requiring investigation. Links between  $\delta^{18}$ O and both moisture and temperature have been identified (Sidorova et al., 2009; Knorre et al., 2010). Further south, Hilasvuori and Berninger (2010) linked oxygen (and carbon isotopes) most strongly to cloud cover, with precipitation, relative humidity, and temperature exhibiting lesser correlations. Hydrogen isotopes did not correlate as strongly as oxygen or carbon, with the strongest statistically significant relationships being with precipitation. Seftigen et al. (2011) linked  $\delta^{18}$ O to precipitation, but noted that this relationship was unstable through time, possibly due to changes in the atmospheric circulation. If the same close relationship observed between water isotope composition and tree-ring cellulose in mid-latitude regions (Danis et al., 2006; Labuhn et al., 2014; Treydte et al., 2014; Young et al., 2015) is confirmed in the Arctic, then the potential exists for developing long records of the isotopic composition of precipitation suitable for large-scale mapping of isotope climate (Hemming et al., 2007; Saurer et al., 2012; Young et al., 2015). Reconstructing the stable isotopic composition of precipitation will likely provide a more useful, more direct link to the global hydrological cycle "isotope climate" (Birks and Edwards, 2009; Bowen, 2010) than a statistical calibration of water isotopes developed against a measured (indirect) meteorological variable which may vary in the degree of its control across space or over time.

### 3.3.3 Tree-ring-based hydroclimate reconstructions

Tree-ring data have been used to locally estimate a variety of hydroclimate variables, such as precipitation, drought, streamflow, cloud cover, and snowpack (e.g. Stahle and Cleaveland, 1988; Waterhouse et al., 2000; Pederson et al., 2001; Meko et al., 2001; Woodhouse, 2003; Gray et al., 2003; Young et al., 2010; Gagen et al., 2011). Moreover, networks of tree-ring chronologies have been used to make spatial (or field) hydroclimate reconstructions (Nicault et al., 2007; Cook et al., 1999, 2004, 2010; Fang et al., 2011; Touchan et al., 2011; Hua et al., 2013). However, these studies have almost exclusively utilised tree-ring data from lower latitudes outside the Arctic region.

Within the Arctic, trees are naturally constrained to exist below the latitudinal treeline, extending as far as ca. 73° N in parts of central Siberia, and as noted above, the majority of the tree-ring data in the region come from temperaturesensitive trees. Still, with careful site selection, it is possible to find trees that are sensitive to moisture variability, and a few studies have inferred past precipitation variability using ring-width data. Indeed, a handful of reconstructions of local hydroclimate from the Arctic have been published. These have mainly focused on late spring-early summer precipitation. The longest record, and presently the most widely used high-resolution hydroclimate proxy for high-latitude Fennoscandia, comes from south-eastern Finland where Scots pine TRW was used to reconstruct annual May-June precipitation over the last millennium (Helama and Lindholm, 2003). Later an updated chronology from the same region was used to highlight the distinct and persistent "mega-drought" from the early 9th century to the 13th century CE (Helama et al., 2009). The same parameter was also reconstructed from Scots pine for east-central Sweden back to 1560 CE by Jönsson and Nilsson (2009). In North America, Pisaric et al. (2009) reconstructed the June precipitation of the North-west Territories, Canada using a TRW network. The only reconstruction of hydroclimate outside the growing season was presented by Linderholm and Chen (2005), who developed a 400-year-long winter (September-April) precipitation reconstruction with 5-year resolution based on Scots pine TRW data from west-central Scandinavia.

Focusing on hydroclimate field reconstructions, one of the earliest works to use tree rings to reconstruct past moisture variability in a high-latitude region was the North American Drought Atlas (NADA; Fig. 3a). The atlas was first released in 2004 (Cook et al., 2004), then covering the continental US and later updated (Cook et al., 2007) with an expanded tree-ring network to include parts of the Canadian Arctic. Al-though significant portions of the latter region are at present under-represented in NADA, the tree-ring coverage still provides valuable hydroclimate reconstructions for a number of

regions. The summer PDSI reconstruction data for the Arctic part of NADA extend back to the 1000 CE, indicating slightly drier conditions during most of the MCA, except for a wet period in the 12th century, and a highly variable LIA albeit with a tendency for progressively wetter summers before the early 19th century (Fig. 3c). Two efforts have used extensive tree-ring data networks to infer past drought-pluvial variability for Fennoscandia (Seftigen et al., 2015a, b) and Europe (The Old World Drought Atlas, OWDA; Cook et al., 2015, Fig. 3a). These atlases, in which tree-ring data were used to create gridded (field) reconstructions of the SPEI (Seftigen et al., 2015b) and the scPDSI (Cook et al., 2015), included regions north of 60° N. These millennium-long reconstructions allow for detailed investigations of the MCA and the LIA. The MCA in continental Europe and southern Scandinavia was significantly drier that the LIA and the post-industrial period (1850-present, and the reconstruction suggests that the Arctic regions in Europe experienced a severe drought during this period; Fig. 3b), which is in agreement with the findings of Helama et al. (2009). Interestingly, the timing of the MCA drought seems to temporally coincide with multi-centennial droughts previously reported for large areas of North America (Cook et al., 2007), specifically in California and Nevada. This suggests a common forcing across the North Atlantic, likely related to the North Atlantic Oscillation (NAO) and/or Atlantic Ocean sea surface temperatures. However, the restricted temporal coverage of the high-latitude part of NADA does not provide an opportunity to compare hydroclimatic variability across the Arctic region during the MCA. Large-amplitude hydroclimatic variability is not only restricted to the MCA, as periods of dryness are recorded in the first half of the 15th century CE and in the 1750s-1850s and may not have been restricted to the Arctic (Cole and Marsh, 2006).

Another possible option to derive hydroclimate information from north of the treeline in the Arctic is the utilisation of annual growth rings from shrubs. For example, Zalatan and Gajewski (2006) presented a short *Salix alaxensis* growthring series from north-western Victoria Island in the Canadian Arctic. The width of the shrub rings was found to be correlated with winter precipitation. Although the reported record was too short to be useful for palaeoclimate studies, it may be possible to obtain longer series by using larger specimens (some are tree-sized in this area; Edlund and Egginton, 1984) or cross-dating dead and buried wood.

## 3.3.4 Pine regeneration patterns as indicators of hydrological shifts

In the high northern latitudes, tree remains can be preserved for several millennia buried in lakes or peat, which becomes so-called subfossil wood, and subfossils extracted from lakes have been used to reconstruct temperatures for large parts of the Holocene in Fennoscandia (see Linderholm et al., 2010, for a review). More or less well-preserved trees can also be



**Figure 3.** Drought atlas reconstructions over the Arctic for North America (NADA; Cook et al., 2004, https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ study/6319, last access: 16 January 2017) and Europe (OWDA; Cook et al., 2015, https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/19419, last access: 4 November 2015). (a) The full spatial domains of the two atlases and a regional average over latitudes  $> 60^{\circ}$  N in (b) Europe and (c) North America transformed into *z* scores and filtered with a 100-year loess (red lines).

found in dark layers of well-humified peat, an indicator of dry conditions having allowed trees to grow and to colonise the area (Gunnarson, 2008).

In west-central Sweden, more than 1000 subfossil and peatland Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) samples have been collected since the late 1990s. Most samples come from different lakes at varying altitudes, and the temporal distributions of the dated samples show wave-like patterns of regeneration with clearly distinguishable mortality and germination phases. Such generation pulses have been related to climatic conditions favourable for seed production and successful germination, i.e. warm and dry periods (Zackrisson et al., 1995). However, Gunnarson (2008) suggested that the temporal variations of pine samples from both bogs and lakes (Fig. 4) reflect fluctuations in peatland groundwater tables and lake levels caused by regional changes in hydroclimate. It is likely that these variations have been governed by changes in precipitation rather than changes in tem-

perature. In south-eastern Finland evidence of depositional histories of subfossil pines from lakes, where most trees have grown adjacent to or on lakeshores (so-called riparian trees), and peatland pines were combined by Helama et al. (2017a). Divergent depositional histories (i.e. replication curves) were obtained for the two environments during the Common Era. High accumulation of peatland pines during the MCA indicates dry surface conditions beneficial for pine colonisation (Torbenson et al., 2015; Edvardsson et al., 2016). This phase overlapped with a phase of low accumulation of riparian pine trees. In contrast, the accumulation of riparian pines increased towards the LIA, culminating around 1300 CE and suggesting a rising lake water level contributing to tree mortality and increased preservation potential of trees in lakes. Again, this phase overlapped with a phase of strongly declined accumulation of peatland pine trees. These results were supported by taphonomic interpretation (Gastaldo, 1988) of the depositional histories, espe-



**Figure 4.** Changes in subfossil Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) sample numbers over time (black) from lakes in the central Scandinavian Mountains (Gunnarson, 2008). The grey shaded area at the end represents living trees. Interpreted wet and dry periods shown in grey breaks and the presence of Scots pines growing on a nearby peat bog indicate drier conditions (figure adapted from Gunnarson, 2008). Data available at http://bolin.su.se/data/Gunnarson-2017 (last access: 22 June 2017).

cially their dissimilarities, and by comparisons with palaeolimnological reconstructions of water level fluctuations during the MCA and LIA (Luoto, 2009; Nevalainen et al., 2011; Nevalainen and Luoto, 2012). Similar to the study conducted in west-central Sweden (Gunnarson, 2008), the depositional histories in south-eastern Finland were found to reflect past hydroclimatic variations. Likely, the replication in pine chronologies from near the northern edge of the species range reflects summer temperature conditions, especially in subarctic sites (Helama et al., 2005, 2010). Further south, tree accumulation in different sediments seems to be more strongly influenced by recruitment and preservation potentials which, in turn are driven by local hydroclimatic conditions.

### 3.4 Glaciers

### 3.4.1 Glaciers as direct and indirect climate indicators

Glaciers respond to climate changes through variations in length, area, and volume (Oerlemans, 1994, 2001). In the Arctic and subarctic, observations and indirect evidence of glacier fluctuations have been widely used as sources of information about past climates (Solomina et al., 2016, and references therein). Changes in glacier length through advances or retreats are indirect, lagged responses to climate change, while glacier mass balance variations, as indicated by changes in ice thickness and volume, are direct responses to the annual weather conditions (Haeberli and Hoelzle, 1995). Direct measurements of glacier variability across the world, derived from annual mass balance measurements using glaciological or geodetic methods, are generally limited to the last half century (Zemp et al., 2009). In addition, annual mass balance records have been extended for several centuries using meteorological and proxy data such as historical records and tree-ring data (e.g. Lewis and Smith, 2004; Watson and Luckman, 2004; Nordli et al., 2005; Linderholm and Jansson, 2007). However, to yield information about glacier variability beyond direct observations, indirect indicators are mainly used.

There are two types of indirect glacier records: classical discontinuous series usually based on moraines delimiting the former glacier positions and continuous records from lakes (Solomina et al., 2016). Geomorphological evidence of glacier advances, such as terminal moraines or proglacial lacustrine sediments, give relative dates of glacier fluctuations, usually with some uncertainty. Lichenometry, a method through which lichen dimensions are used to infer the timing of colonisation, can provide rough estimates of moraine formation (Bickerton and Matthews, 1992; Armstrong, 2004). If the moraines contain organic material, they can be dated by <sup>14</sup>C (Karlén and Denton, 1976) or dendrochronological methods (Luckman, 1993; Carter et al., 1999). Cosmogenic isotopes (e.g. <sup>10</sup>Be) can be used to directly identify the age of moraine deposition (Gosse and Phillips, 2001; Granger et al., 2013). Continuous records derived from lake sediment properties represent both the advance and retreat phases of glacier variations (Dahl and Nesje, 1994; Matthews et al., 2005; Bakke et al., 2008). As soon as the meltwater signal in proglacial lake sediments covaries with the distance between the glacier and the lake, it can serve as an indicator of glacier extent and the corresponding equilibrium line altitude (ELA), which is the altitude where accumulation equals ablation (Dahl and Nesje, 1994). Reconstructions of the ELA are based on multi-proxy sediment analysis (e.g. loss on ignition, bulk density, magnetic susceptibility grain-size distribution, and AMS dating control).

Glacier mass balance measurements demonstrate that for most regions summer temperature is the dominant control on annual mass balance (Koerner, 2005; Björnsson et al., 2013). Some exceptions have been noted; glacier advances in coastal areas of Scandinavia, SE Alaska, Kamchatka, and New Zealand in the late 20th century were forced primarily by high winter precipitation (e.g. Lemke et al., 2007). This means that in order to derive precipitation information from records of glacier variations, the data should be complemented by independent temperature reconstructions. Thus, if the advance of a glacier corresponds to inferred warm summers (which would lead to increased ablation), it is likely that the advance was due to increased precipitation during winter (and vice versa). Various summer temperature proxies have been used to interpret past glacier fluctuations: macrofossils at the upper treeline (Dahl and Nesje, 1996), pollen (Bakke et al., 2008), chironomids (Axford et al., 2009), tree-ring data (Anchukaitis et al., 2013), sedimentary chlorophyll content (Boldt et al., 2015), melt features (Henderson, 2002), borehole temperatures (Wagner and Melles, 2002), and oxygen isotopes from ice cores (Kirkbride and Dugmore, 2006). Several sources of uncertainty should be taken into account when this approach is applied, such as the lag between glacier advances and corresponding climatic forcing, which may last for decades even for moderate-sized glaciers (Oerlemans, 2001), and the dating uncertainties for both geomorphic and stratigraphic data (for details see Nesje, 2009; Solomina et al., 2015, 2016).

# 3.4.2 Hydroclimate signals inferred from glacier fluctuations

Numerous detailed reconstructions of winter precipitation during the Holocene are available from Norway, where the mass balance of many maritime glaciers depends largely on accumulation rather than temperature changes (Nesje, 2009). Dahl and Nesje (1996) calculated winter precipitation at Hardangerjøkulen in south-central Norway using proglacial sediments and treeline altitude variations over the Holocene. They found that winter precipitation during the period from 1250 to 600 cal BP (ca. 750 to 1400 CE) were similar to today's values (reference period 1961–1990). It then increased to more than 120 % compared to the modern values until the LIA maximum (1750 CE) before being reduced again with up to 90%. These results conflict with those obtained from Bjørnbreen in central Norway, where a comparison of the ELA with reconstructed July temperature showed that the highest values of winter precipitation during the past 2 millennia occurred in the MCA at around 1000 CE (Matthews et al., 2005). The explanation for this disagreement could to some extent be related to the high spatial variability of winter precipitation in Norway. To explore the spatial precipitation patterns in Norway during the Holocene, Bakke et al. (2008) used data from two proglacial sites at Folgefonna (southern Norway) and Lenangsbreen (northern Norway) together with a pollen-based July temperature reconstruction. They found that the differences in the distribution of precipitation were related to the changes in the position of the westerlies. The southernmost position of the westerlies, leading to a smaller S–N precipitation distribution gradient and large positive precipitation anomalies during the last 2 kyr in western Norway, occurred around 800 and 1600 CE. The suggested link between the atmospheric circulation (NAO) and precipitation-glacier fluctuations (Nesje, 2009) is supported by the advance of Nigardsbreen in southern Norway between 1710 and 1735 CE, which was attributed mainly to increased winter precipitation linked with a period of the positive mode of the NAO (Nesje and Dahl, 2003).

Early studies of glacier advances during the LIA on Svalbard interpreted them to be responses to low temperatures (Svendsen and Mangerud, 1997; Humlum et al., 2005). However, some recent studies attribute a number of advances, at least those that occurred in the 19th and early 20th centuries, to increased precipitation associated with a positive phase of the NAO (Reusche et al., 2014; D'Andrea et al., 2012). In western Svalbard, Røthe et al. (2015) suggested that open water associated with a loss of sea ice was the source of increased precipitation leading to the advance of the Karlbreen Glacier from ca. 1700 to 1500 cal BP (ca. 300 to 500 CE). The large LIA glacier advances in coastal areas on Iceland could also reflect increased precipitation (Kirkbride and Dugmore, 2006). Based on geomorphological evidence and <sup>14</sup>C dating, Lubinsky et al. (1999) identified glacier advances during the  $\sim$  10th and 12th centuries, 1400 and 1600 CE, and in the early 20th century in Franz Josef Land. The last advance occurred despite warm summers, as recorded from melt features in the Windy Dome ice core, due to anomalously high snow accumulation (Henderson, 2002). A glacier advance at ca. 1400 CE was also noted in Novaya Zemlya (Polyak et al., 2004). This was a time of increased winter precipitation as interpreted from the GISP2 ice core record (Zeeberg and Forman, 2001). Wagner and Melles (2002) suggested that the Holocene fluctuations of the Ymer  $\emptyset$  ice cap in east Greenland depended mainly on precipitation since the inferred fluctuations disagreed with the Greenland borehole temperature. The advance of glaciers in the Miki and IC Jacobsen fjords in eastern Greenland, which have been dated with lichenometry to around 900-950 CE, corresponds to the MCA and could also reflect the response of glaciers to increased precipitation (Geirsdóttir et al., 2000).

In Alaska, most glacier advances have been related to cool summers (Anchukaitis et al., 2013; Wiles et al., 2014). However, the MCA advance of the Sheridan Glacier (Zander et al., 2013), also observed for glaciers in Alaska and western Canada (Menounos et al., 2009; Koch and Clague, 2011), can be attributed to increased precipitation due to extended La Niña-like conditions (Koch and Clague, 2011). The advance of the Sheridan Glacier in the 1600s CE coincides with warming summers as recorded by tree rings (Anchukaitis et al., 2013) and a peak in sedimentary chlorophyll (Boldt et al., 2015); it is thus probably also a sign of increased winter precipitation. Using lichenometry-dated moraines and the density of the sediment in Kurupa Lake (the Brooks Range in Alaska), Boldt (2013) produced a continuous reconstruction of ELA variations for several glaciers in the region. By regressing  $\Delta$ ELA against average Arctic-wide summer temperatures from Kaufman et al. (2009) and using the residuals as a proxy for winter accumulation, he identified periods of increased (150-550, 650-1000, and 1500-1650 CE) and reduced (600, 1050-1450, and 1750 CE) accumulation. In the Chugach Mountains in south-central Alaska, McKay

and Kaufman (2009) used the differences between inferred summer temperature and evidence for glacier advances and retreats to suggest a period of increased winter precipitation from 1300 to 1500 CE and reduced winter precipitation from 1800 to 1900 CE, changes which were likely associated with variability in the strength of the Aleutian Low.

# 3.4.3 Hydroclimate from ice cores

Ice cores provide information of past climates through analysis of the annual layers deposited in glaciers. Several ice core parameters are used as palaeoclimate proxies, such as isotopic composition (mainly temperature), dust (e.g. storminess, aridity), air bubbles (atmospheric composition), and acidity (volcanic eruptions; Rozanski et al., 1997). Ice core data have been used to infer past hydroclimate variability, mainly at lower latitudes such as Tibet (e.g. Thompson et al., 2000; Yao et al., 2008) and the Andes in South America (e.g. Thompson et al., 1985). If annual layers can be identified and dated in ice cores, annual accumulation may be interpreted as records of past precipitation rates (Paterson and Waddington, 1984); however, the accuracy of the reconstruction is affected by processes such as redistribution by wind, melting, and dating-measuring errors (e.g. Mosley-Thompson et al., 2001). The cosmogenic isotope <sup>10</sup>Be can provide estimates of palaeoaccumulation rates (Yiou et al., 1997). Paterson and Waddington (1984) analysed ice core accumulation rates from Camp Century (Greenland) and the Devon Island ice cap (Arctic Canada) and concluded that precipitation rates had shown only minor fluctuations during the last 2 kyr. Direct studies of ice core accumulation rates on Greenland have provided a better understanding of spatiotemporal mass balance variability (e.g. Mosley-Thompson et al., 2001; Box et al., 2013), estimated precipitation trends (Mernild et al., 2015), and assessed links between precipitation-accumulation and large-scale modes such as the NAO (e.g. Appenzeller et al., 1998). Such longterm accumulation records may be useful for hydroclimate estimations. Box et al. (2013) provided a reconstruction of annual Greenland ice sheet snow accumulation showing increasing accumulation over the last 410 years. Ljungqvist et al. (2016) used "lamina thickness" from five sites across the Greenland ice sheet as proxies for annual precipitation in their hemispheric hydroclimate reconstruction (Supplementary Table S1 in their paper).

# 4 Regional comparisons

Here we present comparisons of hydroclimate records from two of the most densely sampled regions in the Arctic.

# 4.1 Canadian Arctic

In the Canadian Arctic Archipelago, available quantitative palaeoclimate reconstructions fall into three classes of data:

(a) relatively low temporal resolution (100-year) regional precipitation reconstructions from pollen assemblages for the boreal zone, (b) individual site-based reconstructions of lake level or precipitation sampled at variable but relatively low temporal resolution based on various proxies, and (c) annually resolved reconstructions typically based on varves or tree rings. The most extensively used palaeoclimate proxies in this region are pollen records from lake sediment cores. Typically annual precipitation and temperature have been the targets for reconstructions (Gajewski, 2015a). An extensive modern database of pollen data (Whitmore et al., 2005) enables quantitative reconstructions, and a number of reconstructions are available from the Canadian Arctic. A recent review of Holocene climate variations in the Canadian Arctic also indicated a number of other proxies in use (Briner et al., 2016) based on isotope or other physical or chemical measures. Presently, there are few published hydroclimate reconstructions using other proxies, although they have the potential to produce records with high temporal resolution. However, networks of these are not yet available. Most of the records are considered as temperature records, even if some have been related to moisture.

Viau et al. (2008) and Viau and Gajewski (2009) presented regional reconstructions of annual precipitation using all available pollen records from the boreal zone of Canada and Alaska (Figs. 5-6, Table 1). At the scale of this study, spatial patterns in the precipitation reconstructions are not clear. In western Canada and Alaska, there was an increase in precipitation during the past 2000 years, whereas a long-term decrease was seen towards the east. There was no clear difference between the MCA and LIA (Fig. 5). From the Canadian Arctic, only four low-resolution reconstructions of annual precipitation are available and these are based on pollen records (Peros and Gajewski, 2008, 2009; Peros et al., 2010). They all show a comparable signal, with lower precipitation during the MCA and slightly higher moisture during the LIA, and during the period from 400 BCE to 600 CE, which is slightly earlier at site KR02 from Victoria Island (Fig. 6).

# 4.2 Fennoscandia

In Fennoscandia, palaeolimnological studies have produced records indicative of past regional hydroclimatic variability. Such records are based on microfossil, macrofossil, and megafossil assemblages in addition to lithological data. Here we use 16 palaeolimnological records from the Arctic region (Table 2, Fig. 7) to illustrate hydroclimatic shifts and variations in Fennoscandia over the Common Era. The records are derived from depositional histories of subfossil trees (Gunnarson et al., 2003; Gunnarson, 2008; Helama et al., 2017a), estimates of peat humification (Gunnarson et al., 2003; Andersson and Schoning, 2010), sediment grain size (Si–Ti; Berntsson et al., 2015), varve thickness (Saarni et al., 2015), varve minerogenic lamina ("light sum"; Saarni et al., 2016), plant macrofossils (Väliranta et al., 2007), and chironomids



**Figure 5.** Regional reconstructions of annual precipitation from the boreal zone of North America. The average of all pollen records from the different regions are shown. Grey silhouettes are precipitation anomalies in millimetres; red lines are a loess fit (with a span of 0.2) to the data. The Beringia record is described in Viau et al. (2008) and the others in Viau and Gajewski (2009). Some large anomalies are truncated; see Table 1 for data availability.

Site	Proxy	Reference	Data availability (last access: 20 March 2018)				
Beringia	Pollen	Viau et al. (2008)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/8689 or http://www.lpc.uottawa.ca/data/reconstructions/index.html				
Mackenzie, Central,	Pollen	Viau and Gajewski	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/8690				
Quebec, Labrador		(2009)	or http://www.lpc.uottawa.ca/data/reconstructions/index.html				
BC01 (Melville Island)	Pollen	Peros et al. (2010)	http://www.lpc.uottawa.ca/data/reconstructions/index.html				
MB01 (western Victoria	Pollen	Peros and Gajew-	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/6200				
Island)		ski (2009)	or http://www.lpc.uottawa.ca/data/reconstructions/index.html				
KR02 (western Victoria	Pollen	Peros and Gajew-	http://www.lpc.uottawa.ca/data/reconstructions/index.html				
Island)		ski (2008)					
SL06 (Boothia Penin-	Pollen	Peros and Gajew-	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/6200				
sula)		ski (2009)	or http://www.lpc.uottawa.ca/data/reconstructions/index.html				

Table 1. Regional (Fig. 5) and site-specific (Fig. 6) precipitation reconstructions over the Common Era from North America.

or cladoceran assemblages (Luoto, 2009; Luoto and Helama, 2010; Nevalainen et al., 2011, 2013; Nevalainen and Luoto, 2012; Luoto and Nevalainen, 2015; Berntsson et al., 2015). These records originate from Sweden and Finland and represent inland areas east of the Scandinavian Mountains.

Visual inspection of Fig. 7 does not indicate any strong agreement among the records, and correlations between the smoothed series (green lines in Fig. 7) are as low as 0.08. In fact, one might expect to find such disparity considering the peculiarities in local climate and range of proxy types, with an additional issue arising from dating uncertainties. However, dating issues may not constitute a critical factor for the observed low correlations among the records; comparing the depositional histories of subfossil trees from lake archives in Sweden (SWE01; Gunnarson et al., 2003; Gunnarson,

2008) and Finland (FIN12; Helama et al., 2017a), dated by means of dendrochronology and thus without dating uncertainties, results in a correlation of -0.20. The highest correlation between any pair of sites (0.83) is obtained between the two cladoceran-based lake water depth reconstructions from southern Finland (FIN08 and FIN14; Nevalainen et al., 2011, 2013). The highest inter-proxy correlation of 0.72 was found between the cladoceran-based lake water depth reconstruction (FIN07; Nevalainen and Luoto, 2012) and FIN12, with both multi-proxy records coming from southern Finland (Helama et al., 2017a). Among the Swedish data, the highest correlation of 0.42 was obtained between the peat humification index (SWE03; Gunnarson et al., 2003) and a chironomid-based record of catchment erosion (SWE05; Berntsson et al., 2015). The highest inter-country correla-

Site	Code	Lat and long	Proxy and indication	Resolution (yr)	Reference	Data availability		
Håckren	SWE	63.17	Tree accumulation	1	Gunnarson et al. (2003);	http://bolin.su.se/data/		
	01	13.50	and lake level		Gunnarson (2008)	Gunnarson-2017 <sup>a</sup>		
Backsjömyren	SWE	62.68	Peat humification and	40	Andersson and Schoning	https://bolin.su.se/data/		
	02	14.53	peatland water table		(2010)	Linderholm-2018 <sup>b</sup>		
Stömyren	SWE	60.38	Peat humification and	40	Gunnarson et al. (2003)	https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/		
	03	15.27	peatland water table			paleo/reconstructions/hydroclimate/		
						ljungqvist2016/hydro_proxies/		
Vuoksiávrátio	SWE	66 25	Si Ti (agarsa grain	1.5	Parentsson at al. $(2015)$	https://www.pada.paga.gov/palag/		
vuoksjäviätje	04	15 72	size) and flooding	1.5	Berntsson et al. (2013)	study/22253 <sup>a</sup>		
Vuoksiávrátia	SW/E	66.25	Chironomids and	80	Berntsson et al. $(2015)$	https://www.pcdc.poaa.gov/paleo/		
vuoksjaviatje	05	15.72	catchment erosion	80	Defintsson et al. (2015)	study/22253 <sup>a</sup>		
Kontolanrahka	FIN	60.78	Plant macrofossils and	10	Väliranta et al. (2007)	https://bolin.su.se/data/		
	06	22.78	peatland water table			Linderholm-2018 <sup>b</sup>		
Iso	FIN	60.33	Cladocera and water	80	Nevalainen and Luoto	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
Lehmälampi	07	24.60	depth (intra-lake)		(2012)	study/22212 <sup>a</sup>		
Iso	FIN	60.33	Cladocera and water	80	Nevalainen et al. (2011)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
Lehmälampi	08	24.60	depth (multi-lake)			study/22212 <sup>a</sup>		
Iso	FIN	60.33	Chironomids and	80	Luoto (2009)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
Lehmälampi	09	24.60	lake water depth			study/22212 <sup>a</sup>		
Kalliojärvi	FIN	63.22	Varve light sum and	1	Saarni et al. (2016)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
	10	25.37	spring floods			study/22194 <sup>a</sup>		
Kallio-	FIN	62.57	Varve thickness and	1	Saarni et al. (2015)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
Kourujärvi	11	27.00	precipitation			study/22193 <sup>a</sup>		
SE Finland	FIN	61.95	Tree accumulation	1	Helama et al. (2017a)	https://bolin.su.se/data/		
	12	28.97	and lake water depth			Linderholm-2018 <sup>b</sup>		
SE Finland	FIN	61.80	Tree accumulation	1	Helama et al. (2017a)	https://bolin.su.se/data/		
	13	29.75	and peatland water			Linderholm-2018 <sup>b</sup>		
			table					
Pieni-Kauro	FIN	64.28	Cladocera and	40	Nevalainen et al. (2013)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
	14	30.12	lake water depth			study/22213 <sup>a</sup>		
Pieni-Kauro	FIN	64.28	Chironomids and	40	Luoto and Helama (2010)	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/		
	15	30.12	streamflow			study/22213 <sup>a</sup>		
Kylmänlampi	FIN	64.30	Chironomids and	100	Luoto and Nevalainen	https://www.ncdc.noaa.gov/		
	16	30.25	lake water depth		(2015)	paleo-search/study/22211 <sup>a</sup>		

Table 2. Proxy records from Sweden (SWE) and Finland (FIN) indicative of hydroclimatic variations over the Common Era.

<sup>a</sup> Last access: 28 February 2018. <sup>b</sup> Last access: 4 April 2018.

tion of 0.54 was found between SWE05 and lake water depth (FIN14; Nevalainen et al., 2013).

The difference between the means of the proxy values between the two periods, the LIA and the MCA, was computed for the Fennoscandian records; 9 out of 16 records indicate wetter conditions towards the LIA, and 8 of these records are located in Finland. Four out of seven proxies that indicate drier LIA conditions originate from Sweden. Although these findings imply a more pronounced change towards wetter conditions in the eastern part of the region, it is also possible that part of these differences arises from the varying sensitivity of the proxies to different seasons. While most of the studied proxy records likely represent hydroclimatic variations during summer, at least four of the records indicate a relatively drier LIA (Luoto and Helama, 2010; Berntsson et al., 2015; Saarni et al., 2016) may actually reflect climatic and environmental factors attributable to boreal winter–spring phenomena, such as flooding, erosion, or streamflow. In boreal settings, a peak in run-off is generally attained during the spring season. The strength of this peak is strongly related to snowmelt and, in fact, the respective proxy data may be largely responding to antecedent snow conditions and thus winter precipitation. This has previously been described for eastern Finland, where a collection of proxy records reflecting either winter–spring or summer variability was found to exhibit contrasting hydroclimatic trends in respective variables through the MCA and LIA (Luoto and Helama, 2010). Therefore, the observed division of proxy records according to their indications of climate becoming either wetter or drier through the MCA–LIA transition may reflect, at least partly, their response to precipitation in either winter–spring or summer.

The issue of seasonal responses may be particularly interesting in the context of the long-term development of the



**Figure 6.** Annual precipitation reconstructions based on pollen assemblages from four lake sites in the Canadian Arctic: BC01, Melville Island (Peros et al., 2010); MB01, western Victoria Island (Peros and Gajewski, 2009); KR02, western Victoria Island (Peros and Gajewski, 2008); SL06, Boothia Peninsula (Peros and Gajewski, 2009). Dotted lines are loess lines fit to the data. For lake KR02: red represents the modern analogue technique, blue is WAPLS, and black is PLS. See Table 1 for information on data availability.

NAO. The Fennoscandian study sites are situated in a region where the positive NAO phase is attributable to increases in precipitation and thus enhanced snowfall during winter (Hurrell, 1995), but with decreased precipitation during much of the summer season (Folland et al., 2009). The different seasonal responses may at least partly explain the deviating patterns of hydroclimatic trends through the MCA and LIA among the proxies if the same climatic forcing (i.e. NAO) is anticipated to result in contrasting trends in respective records according to their target season sensitivity. These results are in line with a predominantly positive NAO phase during the MCA associated with generally wet winters but dry summers (Trouet et al., 2009), while a negative NAO phase during the LIA has been linked with dry winters and wet summers (Luoto and Helama, 2010; Luoto et al., 2013; Luoto and Nevalainen, 2017). While the view of a prolonged positive phase during the MCA has been challenged by recent proxy observations (Ortega et al., 2015), additional support for a generally positive NAO phase overlapping the MCA has also been presented (Wassenburg et al., 2013; Baker et al., 2015). Still, it is notable that not all of the analysed proxies indicated a distinct change from the MCA to the LIA. Moreover, the records are characterised by low resolution, and high autocorrelation makes it difficult to perform any statistical tests for this change, so the results should be regarded cautiously.

Compared to the hydroclimate fluctuations during the MCA and the LIA, a notable feature that characterises sev-

eral of the Fennoscandian proxies (SWE03, SWE05, FIN07, FIN08, and FIN14) during the first millennium CE is a dry pre-MCA period of multi-centennial duration (Fig. 7). The timing of this phase appears to overlap with that of Dark Ages Cold Period (DACP, ca. 300-800 CE; Ljungqvist, 2010; Helama et al., 2017b, c). Apart from climatic changes related to temperature fluctuations, the DACP was likely a period of marked variable climate conditions. A review of the palaeoclimate during the DACP showed that both wet and dry conditions have been noted in north-west Europe (Helama et al., 2017b). Using peat humification records Blackford and Chambers (1991) showed indications of wet conditions for the British Isles around 550 CE. Likewise, wet rather than dry spring-summer conditions during the DACP have been noted around north-west Europe (Helama et al., 2017b). Thus, despite an indication of dry conditions during the DACP in some of the Fennoscandian records, the findings imply a general lack of agreement between the available proxy indicators.

Finally, there is no general tendency for any anomalous 20th century conditions among the records. While some of the series exhibit trends towards wetter conditions during the past century, other records indicate relatively drier conditions over the same period (Fig. 7). However, the value of this finding is limited by the fact that the post-1950s interval is not present in more than half of the records, but it is in agreement with the findings of Seftigen et al. (2015b). These results are contrasted, however, by the new precipitation tree-ring-based reconstruction just south of the region from Estonia, where an upward trend in the most recent summer precipitation was found since the 18th century CE (Helama et al., 2017d).

### 5 Arctic hydroclimate synthesis from proxies and PMIP3 simulations

# 5.1 A composite of Arctic hydroclimate variability during the last 1200 years

As noted in the Introduction, Ljungqvist et al. (2016) presented a reconstruction of Northern Hemisphere hydroclimate variability focusing on centennial variability in which the Arctic region was represented by 18 records. Here a new synthesis of Arctic hydroclimate variability extending back to 800 CE is presented, using both high- and low-resolution records. Note that this is not a quantitative reconstruction; it only provides a qualitative view of relative hydroclimate variability in the Arctic. The aim is to assess the potential to derive an Arctic hydroclimate record with more highfrequency information than that derived for the same region from the results of Ljungqvist et al. (2016).

The length of the analysis is restricted by the temporal coverage of the available series. In order to make a comparison with the PMIP3 simulations (see below), the analysis was focused on the last 1200 years. All records have been used in previous studies and are publicly available (see Table 3 and **Table 3.** Hydroclimate proxy records from three previously published data compilations. Except for annually resolved series, the resolution listed is the mean. Letters in column 3 indicate (a) data used by Ljungqvist et al. (2016; data available at https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/19725; last access: 27 January 2017); (b) data from Weißbach et al. (2016a; data available at https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.849161) and (c) data from Sundqvist et al. (2014; data available at https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/15444; last access: 7 February 2017). The series used in the qualitative hydroclimate reconstruction are shown in bold. All data analysed for the 800–2000 CE period can be accessed at https://dx.doi.org/10.6084/m9.figshare.5683666.v1.

ID	Region		Site	Lat (° N)	Long (° E)	Archive	Proxy	Oldest	Youngest	Resolution	References
Hvdro2k 01	Greenland	с	N14	59.98	-44.18	Lake	BSi	11	1480	33	Anderson et al. (2004)
Hydro2k_02	NW Norway	с	Fiskebølvatnet	68.413	14.802	Lake	Mass Acc. Rate	786	1569	17	Balascio and Bradley (2012)
Hydro2k 03	SE Norway	с	Nattmålsvatn	69.1793	17.3943	Lake	MS (SI)	6	849	NA	Janbu et al. (2011)
Hydro2k_04	N Alaska	a	Wolverine Lake	67.098	-158.914	Lake	Mass Acc. Rate	800	1926	31	Mann et al. (2002)
Hydro2k_05	N Norway	с	Rystad 1	68.2389	13.7839	Peat	Humification	776	1646	827.5	Vorren et al. (2012)
Hydro2k_06	W Greenland	с	SS16	66.91	-50.46	Lake	Diatom	820.9	1999.6	26.8	Perren et al. (2012)
Hydro2k_07	C Sweden	а	Stömyren	60.2083	13.4667	Peat	Humification	794	1928	37	Borgmark and Wastegård (2008)
Hydro2k_08	W Greenland	с	SS1381	67.014	-51.102	Lake	Mineral flux	795	1811	41	Anderson et al. (2012)
Hydro2k_09	W Hudson Bay	с	Unit Lake	59.404	-97.493	Lake	AMR/IRM	799	2010	71	Camill et al. (2012)
Hydro2k_10	E Finland	с	Saarikko	62.25	27.67	Lake	$\delta^{18}O$	788	1822	47	Heikkilä et al. (2010)
Hydro2k_11	N Norway	а	Over Gunnarsfjorden	71.0383	28.1685	Lake	Pollen	814	1989	49	Allen et al. (2007)
Hydro2k_12	N Norway	с	Sellevollmyra	69.1083	15.9417	Peat	Humification	798	1495	69	Vorren et al. (2007)
Hydro2k_14	Greenland	а	Crête	71.12	-37.32	Ice	Lamina	800	1973	1	Andersen et al. (2006)
Hydro2k_15	Grennland	a	Dye 3	65.11	-43.49	Ice	Lamina	800	1978	1	Andersen et al. (2006)
Hydro2k_16	Canada	a	East Lake	74.88	-109.53	Lake	Lamina	800	2005	1	Cuven et al. (2011)
Hydro2k_17	Greenland	a	GISP2	72.6	-38.5	Ice	Lamina	800	1987	1	Meese et al. (1994)
Hydro2k_18	Greenland	а	GRIP	72.35	-37.38	Ice	Lamina	800	1979	1	Andersen et al. (2006)
Hydro2k_19	Greenland	a	NGRIP	75.1	-42.32	Ice	Lamina	800	1995	1	Andersen et al. (2006)
Hydro2k_20	Alaska	а	Dune Lake	64.42	-149.9	Lake	δ <sup>13</sup> C	795	1992	16	Finney et al. (2012)
Hydro2k_21	Alaska	а	Ongoke Lake	59.25	-159.42	Lake	Diatom	498	2004	15	Chipman et al. (2009)
Hydro2k_22	Canada	а	Marcella Lake	60.07	-133.81	Lake	δ <sup>18</sup> Ο	798	2008	10	Andersen et al. (2007)
Hydro2k_23	N Norway	a	Nerfloen Lake	61.93	6.87	Lake	Particle size	786	1969	25	Vasskog et al. (2012)
Hydro2k_24	Greenland	с	Milcent	70.3	-44.55	Ice	Acc. Rate	1174	1966	1	Andersen et al. (2006)
Hydro2k_27	Alaska	с	Takahula Lake	67.35	-153.66	Lake	$\delta^{18}$ O calcite	753	2001	50	Clegg and Hu (2010)
Hydro2k_31	E Finland	а	Pieni-Kauro Lake	64.28	30.12	Lake	Chironomid	800	1990	46	Luoto et Helama (2010)
Hydro2k_32	Finland	а	Southern Finland	61.5	28.5	Trees	Ring width	800	1993	1	Helama et al. (2009)
Hydro2k_34	S Sweden	a	Fågelmossen 1	59.29	14.27	Peat	Humification	794	1914	15	Borgmark and Wastegård (2008)
Hydro2k_35	S Sweden	а	Fågelmossen 2	59.29	14.27	Peat	Humification	793	1967	12	Borgmark and Wastegård (2008)
Hydro2k_37	Finland	a	Kontolanrahka Lake	60.78	22.78	Peat	Humification	750	1913	30	Vairanta et al. (2007)
Hydro2k_38	Greenland	b	NGT B16	73.9	-37.6	Ice core	Acc. Rate	1471	1992	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_39	Greenland	b	NGT B17	75.25	-37.62	Ice core	Acc. Rate	1363	1992	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_40	Greenland	b	NGT B18	76.61	-36.4	Ice core	Acc. Rate	874	1992	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_41	Greenland	b	NGT B19	78	-36.39	Ice core	Acc. Rate	753	1953	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_42	Greenland	b	NGT B20	78.83	-36.5	Ice core	Acc. Rate	775	1993	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_43	Greenland	b	NGT B21	80	-41.1	Ice core	Acc. Rate	1372	1993	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_44	Greenland	b	NGT B22	79.34	-45.91	Ice core	Acc. Rate	1372	1993	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_45	Greenland	b	NGT B23	78	-44	Ice core	Acc. Rate	1023	1993	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_46	Greenland	b	NGT B26	77,25	-49.21	Ice core	Acc. Rate	1505	1994	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_48	Greenland	b	NGT B29	76	-43.49	Ice core	Acc. Rate	1471	1994	1	Weisbach et al. (2016a)
Hydro2k_49	Greenland	b	NGT B30	75.01	-42	Ice core	Acc. Rate	1242	1988	1	Weisbach et al. (2016a)

NA - not available

H. W. Linderholm et al.: Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years



**Figure 7.** Hydroclimatic variations in Sweden (SWE) and Finland (FIN) over the Common Era (see Table 2 for details including data availability). The mean levels (violet line) during the Medieval Climate Anomaly (MCA) and Little Ice Age (LIA) were calculated from the published records (black line), those being additionally smoothed using a 200-year spline function (green line). Proxy data indicating change from the MCA towards wetter (drier) LIA conditions are noted by a plus (minus) sign. The graphs have been arranged so that wet conditions are indicated upward and dry conditions downward.

the "Data availability" section). The dataset is composed of 40 series and is based on a heterogeneous group of proxy sources: 17 records are from ice cores, 16 from lake sediments, 6 from peat, and 1 series is from tree rings (Fig. 8, Table 3). The majority of the records are located in the North Atlantic area (Fennoscandia, Greenland, and the Canadian Arctic) and Alaska.

The selection of the proxy records was based on several quality criteria (McKay and Kaufman, 2014). Specifically, all

records (i) are from north of  $60^{\circ}$  N, (ii) extend back to at least 800 CE, (iii) extend into the 1900s CE in order to include the warming period of the 20th century (PAGES 2k Consortium, 2013), (iv) have an average sample resolution of less than 50 years, and (v) have at least two age control points during the defined study period. Following these criteria, 17 records were selected (see Table S2 for details). These strict selection criteria are necessary to allow for the comparison of data at centennial scales and facilitate time series analysis. The spa-



**Figure 8.** Spatial distribution of the hydroclimate proxy records available in the Arctic region. Records used for the new synthesis are highlighted by larger symbols and black borders. See Table 3 for information on the records.

tial coverage is mainly confined to Alaska, Arctic Canada, Greenland, and Fennoscandia, but these well-dated records, including many annually resolved records such as ice cores and varved sediments, offer the possibility to interpret hydroclimate variability in the Arctic from low to high frequencies.

To extract a common pattern from the records, we created an average signal in order to reduce the impact of random variability and enhance a possible signal (Moron et al., 2006; Hassan and Anwar, 2010). Although such a common signal obtained from several climatic proxies cannot be considered a reconstruction, it is suitable for investigating the different modes of variability present in the various records. The resulting composite reflects not only precipitation, but also a combination of processes related to the hydrological cycle (e.g. precipitation, evaporation). By calculating a standardised index of the palaeoclimatic series, we reduce the "external" variance (Zwiers, 1996; Rowell, 1998), i.e. the part of variance that is not spatially coherent. This external part of the signal can be considered as the part of the spatially independent stochastic (red or white) noise of a broad-scale climate signal.

A trend analysis was performed using the non-parametric Mann–Kendall test (Mann, 1945; Kendall, 1975), which has low sensitivity to abrupt breaks in an inhomogeneous time series. Positive values indicate that the ranks of both variables increase together, while a negative value indicates a decreasing trend. For this study, we choose the 95 % confi-



**Figure 9.** (a) Mean pan-Arctic hydroclimate index (grey line) based on 17 selected series (Table 3). The thick black line is a 30-year loess filter, and the dashed lines are linear trends determined by a Mann–Kendall test. Data are presented as z scores. (b) Number of time series over time included in the synthesis.

dence level. All records were standardised to be comparable with each other.

A continuous wavelet transform (CWT) allows for the decomposition of a non-stationary time series that contains periodic or aperiodic components, noise, and progressive or abrupt changes (progressive transitions, singularities, and breaks; Debret et al., 2007; Steinhilber et al., 2012; Lapointe et al., 2017). The resulting plot of the wavelet transform, the scalogram, is a frequency contour diagram with time on the x axis, frequency, wavelet scale, or equivalent Fourier period on the y axis, and power on the z axis. In the region of the spectrum where the zero padding decreases the power of the wavelet transform, the cone of influence, energy bands are likely to be less powerful. To determine the significance of the observed signal fluctuations, local wavelet spectra were compared to the spectra of random signals that would theoretically correspond to other realisations of the same random process. We again choose the 95% confidence level (Torrence and Compo, 1998).

There was a significant negative trend between 800 and 1075 CE ( $\tau = -0.404$ , *p* value < 0.01), whereas during the last 900 years, no clear trend is evident (tau = 0.013, *p* value = 0.57; Fig. 9). A distinct decrease in the *z* scores between 1456 and 1485 CE is also noticeable. A wavelet anal-



**Figure 10.** Wavelet analysis of the pan-Arctic hydroclimate record as shown in Fig. 9. Colours represent the amplitude of the signal at given time and spectral period; red equals the highest power, blue the lowest. White line corresponds to cone of influence on the wavelet coherence spectrum and global wavelet spectrum. Confidence levels of 95 % ( $\alpha = 0.05$ ) are indicated on the wavelet spectrum with the black lines.

ysis reveals variability on multi-decadal to multi-centennial scales (Fig. 10). Because wavelet analysis is sensitive to large events that may hide the lowest frequencies recorded, the 1456–1485 CE event was extracted by wavelet filtering and the signal reconstructed by inverse Fourier transform before using CWT. An  $\sim$  80-year oscillation is present from 1050 to 1500 CE, while a  $\sim$  140 year oscillation is present from ca. 900 to about 1650 CE.

To determine the influence of the various regions on the variability recorded in our Arctic mean record, the pan-Arctic record was compared with data from the North Atlantic region (12 series) and Alaska (five series; Fig. 11). Visual comparison and correlation analysis between the Arctic mean record and each regional mean record indicate a stronger influence of the North Atlantic ( $r^2 = 0.93$ , p value < 0.01) compared to Alaska ( $r^2 = 0.35$ , p value < 0.01). This, however, should not be over-interpreted as 12 of the 17 records included in the pan-Arctic record are from the North Atlantic. Increasing the spatial coverage of hydroclimate proxies in Eurasia and North America will allow for a better understanding of overall hydroclimate variability in the Arctic.

# 5.2 Comparing pan-Arctic hydroclimate from proxies with PMIP3 simulations

Palaeoclimate models provide another means to investigate temporal and spatial hydroclimate variability in the Arctic during the last millennium. As a part of the third phase of the Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP3: Braconnot et al., 2012), last-millennium climate simulations were performed using a set of atmosphere–ocean general circulation models (AOGCMs) with the same experimental protocol (Schmidt et al., 2011). These simulations cover the period of 850–1850 CE and can be used to investigate climate responses to changes in external forcings such as solar irradiance and volcanic eruptions. Some of the models were also used to simulate climate variability for the period 1850-2005 and these are referred to as "historical simulations" (Taylor et al., 2012). In this section, 12 simulations (including six lastmillennium simulations and six associated historical simulations) performed using six atmosphere-ocean general circulation models (Table S3) were used. The models used were HadCM3 (Schurer et al., 2013), IPSL-CM5A-LR (Dufresne et al., 2013), MPI-ESM-P (Jungclaus et al., 2014), CCSM4 (Landrum et al., 2013), CSIRO-Mk3L-1-2 (Phipps et al., 2011), and MRI-CGCM3 (Yukimoto et al., 2012). Simulated Arctic precipitation was then compared to the reconstructed Arctic hydroclimate by Ljungqvist et al. (2016, henceforth referred to as L16) and the new synthesis presented above. Both hydroclimate reconstructions and simulated total annual precipitation were transformed into z-score series because the reconstructions represent hydroclimate indices that are not necessarily comparable with annual total precipitation. Because L16 has centennial resolution, data from the simulations and the new synthesis were filtered using a Gaussian filter to preserve centennial-scale variability.

In the L16 reconstruction, it was wetter in northern than in southern Fennoscandia during the MCA compared to the LIA (Fig. 12a). Greenland shows an opposite pattern, indicating an increase in total annual precipitation during the MCA. This multiple proxy reconstruction has a limited spatial coverage in the Arctic, so hydroclimate variability can only be shown for Fennoscandia and part of Greenland. The six-model ensemble mean shows a different spatial pattern from that of the reconstruction (Fig. 12b), with increasing precipitation over most of Fennoscandia and Greenland. This discrepancy between the reconstruction and the model ensemble mean is not caused by anomalous outputs of any single model but a combination of all the models (Fig. S1 in the Supplement); the individual models show differences in spatial patterns compared to the reconstruction. Caution needs to be advised, as the magnitudes of the differences in proxy-derived hydroclimate between the MCA and LIA is consistently larger than in the model ensemble mean or in any individual model simulation. The discrepancy between model simulations and proxy reconstructions may imply that the changes in spatial hydroclimate patterns from the MCA to the LIA over Fennoscandia and Greenland are not related to changes in external forcings, but possibly internal variability. Another reason for the discrepancy between the reconstruction and the model simulations could be inadequate spatiotemporal availability of proxies across the Arctic, making it difficult to investigate changes in the spatial precipitation patterns between the MCA and the LIA. Therefore, proxybased hydroclimate reconstructions covering a wider area of the Arctic are needed in order to make a comprehensive model-data comparison and to further investigate changes in spatial patterns of Arctic hydroclimate variability and their causes.



**Figure 11.** Regional hydroclimate mean series (grey) with 30-year loss filters (black) for the North Atlantic region (**a**) and Alaska (**b**). Data are presented as z scores. Panels (**c**, **d**) show the corresponding numbers of records through time included in the synthesis (see Table 3 for information on the records).



**Figure 12.** Spatial pattern of differences in annual hydroclimate between the MCA (950–1250 CE) and the LIA (1450–1850 CE) based on (a) hydroclimate reconstruction (Ljungqvist et al., 2016) and (b) ensemble mean of six last-millennium simulations. The values in (a) are z scores of the hydroclimate index, while those in (b) are z scores of the annual total precipitation. The z scores are based on the period 850–1850 CE.

The new hydroclimate mean record shows quite coherent variability with L16 on centennial scales (Fig. 13), especially during the early MCA (ca. 900–1200) and early LIA (ca. 1400–1600). This is not surprising since they are based on many of the same proxy data. However, the new record suggests a shorter period of wet anomalies during the MCA compared to L16, and the variance of the new hydroclimate mean record is much larger after ca. 1200 CE. At a multicentennial scale, the proxy-based reconstructions and model simulations all show drying from 800–1250 CE, increasing moisture until  $\sim$  1500–1600 CE, and low values from 1600– 1850 CE. Compared to the model simulations, there is a discrepancy with the multi-proxy records during the later part of the MCA, where the model ensemble mean suggests a prolonged wet period lasting until 1200 CE, compared to the proxy-based records. One of the distinct features of the new hydroclimate mean record is the two distinct wet anomalies between 1400 and 1600 CE, which are more prominent than in the model simulation and where the latter is not present in L16. Overall, there is a better agreement between the model simulations and the new hydroclimate mean from the 14th century and onwards compared to L16.

### 6 Arctic hydroclimate variability in the past 2000 years

### 6.1 Current understanding

As has been shown in this review, significant efforts have been made over the last several decades to increase our understanding of hydroclimate variability in the Arctic region. However, it is also evident that the available records are insufficient to fully represent such a hydroclimatically inhomogeneous region. Moreover, there are still uncertainties regarding the temporal representation of some proxies and the interpretation of the hydroclimate information, as well as the season that is recorded by the proxy records.

Over the last 1200 years, a commonly studied period as it includes the MCA and the LIA, the proxy reconstructions do



**Figure 13.** Comparison of centennial-scale annual hydroclimate variability (after application of a Gaussian filter) in the Arctic ( $\geq 60^{\circ}$  N) North Atlantic region from a reconstruction by Ljungqvist et al. (2016, grey), the new pan-Arctic hydroclimate proxy synthesis (red), and an ensemble mean of six last-millennium precipitation simulations (blue). See text for more information.

not provide clear evidence of systematic hydroclimate patterns across the Arctic or even regionally. In general, drier conditions during the MCA are indicated in several records in Fennoscandia (Fig. 7) and Arctic Canada (Fig. 6), but not across the North American boreal zone (Fig. 5). Similarly, the LIA seems to have been a generally wet period, as indicated by the regional comparisons and evidence of glacier advances (see Sect. 3.4), but again the picture is far from clear. The new Arctic hydroclimate mean synthesis (Fig. 13) suggests drying during the MCA, but wet conditions in the early part of the LIA and drier conditions in the latter part. This is largely in agreement with L16, although the latter shows less variability during the mainly dry LIA. At least from the LIA onwards, there is a better agreement between the model ensemble mean and the new synthesis than with L16. Both Arctic hydroclimate records derived from L16 and the composite presented here are, however, insufficient for drawing any firm conclusions for the whole region.

Hydroclimatic variations during the first millennium CE have received relatively less attention than during the MCA and LIA. Detailing the hydroclimate variability of the entire Common Era would allow for the placement of the 20th and 21st century changes in a long-term perspective. The Fennoscandian proxy series highlighted a phase of anomalous pre-MCA hydroclimate conditions during the Dark Ages Cold Period. As recently discussed (Helama et al., 2017b), this was possibly a period of noticeable climatic fluctuations, not only in temperature but also in hydroclimate. Our results highlight the need for extending proxy records to cover this climatic period.

Arctic hydroclimate proxies provide information for different target seasons, and this is likely to have an impact on any synthesis. Figure 14a shows the 20th century trends in seasonal Arctic precipitation from the ERA-20C reanalysis data (Poli et al., 2013). The trends are positive in all seasons, but most pronounced in autumn. The greatest precipitation increase occurred over the North Atlantic and Pacific oceans in all seasons (Fig. 14b) and also over the Arctic Ocean. The changes over land are less coherent in both North America



**Figure 14. (a)** Variability and linear trends of Arctic spring, summer, autumn and winter total precipitation anomalies over the period 1900–2010 CE from the ERA-20C reanalysis dataset (Poli et al., 2013). (b) Spatial patterns of linear trends of the Arctic spring, summer, autumn and winter total precipitation anomalies over the period 1900–2010 CE. Shading marks those grid cells where the trend is significant (p < 0.01).

and Eurasia, especially in summer, the target season for many proxies. Regional differences are also evident in a millennium model perspective (Fig. S2). From 900 to 1900 CE, the model ensemble mean shows slight negative trends in precipitation during spring, summer, and winter, but an obvious negative trend in (Fig. S2a). Moreover, regional differences in long-term trends are indicated both within regions and between seasons in the six studied models (Fig. S2b). The implication of this is that in order to provide an average view of hydroclimate variability for the Arctic, there must be an even distribution of high-quality, numerically calibrated, verified, and replicated climate-sensitive records. More attention should also be paid to the target season of the climate signal when developing large-scale composites to avoid the mixing of hydroclimate information across the seasons.

### 6.2 Towards a better understanding of spatiotemporal hydroclimate variability in the Arctic

Spatially explicit hydroclimate reconstructions provide excellent opportunities to study spatiotemporal variations, influences of forcings (e.g. Seager et al., 2007), and for proxy– model comparisons. However, due to the low number of available hydroclimate proxy records from the Arctic and the imbalance in spatial coverage (Table 3, Fig. 8), it is currently impossible to prepare a field reconstruction for the whole region. As noted in Sect. 3.3, there are two tree-ring drought atlases covering parts of the Arctic (Fig. 3); however, the data representation is limited and the usage of temperaturesensitive tree-ring proxies as hydroclimate indicators needs to be properly addressed. Given the precipitation sensitivity of some high-latitude trees (St George and Ault, 2014) and more efforts in utilising isotope records from trees, it may be possible to extend any analyses of hydroclimate variability into Eurasia. Targeted regional and spatial reconstructions could be achieved for well-replicated regions, such as Fennoscandia, the Nordic Sea region, or western North America. To facilitate a compilation of Arctic hydroclimate variability, a dedicated hydroclimate proxy database needs to be developed with firm criteria for which records to include. It is encouraging that several new hydroclimate records have been made available during the process of preparing this review (see Table 2). Moreover, the new synthesis presented in Sect. 5.1 shows the potential to provide regional hydroclimate records with high temporal resolution, providing useful information on multi-decadal timescales (e.g. Fig. 13).

#### 7 Recommendations for future work

Expanding the spatial coverage of hydroclimate proxy records is important, particularly for Eurasia, outside Fennoscandia, and North America. Several hydroclimate records that would add valuable information are not publicly available, so it is important to encourage palaeoclimate researchers to share and publicly archive their data.

A consistent and coherent Arctic 2k hydroclimate database should be assembled by including all necessary metadata and information on the seasonality of proxies included, following the PAGES 2k data standard, to facilitate the development of site selection criteria for a more robust and defendable synthesis of Arctic hydroclimate history.

A field reconstruction for regions with a sufficient number of hydroclimate proxy records in time and space is critical to advance our understanding of dynamical controls of Arctic hydroclimate. Presently there seem to be opportunities for a trans-Atlantic comparison, which may shed light onto observed regional hydroclimate patterns and the forcing mechanisms.

Closer collaborations between the palaeoclimate data and modelling communities are needed to address and resolve the discrepancies evident in comparisons between the existing "observational" data (reanalysis and proxies) and climate model simulations (PAGES Hydro2k Consortium, 2017).

**Data availability.** The CMIP5/PMIP3 climate data used in this paper can be obtained from https://cmip.llnl.gov/cmip5/data\_getting\_

started.html, and the specific analyses presented here (Figs. 1-2, 12-14 and S1-S2 in the Supplement) are available at https: //figshare.com/articles/Data\_Linderholm\_et\_al\_2017/5729214 (last access: 22 December 2017). The drought atlases (NADA and OWDA; Fig. 3) are accessible through https://www.ncdc. noaa.gov/paleo/study/6319 (NADA, last access: 16 January 2017) and https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/19419 (OWDA, last access: 4 November 2015). For the accessability of the data presented in Figs. 5 and 6, see Table 1. The data described and partly used for the compilation of the pan-Arctic hydroclimate mean in Sect. 5 are available from the following sources (see text for references): https://www.ncdc.noaa. gov/paleo/study/15444 (last access: 7 February 2017) and https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/19725 (last access: 27 January 2017), https://doi.org/10.1594/PANGAEA.849161 (Weißbach et al., 2016b). The syntheses presented in Figs. 9 (pan-Arctic) and 11 (North Atlantic and Alaska) are archived on Figureshare and available at https://figshare.com/articles/ Global\_North\_Atlantic\_Alaska\_synthesis\_record\_txt/5502199 (https://doi.org/10.6084/m9.figshare.5502199).

# The Supplement related to this article is available online at https://doi.org/10.5194/cp-14-473-2018-supplement.

**Author contributions.** All authors contributed to the planning and structuring of the paper, and Sects. 1 and 6 were jointly written by all authors. Contributions for the other sections were composed by writing teams as follows. Section 2: PZ and HWL; Sect. 3.1: PF, WJD, EKT, and KG; Sect. 3.2: AK and ZY; Sect. 3.3: HWL, KS, BEG, NJL, KG, and SH; Sect. 3.4: OS and HWL; Sect. 4.1: KG; Sect. 4.2: SH; Sect. 5.1: MN, MD, and NM; Sect. 5.2: PZ.

**Competing interests.** The authors declare that they have no conflict of interest.

**Special issue statement.** This article is part of the special issue "Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses". It is not associated with a conference.

Acknowledgements. This is a contribution to the PAGES 2k Network (through the Arctic 2k Working Group). Past Global Changes (PAGES) is supported by the US and Swiss National Science Foundations. We thank the World Climate Research Program Working Group on Coupled Modeling, which oversees CMIP, and the individual model groups (listed in Tables 4 and S1 in the Supplement) for making their data available. We also thank Darrell Kaufman for valuable discussions and suggestions, two anonymous referees, and Fredrik Charpentier-Ljungqvist for comments that helped improve the paper. The following research grants are acknowledged for financial support. Hans W. Linderholm: the Swedish Research Council (VR; 2012-05246 and 2015-04031); Samuli Helama: the Academy of Finland (288267); Pierre Francus and Konrad Gajewski: Discovery grants from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC; RGPIN-2014-05810 to Pierre Francus; 2014-03885 to Konrad Gajewski); Marie Nicolle: French Ministry; Neil J. Loader: UK NERC (NEB501504, NE/P011527/1), EU 017008 Millennium, and the Leverhulme Trust (RPG-2014-327).

Edited by: Nerilie Abram Reviewed by: two anonymous referees

### References

- Aagaard, K. and Carmack, E. C.: The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation, J. Geophys. Res., 94, 14485– 14498, https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14485, 1989.
- Abbott, M. B. and Stafford Jr., T. W.: Radiocarbon geochemistry of modern and Ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada, Quaternary Res., 45, 300–311, https://doi.org/10.1006/qres.1996.0031, 1996.
- ACIA: Arctic Climate Impact Assessment, Cambridge University Press, 1042 pp., 2005.
- Allen, J. R., Long, A. J., Ottley, C. J., Pearson, D. G., and Huntley, B.: Holocene climate variability in northernmost Europe, Quaternary Sci. Rev., 26, 1432–1453, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.009, 2007.
- Anchukaitis, K. J., D'Arrigo, R., Andreu-Hayles, L., Frank, D., Verstege, A., Curtis, A., Buckley, B. M., Jacoby, G. C., and Cook, E. R.: Tree-ring reconstructed summer temperatures from north-west North America during the past nine centuries, J. Climate, 26, 3001–3012, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00139.1, 2013.
- Andersen, K. K., Ditlevsen, P. D., Rasmussen, S. O., Clausen, H. B., Vinther, B. M., Johnsen, S. J., and Steffensen, J. P.: Retrieving a common accumulation record from Greenland ice cores for the past 1800 years, J. Geophys. Res.-Atmos., 111, D15106, https://doi.org/10.1029/2005JD006765, 2006.
- Anderson, L., Abbott, M. B., Finney, B. P., and Burns, S. J.: Late Holocene moisture balance variability in the southwest Yukon Territory, Canada, Quaternary Sci. Rev., 26, 130–141, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.011, 2007.
- Anderson, N. J., Liversidge, A. C., McGowan, S., and Jones, M. D.: Lake and catchment response to Holocene environmental change: spatial variability along a climate gradient in southwest Greenland, J. Paleolimnol., 48, 209–222, https://doi.org/10.1007/s10933-012-9616-3, 2012.
- Andersson, S. and Schoning, K.: Surface wetness and mire development during the late Holocene in central Sweden, Boreas, 39, 749–760, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00157.x, 2010.
- Andresen, C. S., Björck, S., Bennike, O., and Bond, G.: Holocene climate changes in southern Greenland: evidence from lake sediments, J. Quaternary Sci., 19, 783–795, https://doi.org/10.1002/jqs.886, 2004.
- Appenzeller, C., Schwander, J., Sommer, S., and Stocker, T. F.: The North Atlantic Oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation in Greenland, Geophys. Res. Lett., 25, 1939–1942, https://doi.org/10.1029/98GL01227, 1998.
- Armstrong, R. A.: Lichens, lichenometry and global warming, Microbiologist, 5, 32–35, 2004.

- Axford, Y., Geirsdóttir, Á., Miller, G. H., and Langdon, P. G.: Climate of the Little Ice Age and the past 2000 years in northeast Iceland inferred from chironomids and other lake sediment proxies, J. Palaeolimnol., 41, 7–24, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9251-1, 2009.
- Baker, A., Hellstrom, J. C., Kelly, B. F. J., Mariethoz, G., and Trouet, V.: A composite annual-resolution stalagmite record of North Atlantic climate over the last three millennia, Sci. Rep., 5, 10307, https://doi.org/10.1038/srep10307, 2015.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A., and Bjune, A.: Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region, Global Planet. Change, 60, 28–41, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.030, 2008.
- Balascio, N. L. and Bradley, R. S.: Evaluating Holocene climate change in northern Norway using sediment records from two contrasting lake systems, J. Paleolimnol., 48, 259–273, https://doi.org/10.1007/s10933-012-9604-7, 2012.
- Balascio, N. L., D'Andrea, W. J., Bradley, R. S., and Perren, B. B.: Biogeochemical evidence for hydrologic changes during the Holocene in a lake sediment record from southeast Greenland, Holocene, 23, 1428–1439, https://doi.org/10.1177/0959683613493938, 2013.
- Balascio, N. L., D'Andrea, W. J., Gjerde, M., and Bakke, J.: Hydroclimate variability of High Arctic Svalbard during the Holocene inferred from hydrogen isotopes of leaf waxes, Quaternary Sci. Rev., https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.036, 2017.
- Barber, K. E., Chambers, F. M., Maddy, D., Stoneman, R., and Brew, J.: A sensitive high-resolution record of late-Holocene climatic change from a raised bog in northern England, Holocene 4, 198–205, https://doi.org/10.1177/095968369400400209, 1994.
- Barber, K. E., Dumayne-Peaty, L., Hughes, P. D. M., Mauquoy, D., and Scaife, R. G.: Replicability and variability of the recent macrofossil and proxy-climate record from raised bogs: field stratigraphy and macrofossil data from Bolton Fell Moss and Walton Moss, Cumbria, England, J. Quaternary Sci., 13, 515–528, https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(1998110)13:6<515::AID-JQS393>3.0.CO;2-S, 1998.
- Barbour, M. M., Andrews, T. J., and Farquhar, G. D.: Correlations between oxygen isotope ratios of wood constituents of Quercus and Pinus samples from around the world, Funct. Plant Biol., 28, 335–348, https://doi.org/10.1071/PP00083, 2001.
- Barley, E. M., Walker, I. R., Kurek, J. Cwynar, L. C., Mathewes, R. W., Gajewski, K., and Finney, B. P.: A northwest North American training set: distribution of freshwater midges in relation to air temperature and lake depth, J. Palaeolimnol., 36, 295–314, https://doi.org/10.1007/s10933-006-0014-6, 2006.
- Beilman, D. W., MacDonald, G. M., Smith, L. C., and Reimer, P. J.: Carbon accumulation in peatlands of West Siberia over the last 2000 years, Global Biogeochem. Cy., 23, GB1012, https://doi.org/10.1029/2007GB003112, 2009.
- Bekryaev, R. V., Ployakov, I. V., and Alexeev, V. A.: Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming, J. Climate, 23, 3888–3906, https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1, 2010.
- Belyea, L. R. and Baird A. J.: Beyond "the limits to peat bog growth": Cross-scale feedback in peatland development, Ecol. Monogr., 76, 299–322, https://doi.org/10.1890/0012-9615(2006)076[0299:BTLTPB]2.0.CO;2, 2006.

- Berntsson, A., Jansson, K. N., Kylander, M. E., De Vleeschouwer, F., and Bertrand, S.: Late Holocene high precipitation events recorded in lake sediments and catchment geomorphology, Lake Vuoksjávrátje, NW Sweden, Boreas, 44, 676–692, https://doi.org/10.1111/bor.12127, 2015.
- Bickerton, R. W. and Matthews, J. A.: On the accuracy of lichenometric dates: an assessment based on the "Little Ice Age" moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway, Holocene, 2, 227–237, https://doi.org/10.1177/095968369200200304, 1992.
- Bintanja, R. and Selten, F. M.: Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat, Nature, 509, 479–482, https://doi.org/10.1038/nature13259, 2014.
- Birks, S. J. and Edwards, T. W. D.: Atmospheric circulation controls on precipitation isotope–climate relations in western Canada, Tellus B, 61, 566–576, https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2009.00423.x, 2009.
- Björnsson, H., Pálsson, F., Guðmundsson, S., Magnússon, E., Aðalgeirsdóttir, G., Jóhannesson, T., Berthier, E., Sigurðsson, O., and Thorsteinsson, Th.: Contribution of Icelandic ice caps to sea level rise: trends and variability since the Little Ice Age, Geophys. Res. Lett., 40, 1546–1550, https://doi.org/10.1002/grl.50278, 2013.
- Blackford, J.: Palaeoclimatic records from peat bogs, Trends Ecol. Evol., 15, 193–198, https://doi.org/10.1016/S0169-5347(00)01826-7, 2000.
- Blackford, J. J. and Chambers, F. M.: Proxy records of climate from blanket mires: Evidence for a Dark Age (1400 BP) climatic deterioration in the British Isles, Holocene, 1, 63–67, https://doi.org/10.1177/095968369100100108, 1991.
- Boettger, T., Hiller, A., and Kremenetski, C.: Mid-Holocene warming in northwest Kola Peninsula, Russia: northern pine limit movement and stable isotope evidence, Holocene, 13, 405–412, https://doi.org/10.1191/0959683603hl633rp, 2003.
- Boldt, B. R.: A multi-proxy approach to reconstructing Holocene climate variability at Kurupa River valley, Arctic Alaska, Master's Thesis, Northern Arizona University, 114 pp., 2013.
- Boldt, B. R., Kaufman, D. S., McKay, N. P., and Briner, J. P.: Holocene summer temperature reconstructions from sedimentary chlorophyll content, with treatment of age uncertainties, Kurupa Lake, Arctic Alaska, Holocene, 25, 641–650, https://doi.org/10.1177/0959683614565929, 2015.
- Booth, R. K., Notaro, M., Jackson, S. T., and Kutzbach, J. E.: Widespread drought episodes in the western Great Lakes region during the past 2000 years: geographic extent and potential mechanisms, Earth Planet. Sc. Lett., 242, 415–427, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.028, 2006.
- Booth, R. K., Lamentowicz, M., and Charman, D. J.: Preparation and analysis of testate amoebae in peatland palaeoenvironmental studies, Mires Peat, 7, 2, available at: http://mires-and-peat.net/ pages/volumes/map07/map0702.php (last access: 5 April 2018), 2010.
- Borgmark, A.: Holocene climatic variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis, Holocene, 15, 387–395, https://doi.org/10.1191/0959683605hl816rp, 2005.
- Borgmark, A. and Wastegård, S.: Regional and local patterns of peat humification in three raised peat bogs in Värmland, south-central Sweden, GFF, 130, 161–176, https://doi.org/10.1080/11035890809453231, 2008.

- Bowen, G. J.: Isoscapes: Spatial Pattern in Isotopic Biogeochemistry, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 38, 161–187, https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152429, 2010.
- Box, J. E., Cressie, N., Bromwich, D., Jung, J., van den Broeke, M., van Angelen, J., Forster, R., Miège, C., Mosley-Thompson, E., Vinther, B., and McConnell, J.: Greenland Ice Sheet Mass Balance Reconstruction. Part I: Net Snow Accumulation (1600– 2009), J. Climate, 26, 3919–3934, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00373.1, 2013.
- Boyle, E. A.: Cool tropical temperatures shift the global  $\delta^{18}$ O-T relationship: An explanation for the ice core  $\delta^{18}$ O-borehole thermometry conflict?, Geophys. Res. Lett., 24, 273–276, https://doi.org/10.1029/97GL00081, 1997.
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., and Zhao, Y.: Evaluation of climate models using palaeoclimate data, Nat. Clim. Chang., 2, 417–424, https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1456, 2012.
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., Schweingruber, F. H., Harris, I. C., Jones, P. D., Shiyatov, S. G., and Vaganov, E. A.: Low-frequency temperature variations from a northern treering density network, J. Geophys. Res., 106, 2929–2941, https://doi.org/10.1029/2000JD900617, 2001.
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., Schweingruber, F. H., Jones, P. D., Shiyatov, S. G., and Vaganov, E. A.: Tree-ring width and density around the Northern Hemisphere: part 1, local and regional climate signals, Holocene, 12, 737–757, https://doi.org/10.1191/0959683602hl587rp, 2002.
- Briner, J. P., McKay, N. P., Axford, Y., Bennike, O., Bradley, R. S., de Vernal, A., Fisher, D., Francus, P, Fréchette, B., Gajewski, K., Jennings, A., Kaufman, D. S., Miller, G., Rouston, C., and Wagner, B.: Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland, Quaternary Sci. Rev., 147, 340–364, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.010, 2016.
- Bring, A., Fedorova, I., Dibike, Y., Hinzman, L., Mård, J., Mernild, S. H., Prowse, T., Semenova, O., Stuefer, S. L., and Woo, M.-K.: Arctic terrestrial hydrology: A synthesis of processes, regional effects, and research challenges, J. Geophys. Res.-Biogeo., 121, 621–649, https://doi.org/10.1002/2015JG003131, 2016.
- Budikova, D.: Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review, Global Planet. Change, 68, 149–163, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.04.001, 2009.
- Bunbury, J. and Gajewski, K.: Postglacial climates inferred from a lake at treeline, southwest Yukon Territory, Canada, Quaternary Sci. Rev., 28, 354–369, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.007, 2009.
- Bunbury, J., Finkelstein, S. A., and Bollmann, J.: Holocene hydroclimatic change and effects on carbon accumulation inferred from a peat bog in the Attawapiskat River watershed, Hudson Bay Lowlands, Canada, Quaternary Res., 78, 275–284, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.013, 2012.
- Camill, P., Umbanhowar, C. E., Geiss, C., Hobbs, W. O., Edlund, M. B., Shinneman, A. C., Dorale, J. A., and Lynch, J.: Holocene climate change and landscape development from a low-Arctic tundra lake in the western Hudson Bay region of Manitoba, Canada, J. Paleolimnol., 48, 175–192, https://doi.org/10.1007/s10933-012-9619-0, 2012.
- Carmack, E. C., Yamamoto-Kawai, M., Haine, T. W. N., Bacon, S., Bluhm, B. A., Lique, C., Melling, H., Polyakov, I. V., Stra-

neo, F., Timmermans, M.-L., and Williams, W. J.: Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans, J. Geophys. Res.-Biogeo., 121, 675–717, https://doi.org/10.1002/2015JG003140, 2016.

- Carter, R., LeRoy, S., Nelson, T., Laroque, C. P., and Smith, D. J.: Dendroglaciological investigations at Hilda Creek rock glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains, Géogr. Phys. Quatern., 53, 365–371, https://doi.org/10.7202/004777ar, 1999.
- Chambers, F. M., Beilman, D. W., and Yu, Z.: Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics, Mires and Peat, 7, 7, available at: http://www.mires-and-peat.net/pages/volumes/ map07/map0707.php (last access: 18 February 2011), 2011.
- Chapligin, B., Narancic, B., Meyer, H., and Pienitz, R.: Palaeoenvironmental gateways in the eastern Canadian Arctic – recent isotope hydrology and diatom oxygen isotopes from Nettilling Lake, Baffin Island, Canada, Quaternary Sci. Rev., 147, 379–390, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.028, 2016.
- Charman, D.: Peatlands and Environmental Change, John Wiley & Sons, Chichester, 312 pp., 2002.
- Charman, D. J.: Summer water deficit variability controls on peatland water-table changes: implications for Holocene palaeoclimate reconstructions, Holocene, 17, 217–227, https://doi.org/10.1177/0959683607075836, 2007.
- Charman, D. J., Hendon, D., and Woodland, W. A.: The Identification of Testate Amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in Peats, Technical Guide No. 9, Quaternary Research Association, London, 147 pp., 2000.
- Charman, D. J., Barber, K. E., Blaauw, M., Langdon, P. G., Mauquoy, D., Daley, T. J., Hughes, P. D. M., and Karofeld, E.: Climate drivers for peatland palaeoclimate records, Quaternary Sci. Rev., 28, 1811–1819, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.013, 2009.
- Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, M., Booth, R. K., Brewer, S., Chambers, F. M., Christen, J. A., Gallego-Sala, A., Harrison, S. P., Hughes, P. D. M., Jackson, S. T., Korhola, A., Mauquoy, D., Mitchell, F. J. G., Prentice, I. C., van der Linden, M., De Vleeschouwer, F., Yu, Z. C., Alm, J., Bauer, I. E., Corish, Y. M. C., Garneau, M., Hohl, V., Huang, Y., Karofeld, E., Le Roux, G., Loisel, J., Moschen, R., Nichols, J. E., Nieminen, T. M., MacDonald, G. M., Phadtare, N. R., Rausch, N., Sillasoo, Ü., Swindles, G. T., Tuittila, E.-S., Ukonmaanaho, L., Väliranta, M., van Bellen, S., van Geel, B., Vitt, D. H., and Zhao, Y.: Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium, Biogeosciences, 10, 929–944, https://doi.org/10.5194/bg-10-929-2013, 2013.
- Chipman, M. L., Clarke, G. H., Clegg, B. F., Gregory-Eaves, I., and Hu, F. S.: A 2000 year record of climatic change at Ongoke Lake, southwest Alaska, J. Paleolimnol., 41, 57–75, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9257-8, 2009.
- Clegg, B. F. and Hu, F. S.: An oxygen-isotope record of Holocene climate change in the south-central Brooks Range, Alaska, Quaternary Sci. Rev., 29, 928–939, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.12.009, 2010.
- Clymo, R. S.: The limits to peat bog growth, Philos. T. Roy. Soc. B, 303, 605–654, https://doi.org/10.1098/rstb.1984.0002, 1984.

- Cockburn, J. M. and Lamoureux, S. F.: Inflow and lake controls on short-term mass accumulation and sedimentary particle size in a High Arctic lake: implications for interpreting varved lacustrine sedimentary records, J. Paleolimnol., 40, 923–942, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9207-5, 2008.
- Cohen, J., Furtado, J. C., Barlow, M. A., Alexeev, V. A., and Cherry, J. E.: Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling, Environ. Res. Lett., 7, 014007, https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014007, 2012.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., and Jones, J.: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, Nat. Geosci., 7, 627–637, https://doi.org/10.1038/ngeo2234, 2014.
- Cole, G. A. and Marsh, T. J.: The impact of climate change on severe droughts. Major droughts in England and Wales from 1800 and evidence of impact, in Science Report: SC040068/SR1, Environment Agency, Bristol, UK, 2006.
- Cook, E. R., Meko, D. M., Stahle, D. W., and Cleaveland, M. K.: Drought reconstructions for the continental United States, J. Climate, 12, 1145–1162, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1145:DRFTCU>2.0.CO;2, 1999.
- Cook, E. R., Woodhouse, C. A., Eakin, C. M., Meko, D. M., and Stahle, D. W.: Long-term aridity changes in the western United States, Science, 306, 1015–1018, https://doi.org/10.1126/science.1102586, 2004.
- Cook, E. R., Seager, R., Cane, M. A., and Stahle, D. W.: North American drought: Reconstructions, causes and consequences. Earth-Sci. Rev., 81, 93–134, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.12.002, 2007.
- Cook, E. R., Anchukaitis, K. J., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D., Jacoby, G. C., and Wright, W. E.: Asian Monsoon Failure and Megadrought During the Last Millennium, Science, 328, 486– 489, https://doi.org/10.1126/science.1185188, 2010.
- Cook, E. R., Seager, R., Kushnir, Y., Briffa, K. R., Büntgen, U., Frank, D., Krusic, P. J., Tegel, W., van der Schrier, G., Andreu-Hayles, L., Baillie, M., Baittinger, C., Bleicher, N., Bonde, N., Brown, D., Carrer, M., Cooper, R., Čufar, K., Dittmar, C., Esper, J., Griggs, C., Gunnarson, B., Günther, B., Gutierrez, E., Haneca, K., Helama, S., Herzig, F., Heussner, K.-U., Hofmann, J., Janda, P., Kontic, R., Köse, N., Kyncl, T., Levanič, T., Linderholm, H., Manning, S., Melvin, T. M., Miles, D., Neuwirth, B., Nicolussi, K., Nola, P., Panayotov, M., Popa, I., Rothe, A., Seftigen, K., Seim, A., Svarva, H., Svoboda, M., Thun, T., Timonen, M., Touchan, R., Trotsiuk, V., Trouet, V., Walder, F., Ważny, T., Wilson, R., and Zang, C.: Old World Megadroughts and Pluvials During the Common Era, Science Adv., 1, e1500561, https://doi.org/10.1126/sciadv.1500561, 2015.
- Courtney-Mustaphi, C. and Gajewski, K.: Holocene sediments from a coastal lake on northern Devon Island, Nunavut, Canada, Can.
  J. Earth Sci., 50, 564–575, https://doi.org/10.1139/cjes-2012-0143, 2013.
- Cuven, S., Francus, P., and Lamoureux, S. F.: Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic, J. Paleolimnol., 44, 803–817, https://doi.org/10.1007/s10933-010-9453-1, 2010.
- Cuven, S., Francus, P., and Lamoureux, S.: Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from

the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic, Quaternary Sci. Rev., 30, 2651–2665, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.019, 2011.

- Dahl, S. O. and Nesje, A.: Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits, Holocene 4, 269–277, https://doi.org/10.1177/095968369400400306, 1994.
- Dahl, S. O. and Nesje, A.: A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibriumline altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway, Holocene, 6, 381–398, https://doi.org/10.1177/095968369600600401, 1996.
- D'Andrea, W. J., Vaillencourt, D. A., Balascio, N. L., Werner, A., Roof, S. R., Retelle, M., and Bradley, R. S.: Mild Little Ice Age and unprecedented recent warmth in an 1800 year lake sediment record from Svalbard, Geology, 40, 1007–1010, https://doi.org/10.1130/G33365.1, 2012.
- Danis, P. A., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Guillemin, M. T., Daux, V., Naveau, Ph., and von Grafenstein, U.: Reconstruction of past precipitation  $\delta^{18}$ O using tree-ring cellulose  $\delta 18O$  and  $\delta^{13}$ C: a calibration study near Lac d'Annecy, France, Earth Planet. Sc. Lett., 243, 439–448, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.023, 2006.
- Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, Tellus, 16, 436– 468, https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x, 1964.
- D'Arrigo, R. D. and Jacoby, G. C.: Secular trends in high northern latitude temperature reconstructions based on tree rings, Climatic Change, 25, 163–177, https://doi.org/10.1007/BF01661204, 1993.
- D'Arrigo, R., Wilson, R., and Jacoby, G.: On the long-term context for late twentieth century warming, J. Geophys. Res., 111, D03103, https://doi.org/10.1029/2005JD006352, 2006.
- Dearing, J., Hu, Y., Doody, P., James, P. A., and Brauer, A.: Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yrs at the petit lac d'annecy, france, based on mineral magnetic data, J. Paleolimnol., 25, 245–258, https://doi.org/10.1023/A:1008186501993, 2001.
- Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., Mc-Manus, J. F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., and Trentesaux, A.: The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records, Clim. Past, 3, 569–575, https://doi.org/10.5194/cp-3-569-2007, 2007.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J.-P., Ethé, C., Fairhead, L., Fichefet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N.: Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5, Clim. Dynam., 40, 2123-2165, https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1, 2013.

- Edlund, S. A. and Egginton, P. A.: Morphology and Description of an Outlier Population of Tree-Sized Willows on Western Victoria Island, District of Franklin, Geological Survey of Canada, Current Research: Part A, 84, 279–285, 1984.
- Edvardsson, J. G., Stoffel, M., Corona, C., Bragazza, L., Leuschner, H. H., Charman, D. J., and Helama, S.: Subfossil peatland trees as proxies for Holocene palaeohydrology and palaeoclimate, Earth-Sci. Rev., 163, 118–140, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.005, 2016.
- Esper, J., Cook, E. R., and Schweingruber, F. H.: Lowfrequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability, Science, 295, 2250–2253, https://doi.org/10.1126/science.1066208, 2002.
- Fang, K., Gou, X., Chen, F., Cook, E., Li, J., Buckley, B., and D'Arrigo, R.: Large-Scale Precipitation Variability over Northwest China Inferred from Tree Rings, J. Climate, 24, 3457–3468, https://doi.org/10.1175/2011jcli3911.1, 2011.
- Farquhar, G. D., O'Leary, M. H., and Berry, J. A.: On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration of leaves, Aust. J. Plant Physiol., 9, 121–137, https://doi.org/10.1071/PP9820121, 1982.
- Finkelstein, S. A, Bunbury, J., Gajewski, K., Wolfe, A. P., Adams J. K., and Devlin, J. E.: Evaluating diatom-derived Holocene pH reconstructions for arctic lakes using an expanded 171-lake training set, J. Quaternary Sci., 29, 249–260, https://doi.org/10.1002/jqs.2697, 2014.
- Finney, B. P., Bigelow, N. H., Barber, V. A., and Edwards, M. E.: Holocene climate change and carbon cycling in a groundwaterfed, boreal forest lake: Dune Lake, Alaska, J. Paleolimnol., 48, 43–54, https://doi.org/10.1007/s10933-012-9617-2, 2012.
- Folland, C. K., Knight, J., Linderholm, H. W., Fereday, D., Ineson, S., and Hurrell, J. W.: The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future, J. Climate, 22, 1082–1103, https://doi.org/10.1175/2008JCLI2459.1, 2009.
- Ford, J. D., McDowell, G., and Jones, J.: The state of climate change adaptation in the Arctic, Environ. Res. Lett., 9, 104005, https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/10/104005, 2014.
- Fortin, M.-C., Medeiros, A. S. Gajewski, K., Barley, E. M., Larocque-Tobler, I., Porinchu, D. F., and Wilson, S. E.: Chironomid-environment relations in northern North America, J. Palaeolimnol., 54, 223–237, https://doi.org/10.1007/s10933-015-9848-0, 2015.
- Francis, J. A., Chan, W., Leathers, D. J., Miller, J. R., and Veron, D. E.: Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea ice extent, Geophys. Res. Lett., 36, L07503, https://doi.org/10.1029/2009GL037274, 2009.
- Francus, P., Bradley, R. S., Abbott, M. B., Patridge, W., and Keimig, F.: Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters, Geophys. Res. Lett., 29, 59-1–59-4, https://doi.org/10.1029/2002GL015082, 2002.
- Francus, P., Bradley, R. S., Lewis, T., Abbott, M., Retelle, M., and Stoner, J. S.: Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation, J. Paleolimnol., 40, 963–985, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9210-x, 2008.
- Frankenberg, C., Yoshimura, K., Warneke, T., Aben, I., Butz, A., Deutscher, N., Griffith, D., Hase, F., Notholt, J., Schneider, M., and Schrijver, H.: Dynamic processes governing lower-tropospheric HDO/H<sub>2</sub>O ratios as ob-

served from space and ground, Science, 325, 1374–1377, https://doi.org/10.1126/science.1173791, 2009.

- Gagen, M. H., Zorita, E., McCarroll, D., Young, G. H. F., Grudd, H., Jalkanen, R., Loader, N. J., Robertson, I., and Kirchhefer, A. J.: Cloud response to summer temperatures in Fennoscandia over the last thousand years, Geophys. Res. Lett., 38, L05701, https://doi.org/10.1029/2010GL046216, 2011.
- Gajewski, K.: Modern pollen assemblages in lake sediments from the Canadian Arctic, Arct. Antarct. Alp. Res., 34, 26–32, https://doi.org/10.2307/1552505, 2002.
- Gajewski, K.: Is Arctic palynology a "blunt instrument"?, Geogr. Phy. Quat., 60, 95–102, 2006.
- Gajewski, K.: Quantitative reconstruction of Holocene temperatures across the Canadian Arctic and Change, Greenland, Global Planet. 128, 14-23, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.003, 2015a.
- Gajewski, K.: Impact of Holocene Climate Variability on Arctic Vegetation, Global Planet. Change, 133, 272–287, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.006, 2015b.
- Gajewski, K., Garneau, M., and Bourgeois, J.: Paleoenvironments of the Canadian High Arctic derived from pollen and plant macrofossils: problems and potentials, Quaternary Sci. Rev., 14, 609–629, https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00015-H, 1995.
- Gajewski, K., Bouchard, G., Wilson, S. Kurek, J., and Cwynar, L.: Distribution of Chironomidae (Insecta: Diptera) head capsules in recent sediments of Canadian Arctic lakes, Hydrobiologia, 549, 131–143, https://doi.org/10.1007/s10750-005-5444-z, 2005.
- Gälman, V., Rydberg, J., De-Luna, S. S., Bindler, R., and Renberg, I.: Carbon and nitrogen loss rates during aging of lake sediment: Changes over 27 years studied in varved lake sediment, Limnol. Oceanogr., 53, 1076–1082, https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.3.1076, 2008.
- Gastaldo, R. A.: Conspectus of phytotaphonomy. The Palaeontological Society Special Publication, 3, 14–28, 1988.
- Gedney, N., Cox, P. M., Betts, R. A., Boucher, O., Huntingford, C., and Stott, P. A.: Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records, Nature, 439, 835–838, https://doi.org/10.1038/nature04504, 2006.
- Geer, A., Ng, V., and Fisman, D.: Climate change and infectious diseases in North America: the road ahead, Can. Med. Assoc. J., 178, 715–722, https://doi.org/10.1503/cmaj.081325, 2008.
- Geirsdóttir, Á., Hardardóttir, J., and Andrews, J. T.: Late-Holocene terrestrial glacial history of Miki and IC Jacobsen fjords, East Greenland, Holocene, 10, 123–134, https://doi.org/10.1191/095968300666213169, 2000.
- Gessler, A., Pedro Ferrio, J., Hommel, R., Treydte, K., Werner, R. A., and Monson, R. K.: Stable isotopes in tree rings: towards a mechanistic understanding of isotope fractionation and mixing processes from the leaves to the wood, Tree Physiol., 34, 796– 818, https://doi.org/10.1093/treephys/tpu040, 2014.
- Gorham, E., Lehman, C., Dyke, A., Janssens, J., and Dyke, L.: Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America, Quaternary Sci. Rev., 26, 300– 311, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.008, 2007.
- Gosse, J. C. and Phillips, F. M.: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, Quaternary Sci. Rev., 20, 1475– 1560, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2, 2001.

- Granger, D. E., Lifton, N. A., and Willenbring, J. K.: A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides on geology, Geol. Soc. Am. Bull., 125, 1379–1402, https://doi.org/10.1130/B30774.1, 2013.
- Gray, S. T., Betancourt, J. L. Fastie, C. L., and Jackson, S. T.: Patterns and sources of multidecadal oscillations in drought-sensitive tree-ring records from the central and southern Rocky Mountains, Geophys. Res. Lett., 30, 1316, https://doi.org/10.1029/2002GL016154, 2003.
- Gunnarson, B. E.: Temporal distribution pattern of subfossil pines in central Sweden: perspective on Holocene humidity fluctuations, Holocene, 18, 569–577, https://doi.org/10.1177/0959683608089211, 2008.
- Gunnarson, B. E., Borgmark, A., and Wastegård, S.: Holocene humidity fluctuations in Sweden inferred from dendrochronology and peat stratigraphy, Boreas, 32, 347–360, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01089.x, 2003.
- Guo, D., Gao, Y., Bethke, I., Gong, D., Johannessen, O. M., and Wang, H.: Mechanism on how the spring Arctic sea ice impacts the East Asian summer monsoon, Theor. Appl. Climatol., 115, 107–119, https://doi.org/10.1007/s00704-013-0872-6, 2014.
- Haeberli, W. and Hoelzle, M.: Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climatechange effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps, Ann. Glaciol., 21, 206–212, https://doi.org/10.1017/S0260305500015834, 1995.
- Hanhijärvi, S., Tingley, M. P., and Korhola, A.: Pairwise comparisons to reconstruct mean temperature in the Arctic Atlantic region over the last 2,000 years, Clim. Dynam., 41, 2039–2060, https://doi.org/10.1007/s00382-013-1701-4, 2013.
- Hardy, D. R., Bradley, R. S., and Zolitschka, B.: The climatic signal in varved sediments from Lake C2, northern Ellesmere, J. Paleolimnol., 16, 227–238, https://doi.org/10.1007/BF00176938, 1996.
- Hari, P. and Nöjd, P.: The effect of temperature and PAR on the annual photosynthetic production of Scots pine in northern Finland during 1906–2002, Boreal Environ. Res., 14, 5–18, 2009.
- Hassan, U. and Anwar, M. S.: Reducing noise by repetition: introduction to signal averaging, Eur. J. Phys., 31, 453–465, https://doi.org/10.1088/0143-0807/31/3/003, 2010.
- Heikkilä, M., Edwards, T. W., Seppä, H., and Sonninen, E.: Sediment isotope tracers from Lake Saarikko, Finland, and implications for Holocene hydroclimatology, Quaternary Sci. Rev., 29, 2146–2160, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.010, 2010.
- Helama, S. and Lindholm, M.: Droughts and rainfall in southeastern Finland since AD 874, inferred from Scots pine ring widths, Boreal Environ. Res., 8, 171–183, 2003.
- Helama, S., Lindholm, M., Timonen, M., and Eronen, M.: Midand late Holocene tree population density changes in northern Fennoscandia derived by a new method using megafossil pines and their tree-ring series, J. Quat. Sci., 20, 567–575, https://doi.org/10.1002/jqs.929, 2005.
- Helama, S., Merilainen, J., and Tuomenvirta, H.: Multicentennial megadrought in northern Europe coincided with a global El Niño–Southern Oscillation drought pattern during the Mediaeval Climate Anomaly, Geology, 37, 175–178, https://doi.org/10.1130/G25329A.1, 2009.
- Helama, S., Eronen, M., and Timonen, M.: Dendroécologie des bois fossiles dans le nord de la Laponie, in: La Dendroécolo-

gie: Principes, méthodes et applications, edited by: Payette, S. and Filion, L., Presses de l'Université Laval, Québec, Québec, 709–730, 2010.

- Helama, S., Luoto, T. P., Nevalainen, L., and Edvardsson, J.: Rereading a tree-ring database to illustrate depositional histories of subfossil trees, Palaeontol. Electronica, 20, 1–12, 2017a.
- Helama, S., Jones, P. D., and Briffa, K. R.: Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research, Holocene, 27, 1600–1606, https://doi.org/10.1177/0959683617693898, 2017b.
- Helama, S., Jones, P. D., and Briffa, K. R.: Limited Late Antique cooling. Nat. Geosci., 10, 242–243, https://doi.org/10.1038/ngeo2926, 2017c.
- Helama, S., Sohar, K., Läänelaid, K., Bijak, S., and Jaagus, J.: Reconstruction of precipitation variability in Estonia since the eighteenth century, inferred from oak and spruce tree rings, Clim. Dynam., https://doi.org/10.1007/s00382-017-3862-z, 2017d.
- Hellmann, L., Agafonov, L., Ljungqvist, F. C., Churakova, O., Düthorn, E., Esper, J., Hülsmann, L., Kirdyanov, A. V., Moisev, P., Myglan, W. S., Nikolaev, A. N., Reinig, F., Schweingruber, F. H., Solomina, O., Tegel, W., and Büntgen, U.: Diverse growth trends and climate responses across Eurasia's boreal forest, Environ. Res. Lett., 11, 074021, https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/7/074021, 2016.
- Hemming D., Griffiths, H., Loader, N. J., Marca, A., Robertson, I., Williams, D., Wingate, L., and Yakir, D.: The future of large scale stable isotope networks, Terrest. Ecol., 1, 361–381, https://doi.org/10.1016/S1936-7961(07)01023-8, 2007.
- Henderson, K. A.: An ice core palaeoclimate study of Windy Dome, Franz Josef Land, Russia: development of a recent climate history for the Barents Sea, PhD thesis, Ohio State University, Columbus, Ohio, 218 pp., 2002.
- Hendon, D., Charman, D. J., and Kent, M.: Palaeohydrological records derived from testate amoebae analysis from peatlands in northern England: within-site variability, between-site comparability and palaeoclimatic implications, Holocene 11, 127–148, https://doi.org/10.1191/095968301674575645, 2001.
- Hilasvuori, E. and Berninger, F.: Dependence of tree ring stable isotope abundances and ring width on climate in Finnish oak, Tree Physiol., 30, 636–647, https://doi.org/10.1093/treephys/tpq019, 2010.
- Hilbert, D. W., Roulet, N., and Moore, T.: Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems, J. Ecol., 88, 230–242, https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2000.00438.x, 2000.
- Hind, A., Zhang, Q., and Brattström, G.: Problems encountered when defining Arctic amplification as a ratio, Scientific Reports, 6, 30469, https://doi.org/10.1038/srep30469, 2016.
- Holzkämper, S., Kuhry, P., Kultti, S., Gunnarson, B., and Sonninen, E.: Stable isotopes in tree rings as proxies for winter precipitation changes in the Russian arctic over the past 150 years, Geochronometria, 32, 37–46, https://doi.org/10.2478/v10003-008-0025-6, 2008.
- Holzkämper, S., Tillman, P. K., Khury, P., and Esper, J.: Comparison of stable carbon and oxygen isotopes in Picea glauca tree rings and Sphagnum fuscum moss remains from subarctic Canada, Quaternary Res., 78, 295–302, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.014, 2012.
- Hou, J., D'Andrea, W. J., and Huang, Y.: Can sedimentary leaf waxes record D/H ratios of continental precipitation? Field,

model, and experimental assessments, Geochim. Cosmochim. Ac., 72, 3503–3517, https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.030, 2008.

- Hua, T., Wang, X. M., Zhang, C. X., and Lang, L. L.: Temporal and spatial variations in the Palmer Drought Severity Index over the past four centuries in arid, semiarid, and semihumid East Asia, Chinese Sci. Bull., 58, 4143–4152, https://doi.org/10.1007/s11434-013-5959-z, 2013.
- Huang, Y., Shuman, B., Wang, Y., and Webb, T.: Hydrogen isotope ratios of individual lipids in lake sediments as novel tracers of climatic and environmental change: a surface sediment test, J. Paleolimnol., 31, 363–375, https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000021855.80535.13, 2004.
- Hughes, P. D. M., Mauquoy, D., Barber, K. E., and Langdon, P. G.: Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England, Holocene, 10, 465–479, https://doi.org/10.1191/095968300675142023, 2000.
- Humlum, O., Elberling, B., Hormes, A., Fjordheim, K., Hansen, O. H., and Heinemeier, J.: Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes, Holocene, 15, 396–407, https://doi.org/10.1191/0959683605hl817rp, 2005.
- Huntington, T. G.: Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis, J. Hydrol., 319, 83–95, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003, 2006.
- Hurrell, J. W.: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, Science, 269, 676–679, https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676, 1995.
- Ingram, H. A. P.: Hydrology, in: Ecosystems of the World, 4A: Mires: swamp, bog, fen and moor, edited by: Gore, A. J. P., 67– 158, Elsevier, Oxford, 1983.
- IPCC: Summary for Policymakers, in: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013
- Ireland, A. W., Booth, R. K., Hotchkiss, S. C., and Schmitz, J. E.: Drought as a trigger for rapid state shifts in kettle ecosystems: implications for ecosystem responses to climate change, Wetlands, 32, 989–1000, https://doi.org/10.1007/s13157-012-0324-6, 2012.
- Itkonen, A. and Salonen, V.-P.: The response of sedimentation in three varved lacustrine sequences to air temperature, precipitation and human impact, J. Paleolimnol., 11, 323–332, https://doi.org/10.1007/BF00677992, 1994.
- Jahren, A. H. and Sternberg, L. S. L.: Annual patterns within tree rings of the Arctic middle Eocene (ca. 45 Ma): Isotopic signatures of precipitation, relative humidity and deciduousness, Geology, 36, 99–102, https://doi.org/10.1130/G23876A.1, 2008.
- Janbu, A. D., Paasche, Ø., and Talbot, M. R.: Paleoclimate changes inferred from stable isotopes and magnetic properties of organicrich lake sediments in Arctic Norway, J. Paleolimnol., 46, 29–44, https://doi.org/10.1007/s10933-011-9512-2, 2011.
- Johannessen, O. M., Miles, M. W., Bengtsson, L., Bobylev, L. P., and Kuzmina, S. I.: Arctic climate change, in: Arctic Environment Variability in the Context of Global Change, edited by:

Bobylerv, P. K., Kondratyev, K. Y., and Johannessen, O. M., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1–15, 2003.

- Jones, P. D., Briffa, K. R., Barnett, T. P., and Tett, S. F. B.: High resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures, Holocene, 8, 455–471, https://doi.org/10.1191/095968398667194956, 1998.
- Jönsson, K. and Nilsson, C.: Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) on shingle fields: A dendrochronologic reconstruction of early summer precipitation in mideast Sweden, J. Climate, 22, 4710–4722, https://doi.org/10.1175/2009JCLI2401.1, 2009.
- Jungclaus, J. H., Lohmann, K., and Zanchettin, D.: Enhanced 20thcentury heat transfer to the Arctic simulated in the context of climate variations over the last millennium, Clim. Past, 10, 2201– 2213, https://doi.org/10.5194/cp-10-2201-2014, 2014.
- Karlén, W. and Denton, G. H.: Holocene glacial variations in Sarek National Park, northern Sweden, Boreas, 5, 25–56, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1976.tb00329.x, 1976.
- 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., and Vinther, B. M.: Arctic Lakes 2k Project Members.: Recent warming reverses long-term Arctic cooling, Science, 325, 1236–1239, https://doi.org/10.1126/science.1173983, 2009.
- Keisling, B. A., Castañeda, I. S., and Brigham-Grette, J.: Hydrological and temperature change in Arctic Siberia during the intensification of Northern Hemisphere Glaciation, Earth Plan. Sc. Lett., 457, 136–148, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.058, 2017.
- Kelly, P. M., Jones, P. D., Sear, B. C. B., Cherry, S. G., and Tavakol, R. K.: Variations in Surface Air Temperatures: Part 2. Arctic Regions, 1881–1980, Mon. Weather Rev., 110, 71–83, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0071:VISATP>2.0.CO;2, 1982.
- Kendall, M. G.: Rank Correlation Methods, Griffin, London, UK, 1975.
- Kirkbride, M. P. and Dugmore, A. J.: Responses of mountain lee caps in central Iceland to Holocene climate change, Quaternary Sci. Rev., 25, 1692–1707, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.12.004, 2006.
- Knorre, A. A., Siegwolf, R. T. W., Saurer, M., Sidorova, O. V., Vaganov, E. A., and Kirdyanov, A. V.: Twentieth century trends in tree ring stable isotopes ( $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O) of Larix sibirica under dry conditions in the forest steppe in Siberia, J. Geophys. Res., 115, G03002, https://doi.org/10.1029/2009JG000930, 2010.
- Koch, J. and Clague, J. J.: Extensive glaciers in northwest North America during Mediaeval time, Climatic Change, 107, 593– 613, https://doi.org/10.1007/s10584-010-0016-2, 2011.
- Koerner, R. M.: Mass balance of glaciers in the Queen Elizabeth Islands, Nunavut, Canada, Ann. Glaciol., 42, 417–423, https://doi.org/10.3189/172756405781813122, 2005.
- Kopec, B. G., Feng, X., Michel, F. A., and Posmentier, E. S.: Influence of sea ice on Arctic precipitation, P. Natl. Acad. Sci. USA, 113, 46–51, https://doi.org/10.1073/pnas.1504633113, 2016.
- Korhola, A.: The Early Holocene hydrosere in a small acid hilltop basin studied using crustacean sedimentary remains, J. Palaeolimnol., 7, 1–22, https://doi.org/10.1007/BF00197028, 1992.

- Kremenetski, K. V., Boettger, T., MacDonald, G. M., Vaschalova, T., Sulerzhitsky, L., and Hiller, A.: Mediaeval climate warming and aridity as indicated by multiproxy evidence from the Kola Peninsula, Russia, Palaeogeogr. Palaeocl., 209, 113–125, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.018, 2004.
- Kress, A., Young, G. H. F., Saurer, M., Loader, N. J., Siegwolf, R. T. W., and McCarroll, D.: Stable isotope coherence in the earlywood and latewood of tree-line conifers, Chem. Geol., 268, 52– 57, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.008, 2009.
- Kwok, R. and Cunningham, G. F.: Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat-2, Philos. T. Roy. Soc. A, 373, 20140157, https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0157, 2015.
- Labuhn, I., Daux, V., Pierre, M., Stievenard, M., Girardclos, O., Ferón, A., Genty, D., Masson-Delmotte, V., and Mestre, O.: Tree age, site and climate controls on tree ring cellulose  $\delta^{18}$ O: a case study on oak trees from south-western France, Dendrochronologia, 32, 78–89, https://doi.org/10.1016/j.dendro.2013.11.001, 2014.
- Lamarre, A., Garneau, M., and Asnong, H.: Holocene palaeohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujjuarapik, subarctic Québec, Canada, Rev. Palaeobot. Palynol., 186, 131–141, https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.04.009, 2012.
- Lamarre, A., Magnan, G., Garneau, M., and Boucher, É.: A testate amoeba-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada, Quaternary Int., 306, 88–96, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.054, 2013.
- Lamoureux, S.: Five centuries of interannual sediment yield and rainfall-induced erosion in the Canadian High Arctic recorded in lacustrine varves, Water Resour. Res., 36, 309–318, https://doi.org/10.1029/1999WR900271, 2000.
- Lamoureux, S. and Gilbert, R.: A 750-yr record of autumn snowfall and temperature variability and winter storminess recorded in the varved sediments of Bear Lake, Devon Island, Arctic Canada, Quaternary Res., 61, 134–147, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.11.003, 2004.
- Lamoureux, S., Stewart, K., Forbes, A., and Fortin, D.: Multidecadal variations and decline in spring discharge in the Canadian middle Arctic since 1550 AD, Geophys. Res. Lett., 33, L02403, doi10.1029/2005GL024942, 2006.
- Landrum, L., Otto-Bliesner, B. L., Wahl, E. R., Conley, A., Lawrence, P. J., Rosenbloom, N., and Teng, H.: Last millennium climate and its variability in CCSM4, J. Climate, 26, 1085–1111, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00326.1, 2013.
- Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, S. F., Saïd, M., and Cuven, S.: 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada, J. Paleolimnol., 48, 159–173, https://doi.org/10.1007/s10933-012-9611-8, 2012.
- Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, S. F., Vuille, M., Jenny, J.-P., Bradley, R. S., and Massa, C.: Influence of North Pacific decadal variability on the western Canadian Arctic over the past 700 years, Clim. Past, 13, 411–420, https://doi.org/10.5194/cp-13-411-2017, 2017.
- Larsen, D. J., Miller, G. H., Geirsdottir, A., and Thordarson, T.: A 3000-year varved record of glacier activity and climate change from the proglacial lake Hvítár-

vatn, Iceland, Quaternary Sci. Rev., 30, 2715–2731, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.026, 2011.

- Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H., and Zhang, T.: Observations: changes in snow, ice and frozen ground, 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, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 337–383, 2007.
- Le Roux, G. and Marshall, W. A.: Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides, Mires and Peat, 7, 8, available at: http://www.mires-and-peat. net/pages/volumes/map07/map0708.php (last access: 24 February 2011), 2011.
- Lewis, D. and Smith, D.: Dendrochronological mass balance reconstruction, Strathcona Provincial Park, Vancouver Island, British Columbia, Canada, Arct. Antarct. Alp. Res., 36, 598–606, https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0598:DMBRSP]2.0.CO;2, 2004.
- Lewis, T., Braun, C., Hardy, D. R., Francus, P., and Bradley R. S.: An Extreme Sediment Transfer Event in a Canadian High Arctic Stream, Arct. Antarct. Alp. Res., 37, 477–482, https://doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0477:AESTEI]2.0.CO;2, 2005.
- Lewis, T., Francus, P., and Bradley R. S.: Recent occurrence of large jökulhlaups at Lake Tuborg, Ellesmere Island, Nunavut, J. Paleolimnol., 41, 491–506, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9240-4, 2009.
- Li, W. K. W., McLaughlin, F. A., Lovejoy, C., and Carmack, E. C.: Smallest Algae Thrive as the Arctic Ocean Freshens, Science, 326, 539 pp., https://doi.org/10.1126/science.1179798, 2009.
- Linderholm, H. W. and Chen, D.: Central Scandinavian winter precipitation variability during the past five centuries reconstructed from Pinus sylvestris tree rings, Boreas, 34, 43–52, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2005.tb01003.x, 2005.
- Linderholm, H. W. and Jansson, P.: Proxy data reconstructions of the Storglaciären (Sweden) mass-balance record back to AD 1500 on annual to decadal timescales, Ann. Glaciol., 46, 261–267, https://doi.org/10.3189/172756407782871404, 2007.
- Linderholm, H. W., Björklund, J. A., Seftigen, K., Gunnarson, B. E., Grudd, H., Jeong, J.-H., Drobyshev, I., and Liu, Y.: Dendroclimatology in Fennoscandia – from past accomplishments to future potential, Clim. Past, 6, 93–114, https://doi.org/10.5194/cp-6-93-2010, 2010.
- Ljungqvist, F. C.: A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia, Geogr. Ann. A, 92, 339–351, https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2010.00399.x, 2010.
- Ljungqvist, F. C., Krusic, P. J., Sundqvist, H. S., Zorita, E., Brattström, G., and Frank, D.: Northern Hemisphere hydroclimatic variability over the past twelve centuries, Nature 532, 94– 98, https://doi.org/10.1038/nature17418, 2016.
- Loader, N. J., Young, G. H. F., Grudd, H., and McCarroll, D.: Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation, Quaternary Sci. Rev., 62, 97–113, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.014, 2013.

- Loisel, J. and Garneau, M.: Late Holocene palaeoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives, Palaeogeogr. Palaeocl., 291, 493–533, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.020, 2010.
- Loisel, J. and Yu, Z.: Surface vegetation patterning controls carbon accumulation in peatlands, Geophys. Res. Lett., 40, 5508–5513, https://doi.org/10.1002/grl.50744, 2013.
- Loisel, J., Garneau, M., and Hélie, J.-F.: Modern Sphagnum  $\delta^{13}$ C signatures follow a surface moisture gradient in two boreal peat bogs, James Bay lowlands, Québec, J. Quaternary Sci., 24, 209–214, https://doi.org/10.1002/jqs.1221, 2009.
- Lubinski, D. J., Forman, S. L., and Miller, G. H.: Holocene glacier and climate fluctuations on Franz Josef Land, Arctic Russia, 80° N, Quaternary Sci. Rev., 18, 85–108, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00105-4, 1999.
- Luckman, B. H.: Glacier fluctuations and tree-ring records for the last millennium in the Canadian Rockies, Quaternary Sci. Rev., 12, 441–450, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(05)80008-3, 1993.
- Luoto, T. P.: A Finnish chironomid- and chaoborid-based inference model for reconstructing past lake levels, Quaternary Sci. Rev., 28, 1481–1489, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.01.015, 2009.
- Luoto, T. P. and Helama, S.: Palaeoclimatological and palaeolimnological records from fossil midges and tree-rings: the role of the North Atlantic Oscillation in eastern Finland through the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age, Quaternary Sci. Rev., 29, 2411–2423, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.015, 2010.
- Luoto, T. P. and Nevalainen, L.: Late Holocene precipitation and temperature changes in Northern Europe linked with North Atlantic forcing, Clim. Res., 66, 37–48, https://doi.org/10.3354/cr01331, 2015.
- Luoto, T. P. and Nevalainen, L.: Quantifying climate changes of the Common Era for Finland, Clim. Dynam., 49, 2557–2567, https://doi.org/10.1007/s00382-016-3468-x, 2017.
- Luoto, T. P., Helama, S., and Nevalainen, L.: Stream flow intensity of the Saavanjoki River, eastern Finland, during the past 1500 years reflected by mayfly and caddisfly mandibles in adjacent lake sediments, J. Hydrol., 476, 147–153, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.029, 2013.
- Mann, D. H., Heiser, P. A., and Finney, B. P.: Holocene history of the Great Kobuk sand dunes, northwestern Alaska, Quaternary Sci. Rev., 21, 709–731, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00120-2, 2002.
- Mann, H. B.: Nonparametric test against trend, Econometrica, 13, 245–259, 1945.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M. M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J. R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G. A., Schlosser, E., Simões, J. C., Steig, E. J., Stenni, B., Stievenard, M., van den Broeke, M. R., van de Wal, R. S. W., van de Berg, W. J., Vimeux, F., and White, J. W. C.: A Review of Antarctic Surface Snow Isotopic Composition: Observations, Atmospheric

Circulation, and Isotopic Modeling, J. Climate, 21, 3359–3387, https://doi.org/10.1175/2007JCLI2139.1, 2008.

- Mathijssen, P., Tuovinen, J.-P., Lohila, A., Aurela, M., Juutinen, S., Laurila, T., Niemelä, E., Tuittila, E.-S., and Väliranta, M.: Development, carbon accumulation and radiative forcing of a subarctic fen over the Holocene, Holocene, 24, 1156–1166, https://doi.org/10.1177/0959683614538072, 2014.
- Mathijssen, P. J. H., Väliranta, M., Korrensalo, A., Alekseychik, P., Vesala, T., Rinne, J., and Tuittila, E.-S.: Holocene carbon dynamics reconstruction from a large boreal peatland complex, southern Finland, Quaternary Sci. Rev., 142, 1–15, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.013, 2016.
- Mathijssen, P. J. H., Kähkölä, N., Tuovinen, J.-P., Lohila, A., Minkkinen, K., Laurila, T., and Väliranta, M.: Lateral expansion and carbon exchange of a boreal peatland in Finland resulting in 7000 years of positive radiative forcing, J. Geophys. Res.-Biogeo., 122, 562–577, https://doi.org/10.1002/2016JG003749, 2017.
- Matthews, J. A., Berrisford, M. S., Dresser, P. Q., Nesje, A., Dahl, S. O., Bjune, A. E., Bakke, J., Birks, H. J. B., Lie, Ø., Dumayne-Peaty, L., and Barnett, C.: Holocene glacier history of Bjørnbreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen, Norway, based on proximal glaciofluvial stream-bank mires, Quaternary Sci. Rev., 24, 67–90, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.003, 2005.
- Mauquoy, D., van Geel, B., Blaauw, M., and van der Plicht, J.: Evidence from northwest European bogs shows "Little Ice Age" climatic changes driven by variations in solar activity, Holocene, 12, 1–6, https://doi.org/10.1191/0959683602hl514rr, 2002.
- Mauquoy, D., van Geel, B., Blaauw, M., Speranza, A., and van der Plicht, J.: Changes in solar activity and Holocene climate shifts derived from <sup>14</sup>C wiggle-match dated peat deposits, Holocene, 14, 45–52, https://doi.org/10.1191/0959683604hl688rp, 2004.
- Mauquoy, D., Yeloff, D., van Geel, B., Charman, D. J., and Blundell, A.: Two decadally resolved records from north-west European peat bogs show rapid climate changes associated with solar variability during the mid-late Holocene, J. Quaternary Sci., 23, 745–763, https://doi.org/10.1002/jqs.1158, 2008.
- Mauquoy, D., Hughes, P. D. M., and van Geel, B.: A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits, Mires and Peat, 7, 6, available at: http://www.mires-and-peat.net/pages/volumes/ map07/map0706.php (last access: 18 November 2010), 2010.
- McCarroll, D. and Loader, N. J.: Stable isotopes in tree rings, Quaternary Sci. Rev., 23, 771–801, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.017, 2004.
- McCarroll, D. and Pawellek, F.: Stable carbon isotope ratios of latewood cellulose in Pinus sylvestris from northern Finland: variability and signal strength, Holocene, 8, 693–702, https://doi.org/10.1191/095968398675987498, 1998.
- McCarroll, D. and Pawellek, F.: Stable carbon isotope ratios of Pinus sylvestris from northern Finland and the potential for extracting a climate signal from long Fennoscandian chronologies, Holocene, 11, 517–526, https://doi.org/10.1191/095968301680223477, 2001.
- McCarroll, D., Jalkanen, R., Hicks, S., Tuovinen, M., Pawellek, F., Gagen, M., Eckstein, D., Schmitt, U., Autio, J., and Heikkinen, O.: Multi-proxy dendroclimatology: a pilot study in northern Finland, Holocene, 13, 829–838, https://doi.org/10.1191/0959683603hl668rp, 2003.

- McCarroll, D., Gagen, M. H., Loader, N. J., Robertson, I., Anchukaitis, K. J., Los, S., Young, G. H. F., Jalkanen, R., Kirchhefer, A. J., and Waterhouse, J. S.: Correction of tree ring stable carbon isotope chronologies for changes in the carbon dioxide content of the atmosphere. Geochim. Cosmochim. Ac., 73, 1539–154, https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.11.041, 2009.
- McCarroll, D., Tuovinen, M., Campbell, R., Gagen, M., Grudd, H., Jalkanen, R., Loader, N. J., and Robertson, I.: A critical evaluation of multi-proxy dendroclimatology in northern Finland, J. Quaternary Sci., 26, 7–14, https://doi.org/10.1002/jqs.1408, 2011.
- McCarroll, D., Loader, N. J., Jalkanen, R., Gagen, M., Grudd, H., Gunnarson, B. E., Kirchhefer, A. J., Friedrich, M., Linderholm, H. W., Lindholm, M., Boettger, T., Los, S. O., Remmele, S., Kononov, Y. M., Yamazaki, Y. H., Young, G. H. F., and Zorita, E.: A 1200-year multi-proxy record of tree growth and summer temperature at the northern pine forest limit of Europe, Holocene, 23, 471–484, https://doi.org/10.1177/0959683612467483, 2013.
- McKay, N. P. and Kaufman, D. S.: Holocene climate and glacier variability at Hallet and Greyling Lakes, Chugach Mountains, south-central Alaska, J. Paleolimnol., 41, 143–159, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9260-0, 2009.
- McKay, N. P. and Kaufman, D. S.: An extended Arctic proxy temperature database for the past 2,000 years, Sci. Data, 1, 140026, https://doi.org/10.1038/sdata.2014.26, 2014.
- Medeiros, A. S. K., Gajewski, J., Vermaire, D., Porinchu, J. C., and Wolfe, B. B.: Detecting the influence of secondary environmental gradients on chironomid-inferred palaeotemperature reconstructions, Quaternary Sci. Rev., 124, 265–274 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.010, 2015.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Grootes, P., Mayewski, P. A., Ram, M., Stuiver, M., Taylor, K. C., Waddington, E. D., and Zielinski, G. A.: The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene, Science, 1680–1682, https://doi.org/10.1126/science.266.5191.1680, 1994.
- Meko, D. M., Therrell, M. D., Baisan, C. H., and Hughes, M. K.: Sacramento River flow reconstructed to A.D. 869 from tree rings, J. Am. Water Resour. Assoc., 37, 1029–1039, https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb05530.x, 2001.
- Menounos, B., Osborn, G., Clague, J. J., and Luckman, B. H.: Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in western Canada, Quaternary Sci. Rev., 28, 2049–2074, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.018, 2009.
- Mernild, S. H., Hanna, E., McConnell, J. R., Sigl, M., Beckerman, A. P., Yde, J. C., Cappelen, J., Malmros, J. K., and Steffen, K.: Greenland precipitation trends in a longterm instrumental climate context (1890–2012): evaluation of coastal and ice core records, Int. J. Climatol., 35, 303–320, https://doi.org/10.1002/joc.3986, 2015.
- Min, S. K., Zhang, X., and Zweirs, F.: Humaninduced Arctic moistening, Science, 320, 518–520, https://doi.org/10.1126/science.1153468, 2008.
- Mitchell, E. A. D., Charman, D. J., and Warner, B. G.: Testate amoebae analysis in ecological and palaeoecological studies of wetlands: past, present and future, Biodivers. Conserv., 17, 2115– 2137, https://doi.org/10.1007/s10531-007-9221-3, 2008.
- Moore, T. A. and Shearer, J. C.: Evidence for aerobic degradation of Palangka Raya peat and implications for its sustainability, in: Biodiversity and Sustainability of Tropical Peatlands, edited by:

Rieley, J. O. and Page, S. E., Samara Publishing, Cardigan, UK, 157–168, 1997.

- Moossen, H., Bendle, J., Seki, O., Quillmann, U., and Kawamura, K.: North Atlantic Holocene climate evolution recorded by high-resolution terrestrial and marine biomarker records, Quaternary Sci. Rev., 129, 111–127, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.013, 2015.
- Moron, V., Robertson, A. W., and Ward, M. N.: Seasonal predictability and spatial coherence of rainfall characteristics in the tropical settings of Senegal, Mon. Weather Rev., 134, 3248– 3262, https://doi.org/10.1175/MWR3252.1, 2006.
- Mosley-Thompson, E., McConnell, J. R., Bales, R. C., Li, Z., Lin, P.-N., Steffen, K., Thompson, L. G., Edwards, R., and Bathke, D.: Local to regionalscale variability of annual net accumulation on the Greenland Ice Sheet from PARCA cores, J. Geophys. Res., 106, 33839–33851, https://doi.org/10.1029/2001JD900067, 2001.
- Muschitiello, F., Pausata, F. S., Watson, J. E., Smittenberg, R. H., Salih, A. A., Brooks, S. J., Whitehouse, N. J., Karlatou-Charalampopoulou, A., and Wohlfarth, B.: Fennoscandian freshwater control on Greenland hydroclimate shifts at the onset of the Younger Dryas, Nature Commun., 6, 8939, https://doi.org/10.1038/ncomms9939, 2015.
- Naulier, M., Savard, M. M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D., and Bégin, Y.: Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction, Chem. Geol., 37, 374–375, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.02.031, 2014.
- Nesje, A.: Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia, Quaternary Sci. Rev., 28, 2119–2136, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.016, 2009.
- Nesje, A. and Dahl, S. O.: The "Little Ice Age" – only temperature?, Holocene, 13, 139–145, https://doi.org/10.1191/0959683603hl603fa, 2003.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Thun, T., and Nordli, Ø.: The "Little Ice Age" glacial expansion in western Scandinavia e summer temperature or winter precipitation?, Clim. Dynam., 30, 789–801, https://doi.org/10.1007/s00382-007-0324-z, 2007.
- Nevalainen, L. and Luoto, T. P.: Intralake training set of fossil Cladocera for palaeohydrological inferences: evidence for multicentennial drought during the Mediaeval Climate Anomaly, Ecohydrology, 5, 834–840, https://doi.org/10.1002/eco.275, 2012.
- Nevalainen, L., Sarmaja-Korjonen, K., and Luoto, T. P.: Sedimentary Cladocera as indicators of past water-level changes in shallow northern lakes, Quaternary Res., 75, 430–437, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.02.007, 2011.
- Nevalainen, L., Helama, S., and Luoto T. P.: Hydroclimatic variations over the last millennium in eastern Finland disentangled by fossil Cladocera, Palaeogeogr. Palaeocl., 378, 13–21, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.016, 2013.
- Nicault, A., Alleaume, S., Brewer, S., Carrer, M., Nola, P., Guttierez, E., Edouard, J. L., Urbinati, C., and Guiot, J.: Mediterranean Drought fluctuation during the last 500 years based on tree-ring data, Clim. Dynam., 31, 227–245, https://doi.org/10.1007/s00382-007-0349-3, 2007.
- Nichols, J. E., Walcott, M., Bradley, R., Picher, J., and Youngsong, H.: Quantitative assessment of precipitation seasonality and summer surface wetness using ombrotrophic sediments from

an Arctic Norwegian peatland, Quaternary Res., 72, 443–451, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.07.007, 2009.

- Nilsson, M., Klarqvist, M., Bohlin, E., and Possnert, G.: Variation in radiocarbon age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dates by AMS, Holocene, 11, 579–586, https://doi.org/10.1191/095968301680223521, 2001.
- Nordli, Ø., Lie, Ø., Nesje, A., and Benestad, R. E.: Glacier mass balance in southern Norway modelled by circulation indices and spring–summer temperatures AD 1781–2000, Geogr. Ann., 87, 431–445, https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00269.x, 2005.
- Oerlemans, J.: Quantifying global warming from the retreat of glaciers, Science, 264, 243–245, https://doi.org/10.1126/science.264.5156.243, 1994.
- Oerlemans, J.: Glaciers and climate change, 148 pp., A. A. Balkema Publishers, 2001.
- Ojala, A. E. K. and Alenius, T.: 10000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic–organic varves, Palaeogeogr. Palaeocl., 219, 285–302, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.01.002, 2005.
- Ojala, A. E. K. and Francus, P.: X-ray densitometry vs. BSEimage analysis of thin-sections: a comparative study of varved sediments of Lake Nautajärvi, Finland, Boreas 31, 57–64, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01055.x, 2002.
- Ojala, A. E. K., Saarinen, T., and Salonen, V.-P.: Preconditions for the formation of annually laminated lake sediments in southern and central Finland, Boreal Environ. Res., 5, 243–255, 2000.
- Ojala, A. E. K., Kosonen, E., Weckström, J., Korkonen, S., and Korhola, A.: Seasonal formation of clastic-biogenic varves: the potential for palaeoenvironmental interpretations, GFF, 135, 237– 247, https://doi.org/10.1080/11035897.2013.801925, 2013.
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C. C., Casado, M., and Yiou, P.: A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium, Nature, 523, 71–74, https://doi.org/10.1038/nature14518, 2015.
- Outridge, P. M., Sanei, H., Courtney Mustaphi, C. J., and Gajewski, K.: Holocene climate change influences on trace metal and organic matter geochemistry over 7000 years in a varved Arctic lake sediment profile, Appl. Geochem., 78, 35–48, https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.11.018, 2017.
- Overland, J. E.: Atmospheric Science: Long-range linkage, Nature Clim. Change, 4, 11–12, https://doi.org/10.1038/nclimate2079, 2014.
- Overland, J. E., Dethloff, K., Francis, J. A., Hall, R. J., Hanna, E., Kim, S.-J., Screen, J. A., Shepherd, T. G., and Vihma, T.: Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic, Nature Clim. Change, 6, 992–999, https://doi.org/10.1038/nclimate3121, 2016.
- 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., and Zielinski, G.: Arctic environmental change of the last four centuries, Science, 278, 1251–1255, https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1251, 1997.
- PAGES 2k Consortium: Continental-scale temperature variability during the past two millennia, Nat. Geosci., 6, 339–346, https://doi.org/10.1038/NGEO1797, 2013.
- PAGES Hydro2k Consortium: Comparing proxy and model estimates of hydroclimate variability and change over the Common

Era, Clim. Past, 13, 1851–1900, https://doi.org/10.5194/cp-13-1851-2017, 2017.

- Pancost, R., Baas, M., van Geel, B., and Sinninghe Damsté, J. S.: Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a sub-boreal ombrotrophic bog, Org. Geochem., 33, 675–690, https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00048-7, 2002.
- Parnell, A. C., Buck, C. E., and Doan, T. K.: A review of statistical chronology models for high-resolution, proxy-based Holocene palaeoenvironmental reconstruction, Quaternary Sci. Rev., 30, 2948–2960, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.024, 2011.
- Paterson, W. S. B. and Waddington E. D.: Past precipitation rates derived from ice core measurements: Methods and data analysis, Rev. Geophys., 22, 123–130, https://doi.org/10.1029/RG022i002p00123, 1984.
- Payne, R. J.: Can testate amoeba-based palaeohydrology be extended to fens? J. Quaternary Sci., 26, 15–27, https://doi.org/10.1002/jqs.1412, 2011.
- Payne, R. J., Kishaba, K., Blackford, J. J., and Mitchell E. A. D.: Ecology of testate amoebae (Protista) in southcentral Alaska peatlands: building transfer-function models for palaeoenvironmental studies, Holocene, 16, 403–414, https://doi.org/10.1191/0959683606hl936rp, 2006.
- Pedersen, R. A., Cvijanovic, I., Langen, P. L., and Vinther, B. M.: The Impact of Regional Arctic Sea Ice Loss on Atmospheric Circulation and the NAO, J. Climate, 29, 889–902, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0315.1, 2016.
- Pederson, N., Jacoby, G. C., D'Arrigo, R., Buckley, B., Dugarjav, C., and Mijiddorj, R.: Hydrometeorological Reconstructions for Northeastern Mongolia Derived from Tree Rings: AD 1651– 1995, J. Climate, 4, 872–881, https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0872:HRFNMD>2.0.CO;2, 2001.
- Peros, M. and Gajewski, K.: Holocene climate and vegetation change on Victoria Island, western Canadian Arctic, Quaternary Sci. Rev., 27, 235–249, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.09.002, 2008.
- Peros, M. and Gajewski, K.: Pollen-based reconstructions of late Holocene climate from the central and western Canadian Arctic, J. Paleolimnol., 41, 161–175, https://doi.org/10.1007/s10933-008-9256-9, 2009.
- Peros, M., Gajewski, K., Paull, T., Ravindra, R., and Podritske, B.: Multi-proxy record of postglacial environmental change, south-central Melville Island, Northwest Territories, Canada, Quaternary Res., 73, 247–258, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.11.010, 2010.
- Perren, B. B., Anderson, N. J., Douglas, M. S., and Fritz, S. C.: The influence of temperature, moisture, and eolian activity on Holocene lake development in West Greenland, J. Paleolimnol., 48, 223–239, https://doi.org/10.1007/s10933-012-9613-6, 2012.
- Peterson, B. J., McClelland, J., Curry, R., Holmes, R. M., Walsh, J. E., and Aagaard, K.: Trajectory Shifts in the Arctic and Subarctic Freshwater Cycle, Science, 313, 1061–1066, https://doi.org/10.1126/science.1122593, 2006.
- Petterson, G., Odgaard, B. V., and Renberg, I.: Image analysis as a method to quantify sediment components, J. Paleolimnol., 22, 443–455, https://doi.org/10.1023/A:1008070811190, 1999.
- Phipps, S. J., Rotstayn, L. D., Gordon, H. B., Roberts, J. L., Hirst, A. C., and Budd, W. F.: The CSIRO Mk3L climate system model version 1.0 – Part 1: Description and evaluation,

Geosci. Model Dev., 4, 483–509, https://doi.org/10.5194/gmd-4-483-2011, 2011.

- Pierrehumbert, R. T.: Huascaran δ<sup>18</sup>O as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum, Geophys. Res. Lett., 26, 1345–1348, https://doi.org/10.1029/1999GL900183, 1999.
- Pisaric, M. F. J., St-Onge, S. M., and Kokelj, S. V.: Tree-ring reconstruction of early-growing season precipitation from Yellowknife, Northwest Territories, Canada, Arctic, Arct. Antarc. Alp. Res., 41, 486–496, https://doi.org/10.1657/1938-4246-41.4.486, 2009.
- Poli, P., Hersbach, H., Tan, D., Dee, D., Thépaut, J.-N., Simmons, A., Peubey, C., Laloyaux, P., Komori, T., Berrisford, P., Dragani, R., Trémolet, Y., Hølm, E., Bonavita, M., Isaksen, L., and Fisher, M.: The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C), ERA Report Series no 14, ECMWF Technical Report, UK, 2013.
- Polissar, P. J. and Freeman, K. H.: Effects of aridity and vegetation on plant-wax δD in modern lake sediments, Geochim. Cosmochim. Ac., 74, 5785–5797, https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.018, 2010.
- Polyak, L., Murdmaa, I., and Ivanova, E.: A high-resolution, 800year glaciomarine record from Russkaya Gavan', a Novaya Zemlya fjord, eastern Barents Sea, Holocene, 14, 628–634, https://doi.org/10.1191/0959683604hl740rr, 2004.
- Porter, T. J., Pisaric, M. F. J., Kokelj, S. V., and Edwards, T. D. W.: Climatic Signals in  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O of Tree-rings from White Spruce in the Mackenzie Delta Region, Northern Canada, Arct. Antarct. Alp. Res., 41, 497–505, https://doi.org/10.1657/1938-4246-41.4.497, 2009.
- Porter, T. J., Pisaric, M. F. J., Field, R. D., Kokelj, S. V., Edwards, T. W. D., deMontigny, P., Healy, R., and LeGrande, A. N.: Spring-summer temperatures since AD 1780 reconstructed from stable oxygen isotope ratios in white spruce tree-rings from the Mackenzie Delta, northwestern Canada, Clim. Dynam., 42, 771– 785, https://doi.org/10.1007/s00382-013-1674-3, 2014.
- Rach, O., Brauer, A., Wilkes, H., and Sachse, D.: Delayed hydrological response to Greenland cooling at the onset of the Younger Dryas in western Europe, Nat. Geosci., 7, 109–112, https://doi.org/10.1038/ngeo2053, 2014.
- Rach, O., Kahmen, A., Brauer, A., and Sachse, D.: A dualbiomarker approach for quantification of changes in relative humidity from sedimentary lipid *D/H* ratios, Clim. Past, 13, 741– 757, https://doi.org/10.5194/cp-13-741-2017, 2017.
- Rahmstorf, S.: Bifurcations of the Atlantic Thermohaline Circulation in Response to Changes in the Hydrological Cycle, Nature, 378, 146–149, https://doi.org/10.1038/378145a0, 1995.
- Reusche, M., Winsor, K., Carlson, A. E., Marcott, S. A., Rood, D. H., Novak, A., Roof, S., Retelle, M., Werner, A., Caffee, M., and Clark, P. U.: <sup>10</sup>Be surface exposure ages on the late-Pleistocene and Holocene history of Linnebreen on Svalbard, Quaternary Sci. Rev., 89, 5–12, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.017, 2014.
- Rhein, M., Rintoul, S. R. Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R. A., Gulev, S., Johnson, G. C., Josey, S. A., Kostianoy, A., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L. D., and Wang, F.: Observations: Ocean, in: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

Change, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2013.

- Rice, S. K.: Variation in carbon isotope discrimination within and among Sphagnum species in a temperate wetland, Oecologia, 123, 1–8, https://doi.org/10.1007/s004420050983, 2000.
- Ringberg, B. and Erlström, M.: Micromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden, Catena, 35, 147–177, https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00098-8, 1999.
- Roden, J. S., Lin, G., and Ehleringer, J. R.: A mechanistic model for inter-pretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose, Geochim. Cosmochim. Ac., 64, 21–35, https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00195-7, 2000.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Vasskog, K., Gjerde, M., D'Andreas, W. J., and Bradley, R. S.: Artic Holocene glacier fluctuations reconstructed from lake sediments at Mitrahalvøya, Spitsbergen, Quaternary Sci. Rev., 109, 111–125, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.017, 2015.
- Rowell, D. P.: Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecedal GCM simulations, J. Climate, 11, 109–120, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0109:APSPWA>2.0.CO;2, 1998.
- Rozanski, K., Johnsen, S. J., Schotterer, U., and Thompson, L. G.: Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives, Hydrolog. Sci. J., 42, 725–745, https://doi.org/10.1080/02626669709492069, 1997.
- Ruppel, M., Väliranta, M., Virtanen, T., and Korhola, A.: Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in Europe and North-America, Holocene, 23, 1596– 1606, https://doi.org/10.1177/0959683613499053, 2013.
- Rydberg, J. and Martinez-Cortizas, A.: Geochemical assessment of an annually laminated lake sediment record from northern Sweden: a multi-core, multi-element approach, J. Paleolimnol., 51, 499–514, https://doi.org/10.1007/s10933-014-9770-x, 2014.
- Rydin, H. and Jeglum, J.: The Biology of Peatlands, Oxford University Press, Rochester, USA, 2006.
- Saarni, S., Saarinen, T., and Lensu, A.: Organic lacustrine sediment varves as indicators of past precipitation changes: a 3,000-year climate record from Central Finland, J. Palaeolimnol., 53, 401– 413, https://doi.org/10.1007/s10933-015-9832-8, 2015.
- Saarni, S., Saarinen, T., and Dulski, P.: Between the North Atlantic Oscillation and the Siberian High: A 4000year snow accumulation history inferred from varved lake sediments in Finland, Holocene, 26, 423–431, https://doi.org/10.1177/0959683615609747, 2016.
- Saurer, M., Kress, A., Leuenberger, M., Rinne, K. T., Treydte, K. S., and Siegwolf, R. T. W.: Influence of atmospheric circulation patterns on the oxygen isotope ratio of tree rings in the Alpine region, J. Geophys. Res., 117, D05118, https://doi.org/10.1029/2011JD016861, 2012.
- Scheidegger, Y., Saurer, M., Bahn, M., and Siegwolf, R.: Linking stable oxygen and carbon isotopes with stomatal conductance and photosynthetic capacity: a conceptual model, Oecologia, 125, 350–357, https://doi.org/10.1007/s004420000466, 2000.
- Schmidt, G. A., Jungclaus, J. H., Ammann, C. M., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T. J., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N.

A., Muscheler, R., Otto-Bliesner, B. L., Pongratz, J., Shindell, D. T., Solanki, S. K., Steinhilber, F., and Vieira, L. E. A.: Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0), Geosci. Model Dev., 4, 33–45, https://doi.org/10.5194/gmd-4-33-2011, 2011.

- Schneider, L., Smerdon, J. E., Büntgen, U., Wilson, R. J. S., Myglan, V. S., Kirdyanov, A. V., and Esper, J.: Revising midlatitude summer temperatures back to A.D.600 based on a wood density network, Geophys. Res. Lett., 42, 4556–4562, https://doi.org/10.1002/2015gl063956, 2015.
- Schurer, A. P., Hegerl, G. C., Mann, M. E., Tett, S. F. B., and Phipps, S. J.: Separating forced from chaotic climate variability over the Past Millennium, J. Climate, 26, 6954–6973, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00826.1, 2013.
- Screen, J. A. and Francis, J. A.: Contribution of sea-ice loss to Arctic amplification regulated by Pacific Ocean decadal variability, Nature Clim. Change, 6, 1758–6798, https://doi.org/10.1038/nclimate3011, 2016.
- Screen, J. A. and Simmonds, I.: Declining snowfall in the Arctic: causes, impacts and feedbacks, Clim. Dynam., 38, 2243–2256, https://doi.org/10.1007/s00382-011-1105-2, 2012.
- Seager, R., Graham, N., Herweijer, C., Gordon, A. L., Kushnir, Y., and Cook, E. R.: Blueprints for medieval hydroclimate, Quaternary Sci. Rev., 26, 2322–2336, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.020, 2007.
- Seftigen, K., Linderholm, H. W., Loader, N. J., Liu, Y., and Young, G. H. F.: The influence of climate on <sup>13</sup>C / <sup>12</sup>C and <sup>18</sup>O / <sup>16</sup>O ratios in tree ring cellulose of *Pinus sylvestris* L. growing in the central Scandinavian Mountains, Chem. Geol., 286, 84–93, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.04.006, 2011.
- Seftigen, K., Cook, E. R., Linderholm, H. W., Fuentes, M., and Björklund, J.: The potential of deriving tree-ring based field reconstructions of droughts and pluvials over Fennoscandia, J. Climate, 28, 3453–3471, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00734.1, 2015a.
- Seftigen, K., Björklund, J., Cook, E. R., and Linderholm, H. W.: A tree-ring field reconstruction of Fennoscandian summer hydroclimate variability for the last millennium, Clim. Dynam., 44, 3141–3154, https://doi.org/10.1007/s00382-014-2191-8, 2015b.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G.: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, Global Planet. Change, 77, 85–96, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004, 2011.
- Serreze, M. C., Walsh, J. E., Chapin, F. S., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W. C., Morison J., Zhang, T., and Barry, R. G.: Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, Climatic Change, 46, 159– 207, https://doi.org/10.1023/A:1005504031923, 2000.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Stroeve, J. C., Kindig, D. N., and Holland, M. M.: The emergence of surface-based Arctic amplification, The Cryosphere, 3, 11–19, https://doi.org/10.5194/tc-3-11-2009, 2009.
- Shi, F., Yang, B., Ljungqvist, F. C., and Yang, F.: Multi-proxy reconstruction of Arctic summer temperatures over the past 1400 years, Clim. Res., 54, 113–128, https://doi.org/10.3354/cr01112, 2012.
- Shi, X., Déry, S. J., Groisman, P. Y., and Lettenmaier, D. P.: Relationships between recent pan-Arctic snow cover and hydroclimate trends, J. Climate, 26, 2048–2064, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00044.1, 2013.

- Sidorova, O. V., Siegwolf, R. T. W., Saurer, M., Naurzbaev, M. M., and Vaganov, E. A.: Isotopic composition ( $\delta^{13}$ C,  $\delta^{18}$ O) in wood and cellulose of Siberian larch trees for early Mediaeval and recent periods, J. Geophys. Res., 113, G02019, https://doi.org/10.1029/2007JG000473, 2008.
- Sidorova, O. V., Siegwolf, R. T. W., Saurer, M., Shashkin, A. V., Knorre, A. A., Prokushkin, A. S., Vaganov, E. A., and Kirdyanov, A. V.: Do centennial tree-ring and stable isotope trends of Larix gmelinii (Rupr.) Rupr. indicate increasing water shortage in the Siberian north?, Oecologia, 161, 825–835, https://doi.org/10.1007/s00442-009-1411-0, 2009.
- Sillasoo, Ü, Mauquoy, D., Blundell, A., Charman, D., Blaauw, M., Daniell, J. G. R., Toms, P., Newberry, J., Chambers, F. M., and Karofeld, E.: Peat multi-proxy data from Männikjärve bog as indicators of Late Holocene climate changes in Estonia, Boreas, 36, 20–37, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01177.x, 2007.
- Sjolte, J., Hoffman, G., and Johnsen, S. J.: Modelling the response of stable water isotopes in Greenland precipitation to orbital configurations of the previous interglacial, Tellus B, 66, 22872, https://doi.org/10.3402/tellusb.v66.22872, 2014.
- Slater, A. G., Bohn, T. J., McCreight, J. L., Serreze, M. C., and Lettenmaier, D. P.: A multimodel simulation of pan-Arctic hydrology, J. Geophys. Res., 112, G04S45, https://doi.org/10.1029/2006JG000303, 2007.
- Snowball, I., Zillen, L., and Gaillard, M. J.: Rapid early-Holocene environmental changes in northern Sweden based on studies of two varved lake-sediment sequences, Holocene, 12, 7–16, https://doi.org/10.1191/0959683602hl515rp, 2002.
- Solomina, O., Bradley, R. S., Hodgson, D. A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A. N., Nesje, A., Owen, L. A., Wanner, H., Wiles, G. C., and Young, N. E.: Holocene glacier fluctuations, Quaternary Sci. Rev., 111, 9–34, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018, 2015.
- Solomina, O. N., Bradley, R. S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D. S., Koch, J., McKay, N. P., Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicolussi, K., Owen, L. A., Putnam, A. E., Wanner, H., Wiles, G., and Yang, B.: Glacier fluctuations during the past 2000 years, Quaternary Sci. Rev., 149, 61–90, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008, 2016.
- Sonninen, E. and Jungner, H.: Stable carbon isotopes in tree-ringsof a Scots pine from northern Finland, in: Problems of stable isotopes in tree rings, lake sediments and peat bogs as climatic evidence for the Holocene, edited by: Frenzel, B., Stauffer, B., and Weiss, M., Paläoklimaforschung, 15, 121–128, 1995.
- Stahle, D. W. and Cleaveland, M. K.: Texas drought history reconstructed and analyzed from 1698 to 1980, J. Climate, 1, 59–74, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001<0059:TDHRAA>2.0.CO;2, 1988.
- Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P. W., Mann, M., McCracken, K. G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., and Wilhelms, F.: 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings, P. Natl. Acad. Sci. USA, 109, 5967–5971, https://doi.org/10.1073/pnas.1118965109, 2012.
- St. George, S.: An overview of tree-ring width records across the Northern Hemisphere, Quaternary Sci. Rev., 95, 132–150, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.029, 2014.

- St. George, S. and Ault, T. R.: The imprint of climate within Northern Hemisphere trees, Quaternary Sci. Rev., 89, 1–4, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.007, 2014.
- Stien, A., Ims, R. A., Alborn, S. D., Fuglei, E., Irvine, R. J., Ropstad, E., Halvorsen, O., Langvatn, R., Loe, L. E., Veiberg, V., and Yoccoz, N. G.: Congruent responses to weather variability in high arctic herbivores, Biol. Lett., 8, 1002–1005, https://doi.org/10.1098/rsbl.2012.0764, 2012.
- Stoffel, M., Khodri, M., Corona, C., Guillet, S., Poulain, V., Bekki, S., Guiot, J., Luckman, B. H., Oppenheimer, C., and Lebas, N.: Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1,500 years, Nat. Geosci., 8, 784–788, https://doi.org/10.1038/ngeo2526, 2015.
- Stroeve, J. C., Serreze, M., Holland, M., Kay, J., Maslanik, J., and Barrett, A.: The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, Climatic Change, 110, 1005–10027, https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1, 2012.
- Sundqvist, H. S., Kaufman, D. S., McKay, N. P., Balascio, N. L., Briner, J. P., Cwynar, L. C., Sejrup, H. P., Seppä, 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., Rühland, K. M., Saenger, C., Smol, J. P., and Viau, A. E.: Arctic Holocene proxy climate database – new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables, Clim. Past, 10, 1605–1631, https://doi.org/10.5194/cp-10-1605-2014, 2014.
- Svendsen, J. I. and Mangerud, J.: Holocene glacial and climatic variations on Svalbard, Svalbard, Holocene, 7, 45–57, https://doi.org/10.1177/095968369700700105, 1997.
- Swindles, G. T., Plunkett, G., and Roe, H.: A delayed climatic response to solar forcing at 2800 cal. BP: multi-proxy evidence from three Irish peatlands, Holocene, 17, 177–182, https://doi.org/10.1177/0959683607075830, 2007.
- Swindles, G. T., De Vleeschouwer, F., and Plunkett, G.: Dating peat profiles using tephra: stratigraphy, geochemistry and chronology, Mires and Peat, 7, 5, available at: http://www.mires-and-peat. net/pages/volumes/map07/map0705.php (last access: 6 November 2010), 2010.
- Swindles, G. T., Morris, P. J., Baird, A. J., Blaauw, M., and Plunkett, G.: Ecohydrological feedbacks confound peat-based climate reconstructions, Geophys. Res. Lett., 39, L11401, https://doi.org/10.1029/2012GL051500, 2012.
- Swindles, G. T., Amesbury, M. J, Turner, T. E., Carrivick, J. L., Woulds, C., Raby, C., Mullan, D., Roland, T. P., Galloway, J. M., Parry, L., Kokfelt, U., Garneau, M., Charman, D. J., and Holden, J.: Evaluating the use of testate amoebae for palaeohydrological reconstruction in permafrost peatlands, Palaeogeogr. Palaeocl., 424, 111–122, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.004, 2015.
- Tallis, J. H.: Changes in wetland communities, in: Ecosystems of the world 4A. Mires: swamp, bog, fen and moor. General studies, edited by: Gore, A. J. P., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Oxford – New York, 311–347, 1983.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An Overview of CMIP5 and the experiment design, B. Am. Meteorol. Soc., 93, 485–498, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012.
- Theakstone, W. H.: A seven-year study of oxygen isotopes in daily precipitation at a site close to the arctic circle, tustervatn, nor-

way: Trajectory analysis and links with the north atlantic oscillation, Atmos. Environ., 45, 5101–5109, 2011.

- Thomas, E. K., McGrane, S., Briner, J. P., and Huang, Y.: Leaf wax δ2H and varve-thickness climate proxies from proglacial lake sediments, Baffin Island, Arctic Canada, J. Paleolimnol., 48, 193–207, https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.06.034, 2012.
- Thomas, E. K., Briner, J. P., Ryan-Henry, J. J., and Huang, Y.: A major increase in winter snowfall during the middle Holocene on western Greenland caused by reduced sea ice in Baffin Bay and the Labrador Sea, Geophys. Res. Lett., 43, 5302–5308, https://doi.org/10.1002/2016GL068513, 2016.
- Thompson, L. G., Mosely-Thompson, E., Bolzan, J. F., and Koci, B. R.: A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru, Science, 229, 971–973, https://doi.org/10.1126/science.229.4717.971, 1985.
- Thompson, L. G., Yao, T., Mosely-Thompson, E., Davis, M. E., Henderson, K. A., and Lin, P.-N.: A highresolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores, Science, 289, 1916–1919, https://doi.org/10.1126/science.289.5486.1916, 2000.
- Tiljander, M., Saarnisto, M., Ojala, A. K., and Saarinen, T.: A 3000year palaeoenvironmental record from annually laminated sediment of Lake Korttajarvi, central Finland, Boreas 32, 566–577, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01236.x, 2003.
- Torbenson, M. C. A., Plunkett, G., Brown, D. M., Pilcher, J. R., and Leuschner, H. H.: Asynchrony in key Holocene chronologies: Evidence from Irish bog pines, Geology, 43, 799–802, https://doi.org/10.1130/G36914.1, 2015.
- Torrence. C. and Compo, P.: G. А practical guide to wavelet analysis, Β. Am. Meteorol. Soc.. 79. 61 - 78https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2, 1998.
- Touchan, R., Anchukaitis, K. J., Meko, D. M., Sabir, M., Attalah, S., and Aloui, A.: Spatiotemporal drought variability in northwestern Africa over the last nine centuries, Clim. Dynam., 37, 237–253, https://doi.org/10.1007/s00382-010-0804-4, 2011.
- Treydte, K., Boda, S., Graf Pannatier, E., Fonti, P., Frank, D., Ullrich, B., Saurer, M., Siegwolf, R., Battipaglia, G., Werner, W., and Gessler, A.: Seasonal transfer of oxygen isotopes from precipitation and soil to the tree ring: source water versus needle water enrichment, New Phytol., 202, 772–783, https://doi.org/10.1111/nph.12741, 2014.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., and Frank, D. C.: Persistent positive North Atlantic Oscillation Mode dominated the Mediaeval Climate Anomaly, Science, 324, 78– 80, https://doi.org/10.1126/science.1166349, 2009.
- Tuittila, E.-S., Väliranta, M., Laine, J., and Korhola, A.: Quantifying patterns and controls of mire vegetation succession in a southern boreal bog in Finland using partial ordinations, J. Veg. Sci., 18, 891–902, https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2007.tb02605.x, 2007.
- Tuittila, E.-S., Juutinen, S., Frolking, S., Väliranta, M., Laine, A. M., Miettinen, A., Seväkivi, M.-L., Quillet, A., and Merilä, P.: Wetland chronosequence as a model of peatland development: Vegetation succession, peat and carbon accumulation, Holocene, 23, 25–35, https://doi.org/10.1177/0959683612450197, 2013.
- Vaganov, E. A., Hughes, M. K., and Shashkin, A. V.: Growth dynamics of tree rings: an image of past and future environments, Springer-Verlag, Berlin, 368 pp., 2006.

- Väliranta, M., Korhola, A., Seppä, H., Tuittila, E.-S., Sarmaja-Korjonen, K., Laine, J., and Alm, J.: High-resolution reconstruction of wetness dynamics in a southern boreal raised bog, Finland, during the late Holocene: a quantitative approach, Holocene, 17, 1093–1107, https://doi.org/10.1177/0959683607082550, 2007.
- Väliranta, M., Blundell, A., Charman, D., Karofeld, E., Korhola, A., Sillasoo, Ü., and Tuittila, E.: Reconstructing peatland water table using transfer function for plant macrofossils and testate amoebae: a methodological comparison, Quaternary Int., 268, 34–43, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.024, 2011.
- Väliranta, M., Oinonen, M., Seppä, H., Korkonen, S., and Tuittila, E.-S.: Unexpected problems in AMS 14C dating of fen peat, Radiocarbon, 56, 95–108, https://doi.org/10.2458/56.16917, 2014.
- Väliranta, M., Salojärvi, N., Vuorsalo, A., Juutinen, S., Korhola, A., Luoto, M., and Tuittila, E.-S.: Holocene fen-bog transitions, current status in Finland and future perspectives, Holocene, 27, 752–764, https://doi.org/10.1177/0959683616670471, 2016.
- Van Bellen, S., Dallaire, P.-L., Garneau, M., and Bergeron Y.: Quantifying spatial and temporal Holocene carbon accumulation in ombrotrophic peatlands of the Eastmain region, Quebec, Canada., Glob. Biogeochem. Cy., 25, GB2016, https://doi.org/10.1029/2010GB003877, 2011.
- van der Schrier, G., Briffa, K. R., Jones, P. D., and Osborn, T. J.: Summer moisture variability across Europe, J. Climate, 19, 2818–2834, https://doi.org/10.1175/JCLI3734.1, 2006a.
- van der Schrier, G., Briffa, K. R., Osborn, T. J., and Cook, E. R.: Summer moisture availability across North America, J. Geoph. Res., 111, D11102, https://doi.org/10.1029/2005JD006745, 2006b.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F., and Birks, H. J. B. : A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier, Quaternary Res., 77, 192–204, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.10.001, 2012.
- Vellinga, M. and Wood, R. A.: Global Climatic Impacts Collapse of Atlantic Thermohaof а the line Circulation, Climatic Change, 54, 251-267, https://doi.org/10.1023/A:1016168827653, 2002.
- Viau, A. and Gajewski, K.: Reconstructing millennial-scale, regional palaeoclimates of boreal Canada during the Holocene, J. Climate, 22, 316–330, https://doi.org/10.1175/2008JCLI2342.1, 2009.
- Viau, A., Gajewski, K., Sawada, M., and Bunbury, J.: Low- and High-frequency climate variability in eastern Beringia during the past 25 000 years, Can. J. Earth Sci., 45, 1435–1453, https://doi.org/10.1139/E08-036, 2008.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., Angulo, M., and El Kenawy, A.: A New Global 0.5° Gridded Dataset (1901–2006) of a Multiscalar Drought Index: Comparison with Current Drought Index Datasets Based on the Palmer Drought Severity Index, J. Hydrometeorol., 11, 1033–1043, https://doi.org/10.1175/2010jhm1224.1, 2010.
- Vorren, K. D., Blaauw, M., Wastegård, S., Plicht, J. V. D., and Jensen, C.: High-resolution stratigraphy of the northernmost concentric raised bog in Europe: Sellevollmyra, Andøya, northern Norway, Boreas, 36, 253–277, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01249.x, 2007.

#### H. W. Linderholm et al.: Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years

- Vorren, K. D., Jensen, C. E., and Nilssen, E.: Climate changes during the last c. 7500 years as recorded by the degree of peat humification in the Lofoten region, Norway, Boreas, 41, 13–30, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00220.x, 2012.
- Wagner, B. and Melles, M.: Holocene environmental history of western Ymer Ø, East Greenland, inferred from lake sediments, Quaternary Int., 89, 165–176, https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00087-8, 2002.
- Wassenburg, J. A., Immenhauser, A., Richter, D. K., Niedermayr, A., Riechelmann, S., Fietzke, J., Scholz, D., Jochum, K. P., Fohlmeister, J., Schröder-Ritzrau, A., Sabaooui, A., Riechelmann, D. F. C., Schneider, L., and Esper, J.: Moroccan speleothem and tree ring records suggest a variable positive state of the North Atlantic Oscillation during the Mediaeval Warm Period, Earth Planet. Sc. Lett., 375, 291–302, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.048, 2013.
- Waterhouse, J. S., Barker, A. C., Carter, A. H. C., Agafonov, L. I., and Loader, N. J.: Stable carbon isotopes in Scots pine tree rings preserve a record of the flow of the river Ob, Geophys. Res. Lett., 27, 3529–3532, https://doi.org/10.1029/2000GL006106, 2000.
- Watson, E. and Luckman, B. H.: Tree-ring based massbalance estimates for the past 300 years at Peyto Glacier, Alberta, Canada, Quaternary Res., 62, 9–18, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.04.007, 2004.
- Weißbach, S., Wegner, A., Opel, T., Oerter, H., Vinther, B. M., and Kipfstuhl, S.: Spatial and temporal oxygen isotope variability in northern Greenland – implications for a new climate record over the past millennium, Clim. Past, 12, 171–188, https://doi.org/10.5194/cp-12-171-2016, 2016a.
- Weißbach, S., Wegner, A., Opel, T., Oerter, H., Vinther, B. M., and Kipfstuhl, S.: Accumulation rate and stable oxygen isotope ratios of the ice cores from the North Greenland Traverse, PANGAEA, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.849161, 2016b.
- Weltje, G. J.: Quantitative models of sediment generation and provenance: State of the art and future developments, Sediment. Geol., 280, 4–20, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.010, 2012.
- Whitmore, J., Gajewski, K., Sawada, M., Williams, J. W., Minckley, T., Shuman, B., Bartlein, P. J., Webb III, T., Viau, A. E., Shafer, S., Anderson, P., and Brubaker, L.: Modern Pollen Data from North America and Greenland for Multi-scale Paleoenvironmental Applications, Quaternary Sci. Rev., 24, 1828–1848, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.005, 2005.
- Wiles, G. C., D'Arrigo, R. D., Barclay, D., Wilson, R. S., Jarvis, S. K., Vargo, L., and Frank, D.: Surface air temperature variability reconstructed with tree rings for the Gulf of Alaska over the past 1200 years, Holocene, 24, 198–208, https://doi.org/10.1177/0959683613516815, 2014.
- Wilson, R., Anchukaitis, K., Briffa, K. R., Büntgen, U., Cook, E., D'Arrigo, R., Davi, N., Esper, J., Frank, D., Gunnarson, B., Hegerl, G., Helama, S., Klesse, S., Krusic, P. J., Linderholm, H. W., Myglan, V., Osborn, T. J., Rydval, M., Schneider, L., Schurer, A., Wiles, G., Zhang, P., and Zorita, E.: Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context, Quaternary Sci. Rev., 134, 1–18, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005, 2016.
- Wohlfarth, B., Holmquist, B., Cato I., and Linderson, H.: The climatic significance of clastic varves in the Ångermanälven Estu-

ary, northern Sweden, AD 1860 to 1950, Holocene, 8, 521–534, https://doi.org/10.1191/095968398668399174, 1998.

- Woodhouse, C. A.: A 431-Yr Reconstruction of Western Colorado Snowpack from Tree Rings, J. Climate, 16, 1551–1561, https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.10.1551, 2003.
- Wrona, F. J., Johansson, M., Culp, J. M., Jenkins, A., Mård, J., Myers-Smith, I. H., Prowse, T. D., Vincent, W. F., and Wookey, P. A.: Transitions in Arctic ecosystems: Ecological implications of a changing hydrological regime, J. Geophys. Res.-Biogeo., 121, 650–674, https://doi.org/10.1002/2015JG003133, 2016.
- Wu, B. Y., Zhang, R. H., D'Arrigo, R., and Su, J. Z.: On the Relationship between Winter Sea Ice and Summer Atmospheric Circulation over Eurasia, J. Climate, 26, 5523–5536, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00524.1, 2013.
- Yang, H., Rose, N. L., and Battarbee, R. W.: Dating of recent catchment peats using spheroidal carbonaceous particle (SCP) concentration profiles with particular reference to Lochnagar, Scotland, Holocene, 11, 593–597, https://doi.org/10.1191/095968301680223549, 2001.
- Yao, T., Duan, K., Xu, B., Wang, N., Guo, X., and Yang, X.: Precipitation record since AD 1600 from ice cores on the central Tibetan Plateau, Clim. Past, 4, 175–180, https://doi.org/10.5194/cp-4-175-2008, 2008.
- Yiou, F., Raisbeck, G. M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P. W., Lestringuez, J., Stiévenards, M., Suter, M., and Yiou, P.: Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland, J. Geophys. Res., 102, 26783–26794, https://doi.org/10.1029/97JC01265, 1997.
- Young, G. H. F., McCarroll, D., Loader, N. J., and Kirchhefer, A. J.: A 500-year record of summer near-ground solar radiation from tree-ring stable carbon isotopes, Holocene, 20, 315–324, https://doi.org/10.1177/0959683609351902, 2010.
- Young, G. H. F., McCarroll, D., Loader, N. J., Gagen, M. H., Kirchhefer, A. J., and Demmler, J. C.: Changes in atmospheric circulation and the Arctic Oscillation preserved within a millennial length reconstruction of summer cloud cover from northern Fennoscandia, Clim. Dynam., 39, 495–507, https://doi.org/10.1007/s00382-011-1246-3, 2012.
- Young, G. H. F., Loader, N. J., McCarroll, D., Bale, R. J., Demmler, J. C., Miles, D., Nayling, N. T., Rinne, K. T., Robertson, I., Watts, C., and Whitney, M.: Oxygen stable isotope ratios from British oak tree-rings provide a strong and consistent record of past changes in summer rainfall, Clim. Dynam., 45, 3609–3622, https://doi.org/10.1007/s00382-015-2559-4, 2015.
- Yu, Z., Campbell, I. D., Vitt, D. H., and Apps, M. J.: Modelling long-term peatland dynamics. I. Concepts, review, and proposed design, Ecol. Model., 145, 197–210, https://doi.org/10.1016/S0304-3800(01)00391-X, 2001.
- Yu, Z., Campbell, I. D., Campbell, C., Vitt, D. H., Bond, G. C., and Apps, M. J.: Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial time scales, Holocene, 13, 801–808, https://doi.org/10.1191/0959683603hl667ft, 2003.
- Yu, Z. C., Beilman, D. W., and Jones, M. C.: Sensitivity of northern peatlands to Holocene climate change, in: AGU Geophysical Monograph Vol. 184 "Carbon Cycling in Northern Peatlands", edited by: Baird, A., Belyea, L., Comas, X., Reeve, A., and Slater, L., 55–69, 2009.

- Yukimoto, S., Adachi, Y., Hosaka, M., Sakami, T., Yoshimura, H., Hirabara, M., Tanaka, T. Y., Shindo, E., Tsujino, H., Deushi, M., Mizuta, R., Yabu, S., Obata, A., Nakano, H., Koshiro, T., Ose, T., and Kitoh, A.: A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3-model description and basic performance, J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II, 90A, 23–64, https://doi.org/10.2151/jmsj.2012-A02, 2012.
- Zackrisson, O., Nilsson, M.-C., Steijlen, I., and Hornberg, G.: Regeneration pulses and climate-vegetation interactions in nonpyrogenic boreal Scots pine stands, J. Ecol., 83, 469–483, https://doi.org/10.2307/2261600,1995.
- Zalatan, R. and Gajewski, K.: Dendrochronological potential of Salix alaxensis from the Kuujjua River area, western Canadian Arctic, Tree-Ring Res., 62, 75–82, https://doi.org/10.3959/1536-1098-62.2.75, 2006.
- Zander, P. D., Kaufman, D. S., Kuehn, S. C., Wallace, K. L., and Anderson, R. S.:. Early and late Holocene glacial fluctuations and tephrostratigraphy, Cabin Lake, Alaska, J. Quaternary Sci., 28, 761–771, https://doi.org/10.1002/jqs.2671, 2013.
- Zeeberg, J. and Forman, S. L.: Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century, Holocene, 11, 161–175, https://doi.org/10.1191/095968301676173261, 2001.
- Zemp, M., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network, Ann. Glaciol., 50, 101–111, https://doi.org/10.3189/172756409787769591, 2009.

- Zhang, H., Amesbury, M., Ronkainen, T., Charman, D. J., Gallego-Sala, A. V., and Väliranta, M.: Testate amoeba as palaeohydrological indicators in the permafrost peatlands of Northeast European Russia and Finnish Lapland, J. Quaternary Sci., 32, 976– 988, https://doi.org/10.1002/jqs.2970, 2017.
- Zhang, H., Piilo, S., Amesbury, M., Charman, D., Gallego-Sala, A., and Väliranta, M.: The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium, Quaternary Sci. Rev., 182, 121–130, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.003, 2018.
- Zhang, X., He, J., Zhang, J., Polyakov, I., Gerdes, R., Inoue, J., and Wu, P.: Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend, Nat. Clim. Change, 3, 47–51, https://doi.org/10.1038/nclimate1631, 2013.
- Zolitschka, B.: Recent sedimentation in a high arctic lake, northern Ellesmere Island, Canada, J. Paleolimnol., 16, 169–186, https://doi.org/10.1007/BF00176934, 1996.
- Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A. E., and Schimmelmann, A.: Varves in lake sediments-a review, Quaternary Sci. Rev., 117, 1– 41, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.019, 2015.
- Zwiers, F. W.: Interannual variability and predictability in an ensemble of AMIP climate simulations conducted with the CCC GCM2, Clim. Dynam., 12, 825–847, https://doi.org/10.1007/s003820050146, 1996.

# **3** INFLUENCE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE INTERNE

# 3.1 EXPRESSION DE LA VARIABILITE REGIONALE SUR LE DERNIER MILLENAIRE

La variabilité à long-terme des enregistrements moyens régionaux pour les secteurs de l'Atlantique Nord et de l'Alaska publiés dans l'article présenté précédemment a été analysée sur la période 800-1975 AD à l'aide d'un lissage LOESS sur une fenêtre de 30 ans et du test de tendance de Mann-Kendall (Fig. 61).



**Figure 61.** Variabilité hydroclimatique à long-terme dans les régions de l'Alaska (a et b) et de l'Atlantique Nord (c et d). Les courbes noires correspondent à un filtrage LOESS sur une fenêtre temporelle de 30 ans. Les courbes en pointillés représentent les tendances linéaires à la hausse (en rouge) ou à la baisse (en bleu).

Dans la région de l'Alaska, l'enregistrement moyen est caractérisé par une tendance globale à l'augmentation (tau=0.142, pvalue <0.05) (Fig. 61a). Contrairement à celui de la région Atlantique Nord, l'enregistrement régional de l'Alaska a la particularité de présenter de nombreux évènements caractérisés par une forte amplitude dont les principaux ont lieu à 910 AD, 1180, AD, 1450 AD, 1670 AD, 1690 AD, 1710 AD, 1800 AD et 1850 AD. Il est intéressant de noter une augmentation du nombre d'évènements

de forte amplitude après 1300 AD (Fig. 61b). Cependant, vu le faible nombre de séries disponibles dans la région, il est possible que chaque évènement ne soit représentatif que d'une série.

L'enregistrement moyen calculé pour le secteur Atlantique Nord est caractérisé par une tendance globale à la baisse (tau=-0.123, pvalue <0.05) (Fig. 61c). Il est également caractérisé par une alternance de périodes d'augmentations peu marquées et non significatives entre 1080-1435 AD (tau=0.06, pvalue=0.07) et 1810-1975 AD (tau=0.075, pvalue=0.14), et de diminutions marquées et significatives entre 800-1080 AD (-0.20, pvalue <0.05) et 1435-1810 AD (tau=-0.10, pvalue <0.05) (Fig. 61d).

Les résultats mettent ainsi en évidence une évolution différente de la variabilité régionale à long-terme. Sur les derniers siècles, les tendances à la hausse enregistrées dans la région de l'Alaska et de l'Atlantique Nord sont cohérentes avec les observations actuelles qui mettent en évidence une augmentation des précipitations dans la région Arctique-subarctique en réponse au forçage anthropique (ACIA, 2005; Min et al., 2008; IPCC, 2013). Récemment, la variabilité spatiotemporelle des précipitations a également été mise en lien avec les fluctuations internes du système climatique, en particulier l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO) (e.g. Mernild et al., 2015). C'est pourquoi une comparaison entre les enregistrements hydroclimatiques régionaux et les indices climatiques instrumentaux a également été réalisée.

# 3.2 COMPARAISON AVEC LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES INTERNES

L'une des préoccupations de la communauté paléoclimatique est de savoir si les enregistrements provenant des archives retranscrivent bien la variabilité enregistrée dans les données instrumentales sur leur période commune. Dans cette optique et sur le même principe que celui de Nicolle et al. (2018), les enregistrements hydroclimatiques régionaux présentés précédemment ont été comparés avec les indices climatiques instrumentaux en utilisant la méthode de cohérence d'ondelettes (Fig. 62 et 63). L'enregistrement hydroclimatique de l'Atlantique Nord a été comparé avec l'indice climatique de l'AMO (Enfield et al., 2001) et l'enregistrement hydroclimatique de l'Atlaska avec l'indice climatique de la PDO (Mantua et al., 1997).


**Figure 62.** Résultats de l'analyse de la cohérence d'ondelettes entre l'enregistrement moyen hydroclimatique du secteur Atlantique Nord et l'AMO sur la période commune 1856-1975 AD. Les courbes sur les enregistrements correspondent à un filtrage LOESS sur une fenêtre temporelle de 30 ans. Les échelles de variabilité commune significatives à 95 % sont indiquées par la courbe noire sur le spectre de cohérence.



**Figure 63.** Résultats de l'analyse de la cohérence d'ondelettes entre l'enregistrement moyen hydroclimatique du secteur Alaska et la PDO sur la période commune 1900-1975 AD. Les courbes sur les enregistrements correspondent à un filtrage LOESS sur une fenêtre temporelle de 30 ans. Les échelles de variabilité commune significatives à 95 % sont indiquées par la courbe noire sur le spectre de cohérence.

résultats mettent en évidence des variabilités communes entre Les les enregistrements moyens régionaux et les oscillations internes du système climatique, en particulier pour les échelles multi-décennales. Les variabilités hydroclimatiques de la région Atlantique Nord à ~50-70 ans sont en lien avec les oscillations de l'AMO et celles à ~50-80 ans enregistrées dans le secteur de l'Alaska sont en lien avec la PDO. Si l'influence du système climatique interne à l'échelle multi-décennale a déjà été observée dans la littérature à l'échelle locale (e.g. Lapointe et al., 2016), elle est également enregistrée à l'échelle régionale. De plus, l'utilisation des méthodes d'analyse du signal telle que la cohérence d'ondelettes permet également de mettre en évidence une influence de la variabilité climatique interne à l'échelle inter-annuelle. En effet, la région Atlantique Nord est également caractérisée par une variabilité à ~4-8 ans commune avec l'AMO mais exprimée uniquement entre 1900 et 1950 AD. De même, la période 1900-1920 AD est caractérisée par une variabilité à ~ 5-8 ans commune entre l'enregistrement hydroclimatique de l'Alaska et la PDO. Ces résultats sont particulièrement intéressants lorsqu'il s'agit de faire le lien entre le signal climatique à haute résolution (inférieur à la décennie) enregistré dans les données paléoclimatiques et celui des données instrumentales.

### CONCLUSION

Synthétiser les données permettant l'étude de la variabilité hydroclimatique dans la région Arctique-subarctique est essentiel pour la compréhension de son expression spatio-temporelle dans la région. La mise à disposition de la version v.0 de la base de données est un atout majeur permettant d'avoir une vision globale des séries disponibles à l'échelle de la région Arctique-subarctique, sans autre contrainte que la localisation. Elle offre alors la possibilité de définir/affiner une problématique, et ses critères de sélection associés, sans avoir à refaire le travail de synthèse des données disponibles dans la zone d'étude. La définition de critères adéquats à la problématique de l'étude de la variabilité hydroclimatique dans la région Arctique a conduit à la création de la version v.1. Ils sont le résultat d'un compromis entre la définition de critères de qualité assez strictes permettant l'étude de la variabilité à haute résolution (interannuelle à multi-décennale) mais suffisamment larges pour pouvoir intégrer un nombre suffisant de séries dans le but d'une bonne représentation des différents secteurs de la région.

Contrairement à la base de données paléoclimatiques Arctic 2k compilant les séries permettant l'étude de la variabilité des températures, la base de données Hydro 2k ne contient que peu de séries. De plus, le peu de séries disponibles n'est pas réparti de manière homogène et le secteur de la Sibérie n'est pas représenté ainsi que le compartiment océanique. Que ce soit pour les séries paléoclimatiques permettant l'étude des températures ou les variations hydroclimatiques, augmenter la densité de série dans ce secteur est primordiale afin d'avoir une vision global de la variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique et étudier sa variabilité spatiale. Si la faible densité de séries ne permet pas une approche globale pour l'étude de la variabilité hydroclimatique de la région Arctique-subarctique, une approche plus régionale à l'aide de deux enregistrements moyens sur les secteurs de l'Atlantique Nord et de l'Alaska a mis en évidence une structure à long-terme et une expression multi-décennale qui différent en fonction des régions. De plus, les échelles de variabilité multi-décennales enregistrées par les séries paléoclimatiques sont également en lien avec la variabilité régionale interne du système climatique.

La difficulté à compiler des séries hydroclimatique dans la région Arctique-subarctique s'explique également par la difficulté à trouver des enregistrements permettant de

reconstruire les variations de précipitation et/ou humidité. En effet, les variations des proxies paléoclimatiques ne sont pas uniquement contrôlées par les variations climatiques et un nombre important de proxies est principalement contrôlé par les variations de températures dans la région. De plus, comme pour les données de températures, il serait intéressant de tester l'influence de l'assimilation de saisonnalités différentes dans un enregistrement moyen à l'aide de la méthode des pseudo-proxys. En effet, si certains proxies comme les assemblages de pollen permettent une reconstruction des variations hydroclimatiques annuelles (e.g. Gajewski, 2015), d'autre comme ceux issus des cernes d'arbres se focalisent uniquement sur les variations lors de la période de croissance (e.g. Hellman et al., 2016).

# **CHAPITRE VI**

# INFLUENCE DU SYSTEME CLIMATIQUE INTERNE SUR LA VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE DU SECTEUR EN ARCTIQUE

# Article 3

# « Influence de la variabilité du système climatique interne sur le climat passé de la région Arctique-subarctique (secteur Atlantique nord) depuis échelles multi-décennales à séculaires. »

Marie Nicolle<sup>1</sup>, Maxime Debret<sup>1</sup>, Valérie Trouet<sup>2</sup>, Nicolas Massei<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France <sup>2</sup> Laboratory of Tree Ring Research, The University of Arizona, Tucson, Arizona

# CONTEXTE DE L'ARTICLE

L'influence de la variabilité interne du système climatique sur le climat passé de la région Arctique-subarctique (secteur Atlantique nord) depuis les échelles multidécennales à séculaires est étudiée à partir des enregistrements régionaux publiés par Nicolle et al. (2018) et Linderholm et al. (2018) qui font l'objet des sections IV et V de ce manuscrit. Le choix de la zone d'étude est principalement lié au nombre important de séries paléoclimatiques disponibles dans la région, de la diversité des types d'archives et de la haute résolution des séries. Les résultats préliminaires sur la comparaison des reconstructions NAO disponibles ont été présentés et discutés lors de l'AGU Fall meeting de 2017. Ce chapitre est présenté sous forme d'un article qui sera finalisé et prochainement soumis.

# RESUME

La compréhension de la variabilité hydro-climatique des derniers millénaires nécessite de faire la part entre le signal expliqué par les forçages externes (activité solaire, volcanisme) et la propre réponse du système climatique à ces forçages. Dans la région Atlantique Nord, l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) est le principal mode de variabilité de la circulation atmosphérique affectant les hautes et moyennes latitudes, en particulier durant l'hiver. Cependant, la série instrumentale de la NAO ne permet pas de remonter au-delà de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. C'est pourquoi de nombreuses reconstructions de la NAO basées sur les données issues des archives paléoclimatiques sont ainsi disponibles. Cette étude compare entre elles les deux reconstructions de NAO les plus récentes et disponibles à l'échelle des derniers millénaires afin de déterminer l'influence des différentes approches, i.e. bi-proxies et multi- proxies, sur le signal NAO reconstruit. Les résultats mettent en évidence que : (i) le nombre de séries utilisées pour reconstruire la NAO passée n'a pas d'influence sur les modes de variabilités reconstruits, (ii) la différence entre les deux approches se fait principalement sur les tendances avec l'absence d'un Optimum Climatique Médiéval marqué dans la reconstruction multi-proxies. Cette absence de distinction entre la période climatique chaude de l'Optimum Climatique Médiéval et la période froide du Petit Age Glaciaire est en lien avec le type d'archive dominant la reconstruction, les séries glaciaires ne marquant pas la transition OCM/PAG.

Deux enregistrements moyens calculés pour la région Atlantique Nord et permettant l'étude de la variabilité climatique (températures) et hydroclimatique (précipitations, humidité) ont également été comparés avec une reconstruction de la NAO et la NAO instrumentale. Les enregistrements régionaux sont caractérisés par une variabilité pluriséculaire commune à partir de 1400 AD, qui en plus d'être commune aux variations de températures et de précipitation, l'est également avec les variations de la NAO. Les résultats mettent alors en évidence le rôle important de la variabilité interne du système climatique sur la variabilité climatique et hydroclimatique aux échelles pluriséculaires et en particulier lors de la transition entre la période chaude de l'OCM et la période froide du PAG. La comparaison avec la série instrumentale de la NAO a mis en évidence la capacité des enregistrements basés sur des données proxies à reproduire la variabilité pluriannuelle et multi-décennale enregistrée dans les données observées.

#### **1. INTRODUCTION**

La variabilité du climat résulte de l'influence des forçages externes (i.e. éruptions volcaniques et variations de l'activité solaire), du forçage anthropique (i.e. augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre, changement d'occupation des sols) et des interactions entre les différentes composantes du système climatique (atmosphère, surfaces continentales, hydrosphère, cryosphère, biosphère). Cette variabilité interne du système climatique peut être décrite à l'aide d'indices calculés à partir des mesures directes ou indirectes des paramètres climatiques (e.g. températures, pression).

Dans la région Atlantique Nord, l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) est le principal mode de variabilité de la circulation atmosphérique affectant les hautes et moyennes latitudes, en particulier durant l'hiver. La NAO correspond à une redistribution des masses atmosphériques entre l'Arctique et la partie subtropicale de l'Atlantique et se définit comme la différence de pression atmosphérique entre l'Anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (Hurrell et al., 2003). Les phases positives et négatives de la NAO ont une forte influence sur les températures et les précipitations de l'Europe et l'Est de l'Amérique du Nord (Hurrell and van Loon, 1997). La phase positive de la NAO correspond à un renforcement de l'anticyclone des Açores et de la dépression islandaise. L'intensification du gradient entre ces deux centres d'actions entraine un renforcement des vents d'Ouest ce qui produit des hivers plus doux et humides en Europe du Nord-Ouest, Scandinavie, Islande et à l'Est des États-Unis, alors que les hivers sont plus froids et plus secs au Nord et à l'Est du Canada ainsi qu'au Groenland. La phase négative de la NAO correspond au contraire à un affaiblissement des deux centres d'actions entrainant des hivers plus froids et plus secs en Europe de l'Ouest et à l'Est des États-Unis alors que l'Est du Canada et le Groenland sont sujets à des hivers plus doux. Il est à noter que les phases positives et négatives sont principalement étudiées, la NAO est également caractérisée par deux autres régimes : le régime de dorsale, qui correspond à un maximum de pression sur l'Atlantique Nord et un minimum de pression sur l'Europe, et le régime de blocage caractérisé par la présence d'un anticyclone sur la Mer du Nord et la Sibérie et une dépression sur l'Islande (Cassou, 2004).

Cependant, la série instrumentale de la NAO est relativement courte et ne permet pas de remonter avant 1864 (Hurrell, 1995). L'étude à long-terme des fluctuations de la NAO nécessite donc l'utilisation d'enregistrements paléoclimatiques et des données proxies pour étendre la couverture temporelle. Ainsi, de nombreuses reconstructions sont disponibles sur les derniers siècles (e.g. Appenzeller et al. 1998, Cook et al., 1998, 2002 ; Luterbacher et al., 1999, 2002 ; Cullen et al., 2001 ; Rodrigo et al., 2001 ; Timm and Ruprecht, 2004; Mann et al., 2002; Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012; Ortega et al., 2015). Une description des différentes reconstructions est présentée en Supplementary material (Table S1). Parmi les reconstructions NAO les plus récentes mais surtout les plus longues, celles de Trouet et al. (2009) et Ortega et al. (2015) (par la suite NAO<sub>Trouet</sub> et NAO<sub>Ortega</sub>, respectivement) présentent la particularité de couvrir l'intégralité du dernier millénaire et donc la période chaude de l'Optimum Climatique Médiévale (OCM, 950-1250 AD, Mann et al., 2009) et la période froide du Petit Age Glaciaire (PAG, 1400-1700 AD, Mann et al., 2009). Les deux reconstructions diffèrent également par leur approche : la NAOTrouet est basée sur deux séries uniquement alors que la NAO<sub>Ortega</sub> est une reconstruction basée sur une approche multi-proxies.

La multitude de reconstructions disponibles, avec des approches mais également des résolutions différentes pose plusieurs questions sur le choix de la reconstruction NAO à utiliser lorsque l'on souhaite déterminer l'influence de la variabilité interne du système climatique sur les variations hydro-climatiques. Afin de répondre à ces questions, cette étude se propose (i) de comparer les deux reconstructions de NAO les plus récentes disponibles à l'échelle des derniers millénaires afin de déterminer l'influence des différentes approches, i.e. bi-proxies et multi-proxies, sur le signal NAO reconstruit depuis les échelles multi-décennales à séculaires mais aussi (ii) de déterminer l'influence de la NAO sur les variations de températures et hydroclimatiques de la région Arctique-subarctique (secteur Atlantique Nord)à l'échelle du dernier millénaire, en particulier lors des périodes climatiques majeures de l'OCM et du PAG.

# 2. DONNEES ET METHODES

# 2.1. SERIES PALEOCLIMATIQUES UTILISEES POUR RECONSTRUIRE LA NAO

Dans cette étude, les deux reconstructions les plus récentes de la NAO et disponibles sur l'intégralité du dernier millénaire sont comparées : celle publiée en 2009 par Trouet et al. et celle publiée en 2015 par Ortega et al. L'intérêt de ces deux reconstructions NAO est la différence d'approche utilisée à savoir une approche bi-proxies et une approche multi-proxies, respectivement.

La NAO<sub>Trouet</sub> est reconstruite à partir deux enregistrements paléoclimatiques permettant de décrire les deux centres d'action atmosphériques qui décrivent la NAO instrumentale. Trouet et al. (2009) utilisent un proxy de précipitation en Écosse (largeur de bandes luminescentes dans une stalagmite d'une grotte souterraine ; Proctor et al., 2000) et un proxy de sécheresse au Maroc (série dendrologique de cernes d'arbres dans les montagnes de l'Atlas ; Esper et al., 2007). La NAO<sub>Trouet</sub> est reconstruite sur la période 1049-1995 AD et correspond à la différence entre les deux séries, préalablement normalisées et filtrées sur une fenêtre temporelle de 30 ans (Fig. 1a).

La NAO<sub>Ortega</sub> est reconstruite sur la période 1049-1969 AD avec une approche multiproxies. Ortega et al. (2015) utilisent les deux séries utilisées pour reconstruire la NAO<sub>Trouet</sub> auxquels ils ajoutent 7 séries paléoclimatiques : un enregistrement provenant de la mesure des cernes d'arbres dans les Alpes française (Büngten et al., 2012), les données de  $\delta^{18}$ O mesurées dans un spéléothème situé sur la côté ouest de l'Amérique du Nord (McCabe-Glynn et al., 2013), et cinq enregistrements isotopiques issus des archives glaciaires du Groenland (Agassiz Ice Cap ; Fisher et al., 1995 ; Crete, Dye 3, GRIP ; Vinther et al., 2010 ; GISP2 ; Grootes and Stuiver, 1997). La méthode de reconstruction est basée sur une analyse en composante principale (PCA) de la matrice standardisée des séries normalisées et a permis la publication d'une reconstruction NAO à résolution annuelle (Fig. 1b). Pour plus de détail sur la méthode de reconstruction, voir la partie 'Méthodes' d'Ortega et al. (2015).

La description complète des séries proxies utilisées pour reconstruire la NAO<sub>Trouet</sub> et la NAO<sub>Ortega</sub> est disponible à la Table 1.



**Figure 1.** Reconstructions NAO disponibles sur le dernier millénaire (1050-2000 AD) publiées par (a) Trouet et al. (2009) et (b) Ortega et al. (2015). Les courbes noires correspondent à un lissage temporelle sur 30 ans.

Table	1.[	Desc	ripti	on des	sér	ies	paléocli	matio	ques uti	ilisée pou	r reco	nst	truire la NA	۹O pu	ıbliées par	Tro	uet
et al.	(20	09)	et	Ortega	et	al.	(2015).	Les	séries	utilisées	pour	la	NAO <sub>Trouet</sub>	sont	indiquées	par	un
astéris	sque	э.															

Site	Archive	Proxy	Lon.	Lat.	Time	Related variable	Seasonality	Reference
Agassiz Ice Cap	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	-73.1	80.7	1000-1972	Temperature	Annual	Fisher et al., 1995
Crete	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	-37.3	71.1	1000-1973	Temperature	NDJFMA	Vinther et al., 2010
Dye 3	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	-43.8	65.2	1000-1978	Temperature	NDJFMA	Vinther et al., 2010
GISP2	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	-38.5	72.6	1000-1987	Temperature	Annual	Grootes and Stuiver, 1997
GRIP	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	-37.5	72.6	1000-1979	Temperature	NDJFMA	Vinther et al., 2010
Crystal cave	Speleothem	δ <sup>18</sup> Ο	-18.8	36.6	1000-2007	Temperature	Annual	McCabe-Glynn et al., 2013
Uamh an Tartair*	Speleothem	Band width	-4.9	58.1	1000-1995	Precipitation	DJFM	Proctor et al., 2000
French Alps	Tree rings	Ring width	7.5	44.0	1000-2007	Temperature	Annual	Büngten et al., 2012
Morocco*	Tree rings	Ring width	-5.0	33.8	1000-1998	Precipitation	FMAMJ	Esper et al., 2007

#### 2.2. ANALYSE DE LA VARIABILITE DU SIGNAL

#### **2.2.1. TRANSFORMEE EN ONDELETTES CONTINUE**

La transformée en ondelettes (WA) est particulièrement adaptée à l'étude des processus non stationnaires, c'est-à-dire caractérisés par des discontinuités et des changements de fréquence ou de magnitude dans le temps (Torrence et Compo, 1998). L'analyse en ondelettes continue correspond alors à un filtre passe-bande, qui décompose le signal sur la base des versions mises à l'échelle et traduites d'une fonction d'ondelette de référence. Chaque ondelette a une longueur finie et est fortement localisée dans le temps. L'ondelette de référence  $\psi$  comprend deux paramètres pour l'exploration temps-fréquence, à savoir le paramètre d'échelle a et le paramètre de localisation de temps b, de sorte que (Eq. 1):

$$\psi_{a,b} = \frac{1}{\sqrt{a}} \,\psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \tag{1}$$

Le paramètre a peut être interprété comme un facteur de dilatation (a> 1) ou de contraction (a <1) de l'ondelette de référence correspondant aux différentes échelles d'observation. Le paramètre b peut être interprété comme une translation temporelle ou un déphasage. La transformée en ondelettes continue d'un signal S(t) produisant le spectre d'ondelettes est définie par l'équation 2:

$$S_{a,b} = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt$$
(2)

Le spectre en ondelette local obtenu permet alors la description et la visualisation de la distribution de puissance (axe-z) en fonction de la fréquence (axe- y) et du temps (axe-x).

Dans cette étude, l'ondelette de Morlet a été choisie comme ondelette de référence. Plusieurs types d'ondelettes sont disponibles dans la littérature mais l'ondelette de Morlet a la particularité de permettre une bonne résolution en fréquence et est le plus souvent utilisée avec un nombre d'onde de 6, pour lequel l'échelle d'ondelettes et la période de Fourier sont approximativement égales.

Toutes les séries ont été complétées avec des zéro à deux fois la longueur des données initiales pour éviter les fuites spectrales produites par la longueur finie de la série temporelle. Cette étape, appelée Zero-padding produit cependant des effets de bord et les fréquences les plus basses de la série sont sous-estimées. Cette zone est connue sous le nom de cône d'influence. Pour cette raison, les fluctuations qui apparaissent dans cette zone doivent être interprétées avec prudence.

Les fluctuations détectées sont testées statistiquement au niveau de significativité  $\alpha$  = 0.05 (intervalle de confiance à 95%) par rapport à un spectre de fond approprié, soit un bruit rouge (processus autorégressif pour AR (1)> 0) ou un bruit blanc (processus autorégressif pour AR (1)> 0) ou un bruit blanc (processus autorégressif pour AR (1) = 0) (Torrence et Compo, 1998). La modélisation autorégressive est utilisée pour déterminer le processus stochastique AR (1) pour chaque série temporelle. Les fluctuations détectées peuvent également être extraites et reconstruites dans le domaine temporel par une transformée de Fourier inverse.

#### **2.2.2. COHERENCE D'ONDELETTES**

La cohérence d'ondelettes est une méthode qui évalue la corrélation entre deux signaux en fonction des différentes échelles (fréquences) dans le temps. Elle correspond à une application bivariée de l'analyse en ondelettes continue et permet de mettre en évidence les variabilités communes entre deux séries.

Le spectre d'ondelettes croisées  $W_{XY}(a, T)$  entre deux signaux x(t) et y(t) est calculé selon l'équation 3, où  $C_X(a, T)$  et  $C^*_Y(a, T)$  sont le coefficient d'ondelette du signal x(t) et le conjugué du coefficient de l'ondelette de y(t), respectivement:

$$W_{XY}(a,T) = C_X(a,T)C_Y^*(a,T)$$
(3)

La cohérence d'ondelettes est analogue au coefficient de corrélation entre deux séries dans le domaine fréquentiel. Pour deux signaux x(t) et y(t), la cohérence d'ondelettes est calculée comme suit (Eq. 4), où S est un opérateur de lissage :

$$WC(a,T) = \frac{|SW_{XY}(a,T)|}{\sqrt{[|SW_{XX}(a,T).SW_{YY}(a,T)|]}}$$
(4)

Le spectre de cohérence d'ondelettes permet alors la description et la visualisation de la cohérence des ondelettes (axe-z) en fonction de la fréquence (axe- y) et du temps (axe-x). La cohérence en ondelettes est comprise entre 0 et 1, ce qui indique une absence de relation et une relation linéaire entre x(t) et y(t), respectivement.

Toutes les analyses en ondelettes sont réalisées à l'aide du logiciel de statistique R (Team, 2008) en utilisant le package biwavelet (Gouhier et al., 2012).

#### 2.2.3. ANALYSE DES TENDANCES

La transformée en ondelettes est sensible aux fluctuations à long-terme s'exprimant dans les basses fréquences comme la tendance. Certaines échelles de variabilité s'exprimant à plus haute fréquence peuvent donc être masquée et c'est pourquoi les tendances sont analysées séparément. Deux méthodes sont utilisées pour étudier les tendances et la structuration à long-terme du signal : la régression localement pondérée (LOESS) et le test statistique de Mann-Kendall.

La régression localement pondérée (Cleveland and Delvin, 1988) est utilisée pour étudier les caractéristiques et les modèles systématiques dans les données. C'est une méthode utilisée pour lisser un diagramme de dispersion. Contrairement à la méthode de filtrage par moyenne mobile, le filtrage LOESS permet une bonne conservation de la variance du signal analysé. L'ajustement polynomial est effectué localement sur toute la série de données: un point x est ajusté par les points voisins, et pondéré par la distance en x de ces points. Le poids relatif de chaque point dépend alors de sa distance de x: plus le x est proche, plus son influence sur la forme de la régression est importante, et vice versa. Pour cette étude, nous avons choisi une analyse de fenêtre de 30 ans, ce qui nous permet d'étudier les fluctuations à long terme et la variabilité multi-décennale à centennale.

Le test de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1975) est également utilisé pour détecter les tendances dans les données et leur significativité. Il s'agit d'un test non paramétrique couramment utilisé pour détecter les tendances monotones dans les données climatologiques, car il ne nécessite pas une distribution normale des données. Il présente également l'avantage d'avoir une faible sensibilité aux ruptures abruptes dues à des séries chronologiques inhomogènes. L'hypothèse nulle testée, H<sub>0</sub>, est que les données sont indépendantes et ordonnées de façon aléatoire. L'hypothèse alternative H<sub>1</sub> est que les données suivent une tendance monotone au fil du temps.

Pour n> 10, la statistique S est a approximativement une distribution normale. Les valeurs positives de Z<sub>S</sub> indiquent des tendances croissantes alors que les valeurs négatives de Z<sub>S</sub> montrent des tendances décroissantes. Le test de tendance est réalisé au niveau de signification  $\alpha$  spécifique. Quand  $|Z_S| > |Z_{(1-\alpha/2)}|$ , l'hypothèse nulle est rejetée et une tendance significative existe dans la série temporelle. Le niveau de significativité  $\alpha$  = 0.05 est utilisée dans cette étude. Une statistique qui est étroitement liée à S est le tau de Kendall qui prend une valeur entre -1 et +1. Les valeurs positives indiquent que les rangs des deux variables augmentent ensemble, ce qui signifie une

tendance à la hausse, alors qu'une corrélation négative indique une tendance à la baisse. Plus la valeur de tau de Kendall est proche de +1 ou -1, plus la tendance dans la série temporelle est marquée.

#### 3. COMPARAISON DES RECONSTRUCTIONS NAO DISPONIBLES SUR LE DERNIER MILLENAIRE

Les reconstructions de la NAO ont d'abord été comparées par analyse en ondelettes continue afin de déterminer l'influence d'une approche bi-proxies ou multi- proxies sur la variabilité du signal reconstruit en matière de fréquences et de leur expression temporelle. Les analyses en ondelettes continues ont été réalisées sur la période 1049-1969 AD commune aux deux reconstructions. Les spectres en ondelettes continue des reconstructions NAO<sub>Trouet</sub> et NAO<sub>Ortega</sub> sont présentées aux figure 2 et figure 3, respectivement.

Que ce soit pour la NAO<sub>Trouet</sub> ou la NAO<sub>Ortega</sub>, les résultats de l'analyse en ondelettes des deux reconstructions mettent en évidence une variabilité du signal plus importante après 1400 AD, pendant les périodes climatiques du Petit Age Glaciaire et du réchauffement récent qui sont caractérisées par l'occurrence de fluctuations s'exprimant depuis les échelles multi-décennales à pluriséculaires. Ainsi, les signaux sont caractérisés par des fluctuations multi-décennales à  $\sim$  50 ans et  $\sim$  70-90 ans pour la NAO<sub>Trouet</sub> et ~65-85 ans pour la NAO<sub>Ortega</sub>, particulièrement marquées sur la période du Petit Age Glaciaire et le réchauffement récent. Il est intéressant de noter que ces échelles de variabilité ( $\sim$  55 ans et  $\sim$  90 ans) sont également caractéristiques de la NAO instrumentale (Rossi et al., 2011).

Des fluctuations s'exprimant aux échelles pluriséculaires caractérisent également les deux signaux NAO à partir de 1400 AD avec une fluctuation à ~ 160-190 ans et ~ 270-320 ans pour la NAO<sub>Trouet</sub> ainsi qu'à ~ 175-190 ans et ~ 280-330 ans pour la NAO<sub>Ortega</sub>. Les fréquences caractéristiques sont donc similaires entre les deux reconstructions. La similitude des échelles de fréquences qui caractérisent les deux reconstructions est encore plus visible avec les spectres en ondelettes globaux issus de l'analyse en ondelettes continue (Fig. 4).



**Figure 2.** Spectre en ondelette continue sur la période 1049-1969 AD obtenu pour la reconstruction NAO<sub>Trouet</sub> (Trouet et al., 2009). L'occurrence des périodes est marquée par les couleurs rouge vif. La ligne blanche en pointillés correspond au cône d'influence (voir paragraphe Méthodes). Les fluctuations significatives à 95% sont étiquetées en noir.



**Figure 3.** Spectre en ondelette continue sur la période 1049-1969 AD obtenu pour la reconstruction NAO<sub>Ortega</sub> (Ortega et al., 2015). L'occurrence des périodes est marquée par les couleurs rouge vif. La ligne blanche en pointillés correspond au cône d'influence (voir paragraphe Méthodes). Les fluctuations significatives à 95% sont étiquetées en noire.



**Global wavelet spectrum** 

**Figure 4.** Spectres globaux résultant de l'analyse en ondelettes continue de les reconstructions NAO publiées par Trouet et al., 2009 (NAO<sub>Trouet</sub>, courbe noire) et Ortega et al., 2015 (NAO<sub>Ortega</sub>, courbe grise). Les courbes en pointillés indique le niveau de significativité à 95%.

Le nombre d'enregistrements, i.e. approche bi-proxies ou multi-proxies, et le type d'archives utilisées pour reconstruire le signal NAO passé ne semble donc pas avoir d'impact majeur sur le signal reconstruit. Cependant, l'utilisation de l'analyse en ondelettes nécessite de travailler sur les enregistrements sans tendance (voir paragraphe Méthodes). C'est pourquoi l'influence du nombre de séries sur la structuration à long-terme du signal a également été étudiée (Fig. 5). La NAO<sub>Trouet</sub> correspondant à un filtrage sur une fenêtre temporelle de 30 ans, la reconstruction NAO publiée par Ortega et al. (2015) a également été filtrée sur une fenêtre temporelle de 30 ans à l'aide d'un LOESS avant de comparer la structure des deux signaux.

La reconstruction de la NAO publiée par Trouet et al. (2009) met alors en évidence l'occurrence de phases positives lors de la période chaude de l'Optimum Climatique Médiévale (1000-1300 AD) avec un changement vers des conditions plus négatives pendant le Petit Age Glaciaire (Fig. 5). Si l'occurrence de phases négatives est également visible dans la reconstruction de la NAO publiée par Ortega et al., (2015) pendant le Petit Age Glaciaire, la transition marquée avec la période chaude l'Optimum Climatique Médiéval n'est pas aussi évidente que pour la NAO<sub>Trouet</sub> et les phases positives de la NAO sont moins marquées. Cette différence de structuration du signal à long-terme est également mise en évidence par les corrélations entre les deux reconstructions NAO. Le coefficient de corrélation entre la NAO<sub>Trouet</sub> et la NAO<sub>Ortega</sub> est en effet plus fort pour la période 1450-1969 AD correspondant au Petit Age Glaciaire et au début du réchauffement récent (r=0.64, pvalue < 0.05) que pour la période 1049-1450 AD correspondant à l'Optimum Climatique Médiéval (r=0.40, pvalue < 0.05). Afin de déterminer quels enregistrements sont porteurs de la structuration à long-terme du signal NAO, les tendances sur la période de l'OCM de chacune des séries paléoclimatiques utilisées ont été étudiées. Les résultats ont été synthétisés à la table 2.



**Figure 5.** Comparaison de la structuration à long-terme des reconstructions NAO<sub>Ortega</sub> (courbe grise, Ortega et al., 2015) et NAO<sub>Trouet</sub> (courbe noire, Trouet et al., 2009). Le NAO<sub>Ortega</sub> correspond à un filtrage LOESS sur une fenêtre temporelle de 30 ans de la série initialement publiée.

**Table 2.** Expression de l'Optimum Climatique Médiéval dans les séries paléoclimatiques utilisées pour reconstruire la NAO publiées par Trouet et al. (2009) et Ortega et al. (2015). Les séries utilisées pour la NAO<sub>Trouet</sub> sont indiquées par un astérisque.

Site	Archive	Proxy	Related variable	Time coverage of the MCA	Reference
Agassiz Ice Cap	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Temperature	No trend before 1450 AD.	Fisher et al., 1995
Crete	Ice core	δ18Ο	Temperature	No trend before 1450 AD.	Vinther et al., 2010
Dye 3	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Temperature	No trend before 1450 AD.	Vinther et al., 2010
GISP2	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Temperature	No trend before 1450 AD.	Grootes and Stuiver, 1997
GRIP	Ice core	δ <sup>18</sup> Ο	Temperature	No trend before 1450 AD.	Vinther et al., 2010
Crystal cave	Speleothem	δ <sup>18</sup> Ο	Temperature	1080-1330 AD	McCabe-Glynn et al., 2013
Uamh an Tartair*	Speleothem	Band width	Precipitation	1080-1330 AD	Proctor et al., 2000
French Alps	Tree rings	Ring width	Temperature	950-1300 AD	Büngten et al., 2012
Morocco*	Tree rings	Ring width	Precipitation	1049-1450 AD	Esper et al., 2007

Une distinction importante se fait alors entre les séries dendrologiques, celles issues de mesures sur les spéléothèmes et les séries glaciaires. En effet, le spéléothème en Ecosse (Proctor et al., 2000) et celui situé au Nord-Ouest de l'Amérique (McCabe-Glynn et al., 2013) sont tous deux caractérisés par une tendance marquée lors de la période de l'Optimum Climatique Médiévale, avec la persistance de périodes de fortes précipitations sur la période 1080-1330 AD. De même, les séries dendrologiques présentent une tendance marquée avant 1450 AD avec la persistance de périodes de faibles croissance pour celle située au Maroc (Esper et al., 2007) et d'anomalie positive pendant la période 950-1300 AD pour celle située dans les Alpes françaises (Büngten et al., 2011). A l'inverse, aucune des séries glaciaires du Groenland ne présentent de tendances particulières sur la période de l'Optimum Climatique des les séries de la distribute de l'Anterio de Series de la période de l'Optimum Climatique des séries glaciaires du Groenland ne présentent de tendances particulières sur la période de l'Optimum Climatique Médiéval.

La différence de tendance entre les deux reconstructions NAO semble donc être principalement liée au type de prédicteurs utilisés et en particulier à l'utilisation des séries glaciaires du Groenland dans la reconstruction proposée en 2015 qui viennent lisser le signal et atténuer la transition Optimum Climatique Médiéval/Petit Age Glaciaire. Cependant, la difficulté à distinguer clairement l'Optimum Climatique Médiévale dans les séries glaciaires du Groenland peut également s'expliquer par la fenêtre temporelle de notre étude (1049-1969 AD). En effet, que ce soit dans les données de températures du trou de forage (Vinther, 2011) ou dans les données isotopiques de  $\delta^{18}$ O (Weißbach et al., 2016) la période chaude de l'Optimum Climatique Médiéval est enregistrée entre 800 et 1000 AD. Une expression temporelle différente et plus précoce de cette période climatique dans les séries glaciaires du Groenland par rapport aux séries continentales (spéléothèmes et cernes d'arbres) pourrait donc expliquer l'absence de tendance marquée avant 1450 AD.

# 4. INFLUENCE DE LA VARIABILITE INTERNE SUR LES VARIATIONS HYDRO-CLIMATIQUES

#### 4.1. ENREGISTREMENTS HYDRO-CLIMATIQUES REGIONAUX

La région étudiée s'étend au-delà de 60 ° N de latitude et entre 180 ° W et 60 ° E de longitude. La zone d'étude comprend la partie nord de l'océan Atlantique et les zones continentales environnantes (Îles canadiennes, Groenland et Fennoscandie). Les enregistrements régionaux utilisés pour accéder à la variabilité climatique (températures) et hydroclimatique (précipitation, humidité) ont été publiées par Nicolle et al., (2018) et Linderholm et al. (2018), respectivement (Fig. 6).

L'enregistrement moyen régional permettant l'étude de la variabilité climatique dans la région Atlantique-Nord publié par Nicolle et al. (2018) est calculé à partir de 41 séries paléoclimatiques provenant d'archives continentales, glaciaires et marines dont 25 sont à haute résolution (dt=1an). L'enregistrement hydroclimatique publié par Linderholm et al. (2018) est guant à lui calculé à partir de seulement 12 enregistrements provenant uniquement d'archives continentales ou glaciaires. Parmi ces séries, 7 sont à résolution annuelle. Que ce soit pour l'enregistrement moyen régional climatique ou hydroclimatique, toutes les séries utilisées pour calculer les enregistrements moyens répondent à des critères de sélection basés que la qualité des données en particulier en termes de contrôle de la datation et de résolution temporelle. Pour plus de détails sur les séries utilisées, voir les articles cités précédemment. Les auteurs ont choisis de calculer un enregistrement moyen dans le but d'extraire le signal climatique commun aux enregistrements (Hassan and Anwar, 2010). Cette méthode classiquement utilisée en climatologie (Moron et al., 2006) permets également de réduire le bruit puisque la moyenne d'un bruit blanc (signal aléatoire) est nulle.

L'enregistrement moyen calculé à partir des séries de proxies des températures se caractérise par trois périodes (Fig. 6) : deux périodes de hausses dont une moins marquée et non significative entre 800 et 1220 AD (tau= 0.06, pvalue =0.07) et une très marquée entre 1810-2000 AD (tau=0.41, pvalue<0.05), entrecoupées d'une forte baisse jusque 1810 AD (tau=-0.203, pvalue <0.05). L'enregistrement moyen calculé à partir des séries proxies des variations hydroclimatiques (précipitation, humidité) est également caractérisé par une alternance de périodes d'augmentations peu marquées et non significative entre 1080-1435 AD (tau=0.06, pvalue=0.07) et 1810-1975 AD (tau=0.075, pvalue=0.14), et de diminutions marquées et significatives entre 800-1080 AD (-0.20, pvalue <0.05) et 1435-1810 AD (tau=-0.10, pvalue <0.05) (Fig. 6). Il est intéressant de noter que la forte augmentation visible sur les derniers siècles dans l'enregistrement basé sur les proxies de températures est cohérente avec celle enregistrée dans les données instrumentales (Alexeev et al., 2012). A l'inverse, les données proxies permettant de reconstruire les variations hydroclimatiques ne mettent pas en évidence la tendance à l'augmentation des précipitations dans la région enregistrée dans les données instrumentales (Vihma et al., 2016).



**Figure 6.** Enregistrement moyen pour la région Atlantique Nord basé sur les proxies de température (en haut, Nicolle et al., 2018) et sur les proxies hydroclimatiques (en bas, Linderholm et al., 2018).

Les deux enregistrements régionaux ont également été comparés par cohérence d'ondelettes (Fig. 7). Le spectre de cohérence d'ondelettes met en évidence une variabilité commune s'exprimant aux échelles pluriséculaires (~120-140 ans) et significative à 95%. Ce mode de variabilité apparait après 1350 AD, au moment de la transition entre la période chaude de l'OCM et la période froide du PAG, et laisse supposer une influence commune sur les changements de températures et de précipitations dans le secteur Atlantique Nord de la région Arctique-subarctique.



**Figure 7.** Spectre de cohérence d'ondelettes entre l'enregistrement moyen pour la région Atlantique Nord basé sur les proxies de température (Nicolle et al., 2018) et sur les proxies hydroclimatiques (Linderholm et al., 2018) sur la période commune 1049-1969 AD. Les échelles de variabilité communes et significatives à 95% sont indiquées par les courbes noires.

#### 4.2. COMPARAISON AVEC LA NAO RECONSTRUITE

Afin de déterminer l'influence du système climatique interne sur la variabilité climatique des derniers 1200 ans dans le secteur Atlantique Nord, les enregistrements de la variabilité climatique (températures) et hydroclimatique (précipitation, humidité) ont été comparés avec la reconstruction de NAO publiée par Trouet et al. (2009) par cohérence d'ondelettes continue. Il a été choisi de ne pas faire la comparaison avec celle publiée par Ortega et al. (2015) en raison des séries utilisées. En effet, parmi les 9 séries de proxies utilisés pour reconstruire la NAO, 5 sont communes avec l'enregistrement moyen regional publié par Nicolle et al. (2018). Les résultats de la cohérence d'ondelettes seraient donc biaisés.

Le spectre de cohérence d'ondelettes obtenu entre la NAO<sub>Trouet</sub> et l'enregistrement moyen permettant l'étude des températures met en évidence deux variabilités communes s'exprimant aux échelles pluriséculaires : ~120-140 ans et ~160-200 ans, toutes deux significatives à 95% (Fig. 8). Une variabilité à ~125-140 ans significative à 95% est également commune entre la NAO<sub>Trouet</sub> et l'enregistrement moyen permettant l'étude des variations hydroclimatiques (Fig. 9). Il est à noter que les variabilités à ~120-140 ans et ~125-140 ans et ~125-

aux trois séries, apparaissent après les années 1400 et donc au moment de la transition entre la période chaude de l'OCM et la période froide du PAG. Contrairement aux variations hydroclimatiques, l'influence de la NAO aux échelles pluriséculaire se prolonge également lors la période froide du PAG et pendant le réchauffement récent. La variabilité interne du système climatique, visible au travers de la NAO, semble donc avoir joué un rôle important dans la transition OCM/PAG en entrainant en particulier une diminution des températures dans la région. L'influence de la NAO sur les variations hydroclimatiques de la région est moins marquée et correspond principalement à un évènement de forte amplitude commun aux deux enregistrements : un changement de phase de la NAO au début du 15<sup>ème</sup> siècle ayant entrainé une diminution des précipitations dans la région.



**Figure 8.** Spectre de cohérence d'ondelettes entre la NAO publiée par Trouet et al. (2009) et l'enregistrement moyen de la variabilité climatique (températures) publié par Nicolle et al. (2018) sur la période commune 1049-1969 AD. Les échelles de variabilité communes et significatives à 95% sont indiquées par les courbes noires.



**Figure 9.** Spectre de cohérence d'ondelettes entre la NAO publiée par Trouet et al. (2009) et l'enregistrement moyen de la variabilité hydroclimatique publié par Linderholm et al., in review sur la période commune 1049-1969 AD. Les échelles de variabilité communes et significatives à 95% sont indiquées par les courbes noires.).

#### 4.3. COMPARAISON AVEC LA NAO INSTRUMENTALE

Afin de déterminer la capacité des enregistrements basés sur des proxies à reproduire la variabilité enregistrée dans les données instrumentales et en lien avec la variabilité interne du système climatique, les enregistrements moyens régionaux ont également été comparés avec la NAO instrumentale par cohérence d'ondelettes continue sur la période commune 1865-1975 AD. Les données de NAO proviennent de the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (2003).

Le spectre de cohérence d'ondelettes obtenu entre la NAO instrumentale et l'enregistrement moyen permettant l'étude des températures met en évidence deux variabilités communes s'exprimant aux échelles pluriannuelles et multidécennales (Fig. 10): ~3-5 ans sur la période 1880-1920 AD ainsi que ~9-16 ans et ~14-16 ans sur la période 1900-1965 AD. Toutes les variabilités sont significatives à 95%. Des variabilités similaires sont également communes entre la NAO instrumentale et l'enregistrement moyen permettant l'étude des variations hydroclimatiques mais les périodes d'expression diffèrent (Fig. 11). La période 1880-1940 AD est caractérisée par une variabilité pluriannuelle à ~3-4 ans à laquelle se superpose une variabilité à ~11-20 ans sur la période 1880-1930 AD. La période 1940-1974 AD est également caractérisée par une variabilité multidécennale à ~16-23 ans.



**Figure 10.** Spectre de cohérence en ondelettes entre la NAO intrumentale et l'enregistrement moyen de la variabilité climatique (températures) publié par Nicolle et al. (2018) sur la période commune 1049-1969 AD. Les échelles de variabilité communes et significatives à 95% sont indiquées par les courbes noires.



**Figure 11.** Spectre de cohérence en ondelettes entre la NAO instrumentale et l'enregistrement moyen de la variabilité hydroclimatique publié par Linderholm et al., 2018 sur la période commune 1049-1969 AD. Les échelles de variabilité communes et significatives à 95% sont indiquées par les courbes noires.).

Les résultats mis en évidence sont cohérents avec la littérature (e.g. Overpeck et al., 1997 ; Semenov et al., 2003 ; Cohen et al., 2014). En effet, les changements dans les trajectoires de tempêtes associées à la NAO ont une forte influence sur la variabilité de la température de surface et des précipitations dans le secteur de l'Atlantique Nord (Bader et al., 2011). Les résultats sont particulièrement intéressants car ils mettent également en évidence une influence de la variabilité interne du système climatique à la fois sur les températures mais aussi les précipitations, et ce depuis les échelles interannuelles à multi-décennales.

# 5. CONCLUSION

Dans cette étude, les deux reconstructions de NAO les plus récentes disponibles à l'échelle des derniers millénaires, Trouet et al. (2009) et Ortega et al. (2015), ont été comparées afin de déterminer l'influence des différentes approches, i.e. bi-proxies et multi-proxies, sur le signal NAO reconstruit depuis les échelles multi-décennales à séculaires. En ce qui concerne le choix d'une approche bi-proxies ou multi-proxies, notre étude a montré que :

- Le nombre de séries utilisées pour reconstruire la NAO passée n'a pas d'influence sur les modes de variabilités reconstruits,
- La différence entre les deux approches se fait principalement sur les tendances avec l'absence d'un Optimum Climatique Médiéval marqué dans la reconstruction multi-proxies,
- Cette absence de distinction entre la période climatique chaude de l'Optimum Climatique Médiéval et la période froide du Petit Age Glaciaire est en lien avec le type d'archive dominant, les séries glaciaires arctiques ne marquant pas la transition OCM/PAG.

La comparaison entre les NAO (reconstruite et instrumentale) et les enregistrements de la variabilité climatique (températures) et hydroclimatique (précipitation, humidité) a permis de (i) déterminer l'influence de la NAO sur les variations de températures et hydroclimatiques de la région à l'échelle du dernier millénaire, en particulier lors des périodes climatiques majeures de l'OCM et du PAG, et (ii) tester la capacité des séries de proxies à reproduire la variabilité enregistrée dans les données instrumentales et en lien avec la variabilité interne du système climatique. Les résultats ont ainsi mis en évidence :

- Le rôle important de la variabilité interne du système climatique sur la variabilité climatique et hydroclimatique aux échelles pluriséculaires et en particulier lors de la transition entre la période chaude de l'OCM et la période froide du PAG,
- La capacité des enregistrements moyens basés sur des données proxies à reproduire la variabilité pluriannuelle et multi-décennale.

#### REFERENCES

- Alexeev, V. A., Esau, I., Polyakov, I. V., Byam, S. J. and Sorokina, S. (2012). Vertical structure of recent Arctic warming from observed data and reanalysis products. Climatic Change, 111(2), 215-239.
- Appenzeller, C., Stocker, T., Anklin, M. (1998). North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. Science 282, 446-449.
- Bader, J., Mesquita, M. D., Hodges, K. I., Keenlyside, N., Østerhus, S. and Miles, M. (2011). A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic Oscillation: Observations and projected changes. Atmospheric Research, 101(4), 809-834.
- Büntgen, U., Frank, D., Neuenschwander, T. and Esper, J. (2012). Fading temperature sensitivity of Alpine tree growth at its Mediterranean margin and associated effects on large-scale climate reconstructions. Climatic Change, 114(3-4), 651-666.
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique. La Météorologie, 45, 21-32.
- Cleveland, W., and S. Devlin (1988). Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting, Journal of the American Statistical Association, 83(403), 596-610.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., ... and Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. Nature geoscience, 7(9), 627.
- Cook, E., D'Arrigo, R., Briffa, K. (1998). A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. The Holocene 8, 9-17.
- Cook, E.R., D'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.
- Cullen, H., D'Arrigo, R., Cook, E., Mann, M. (2001). Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation. Paleoceanography 16, 27-39.
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J. and Xoplaki, E. (2007). Long-term drought severity variations in Morocco. Geophysical Research Letters, 34(17).
- Fisher, D. A., Koerner, R. M. and Reeh, N. (1995). Holocene climatic records from Agassiz ice cap, Ellesmere Island, NWT, Canada. The Holocene, 5(1), 19-24.
- Gouhier, T. C., Grinsted, A. and Simko, V. (2012). Package 'biwavelet': Conduct univariate and bivariate wavelet analyses.
- Grootes, P. M. and Stuiver (1997), M. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3- to 105-year time resolution. J. Geophy. Res. 102, 26455–26470.
- Hassan, U., and Anwar, M., S. (2010). Reducing noise by repetition: introduction to signal averaging. Eur. J. Phys., 31, 453-465.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. Science 269, 676–679.
- Hurrell, J. W. and Van Loon H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In Climatic change at high elevation sites (pp. 69-94). Springer Netherlands.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen and G., Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation, Geophysical Monograph American Geophysical Union 134, 1–36.

Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods, Griffin, London, UK.

- Linderholm, H. W., Nicolle, M., Francus, P., Gajewski, K., Helama, S., Korhola, A., Solomina, O., Yu, Z., Zhang, P., D'Andrea, W. J., Debret, M., Divine, D., Gunnarson, B. E., Loader, N. J., Massei, N., Seftifgen, K., Thomas, E. K., and Werner, J.: Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years – current understanding and research challenges, Clim. Past Discuss., https://doi.org/10.5194/cp-2017-34, in review, 2017.
- Luterbacher, J., Schmutz, C., Gyalistras, D., Xoplaki, E., Wanner, H. (1999). Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. Geophysical Research Letters 26, 2745-2748.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez- Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H. (2002). Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. Atmospheric Science Letters 2, 114-124.
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric test against trend, Econometrica, 13, 245-259.
- Mann, M. (2002). Large-scale climate variability and connections with the Middle East in past centuries. Climatic Change 55, 287-314.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., and Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly, Science, 326, 1256–1260.
- McCabe-Glynn, S., Johnson, K. R., Strong, C., Berkelhammer, M., Sinha, A., Cheng, H. and Edwards, R. L. (2013). Variable North Pacific influence on drought in southwestern North America since AD 854. Nature Geoscience, 6(8), 617.
- Moron, V., A. W. Robertson and M. N. Ward (2006). Seasonal predictability and spatial coherence of rainfall characteristics in the tropical setting of Senegal. Mon. Wea. Rev., 134, 3248–3262.
- Nicolle, M., Debret, M., Massei, N., Colin, C., deVernal, A., Divine, D., Werner, J. P., Hormes, A., Korhola, A., and Linderholm, H. W. (2018). Climate variability in the subarctic area for the last 2 millennia, Clim. Past, 14, 101-116.
- Olsen, J., Anderson, N. J. and Knudsen, M. F. (2012). Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. Nature Geosci. 5, 808–812.
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., and Yiou, P. (2015) A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium, Nature, 523(7558), 71-74.
- Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., ... and Lamoureux, S. (1997). Arctic environmental change of the last four centuries. Science, 278(5341), 1251-1256.
- Proctor, C., Baker, A. and Barnes, W. (2000). A three thousand year record of North Atlantic climate. Climate Dynamics, 19(5-6), 449-454.
- Rodrigo, F., Pozo-Vazquez, D., Esteban-Parra, M., Castro-Diez, Y. (2001). A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to AD 1501 using, documentary data in southern Spain. Journal of Geophysical Research 106, 14805-14818.
- Semenov, V. A. and Bengtsson, L. (2003). Modes of the wintertime Arctic temperature variability. Geophysical Research Letters, 30(15).

- Team, R. D. C. (2008). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Available at: URL <u>http://www.r-project.org/</u>.
- Timm, O., Ruprecht, E. and Kleppek, S. (2004). Scale-dependent reconstruction of the NAO index. Journal of Climate, 17(11), 2157-2169.
- Torrence, C. and Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis, Bull. Am. Meteorol., 79, 61-78.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D. and Frank, D. C. (2009). Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. Science, 324(5923), 78-80.
- Vihma, T., Screen, J., Tjernström, M., Newton, B., Zhang, X., Popova, V., ... and Prowse, T. (2016). The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 121(3), 586-620.
- Vinther, B. M., Jones, P. D., Briffa, K. R., Clausen, H. B., Andersen, K. K., Dahl-Jensen, D., and Johnsen, S. J. (2010). Climatic signals in multiple highly resolved stable isotope records from Greenland. Quat. Sci. Rev. 29, 522–538. Vonmoos, M., Beer, J. and Musheler, R. (2006) Large variations in Holocene solar activity contraints from 10Be in the GRIP ice core, J. Geophys. Res., 11, A10105.
- Vinther, B. M. (2011). The medieval climate anomaly in Greenland ice core data. PAGES news, 19(1), 27.
- Weißbach, S., Wegner, A., Opel, T., Oerter, H., Vinther, B. M., and Kipfstuhl, S. (2016). Spatial and temporal oxygen isotope variability in northern Greenland–implications for a new climate record over the past millennium. Climate of the Past, 12, 171-188.

#### MATÉRIEL COMPLÉMENTAIRE

**Table S1.** Description of the North Atlantic Oscillation (NAO) reconstructions available for the last millennium (in chronological order of publication). Reconstructions covering the last millennium are highlighted in bold. For further details see original study reference.

ID	Reference	Period	Type and location of predictors
NAO <sub>Appenzeller</sub>	Appenzeller et al., 1998	1648-1990 AD	Greenland ice core accumulation
NAO <sub>Cook98</sub>	Cook et al., 1998	1701-1980 AD	Tree-rings width from North America and Europe
NAO <sub>Luterbacher99</sub>	Luterbacher et al., 1999	1675-1990 AD	Temperature and precipitation measurements, station pressure and documentary proxy data from Northern and Central Europe
NAO <sub>Mann</sub>	Mann, 2000	1750-1980 AD	Multi-proxy and instrumental data from North America, Europe and Greenland
NAO <sub>Cullen</sub>	Cullen et al., 2000	1750-1979 AD	Tree-rings, ice cores, instrumental records from North America, Europe and Greenland
NAOProctor	Proctor et al., 2000	907-1993 AD	Speleothem growth rate from North- western Scotland
NAO <sub>Cook01</sub>	Cook et al., 2001	1400-1979 AD	Tree-rings from Eastern North America and Morocco, Ice cores from Greenland
NAO <sub>Rodrigo</sub>	Rodrigo et al., 2001	1501-1997 AD	Reconstructed precipitations from documentary records from southern Spain
NAO <sub>Luterbacher02</sub>	Luterbacher et al., 2002	1500-1995 AD	Temperature and precipitation measurements, station pressure and documentary proxy data from Northern and Central Europe
NAO <sub>Cook02</sub>	Cook et al., 2002	1400-1979 AD	Tree-rings from North America, Europe and Greenland ice cores
NAO <sub>TR</sub>	Timm and Ruprecht, 2004	1700-1978 AD	Annual δ18O and accumulation from Greenland ice cores, tree-Rings width from Europe
NAOTrouet	Trouet et al., 2009	1050-1995 AD	Tree-Rings width from Morocco and δ <sup>18</sup> O from speleothem in North- western Scotland
NAO <sub>Olsen</sub>	Olsen et al., 2012	3246 BC-1634 AD	Paleo-redox proxy (Mn/Fe ratio) from Greenland lake sediment
NAOortega	Ortega et al., 2015	1049-1996 AD	Annual $\delta^{18}$ O and accumulation from Greenland ice cores, Tree-Rings width from Morocco and French Alps, $\delta^{18}$ O from speleothem in North-western Scotland and speleothem growth rate from western America

# SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

#### SYNTHESE ET CONCLUSIONS

Sur la variabilité climatique (hydroclimatique et températures) dans la région Arctiquesubarctique

Dans un premier temps, la variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique a été étudiée à partir de la base de données PAGES Arctic 2k. Le travail effectué à partir d'une base de données déjà créée a permis de définir une démarche d'exploitation d'une base de données mais également d'en tester les limites, notamment en termes de représentativité spatiale des séries contenues dans la base de données. En effet, la région Atlantique Nord est la zone la plus documentée et la sur-représentativité de la région a un fort impact sur la variabilité reconstruite à l'échelle globale avec la domination du signal climatique Atlantique Nord dans le signal global de la région Arctique-subarctique. Ce constat a amené à redéfinir la stratégie d'exploitation de la base de données en optant pour une approche régionale plutôt que globale. Trois enregistrements moyens pour les secteurs de l'Atlantique Nord, de l'Alaska et de la Sibérie ont ainsi été publiés. L'étude de la variabilité climatique depuis les échelles multi-décennales à millénaire a alors mis en évidence des différences régionales :

- La tendance au refroidissement enregistrée à l'échelle de l'hémisphère nord et de la région globale de l'Arctique caractérise également la variabilité climatique des secteurs de l'Atlantique Nord et de l'Alaska mais cette tendance n'est pas clairement visible dans la région sibérienne,
- La variabilité multi-décennale enregistrée dans les séries paléoclimatiques est en lien avec la variabilité du système climatique interne et caractérisée par des fréquences spécifiques à des oscillations climatiques régionales, en particulier sur les derniers 200 ans. Ainsi, la variabilité à ~50-90 ans enregistrée dans le secteur Atlantique Nord est en lien avec les variations de l'AMO et celle à ~20-30 ans caractéristique du secteur Alaska est en lien avec les variations de la PDO.

La distinction de la variabilité climatique de la région sibérienne peut s'expliquer par un manque évident de séries paléoclimatiques disponibles dans la région. Afin d'avoir une représentation optimale de cette région correspondant tout de même à près de la moitié de la région Arctique-subarctique, il apparait nécessaire d'augmenter la densité des séries paléoclimatiques dans la région sibérienne. Ce constat est d'autant plus important lorsque l'on s'intéresse cette fois à la variabilité hydroclimatique de la région Arctique-Subarctique, où le secteur sibérien est totalement absent.

En effet, une part importante du travail présenté dans ce manuscrit a consisté en la création d'une nouvelle base de données permettant cette fois-ci l'étude de la variabilité hydroclimatique (précipitations et humidité) dans la région Arctiquesubarctique. Cette base de données répond au manque de centralisation des données dans la région qui rend donc difficile la quantification et l'expression spatio-temporelle des changements hydroclimatiques passés. Malgré le peu de données paléoclimatiques disponibles, le travail fourni sur la base de données hydroclimatiques a tout de même permis la publication d'un enregistrement global sur la région Arctique-subarctique et de deux enregistrements régionaux sur les secteurs de l'Atlantique Nord et de l'Alaska. L'étude de la variabilité hydroclimatique depuis les échelles multi-décennales à millénaire dans la région a alors mis en évidence une structure à long-terme et une expression multi-décennale différente en fonction des régions. Ainsi :

- La région de l'Alaska est caractérisée par une tendance globale à l'augmentation des précipitations et de l'humidité, à laquelle se superpose, en particulier sur le dernier siècle, une variabilité multi-décennale à ~ 50-80 ans en lien avec la PDO,
- La variabilité climatique de la région Atlantique Nord est caractérisée par une tendance globale à la baisse à laquelle se superpose une alternance de périodes d'augmentation et de diminution, plus ou moins bien marquées. Le dernier siècle est également caractérisé par la présence d'une variabilité multidécennale à ~50-70 ans en lien avec les variations de l'AMO.

Que ce soit pour les enregistrements moyens permettant l'étude de la variabilité climatique (températures) ou pour ceux permettant celle de la variabilité hydroclimatique (précipitation, humidité), la synthèse de ce travail a mis en évidence la capacité des enregistrements basés sur des données de proxies paléoclimatiques à reproduire la variabilité enregistrée dans les données instrumentales, en particulier sur le dernier siècle, laissant supposer que le lien entre les deux types de données est possible et peut se faire aux fréquences multi-décennales.

Construction et exploitation d'une base de données pour l'étude de la variabilité climatique passée

L'ensemble du travail réalisé sur les deux bases de données a conduit à une réflexion importante autour de la définition d'une méthodologie sur la construction et l'exploitation d'une base de données paléoclimatiques (Fig. 64).

La création d'une base de données commence par une étape évidente mais fondamentale : la définition de la question scientifique. A chaque base de données correspond une hypothèse/interrogation scientifique, et vice-versa.

La seconde étape consiste en la compilation d'une première version de la base de données, que l'on nommera v.0 ou version beta, qui regroupe l'ensemble des séries sur la base d'un critère de sélection simple (e.g. localisation, type d'archive ou de proxy). L'objectif est de réunir le maximum de séries disponibles qui formeront un ensemble de données dans lequel nous viendrons sélectionner plus spécifiquement les séries pour répondre à la question scientifique initialement posée. Dès cette étape il est alors possible de se rendre compte d'un éventuel manque de données et d'y palier. De plus, la mise à disposition publiquement de la version v.0 d'une base de données est un atout majeur permettant d'avoir une vision globale des séries disponibles et offre la possibilité de définir/affiner une problématique et ses critères de sélection associés sans avoir à refaire le travail de synthèse des données disponibles. Enfin, il n'est possible de définir des critères de qualité (et donc de sélection) spécifiques à la question posée et pertinents qu'une fois seulement après avoir identifié le potentiel des séries disponibles.

La définition des critères de sélection conduit à la création de la version v.1.0 de la base de données. A ce niveau, une des étapes essentielles de la création de la base de données est la définition de ses limites (e.g. sur-représentation d'un type de données pour une approche multi-proxies, densité spatiale ...). En effet, la définition des limites de la base de données en tant que telle ou des séries qu'elle contient est une étape cruciale pour permettre une interprétation optimale de la variabilité climatique mise en évidence par la suite.

Une fois la version v.1.0 de la base de données compilée, il est également possible de vérifier si la base de données permet une bonne représentativité de la variabilité
climatique enregistrée dans les données instrumentales. Si la comparaison avec la variabilité enregistrée dans les données instrumentales, à l'aide d'une approche par pseudo-proxy par exemple, est concluante, il est alors possible de passer à l'étape d'exploitation et d'étude de la variabilité climatique. Dans le cas contraire, une solution possible est la redéfinition des critères de sélection qui sont peut-être trop strictes pour la qualité des données paléoclimatiques disponibles. Cependant, il est possible que malgré une redéfinition des critères de sélection, la base de données ne permette toujours pas une bonne représentativité de la variabilité climatique enregistrée dans les données instrumentales. C'est le cas par exemple lorsque qu'une région est sous-représentée mais qu'aucune série supplémentaire n'est disponible. La définition des limites de la base de données permet alors de définir la meilleure approche pour l'exploitation de la base de données (e.g. approche globale ou régionale).

De plus, il est important d'archiver et de publier publiquement la base de données et ce dans une optique de reproductibilité des résultats obtenus. Cet aspect de traçabilité du travail effectué sur les séries utilisées et les enregistrements finaux produits est très actuel et est notamment à l'origine de la démarche FAIR (Findability, Accessibility, Interoperability, and Reusability, soit Recherche, Accessibilité, Interopérabilité et Réutilisation) correspondant à un guide de bonnes pratiques pour la gestion des données scientifiques (Wilkinson et al., 2016). Cette démarche, en plus d'être novatrice en matière de gestion des données paléoclimatiques, est le résultat d'une volonté émanant à la fois des scientifiques universitaires mais aussi de l'industrie, des organismes de financement et des éditeurs. Elle a pour objectif finale une traçabilité et une gestion rigoureuse des données utilisées et des données produites notamment via la mise à disposition de métadonnées les plus complètes possibles.



**Figure 64.** Représentation schématique des différentes étapes-clefs de la construction d'une base de données pour l'étude de la variabilité climatique passée. En gris sont indiquées les étapes que nous avons réalisées lors de ce travail de thèse pour la base de données de températures et la base de données hydroclimatiques.

#### PERSPECTIVES

Autour des bases de données paléoclimatiques

Les contraintes liées à la qualité des données paléoclimatiques entraine la création de base de données regroupant des séries avec des résolutions temporelles différentes, des datations plus ou moins précises en fonction du type d'archive et/ou une saisonnalité différente. La méthode des pseudo-proxies est alors particulièrement intéressante pour tester les limites des bases de données actuelles ou futures. Elle permet en effet de travailler à partir de données instrumentales mais en intégrant les contraintes liées aux données paléoclimatiques. Si dans cette étude, elle a été l'occasion de se pencher sur la guestion du mélange de saisonnalité des séries paléoclimatiques dans un enregistrement global, elle peut également permettre de mettre en évidence le manque de données dans une région en particulier et de définir le nombre de points minimal nécessaire pour une étude globale pertinente. En effet, les bases de données sont en constante évolution, par l'ajout de nouvelles séries ou la redéfinition des critères de qualités. Cela peut conduire à la publication rapide de plusieurs versions d'une même base de données, comme ce fût le cas pour la version v.1.1.1 en 2014 et la version v.2.0 en 2017 de la base de données Arctic 2k. Réaliser un travail similaire à celui développé sur la version v.1.1.1 mais sur la version v.2.0 serait également l'opportunité d'étudier l'impact de l'évolution d'une base de données sur le signal climatique produit in fine.

Expression spatiale de la variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique

L'approche régionale à l'aide de trois enregistrements sur les secteurs de l'Atlantique Nord, de l'Alaska et de la Sibérie n'est qu'une première étape dans l'étude de l'expression spatiale de la variabilité climatique des derniers millénaires dans la région. Récemment, un découpage plus fin de la région basé sur les données de températures instrumentales a été réalisé par Johannsessen et al. (2016). Il serait intéressant de calculer un enregistrement moyen pour chacune des six régions ainsi définies et à partir des séries paléoclimatiques afin d'affiner notre approche régionale. Ce serait également l'opportunité d'étudier plus finement l'influence de la variabilité climatique interne dans la région Arctique-subarctique et en particulier dans les secteurs soumis à l'influence de l'océan Pacifique. De plus, le rôle de l'océan dans la variabilité climatique globale est important mais malheureusement, peu d'enregistrements sont disponibles à l'échelle des derniers 2000 ans et leur résolution temporelle est faible. Trouver un moyen d'intégrer la variabilité océanique permettrait alors l'étude du lien océan-côtier-continent pour une approche plus systémique de la variabilité climatique des derniers millénaires dans la région Arctique-subarctique.

Sur la représentativité des données paléoclimatiques

Si le problème de la production d'un signal unique pour un site d'étude donné s'explique par la difficulté d'accès aux sites, les coûts financiers et temporels liés au prélèvement et aux analyses sur les échantillons, il pose pourtant la question de la représentativité signal, particulier deux du en quand enregistrements géographiquement proches ou issus d'une même archive paléoclimatique ne présentent pas ou peu de similitudes, voir des signaux contraires. Une solution pour tester la représentativité du signal paléoclimatique serait de prélever plusieurs archives à un même endroit pour tester les différents signaux individuels ou a minima produire un enregistrement moyen sur le site. Bien que coûteuse en acquisition et production des données, ce travail semble pourtant primordial pour améliorer la compréhension des relations entre le signal climatique indirect enregistré dans les archives paléoclimatique et le signal climatique réel. Il permettrait en effet de définir si la haute résolution des séries paléoclimatiques n'est que du bruit analytique ou un signal climatique réel.

## **BIBLIOGRAPHIE**

A -----

Abram, N. J., McGregor, H. V., Tierney, J. E., Evans, M. N., McKay, N. P., Kaufman, D. S., ... and Steig, E. J. (2016). Early onset of industrial-era warming across the oceans and continents. Nature, 536(7617), 411.

ACIA-Arctic Climate Impact Assessment, Arctic Monitoring, Assessment Programme, Program for the Conservation of Arctic Flora, & International Arctic Science Committee. (2005). Arctic Climate Impact Assessment-Scientific Report. Cambridge University Press.

Allan, E., de Vernal, A., Knudsen, M. F., Hillaire-Marcel, C., Moros, M., Ribeiro, S., ... and Seidenkrantz, M. S. (2018). Late Holocene Sea Surface Instabilities in the Disko Bugt Area, West Greenland, in Phase With d18O Oscillations at Camp Century. Paleoceanography and Paleoclimatology, 33(2), 227-243.

Allen, J. R., Long, A. J., Ottley, C. J., Pearson, D. G. and Huntley, B. (2007) Holocene climate variability in northernmost Europe. Quaternary Science Reviews, 26(9), 1432-1453.

Andresen, C. S., Björck, S., Bennike, O. and Bond, G. (2004) Holocene climate changes in southern Greenland: evidence from lake sediments. Journal of Quaternary Science, 19(8), 783-795.

Andersen, K. K., Ditlevsen, P. D., Rasmussen, S. O., Clausen, H. B., Vinther, B. M., Johnsen, S. J. and Steffensen, J. P. (2006) Retrieving a common accumulation record from Greenland ice cores for the past 1800 years. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D15.

Anderson, L., Abbott, M. B., Finney, B. P. and Burns, S. J. (2007) Late Holocene moisture balance variability in the southwest Yukon Territory, Canada. Quaternary Science Reviews, 26(1), 130-141,.

Anderson, N. J., Liversidge, A. C., McGowan, S. and Jones, M. D. (2012) Lake and catchment response to Holocene environmental change: spatial variability along a climate gradient in southwest Greenland. Journal of paleolimnology, 48(1), 209-222, DOI : 10.1007/s10933-012-9616-3.

Anctil, F. and Coulibaly, P. (2004). Wavelet analysis of the interannual variability in southern Québec streamflow. Journal of climate, 17(1), 163-173.

Assessment, A. C. I. (2004). Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment. Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment, by Arctic Climate Impact Assessment, pp. 144. ISBN 0521617782. Cambridge, UK: Cambridge University Press, December 2004, 144.

Anderegg, W. R., Prall, J. W., Harold, J., and Schneider, S. H. (2010). Expert credibility in climate change. Proceedings of the National Academy of Sciences, 107(27), 12107-12109.

В -----

Bak P., Tang C. and Wiesenfeld K. (1987). Self-Organized Criticality: An Explanation of 1/f Noise, Physical Review Letters, 59, 4, 381-384.

Baker, A., Genty, D., Dreybrodt, W., Barnes, W. L., Mockler, N. J., and Grapes, J. (1998) Testing theoretically predicted stalagmite growth rate with recent annually laminated samples: implications for past stalagmite deposition, Geochim. Cosmochim. Ac., 62, 393–404.

Balascio, N. L. and Bradley, R. S. (2012) Evaluating Holocene climate change in northern Norway using sediment records from two contrasting lake systems. Journal of paleolimnology, 48(1), 259-273.

Baldini, J. U. L., McDermott, F., Baker, A., Baldini, L. M., Mattey, D. P., and Railsback, L. B. (2005) Biomass effects on stalagmite growth rate and isotope ratios: A 20th century analogue from Wiltshire, England, Earth Planet. Sc. Lett., 240, 486–494. Bekryaev, R. V., Polyakov, I. V., and Alexeev, V. A. (2010). Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. Journal of Climate, 23(14), 3888-3906.

Bengtsson, L., Hodges, K. I., Koumoutsaris, S., Zahn, M., & Keenlyside, N. (2011). The changing atmospheric water cycle in Polar Regions in a warmer climate. Tellus A, 63(5), 907-920.

Berger, A. (1993). Milankovitch effects on long-term climatic changes.

Berger, A., Mélice, J. L. and Loutre, M. F. (2005). On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing. Paleoceanography, 20(4).

Berghuijs, W. R., Woods, R. A. and Hrachowitz, M. A (2014) precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. Nat. Clim. Change 4, 583-586.

Bergthorsson, P. (1969). An estimate of ice drift and temperature in 1000 years. Jökull 19, 94–101.

Berner, K. S., Koç, N., Godtliebsen, F. and Divine, D. (2011). Holocene climate variability of the Norwegian Atlantic Current during high and low solar insolation forcing, Paleoceanography, 26, 245–255.

Bintanja, R. and Selten, F. M. (2014) Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea ice retreat. Nature 509, 479–482.

Bintanja R. and Andry O. (2017). Towards a rain-dominated Arctic. Nature Climate Change, 7, 263-267.

Bird, B., Abbott, M., Finney, B. and Kutchko, B. (2009). A 2000 year varve-based climate record from the central Brooks Range, Alaska, J. Paleolim., 41, 25–41.

Björklund J, Gunnarson BE, Seftigen K, Esper J, Linderholm H. (2014) Blue intensity and density from northern Fennoscandian tree rings, exploring the potential to improve summer temperature reconstructions with earlywood information. Clim. Past. 10: 877-885.

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

Borgmark, A. and Wastegård, S. (2008) Regional and local patterns of peat humification in three raised peat bogs in Värmland, south-central Sweden. Gff, 130(3), 161-176.

Box, J. E., Yang, L., Bromwich, D. H., and Bai, L. S. (2009). Greenland ice sheet surface air temperature variability: 1840–2007. Journal of Climate, 22(14), 4029-4049.

Braune, B., Chételat, J., Amyot, M., Brown, T., Clayden, M., Evans, M., Fisk, A., Gaden, A., Girard, A. Hare, A. Kirk, J., Lehnherr, I., Letcher, R., Loseto, L., Macdonald, R., Mann, E., McMeans, B., Muir, D and Stern, G. (2015). Mercury in the marine environment of the Canadian Arctic: Review of recent findings. Science of the Total Environment, 509, 67-90.

Briffa KR, Osborn TJ, Schweingruber FH, Jones PD, Shiyatov SG, Vaganov EA. (2002) Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: Part 1, local and regional climate signals. The Holocene. 12: 737-757.

Briffa, K. R., Shishov, V. V., Melvin, T. M., Vaganov, E. A., Grudd, H., Hantemirov, R. M., Eronen, M. and Naurzbaev, M. M. (2008). Trends in recent temperature and radial tree growth spanning 2000 years across northwest Eurasia. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, 363(1501), 2269-2282.

C -----

Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., & Saba, V. (2018). Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. Nature, 556(7700), 191.

Calvo, E., Grimalt, J. and Jansen, E. (2002). High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene, Quat. Sci. Rev., 21(12-13), 1385-1394.

Camill, P., Umbanhowar, C. E., Geiss, C., Hobbs, W. O., Edlund, M. B., Shinneman, A. C., Dorale, J.A. and Lynch, J. (2012) Holocene climate change and landscape development from a low-Arctic tundra lake in the western Hudson Bay region of Manitoba, Canada. Journal of paleolimnology, 48(1), 175-192.

Cavalieri, D.J. and Parkinson, C.L. (2012). Arctic sea ice variability and trends, 1979-2010, Cryosphère, 6, 881–889.

Chapman, W. L. and Walsh, J. E. (2007). Simulations of Arctic temperature and pressure by global coupled models. Journal of Climate, 20(4), 609-632.

Chipman, M. L., Clarke, G. H., Clegg, B. F., Gregory-Eaves, I. and Hu, F. S.: (2009). A 2000 year record of climatic change at Ongoke Lake, southwest Alaska. Journal of Paleolimnology, 41(1), 57-75.

Chylek, P., C. K. Folland, G. Lesins, M. K. Dubey, and M. Wang (2009) Arctic air temperature change amplification and the Atlantic multidecadal oscillation. Geophys. Res. Lett., 36, L14801.

Christiansen J. S., Mecklenburg C. W. and Karamushko O. V. (2014) Arctic Marine Fishes and their Fisheries in Light of Global Change. Global Change Biology, 20, 352-359.

Christiansen B, Ljunqvist FC. (2016) Challenges and perspectives for large-scale temperature reconstructions of the past two millennia. Rev. Geophys. 55: 40-96.

Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F. and Weaver, A.J. (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. Nature 415, 863–869.

Clarke, G. K., Leverington, D. W., Teller, J. T., and Dyke, A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. Quaternary Science Reviews, 23(3-4), 389-407.

Clegg, B. F. and Hu, F. S. (2010) An oxygen-isotope record of Holocene climate change in the southcentral Brooks Range, Alaska. Quaternary Science Reviews, 29(7), 928-939.

Clegg, B. F., Clarke, G. H., Chipman, M. L., Chou, M., Walker, I. R., Tinner, W., and Hu, F. S. (2010). Six millennia of summer temperature variation based on midge analysis of lake sediments from Alaska. Quat. Sci. Rev. 29, 3308–3316.

Clegg, B. F., Kelly, R., Clarke, G. H., Walker, I. R. and Hu, F. S. (2011) Nonlinear response of summer temperature to holocene insolation forcing in Alaska. Proc. Natl Acad. Sci. 108, 19299–19304.

Cleveland, W., and S. Devlin (1988), Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting, Journal of the American Statistical Association, 83(403), 596-610.

Cohen, J. L., Furtado, J. C., Barlow, M. A., Alexeev, V. A.and Cherry, J. E. (2012) Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. Environ. Res. Lett. 7, 014007.

Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J. and Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme midlatitude weather, Nature Geoscience, 7(9), 627-637.

Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R.I., Grant, A.N,

Groisman, P.Y., Jones, P.D., Kruk, A.C;, Marshall, G.J., Maugeri, M., Mok, H.Y., Nordli, O., Ross, T.F., Trigo, R.M., Wang, X.L., Woodruff, S.D. and Worlay, S.J. (2011). The twentieth century reanalysis project. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(654), 1-28.

Conley, H. A. (2013). Arctic Economics in the 21st Century: The Benefits and Costs of Cold. Rowman & Littlefield, 65p.

Cook, T. L., Bradley, R. S., Stoner, J. S. and Francus, P. (2009). Five thousand years of sediment transfer in a high arctic watershed recorded in annually laminated sediments from lower Murray Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. J. Paleolim. 41, 77–94.

Coulibaly, P. and Burn, D. H. (2004). Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. Water Resources Research, 40(3).

Craig, H., and L. I. Gordon (1965), Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marinen atmosphere, in Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, pp. 9–130, Cons. Naz. delle Ric., Lab. di Geol. Nucl., Pisa, Italy.

Crosta, X., Debret, M., Denis, D., Courty, M. A. and Ther, O. (2007). Holocene long-and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8(11).

Crowley, T. J. (2000) Causes of climate change over the past 1000 years. Science, 289, 270-277.

Cuven, S., Francus, P., & Lamoureux, S. (2011). Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. Quaternary Science Reviews, 30(19-20), 2651-2665.

D ------

D'Andrea, W. J., Huang, Y., Fritz, S. C. and Anderson, N. J. (2011). Abrupt Holocene climate change as an important factor for human migration in west Greenland. Proc. Natl Acad. Sci. 108, 9765–9769.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Møller, J. and Langway, C. C. (1969). One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. Science 166, 377–380.

D'Arrigo, R., Mashig, E., Frank, D., Wilson, R. and Jacoby, G. (2005). Temperature variability over the past millennium inferred from Northwestern Alaska tree rings. Clim. Dyn., 24, 227–236.

D'Arrigo, R., Wilson, R. and Jacoby, G. (2006). On the long-term context for late twentieth century warming. J. Geophy. Res. 111.

D'Arrigo R, Wilson R, Liepert B, Cherubini P. (2008) On the divergence problem in northern forests: a review of the tree-ring evidence and possible causes. Global Planet. Change, 60: 289-305.

D'Arrigo, A., Jacoby, G., Buckley, B., Sakulich, J., Frank, D., Wilson, R., Curtis, A. and Anchukaitis, K. (2009). Tree growth and inferred temperature variability at the North American Arctic treeline, Global Planet. Change, 65, 71–82.

Dawson J., Johnston M. E. and Stewart E. J. (2014) Governance of Arctic Expedition Cruises Hips in a Time of Rapid Environmental and Economic Change. Ocean & Coastal Management, 89, 88 – 99.

Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., Mcmanus, J. F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y. and Trentesaux, A. (2007). The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records, Clim. Past, 3, 569-575.

Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J. R., Chapron, E. and Bout-Roumazeilles, V. (2009). Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. Quaternary Science Reviews, 28(25), 2675-2688.

Debret, M., M. Nicolle, and A. de Vernal (2018), Linking instrumental and proxy data climate records, Eos, 99, https://doi.org/10.1029/2018EO089835. Published on 12 January 2018.

De Geer G. (1912). A geochronology of the last 12 000 years. Compte rendu XI Session du Congrès Géologique International Stockholm 1910 :241-257

Divine, D., Isaksson, E., Martma, T., Meijer, H. A., Moore, J., Pohjola, V., van de Wal, R.S.W. and Godtliebsen, F. (2011). Thousand years of winter surface air temperature variations in Svalbard and northern Norway reconstructed from ice-core data. Polar Research, 30(1), 7379.

Doney, S. C., Ruckelshaus, M., Duffy, J. E., Barry, J. P., Chan, F., English, C. A., Galindo, H.M., Grebmeier, J.M., Hollowed, A.B., Knowlton, N., Polovina, J., Rabalais, N.N., Sydeman, W.J. and Tallay, L.D.(2012). Climate change impacts on marine ecosystems, Annu. Rev. Mar. Sci. 4:4.1-4.27.

Douglas, T. A., Loseto, L. L., Macdonald, R. W., Outridge, P., Dommergue, A., Poulain, A., Amyot, M., Barkay, T., Berg, T., Chételat, J., Constant, P., Evans, M., Ferrari, C., Gantner, N., Johnson, M.S., Kirk, J., Kroer, N., Larose, C., Lean, D., Nielsen, T.G., Poissant, L., Rognerud, S., Skov, H., Sorensen, S., Wang, F., Wilson, S., ans Zdanowicz, C.M. (2012). The fate of mercury in Arctic terrestrial and aquatic ecosystems, a review. Environmental Chemistry, 9(4), 321-355.

Dreybrodt, W. (1999) Chemical kinetics, speleothem growth and climate, Boreas, 28, 347–356.

Duhaime, G. and Caron, A. (2006). The economy of the circumpolar Arctic. The economy of the North. Oslo (NO): Statistics Norway, 16-25.

E-----

Enfield, D.B., Mestas-Nunez, A. M. and Trimble P.J (2001) The Atlantic Multidecadal Oscillation and it's relation to rainfall and river flows in the continental U.S., Geophys. Res. Lett., Vol. 28, 2077-2080.

EPICA, C.M. (2004) "Eight glacial cycles from an Antarctic ice core". Nature, 429, 623-628.

Esper, J. (2002) Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science 295, 2250–2253.

Esper J, Duethorn E, Krusic PJ, Timonen M and Buentgen U. (2014) Northern European summer temperature variations over the Common Era from integrated tree-ring density records. J. Quat. Sci., 29:487-494.

F ------

Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Mattey, D., and McDermott, F. (2006) Modification and preservation of environmental signals in speleothems, Earth-Sci. Rev., 75, 105–153.

Falk-Petersen S., Pavlov V., Berge J., Cottier F., Kovacs K. And Lydersen C. (2015) At the Rainbow's end: High Productivity Fueled by Winter upwelling along an Arctic Shelf. Polar Biology, 38, 5-11.

Finney, B. P., Bigelow, N. H., Barber, V. A. and Edwards, M. E. (2012) Holocene climate change and carbon cycling in a groundwater-fed, boreal forest lake: Dune Lake, Alaska. Journal of paleolimnology, 48(1), 43-54.

Fisher, D. A., Koerner, R. M., Paterson, W. S. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., and Reeh, N. (1983). Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. Nature, 301(5897), 205.

Fisher, D. A., Reeh, N., and Clausen, H. B (1985) Stratigraphic noise in time series derived from ice cores, Ann. Glaciol, 7, 76–83.

Fischer, H., D. Wagenbach, M. Laternser, and W. Ha<sup>\*</sup>berli (1995), Glaciometerological and isotopic studies along the EGIG line, central Greenland, J. Glaciol., 41, 515–527.

Fisher, D. A., Koerner, R. M., Bourgeois, J. C., Zielinski, G., Wake, C., Hammer, C. U., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Johnsen, S., Goto-Azuma, K., Hondoh, T., Blake, E. and Gerasimoff, M. (1998). Penny ice cap cores, Baffin Island, Canada, and the Wisconsinan Foxe Dome connection: two states of Hudson Bay ice cover. Science, 279(5351), 692-695.

Fournillon, A. (2012). Modélisation Géologique 3D et Hydrodynamique Appliquées Aux Réservoirs Carbonatés Karstiques : Caractérisation Des Ressources En Eau Souterraine de L'Unité Du Beausset (SE France). Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université.

Francus P (1998) An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. Sediment Geol 121(3-4): 289-298.

Francus P, Bradley R, Abbott M, Patridge W, Keimig F (1998) Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. Geophys Res Lett 29: 20.

Francus P, Bradley RS, Abbott MB, Patridge W, Keimig F (2002) Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. Geophys Res Lett 29 (20): 1998.

Furgal, C. and Seguin, J. (2006). Climate change, health, and vulnerability in Canadian northern aboriginal communities. Environmental Health Perspectives 114: 1964–1970.

Furgal, C. and Prowse, T. (2008). Northern Canada. In: Lemmen, D., Warren, F., Bush, E. and Lacroix, J. (Eds), From Impacts to Adaptation: Canada in a Changing Climate 2007. Natural Resources Canada, Ottawa, pp. 57-118.

G -----

Gao, C., Robock, A. and 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(D23).

Gajewski, K. (2015) Quantitative reconstruction of Holocene temperatures across the Canadian Arctic and Greenland, Glob. Planet. Chang., 128, 14–23.

Genty, D., Baker, A., and Vokal, B. (2001) Intra- and inter-annual growthrate of modern stalagmites, Chem. Geol., 176, 191–212.

Genty, D. and Quinif, Y. (1996) Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites – importance for pa-leoclimatology, J. Sediment. Res., 66, 275–288.

Ghil, M., Allen, M. R., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M. E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F. and Yiou, P. (2002). Advanced spectral methods for climatic time series. Reviews of geophysics, 40(1).

Giguet-Covex, C. (2010). Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux holocène Approche couplée sédimentologie/géochimie à haute résolution Application à deux lacs nord alpins (Doctoral dissertation, Université de Savoie).

Gillett, N. P., Stone, D. A., Stott, P. A., Nozawa, T., Karpechko, A. Y., Hegerl, G. C., ... and Jones, P. D. (2008). Attribution of polar warming to human influence. Nature Geoscience, 1(11), 750.

GISTEMP Team (2016). GISS Surface Temperature Analysis (GISTEMP). NASA Goddard Institute for Space Studies. Dataset accessed 20YY-MM-DD at https://data.giss.nasa.gov/gistemp/.

Graversen, R. G. (2006). Do changes in the midlatitude circulation have any impact on the Arctic surface air temperature trend?. Journal of climate, 19(20), 5422-5438.

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 AD. Geophysical Research Letters, 31(12).

Griffiths A., Robinson L. A. and Willett P. (1984). Hierarchic Agglomerative Clustering Methods for Automatic Document Classification, Journal of Documentation, 40(3), pages 175-205.

Grootes, P. M. and Stuiver (1997), M. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3– to 105–year time resolution. J. Geophy. Res. 102, 26455–26470.

Grudd, H. (2008). Torneträsk tree-ring width and density AD 500–2004: a test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. Climate dynamics, 31(7-8), 843-857.

Gunnarson, B. E., Linderholm, H. W. and Moberg, A. (2011). Improving a tree-ring reconstruction from west-central Scandinavia: 900 years of warm-season temperatures, Clim. Dyn., 36, 97–108.

Guy E. and F. Lasserre F. (2016) Commercial Shipping in the Arctic: New Perspectives, Challenges and Regulations, Polar Record, vol. 52, n°3, p. 294-304.

Н -----

Hall, C. M., James, M. and Wilson, S. (2010). Biodiversity, biosecurity, and cruising in the Arctic and sub-Arctic. Journal of Heritage Tourism, 5(4), 351-364.

Haltia-Hovi, E., Saarinen, T. and Kukkonen, M. (2007) A 2000-year record of solar forcing on varved lake sediment in eastern Finland. Quat. Sci. Rev. 26, 678–689.

Hanhijärvi, S., Tingley, M. P. and Korhola, A. (2013). Pairwise comparisons to reconstruct mean temperature in the Arctic Atlantic Region over the last 2,000 years. Climate dynamics, 41(7-8), 2039-2060.

Hansen, B. B., Grøtan, V., Aanes, R., Sæther, B. E., Stien, A., Fuglei, E., Ims, R.A., Yoccoz, N.G. and Pedersen, Å. Ø. (2013). Climate events synchronize the dynamics of a resident vertebrate community in the high Arctic. Science, 339(6117), 313-315.

Hardy, H. H. and Beier R.A. (1994). Fractals in Reservoir Engineering. World Scientific.

Hari, P., Aakala, T., Hilasvuori, E., Häkkinen, R., Korhola, A., Korpela, M., Linkosalo, T., Mâkinen, H., Nikinmaa, E., Nöjd, P., Seppä, H., Sulkava, M., Terhivuo, J., Tuomenvirta, H., Weckström, J. and Hollmén, J. (2017) Reliability of temperature signal in various climate indicators from northern Europe. PloS one, 12(6), e0180042.

Hassan, U., and Anwar, M. S. (2010). Reducing noise by repetition: introduction to signal averaging. European Journal of Physics, 31(3), 453.

Heikkilä, M., Edwards, T. W., Seppä, H. and Sonninen, E.: (2010) Sediment isotope tracers from Lake Saarikko, Finland, and implications for Holocene hydroclimatology. Quaternary Science Reviews, 29(17), 2146-2160.

Held, I. M. and Soden, B. J. (2006) Robust responses of the hydrological cycle to global warming. J. Clim. 19, 5686–5699.

Helama, S. and Lindholm, M. (2003). Droughts and rainfall in south-eastern Finland since AD 874, inferred from Scots pine ring-widths. Boreal Environment Research, 8(2), 171-183.

Helama, S., Meriläinen, J. and Tuomenvirta, H. (2009) Multicentennial megadrought in northern Europe coincided with a global El Niño–Southern Oscillation drought pattern during the Medieval Climate Anomaly. Geology, 37(2), 175-178.

Helama, S., Fauria, M. M., Mielikainen, K., Timonen, M. and Eronen, M. (2010). Sub-Milankovitch solar forcing of past climates: Mid and late Holocene perspectives. Geol. Soc. Am. Bull 122, 1981–1988.

Hellmann, L., Agafonov, L., Ljungqvist, F.C., Churakova, O., Düthorn, E., Esper, J., Hülsmann, L., Kirdyanov. A.V., Moisev, P., Myglan, W.S., Nikolaev, A.N., Reinig, F., Schweingruber, F.H., Solomina, O., Tegel, W. and Büntgen, U. (2016) Diverse growth trends and climate responses across Eurasia's boreal forest, Environ. Res. Lett., 11, 074021.

Hoeve, E., Zhou, F. and Zhang, A. (2006). Potential cost impacts for adaptation of building foundations in the Northwest Territories. EIC Climate Change Technology: 1-9.

Hugelius, G. J. Strauss, S. Zubrzycki, J. W. Harden, E. A. G. Schuur, C.-L. Ping, L. Schirrmeister, G. Grosse, G. J. Michaelson, C. D. Koven, J. A. O'Donnell, B. Elberling, U. Mishra, P. Camill, Z. Yu, J. Palmtag, and P. Kuhry (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. Biogeosciences 11, 6573–6593.

Hughes, M., Touchan, R., Funkhouser, G., Vaganov, E. and Shiyatov, S. (1999). Twentieth-century summer warmth in northern Yakutia in a 600-year context. Holocene 9, 629–634.

Hunt Jr G. L., Blanchard A. L., Boveng P., Dalpadado P., Drinkwater K. F., Eisner L., Hopcroft R. R., Kovacs K. M., Norcross B. L., Renaud P., Reigstad M., Renner M., Skjoldal H. R., Whitehouse A. And Woodgate R. A. (2013) The Barents and Chukchi Seas: Comparison of two Arctic Shelf Ecosystems. Journal of Marine Systems: Large-scale Regional Comparisons of Marine Biogeochemistry and Ecosystem Processes - Research Approaches and Results. 109 – 110:43-68.

Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science 269 (5224), 676–679.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact, 1-35.

|------

IPCC Summary for Policymakers in Climate Change 2013: The Physical Science Basis (eds Stocker, T. F. et al.) 3–29 (Cambridge Univ, Press, 2013).

Isaksson, E., Divine D., Kohler, J., Martma, T., Pohjola, V., Motoyama, H., and Watanabe, O.(2005) Climate oscillations as recorded in Svalbard ice core δ18O records between AD1200 and 1997, Geogr. Ann. A, 87, 203–214, 2005.

Ivanovich, M. and Harmon, R. S.: Uranium-series disequilibrium (1992) applications to earth, marine, and environmental sciences, Clarendon Press, Oxford, 910 pp.

J -----

Janbu, A. D., Paasche, Ø. and Talbot, M. R. (2011) Paleoclimate changes inferred from stable isotopes and magnetic properties of organic-rich lake sediments in Arctic Norway. Journal of Paleolimnology, 46(1), 29.

Jiang, H., Eiríksson, J., Schulz, M., Knudsen, K.-L. and Seidenkrantz, M.-S. (2005). Evidence for solar forcing of sea-surface temperature on the North Icelandic shelf during the late Holocene. Geology 33, 73–77.

Johnsen, S., W. Dansgaard, and J. White (1989) The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions, Tellus, Ser. B, 41, 452–468.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Cuffey, K. M., Hoffmann, G., Schwander, J., and Creyts, T. (2002) Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion, in: Physics of Ice Core Records, Hokkaido University, Place Hokkaido, 121–140.

Jouzel, J. (2013). A brief history of ice core science over the last 50 yr. Climate of the Past, (6), 2525.

Jouzel, J. and Merlivat, L. (1984) Deuterium and O-18 in precipitation- Modelling of the isotopic effects during snow formation, J. Geophys. Res.-Atmos., 89, 1749–1757.

K -----

Kao, S. M., Pearre, N. S. and Firestone, J. (2012). Adoption of the arctic search and rescue agreement: A shift of the arctic regime toward a hard law basis? Marine Policy, 36(3), 832-838.

Kaplan, J. O., Bigelow, N. H., Prentice, I. C., Harrison, S. P., Bartlein, P. J., Christensen, T. R., Cramer, W., Matveyeva, N.V., McGuire, A.D., Murray, D.F., Razzhivin, V.Y., Smith, B., Walker, D.A., Anderson, P.M., Andreev, A.A., Brubaker, L.B., Edwards, M.E. and Lozhkin, A.V. (2003). Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodata-model comparisons, and future projections. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D19).

Kaplan, J. O. and New, M. (2006) Arctic climate change with a 2°C global warming: timing, climate patterns and vegetation change. Climatic Change 79, 213-241.

Kaufman, D. S., Ager, T. A., Anderson, N. J., Anderson, P. M., Andrews, J. T., Bartlein, P. J., ... and Dyke, A. S. (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180 W). Quaternary Science Reviews, 23(5-6), 529-560.

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. and Arctic Lakes 2k Project Members (2009). Recent warming reverses long-term Arctic cooling, Science, 325, issue 5945, 1236-1239.

Kaufman, D. S., Axford, Y., Anderson, R. S., Lamoureux, S. F., Schindler, D. E., Walker, I. R., & Werner, A. (2012). A multi-proxy record of the Last Glacial Maximum and last 14,500 years of paleoenvironmental change at Lone Spruce Pond, southwestern Alaska. Journal of paleolimnology, 48(1), 9-26.

Kaufmann, G. and Dreybrodt, W. (2004) Stalagmite growth and palaeo- climate: an inverse approach, Earth Planet. Sc. Lett., 224, 529–545.

Kendall M.G. (1948). Rank correlation methods. C. Griffin (eds.). 160p

Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods, Griffin, London, UK.

Kinnard, C., Zdanowicz, C.M., Fisher, D.A., Isaksson, E., De Vernal, A. and Thompson, L.G. (2011). Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years, Nature, 479, 509–512.

Kobashi, T., Severinghaus, J. P., Brook, E. J., Barnola, J. M., & Grachev, A. M. (2007). Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice. Quaternary Science Reviews, 26(9-10), 1212-1222.

Koerner, R. M. (2005), Mass balance of glaciers in the Queen Elizabeth Islands, Nunavut, Canada, Ann. Glaciol., 42, 417–423.

Kohler, J. and Aanes, R.(2004) Effect of winter snow and ground-icing on a Svalbard reindeer population: results of a simple snowpack model. Arct. Antarct. Alp. Res. 36, 333-341.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift, 15(3), 259-263.

Koutsoyiannis, D. (2011). Hurst-Kolmogorov Dynamics and Uncertainty. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 47(3), 481-495.

Kretschmer, M., Coumou, D., Agel, L., Barlow, M., Tziperman, E. and Cohen, J. (2017). More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes. Bulletin of the American Meteorological Society, (2017).

Kug, J. S., Choi, D. H., Jin, F. F., Kwon, W. T., & Ren, H. L. (2010). Role of synoptic eddy feedback on polar climate responses to the anthropogenic forcing. Geophysical Research Letters, 37(14).

Kwok, R. and Rothrock, D.A. (2009). Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICE Sat records: 1958–2008, Geophys. Res .Lett., 36, L15501.

L ------

Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (2000a). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. Journal of Hydrology, 238(3-4), 123-148.

Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (2000b). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. Journal of hydrology, 238(3-4), 149-178.

Lam, V. W., Cheung, W. W. and Sumaila, U. R. (2016). Marine capture fisheries in the Arctic: winners or losers under climate change and ocean acidification?. Fish and Fisheries, 17(2), 335-357.

Lamb HH (1969) Climatic fluctuations. In: Flohn H, Landsberg HE (eds) World survey of climatology, chap 5, vol 2. Elsevier, New York, pp 173–249.

Lamoureux, S. and Bradley, R. (1996). A late Holocene varved sediment record of environmental change from northern Ellesmere Island, Canada. J. Paleolim. 16, 239–255.

Lamoureux, S. F., England, J. H., Sharp, M. J., & Bush, A. B. (2001). A varve record of increased 'Little Ice Age' rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada. The Holocene, 11(2), 243-249.

Lance G.N. and Williams W.T. (1967). A general theory of classificatory sorting strategies: I. Hierarchical systems, Computer Journal, 9, pages 373-380.

Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, S. F., Saïd, M. and Cuven, S. (2012). 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada. Journal of paleolimnology, 48(1), 159-173.

Larsen, P., Goldsmith, S., Smith, O., Wilson, M., Strzepek, K., Chinowsky, P. and Saylor, B. (2008). Estimating future costs for Alaska public infrastructure at risk from climate change. Global Environmental Change 18(3): 442–457

Larsen, D. J., Miller, G. H., Geirsdóttir, Á. and Thordarson, T. (2011). A 3000-year varved record of glacier activity and climate change from the proglacial lake Hvítárvatn, Iceland. Quat. Sci. Rev., 30, 2715–2731, 2011.

Lasserre, F. (2017). Arctique: le passage du Nord-Ouest sous tension. Politique étrangère, (1), 141-153.

Lavigne, F., Degeai, J. P., Komorowski, J. C., Guillet, S., Robert, V., Lahitte, P., ... and Wassmer, P. (2013). Source of the great AD 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani Volcanic Complex, Indonesia. Proceedings of the National Academy of Sciences, 110(42), 16742-16747.

Lehner, F., Raible, C. C., and Stocker, T. F. (2012). Testing the robustness of a precipitation proxybased North Atlantic Oscillation reconstruction, Quaternary Sci. Rev., 45, 85–94.

Li, S. M. and Barrie, L. A. (1993). Biogenic sulfur aerosol in the Arctic troposphere: 1. Contributions to total sulfate. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 98(D11), 20613-20622.

Linderholm, H. W., Björklund, J., Seftigen, K., Gunnarson, B. E. and Fuentes, M. (2015). Fennoscandia revisited: a spatially improved tree-ring reconstruction of summer temperatures for the last 900 years. Climate Dynamics, 45(3-4), 933-947.

Linderholm, H. W., Nicolle, M., Francus, P., Gajewski, K., Helama, S., Korhola, A., Solomina, O., Yu, Z., Zhang, P., D'Andrea, W. J., Debret, M., Divine, D., Gunnarson, B. E., Loader, N. J., Massei, N., Seftifgen, K., Thomas, E. K., and Werner, J.: Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years – current understanding and research challenges, Clim. Past Discuss., https://doi.org/10.5194/cp-2017-34, in review, 2017.

Lindholt, L. and Glomsrød, S. (2012). The Arctic: No big bonanza for the global petroleum industry. Energy Economics, 34(5), 1465-1474.

Linge H., Lauritzen, S.-E., Andersson, C., Hansen, J.K., Skoglung, R. Ø. And Sundqvist, H.S. (2009). Stable isotope records for the last 10000 years from Okshola cave (Fauske, northern Norway) and regional comparisons, Clim. Past, 5, 667–682.

Linge, H., Lauritzen, S.-E., Lundberg, J., and Berstad, I. M. (2001) Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway, Palaeogeogr. Palaeocl., 167, 209–224.

Lewis, S. L. and Maslin, M. A. (2015). Defining the anthropocene. Nature, 519(7542), 171.

Liu M. and Kronbak J. (2010) The Potential Economic Viability of Using the Northern Sea Route (NSR) as an Alternative Route between Asia and Europe. Journal of Transport Geography, 18: 434 – 444.

Liu, Z., Zhu, J., Rosenthal, Y., Zhang, X., Otto-Bliesner, B. L., Timmermann, A., Smith, R. S., Lohmann, G., Zheng, W., and Elison Timm, O. (2014). The Holocene temperature conundrum, P. Natl. Acad. Sci. USA, 111, E3501–E3505.

Liu, W., Xie, S. P., Liu, Z. and Zhu, J. (2017). Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate. Science advances, 3(1), e1601666.

Ljungqvist, F. C. (2010). A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 92(3), 339-351.

Ljungqvist, F. C., Krusic, P. J., Sundqvist, H. S., Zorita, E., Brattström, G. and Frank, D. (2016). Northern Hemisphere hydroclimate variability over the past twelve centuries. Nature, 532(7597), 94-98.

Lorius, C. and Merlivat, L. (1977) Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica, Observed changes with depth in a coastal area, in: Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Proceedings of the Grenoble Symposium, August/September 1975, IAHS, Grenoble, 118, 125–137.

Loso, M. G., Anderson, R. S., Anderson, S. P. and Reimer, P. J. (2006). A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg lake, southcentral Alaska. Quat. Res. 66, 12–24.

Lund, D. C., Lynch-Stieglitz, J. and Curry, W. B. (2006). Gulf Stream density structure and transport during the past millennium. Nature, 444(7119), 601.

Luoto, T. P., Sarmaja-Korjonen, K., Nevalainen, L. and Kauppila, T. (2009). A 700 year record of temperature and nutrient changes in a small eutrophied lake in southern Finland. Holocene 19, 1063–1072.

Luoto, T. P. and Helama, S. (2010). Palaeoclimatological and palaeolimnological records from fossil midges and tree-rings: the role of the North Atlantic Oscillation in eastern Finland through the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age. Quat. Sci. Rev. 29, 2411–2423.

Luoto, T. P., Ojala, A. E., Arppe, L., Brooks, S. J., Kurki, E., Oksman, M., ... and Zajaczkowski, M. (2018). Synchronized proxy-based temperature reconstructions reveal mid-to late Holocene climate oscillations in High Arctic Svalbard. Journal of Quaternary Science, 33(1), 93-99.

M -----

MacDonald, G. M. and Case, R.A. (2005) Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, Geophys. Res. Lett., 32, 10.1029/2005GL022478.

Mangin A. (1984). Pour Une Meilleure Connaissance Des Systèmes Hydrologiques A partir Des Analyses Corrélatoires et Spectrale, Journal of Hydrology, 67, 25–43.

Mann, H.B. (1945). Nonparametric test against trend, Econometrica, 13, 245-259.

Mann, D. H., Heiser, P. A. and Finney, B. P. (2002) Holocene history of the Great Kobuk sand dunes, northwestern Alaska. Quaternary Science Reviews, 21(4), 709-731.

Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S. and Ni, F. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proceedings of the National Academy of Sciences, 105(36), 13252-13257.

Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, F. and Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science, 326(5957), 1256-1260.

Mantua, N. J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. and Francis, R.C. (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, B. Am. Meteorol. Soc., 78, 1069-1079.

Marcus, M.G. and Brazel, S.W. (1984). Climate Change in Arizona's Future. Arizona state Climate Publication, 1, Office of the State Climatologist, Arizona state University, Tempe. 50p.

Martin, D., Belanger, D., Gosselin, P., Brazeau, J., Furgal, C. and Dery, S. (2007). Drinking water and potential threats to human health in Nunavik: adaptation strategies under climate change conditions. Arctic 60(2): 195–202.

Massa, C., Perren, B.B., Gauthier, E., Bichet, V., Petit, C. and Richard, H. (2012). A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland. J. Paleolim. 48, 241–258.

Massé G., Rowland S.J., Sicre M.-A., Jacob J., Jansen E., Belt S.T. (2008) Abrupt climate changes for Iceland during the last millennium: evidence from high resolution sea ice reconstructions. Earth Planet Sci Lett 269:564–568.

Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J. P., Valdes, D. and Laignel, B. (2007). Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112(D9).

Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R. and Durand, A. (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008. International journal of Climatology, 30(14), 2146-2154.

Massei, N., Laignel, B., Rosero, E., Motelay-massei, A., Deloffre, J., Yang, Z. L. and Rossi, A. (2011). A wavelet approach to the short-term to pluri-decennal variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. International Journal of Climatology, 31(1), 31-43.

Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D. M., Lavers, D. A., Fossa, M., Laignel, B. and Debret, M. (2017). Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France. Journal of Hydrology, 546, 262-275.

Masson-Delmotte, V., Landais, A., Stievenard, M., Cattani, O., Falourd, S., Jouzel, J., ... and Popp, T. (2005). Holocene climatic changes in Greenland: Different deuterium excess signals at Greenland Ice Core Project (GRIP) and NorthGRIP. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110(D14).

Masson-Delmotte, V., Steen-Larsen, H. C., Ortega, P., Swingedouw, D., Popp, T., Vinther, B. M., Oerter, H., Sveinbjornsdottir, A. E., Gudlaugsdottir, H., Box, J. E., Falourd, S., Fettweis, X., Gallée, H., Garnier, E., Gkinis, V., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Paradis, N., Orsi, A., Risi, C., Werner, M., and White, J. W. C. (2015) Recent changes in north-west Greenland climate documented by NEEM shallow ice core data and simulations, and implications for past-temperature reconstructions, The Cryosphere, 9, 1481–1504.

Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., ... and Lee-Thorp, J. (2004). Holocene climate variability. Quaternary research, 62(3), 243-255.

McCarroll D, Tuovinen M, Campbell R, Gagen M, Grudd H, Jalkanen R, et al. (2011) A critical evaluation of multi-proxy dendroclimatology in northern Finland. J. Quat. Sci. 26: 7-14.

McDermot, F. M. (2004) Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review, Quat. Sci. Rev., 23, 901–918.

McDermot, F. M., Atkinson, T. C., Fairchild, I. J., Baldini, L. M., and Mattey, D. P. (2010) A first evaluation of the spatial gradients in d18O recorded by European Holocene speleothems, Global Planet. Change, 79, 275–287

McGregor, H. V., Evans, M. N., Goosse, H., Leduc, G., Martrat, B., Addison, J. A., ... and Phipps, S. J. (2015) Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era. Nature Geoscience, 8(9), 671-677.

McKay, N.P. and Kaufman, D.S. (2014). An extended Arctic proxy temperature database for the past 2,000 years, Sci. Data 1:140026.

Meese, D. A., Gow, A. J., Grootes, P., Mayewski, P. A., Ram, M., Stuiver, M., Taylor, K.C., Waddington, E.D. and Zielinski, G. A. (1994) The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. Science, 1680-1682.

Menon, S., Unger, N., Koch, D., Francis, J., Garrett, T., Sednev, I., Shindell, D. and Streets, D. (2008). Aerosol climate effects and air quality impacts from 1980 to 2030. Environmental Research Letters, 3(2), 024004.

Merlivat, L. and Jouzel, J. (1979) Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation, J. Geophys. Res.-Oc. Atmos., 84, 5029–5033.

Mernild, S. H., Hanna, E., McConnell, J. R., Sigl, M., Beckerman, A. P., Yde, J. C., Cappelen, J., Malmros, J.K. and Steffen, K. (2015). Greenland precipitation trends in a long-term instrumental climate context (1890–2012): evaluation of coastal and ice core records. International Journal of Climatology, 35(2), 303-320.

Miller, F.L. and Gunn, A. 2003. Catastrophic die-off of Peary caribou on the Western Queen Elizabeth Islands, Canadian High Arctic. Arctic 56(4): 381-390.

Miller, G. H., Brigham-Grette, J., Alley, R. B., Anderson, L., Bauch, H. A., Douglas, M. S. V., ... & Funder, S. V. (2010). Temperature and precipitation history of the Arctic. Quaternary Science Reviews, 29(15-16), 1679-1715.

Miller, G. H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D. J., Otto-Bliesner, B. L., Holland, M. M., ... & Anderson, C. (2012). Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. Geophysical Research Letters, 39(2).

Miller, G. H., S. J. Lehman, K. A. Refsnider, J. R. Southon, and Y. Zhong (2013). Unprecedented recent summer warmth in Arctic Canada, Geophys. Res. Lett., 40.

Min S-K, Zhang X, Zwiers F (2008) Human-induced Arctic moistening. Science 320(5875):518–520

Moe, A., Fjærtoft, D. and Øverland, I. (2011). Space and timing: Why was the Barents Sea delimitation dispute resolved in 2010?. Polar Geography, 34(3), 145-162.

Moore, J., Hughen, K., Miller, G. and Overpeck, J. (2001) Little Ice Age recorded in summer temperature reconstruction from vared sediments of Donard Lake, Baffin Island, Canada. J. Paleolim. 25, 503–517.

Moore, S. E. and Huntington, H. P. (2008). Arctic marine mammals and climate change: impacts and resilience. Ecological Applications, 18(sp2).

Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M. and Karlén, W. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. Nature, 433(7026), 613.

Moron, V., A. W. Robertson, and M. N. Ward (2006). Seasonal predictability and spatial coherence of rainfall characteristics in the tropical setting of Senegal. Mon. Wea. Rev., 134, 3248–3262.

Mueter, F. J. and Litzow, M. A. (2008). Sea ice retreat alters the biogeography of the Bering Sea continental shelf. Ecological Applications, 18(2), 309-320.

N -----

Nakano, T., Kuniyoshi, S. and Fukuda, M. (2000). Temporal variation in methane emission from tundra wetlands in a permafrost area, northeastern Siberia. Atmospheric Environment, 34(8), 1205-1213.

Nicolle, M., Massei, N., Fournier, M. (2015). Large-scale, low-frequency hydrological variability of climate-sensitive catchments over France: regional classification and links to North-Atlantic atmospheric circulation variability, European Geosciences Union, April 13th-17th 2015, Vienna, Austria.

Nicolle, M., Debret, M., Massei, N., Colin, C., deVernal, A., Divine, D., Werner, J. P., Hormes, A., Korhola, A., and Linderholm, H. W. (2018) Climate variability in the subarctic area for the last 2 millennia, Clim. Past, 14, 101-116.

0-----

Obrist, D., Agnan, Y., Jiskra, M., Olson, C. L., Colegrove, D. P., Hueber, J., Moore, C., Sonke, J. and Helmig, D. (2017). Tundra uptake of atmospheric elemental mercury drives Arctic mercury pollution. Nature, 547(7662), 201.

Ojala, A. E. and Alenius, T. (2005). 10000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 219, 285–302.

Ojala A.E.K., Heinsalu A., Saarnisto M., Tiljander M. (2005) Annually laminated sediments date the drainage of the Ancyclus Lake and early Holocee shoreline displacement in central Finland. Quaternary International 130: 63-73.

Okuyama, J. (2003). Physical properties of the P96 ice core from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada, and derived climatic records. J. Geophys. Res. 108.

Olesen, M. R., & Fabre, S. (2017). Comprendre les rivalités arctiques. Politique étrangère, (3), 15-25.

Olsen, J., Anderson, N.J. and Knudsen, M. F. (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years, Nature Geoscience, 5(11), 808-812.

Opel, T., Laepple, T., Meyer, H., Dereviagin, A. Y. and Wetterich, S. (2017). Northeast Siberian ice wedges confirm Arctic winter warming over the past two millennia. The Holocene, 27(11), 1789-1796.

Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., and Yiou, P. (2015) A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium, Nature, 523(7558), 71-74.

O'Sullivan, P.E (1983) Annually laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes: a review. Quat. Sci. Rev.1 (4).

Overland, J. E., Spillane, M. C., Percival, D. B., Wang, M., and Mofjeld, H. O. (2004). Seasonal and regional variation of pan-Arctic surface air temperature over the instrumental record. Journal of Climate, 17(17), 3263-3282.

P ------

PAGES 2k Consortium (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia, Nature Geosci., 6, 339-346.

PAGES 2K Consortium (2017). A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. Scientific data, 4, 170088.

Pearce, T., Ford, J., Duerden, F., Smit, B., Andrachuk, M., Berrang-Ford, L. and Smith, T. (2011) Advancing adaptation planning for climate change in the Inuvialuit Settlement Region (ISR): a review and critique. Regional Environmental Change 11(1): 1-17.

Perren, B. B., Anderson, N. J., Douglas, M. S. and Fritz, S. C. (2012) The influence of temperature, moisture, and eolian activity on Holocene lake development in West Greenland. Journal of Paleolimnology, 48(1), 223-239.

Pidwirny, M. (2006). Global Heat Balance: Introduction to Heat Fluxes. Fundamentals of Physical Geography,, 1999-2008.

Pinzer, B. R., Schneebeli, M., and Kaempfer, T. U. (2012) Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse microtomography, The Cryosphere, 6, 1141–1155.

Pithan, F. and Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. Nature Geosci, 7(3):181–184.

Planton, S., Bopp, L., Brun, É., Cattiaux, J., Chauvin, F., Chevallier, M., ...and Terray, L. (2015). Évolution du climat depuis 1850. Rubrique: Changement climatique.

Pol, K., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Bigler, M., Cattani, O., Durand, G., Falourd, S., Jouzel, J., Minster, B., Parrenin, F. and Ritz, C. (2010). New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the "oldest ice". Earth and planetary science letters, 298(1), 95-103.

Polissar, A. V., Hopke, P. K., Paatero, P., Malm, W. C. and Sisler, J. F. (1998). Atmospheric aerosol over Alaska: 2. Elemental composition and sources. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 103(D15), 19045-19057.

Polissar, A. V., Hopke, P. K. and Harris, J. M. (2001). Source regions for atmospheric aerosol measured at Barrow, Alaska. Environmental science & technology, 35(21), 4214-4226.

Poluianov, S.V., Usoskin, I.G. and Kovaltsov, G.A. (2014) Cosmogenic isotope variability during the Maunder minimum: normal 11-year cycles are expected, Solar Physics, 289(12), 4701-4709.

Polyakov, I. V., Bekryaev, R. V., Alekseev, G. V., Bhatt, U. S., Colony, R. L., Johnson, M. A., Maskshtas, A.P. and Walsh, D. (2003). Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. Journal of Climate, 16(12), 2067-2077.

Proctor C, Baker A, Barnes W, Gilmoor M (2000) A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. Clim Dyn 16:815–820.

Q ------

Quinn, P. K., Miller, T. L., Bates, T. S., Ogren, J. A., Andrews, E. and Shaw, G. E. (2002). A 3-year record of simultaneously measured aerosol chemical and optical properties at Barrow, Alaska. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D11).

Quinn, P. K., Shaw, G., Andrews, E., Dutton, E. G., Ruoho-Airola, T. and Gong, S. L. (2007). Arctic haze: current trends and knowledge gaps. Tellus B, 59(1), 99-114.

R -----

Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the last 120,000 years. Nature 419, 207–214.

Rahmstorf, S., Box, J. E., Feulner, G., Mann, M. E., Robinson, A., Rutherford, S. and Schaffernicht, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. Nature climate change, 5(5), 475.

Rehfeld, K., Trachsel, M., Telford, R. J., and Laepple, T. (2016). Assessing performance and seasonal bias of pollen-based climate reconstructions in a perfect model world. Climate of the Past, 12(12), 2255.

Richards, D. A. and Dorale, J. A. (2003) Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems, Rev. Mineral. Geochem., 52, 407–460.

Richter-Menge, J. and Jeffries, M. (2011). State of the climate in 2010: The Arctic. Bulletin of the American Meteorological Society, 92(6):S143–S160.

Rignot E., Velicogna I., van den Broeke M.R., Monaghan A. and Lenaerts J. (2011) Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. Geophys Res Lett ,38, L05503.

Robock, A. (1979). The" Little Ice Age": Northern hemisphere average observations and model calculations. Science, 206(4425), 1402-1404.

Rolland, N., Larocque, I., Francus, P., Pienitz, R. and Laperrière, L. (2009). Evidence of a warmer period during the 12th and 13th centuries AD from chironomid assemblages in Southampton Island, Nuvanut, Canada. Quat. Res., 72, 27-37.

Rossi, A., Massei, N. and Laignel, B. (2011). A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. Global and Planetary Change, 78(1-2), 1-13.

Rouyer T., Fromentin J. M., Stenseth N. and Cazelles B. (2008). Analysing multiple time series and extending significance testing in wavelet analysis, Marine Ecology Progress Series, 359, 11-23.

Rozanski, K., L. Araguas-Araguas, and R. Gonfiantini (1993), Isotopic patterns in modern global precipitation, in Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophys. Monogr. Ser., vol. 78, edited by P. K. Swart et al., pp. 1–37, AGU, Washington, D. C.

S -----

Sanderson, M. G., Hemming, D. L. and Betts, R. A. (2011). Regional temperature and precipitation changes under high-end (≥ 4 C) global warming. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 369(1934), 85-98.

Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A., and Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. Environmental Research Letters, 9(8), 085003.

Schneider L, Esper J, Timonen M and Büntgen U. (2013) Detection and evaluation of an early divergence problem in northern Fennoscandian tree-ring data. Oikos, 123: 559-566.

Schwager, M. (2000). Ice core analysis on the spatial and temporal variability of temperature and precipitation during the late Holocene in North Greenland. Rep. Polar Res. 362, 1–136.

Schuur, E. A., Vogel, J. G., Crummer, K. G., Lee, H., Sickman, J. O. and Osterkamp, T. E. (2009). The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. Nature, 459(7246), 556.

Schuur, E. A. G., Abbott, B. W., Bowden, W. B., Brovkin, V., Camill, P., Canadell, J. G., ... & Crosby, B. T. (2013). Expert assessment of vulnerability of permafrost carbon to climate change. Climatic Change, 119(2), 359-374.

Screen, J. A. and Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464(7293), 1334.

Screen, J. A. and Simmonds, I. (2012) Declining summer snowfall in the Arctic: causes, impacts and feedbacks. Clim. Dynam. 38, 2243-2256.

Seftigen, K., Goosse, H., Klein, F., and Chen, D. (2017). Hydroclimate variability in Scandinavia over the last millennium – insights from a climate model–proxy data comparison, Clim. Past, 13(12), 1831-1850.

Self, S., Zhao, J., Holasek, R. E., Torres, R. C. et King, A. J. (1996) The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption, Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines, C. G. Newhall and R. S. Punongbayan, Eds., University of Washington Press, pp. 1089–1115.

Seo, K. W., Waliser, D. E., Lee, C. K., Tian, B., Scambos, T., Kim, B. M., van Angelen, J.H. and van den Broeke, M. R. (2015). Accelerated mass loss from Greenland ice sheet: Links to atmospheric circulation in the North Atlantic. Global and Planetary Change, 128, 61-71.

Serreze, M. C. and J. A. Francis (2006). The arctic amplification debate, Clim. Change, 76, 241–264.

Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. J., Steele M., Zhang J. and K. E. Trenberth (2007). The large-scale energy budget of the Arctic. Journal of Geophysical Research, 112, D11122.

Serreze, M. C., Barrett, A. P., Stroeve, J. C., Kindig, D. M. and Holland, M. M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. Cryosphere 3, 11–19.

Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, Glob. Planet. Change, 77(1), 85-96.

Sejrup, H., Haflidason, H. and Andrews, J. (2011). A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability. Quat. Sci. Rev. 30, 3181–3195.

Sharp, G. (2016). An Old Problem, a New Opportunity: A Case for Solving the Beaufort Sea Boundary Dispute Where They Don't Belong. The Arctic Institute.

Shaw, G. E. (1982). Evidence for a central Eurasian source area of Arctic haze in Alaska. Nature, 299(5886), 815-818.

Shaw, G. E. (1995). The Arctic haze phenomenon. Bulletin of the American Meteorological Society, 76(12), 2403-2413.

Shepherd, A., Ivins, E. R., Geruo, A., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., ... and Horwath, M. (2012). A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. Science, 338(6111), 1183-1189.

Shi, X., Déry, S.J., Groisman, P.Y. and Lettenmaier, D. P. (2013) Relationships between recent pan-Arctic snow cover and hydroclimate trends, J. Clim., 26, 2048–2064.

Sicre, M. A., Hall, I. R., Mignot, J., Khodri, M., Ezat, U., Truong, M. X., Eiríksson, J. and Knudsen, K. L. (2011). Sea surface temperature variability in the subpolar Atlantic over the last two millennia. Paleoceanography, 26(4).

Smol, J. P. and Douglas, M. S. V. (2007) From controversy to consensus: making the case for recent climatic change in the Arctic using lake sediments, Front. Ecol. Environ., 5, 466–474.

Spielhagen, R.F, Werner, K., Sørensen, S.A., Zamelczyk, K., Kandiano, E., Budeus, G., Husum, K., Marchitto, T.M. and Hald, M. (2011). Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water, Science, 331, 450-453.

Soon, W., Herrera, V. M. V., Selvaraj, K., Traversi, R., Usoskin, I., Chen, C. T. A., Lou, J.-Y., Kao, S.-J., Carter R. M., Pipin, V., Severi, M. and Becagli, S. (2014). A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm, Earth-Science Reviews, 134, 1-15.

Stammerjohn, S., Massom, R., Rind, D. and Martinson, D. (2012). Regions of rapid sea ice change: an interhemispheric seasonal comparison, Geophys. Res. Lett., 39, L06501.

Steen-Larsen, H. C., Masson-Delmotte, V., Hirabayashi, M., Winkler, R., Satow, K., Prié, F., Bayou, N., Brun, E., Cuffey, K. M., Dahl-Jensen, D., Dumont, M., Guillevic, M., Kipfstuhl, S., Landais, A., Popp, T., Risi, C., Steffen, K., Stenni, B., and Sveinbjörnsdottír, A. E. (2014) What controls the isotopic composition of Greenland surface snow?, Clim. Past, 10, 377–392.

Steinhilber, F., Beer, J. and Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. Geophysical Research Letters, 36(19).

Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., ... and Miller, H. (2012). 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. Proceedings of the National Academy of Sciences, 109(16), 5967-5971.

Stohl, A. (2006). Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D11).

Stouffer, R. J., Yin, J., Gregory, J. M., Dixon, K. W., Spelman, M. J., Hurlin, W., Weaver, A.J., Eby, M., Flato, G.M., Hasumi, H., Jungclaus, J.H., Kamenkovich, I.V., levermann, A., Montoya, M., Murakami, S., Nawrath, S., Oka, A., Peltier, W.R., Robitaille, D.Y., Sokolov, A., Vettoretti, G. and Weber, S.L (2006). Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. Journal of Climate, 19(8), 1365-1387.

Stroeve JC, Serreze MC, Holland MM, Kay JE, Maslanik J, and Barrett AP (2012). The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. Clim Change 110:1005–1027.

Sundqvist, H. S., Kaufman, D. S., McKay, N. P., Balascio, N. L., Briner, J. P., Cwynar, L. C., ... and Axford, Y. (2014). Arctic Holocene proxy climate database–new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables. Climate of the Past, 10(4), 1605-1631.

Slawinska, J. and Robock, A. (2018). Impact of volcanic eruptions on decadal to centennial fluctuations of Arctic sea ice extent during the last millennium and on initiation of the Little Ice Age. Journal of Climate, 31(6), 2145-2167.

Swindles, G. T., Amesbury, M. J, Turner, T. E., Carrivick, J. L., Woulds, C., Raby, C., Mullan, D., Roland, T. P., Galloway, J. M., Parry, L., Kokfelt, U., Garneau, M., Charman, D. J.and Holden, J. (2015) Evaluating the use of testate amoebae for palaeohydrological reconstruction in permafrost peatlands, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 424, 111–122, .

Swingedouw, D., Rodehacke, C. B., Behrens, E., Menary, M., Olsen, S. M., Gao, Y., Mikolajewicz, U., Mignot, J. and Biastoch, A. (2013). Decadal fingerprints of freshwater discharge around Greenland in a multi-model ensemble. Climate dynamics, 41(3-4), 695-720.

Swingedouw, D., Ortega, P., Mignot, J., Guilyardi, E., Masson-Delmotte, V., Butler, P. G., ... and Séférian, R. (2015). Bidecadal North Atlantic ocean circulation variability controlled by timing of volcanic eruptions. Nature communications, 6, 6545.

Τ-----

Tarnocai C, Canadell J G, Schuur E A G, Kuhry P, Mazhitova G and Zimov S (2009) Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. Glob. Biogeochem. Cycles, 23, GB2023.

Tchounwou, P. B., Ayensu, W. K., Ninashvili, N., & Sutton, D. (2003). Environmental exposure to mercury and its toxicopathologic implications for public health. Environmental toxicology, 18(3), 149-175.

Team, R. D. C. (2008). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Available at: URL http://www.r-project.org/.

Têtu, P. L. and Lasserre, F. (2017). Projets d'investissements miniers chinois dans l'arctique. Recherches sociographiques, 58(2), 415-446.

Tews, J., Ferguson, M.A.D. and Fahrig, L. (2007). Modeling density dependence and climatic disturbances in caribou: a case study from the Bathurst Island complex, Canadian High Arctic. Journal of Zoology 272: 209-217.

Thomas, E. K. and Briner, J. P. (2009). Climate of the past millennium inferred from varved proglacial lake sediments on northeast Baffin Island, Arctic Canada. J. Paleolim. 41, 209–224.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998) The Arctic Oscillation signature in wintertime signature in wintertime geopotential heightand temperature fields. Geophys. Res. Lett, 25, 1297-1300.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Climate, 13,1000-1016.

Tierney, J. E., and Tingley, M. P. (2014). A Bayesian, spatially-varying calibration model for the TEX86 proxy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 127, 83-106.

Tietze, K., Riedi, J., Stohl, A. and Garrett, T. J. (2011). Space-based evaluation of interactions between aerosols and low-level Arctic clouds during the spring and summer of 2008. Atmospheric Chemistry and Physics, 11(7), 3359-3373.

Tiljander, M., Saarnisto, M., Ojala, A. E. K. and Saarinen, T. (2003). A 3000-year palaeoenvironmental record from annually laminated sediment of Lake Korttajarvi, central Finland. Boreas 32, 566–577.

Tingley, M. P. and Huybers, P. (2010). A Bayesian algorithm for reconstructing climate anomalies in space and time. Part I: Development and applications to paleoclimate reconstruction problems. Journal of Climate, 23(10), 2759-2781.

Tolwinski-Ward, S. E., Anchukaitis, K. J., and Evans, M. N. (2013). Bayesian parameter estimation and interpretation for an intermediate model of tree-ring width, Clim. Past, 9, 1481–1493.

Torrence, C. and Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis, Bull. Am. Meteorol., 79, 61-78.

Torrence, C. and Webster, P. J. (1999). Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system. Journal of Climate, 12(8), 2679-2690.

Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D. and Frank, D.C. (2009) Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. Science, 324(5923), 78-80.

V -----

Vaganov A., Hughes, M. K. and Alexander V.. Shashkin. (2006). Growth Dynamics of Conifer Tree Rings: Images of Past and Future Environments. Springer, 341p.

Väliranta, M., Korhola, A., Seppä, H., Tuittila, E. S., Sarmaja-Korjonen, K., Laine, J. and Alm, J. (2007) High-resolution reconstruction of wetness dynamics in a southern boreal raised bog, Finland, during the late Holocene: a quantitative approach. The Holocene, 17(8), 1093-1107.

Valsson T. and Ulfarsson G. F. (2011) Future Changes in Activity Structures of the Globe under a Receding Arctic Ice Scenario. Futures, 43, 450 – 459.

van Calsteren, P. and Thomas, L. (2006) Uranium-series dating applications in natural environmental science, Earth-Sci. Rev., 75, 155–175.

Vaughan, D. G., et al. (2013), Observations: Cryosphere, in Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by T. F. Stocker et al., chap. 4, pp. 317–382, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F. and Birks, H. J. B. (2012) A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. Quaternary Research, 77(1), 192-204.

Viau, A. and Gajewski, K. (2009) Reconstructing millennial-scale, regional palaeoclimates of boreal Canada during the Holocene, J. Clim., 22, 316–330.

Viau, A., Gajewski, K., Sawada, M. and Bunbury, J. (2008) Low- and High-frequency climate variability in eastern Beringia during the past 25 000 years, Can. J. Earth Sci., 45, 1435–1453.

Vinther, B. M., Clausen, H. B., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Buchardt, S. L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I.K., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Svensson, A., Olsen, J. and Heinemeier, J. (2006). A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. J. Geophys. Res. 111.

Vinther, B. M., Clausen, H. B., Fisher, D. A., Koerner, R. M., Johnsen, S. J., Andersen, K. K., Dahl-Jensen, D., Rasmussen, S. O., Steffensen, J.P. and Svensson, A.M. (2008). et al. Synchronizing ice cores from the Renland and Agassiz ice caps to the Greenland Ice Core Chronology. J. Geophys. Res. 113.

Vinther, B. M., Jones, P. D., Briffa, K. R., Clausen, H. B., Andersen, K. K., Dahl-Jensen, D., and Johnsen, S. J. (2010). Climatic signals in multiple highly resolved stable isotope records from Greenland. Quat. Sci. Rev. 29, 522–538.Vonmoos, M., Beer, J. and Musheler, R. (2006) Large variations in Holocene solar activity – contraints from 10Be in the GRIP ice core, J. Geophys. Res., 11, A10105.

Vorren, K. D., Blaauw, M., Wastegård, S., Plicht, J. V. D. and Jensen, C. (2007) High-resolution stratigraphy of the northernmost concentric raised bog in Europe: Sellevollmyra, Andøya, northern Norway. Boreas, 36(3), 253-277.

Vorren, K. D., Jensen, C. E. and Nilssen, E. (2012) Climate changes during the last c. 7500 years as recorded by the degree of peat humification in the Lofoten region, Norway. Boreas, 41(1), 13-30.

W -----

Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M. and Ritz, S. P. (2015). Holocene climate variability and change; a data-based review. Journal of the Geological Society, 172(2), 254-263.

Wang, J., Yang, B., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Osborn, T. J., Briffa, K. R. and Zorita, E. (2017). Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years. Nature Geoscience, 10(7), 512.

Wanamaker, A. D., Kreutz, K. J., Schöne, B. R., Pettigrew, N., Borns, H. W., Introne, D. S., ... and Feindel, S. (2008). Coupled North Atlantic slope water forcing on Gulf of Maine temperatures over the past millennium. Climate Dynamics, 31(2-3), 183-194.

Ward J. H. (1963). Hierarchical Grouping to Optimize and Objective Function, Journal of the American Statistical Association, 58(301), 236-244.

Wassmann P, Duarte CM, Agusti S, Sejr MK, (2011). Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem. Global Change Biol. 17: 1235–1249.

Weißbach, S., Wegner, A., Opel, T., Oerter, H., Vinther, B. M., and Kipfstuhl, S. (2016). Spatial and temporal oxygen isotope variability in northern Greenland–implications for a new climate record over the past millennium. Climate of the Past, 12, 171-188.

Wetzel, R.G. (2001) Limnology: Lake and River Ecosystems. Academic Press, p. 1006.

Werner, J. P., Divine, D. V., Charpentier Ljungqvist, F., Nilsen, T., and Francus, P. (2017). Spatiotemporal variability of Arctic summer temperatures over the past two millennia: an overview of the last major climate anomalies, Clim. Past Discuss. in review.

White, J. W. C., Barlow, L. K., Fisher, D., Grootes, P., Jouzel, J., Johnsen, S. J., Stuiver, M., and Clausen, H. (1997) The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations, J. Geophys. Res.-Oceans, 102, 26425–26439.

Wiles, G. C., D'Arrigo, R., Barclay, D., Wilson, R.S., Jarvis, S.K., Vargo, L. and Frank, D. (2014). Surface air temperature variability reconstructed with tree rings for the Gulf of Alaska over the past 1200 years, Holocene, 24, 198–208.

Wilkinson, M. D., Dumontier, M., Aalbersberg, I. J., Appleton, G., Axton, M., Baak, A., ... and Bouwman, J. (2016). The FAIR Guiding Principles for scientific data management and stewardship. Scientific data, 3.

Wilson, R., Anchukaitis, K., Briffa, K. R., Büntgen, U., Cook, E., D'Arrigo, R., Davi, N., Esper, J., Frank, D., Gunnarson, B., Hegerl, G., Helama, S., Klesse, S., Krusic, P.J., Linderholm, H., Myglan, V., Osborn, T.J., Rydval, M., Schurer, A., Wiles, G., Zhang, P. and Zorita, E. (2016). Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context. Quaternary Science Reviews, 134, 1-18.

Υ-----

Yiou, P., and Masson-Delmotte, V. (2005). Trends in sub-annual climate variability since the Little Ice Age in Western Europe. Comptes Rendus Geoscience, 337(10), 1001-1012.

Ζ-----

Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J. A. and Brown, J. (2008). Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. Polar Geography, 31(1-2), 47-68.

Zhang, L., L. Wu, and J. Zhang (2011) Simulated Response to Recent Freshwater Flux Change over the Gulf Stream and Its Extension: Coupled Ocean–Atmosphere Adjustment and Atlantic–Pacific Teleconnection. J. Climate, 24, 3971–3988.

Zhou F., Zhang, A. Li, R. and Hoeve, E. (2009). Spatio-temporal simulation of permafrost geothermal response to climate change scenarios in a building environment. Cold Regions Science and Technology 56(2–3): 141–151.

Zimov, S. A., Schuur, E. A., and Chapin, F. S. (2006). Permafrost and the global carbon budget. Science, 312(5780), 1612-1613.

LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX

### Liste des figures

Figure 1. Synthèse des différentes définitions de la région Arctique-subarctique	16
Figure 2. Principaux courants marins (profonds et de surface) au sein de l'océan	
Arctique	18
Figure 3. Représentation d'un vortex polaire fort (exemple de novembre 2013) et d'un vortex polaire	
faible (exemple de janvier 2014)	19
Figure 4. Le lac Michigan aux Etas-Unis lors de la vague de froid de janvier 2014 liée à	
l'affaiblissement du vortex polaire	20
Figure 5. Evolution des températures de surface moyennes annuelles observées entre 1950 et	
2016	21
Figure 6. Moyenne zonale des tendances des températures en hiver, au printemps, en étété et en	
automne	22
Figure 7. Comparaison entre les températures moyennes mensuelles en °F sur la période 1979-	
1999 AD et 2000-2017 AD à la station météorologique de Utqiagvik (Barrow, Alaska)	23
Figure 8. Moyennes annuelles simulées et projetées de la température moyenne dans la région	
Arctique à partir de 14 modèles climatiques globaux	24
Figure 9. Etendue du couvert de glace de mer dans la région Arctique en septembre 1980 et	
septelbre 2017	25
Figure 10. Etendue maximale du couvert de glace de mer dans la mer de Béring depuis 1979	26
Figure 11. Perte cumulée de masse du Groenland dérivée de 18 études récentes et contribution	
équivalente au niveau marin	27
Figure 12. Couverture spatiale du pergélisol dans la région Arctique-subarctique	28
Figure 13. Répartition géographique de la fraction de neige simulée dans la région Arctique	30
Figure 14. Délimitation des passages du Nord-Est et du Nord-Ouest dans la région Arctique-	
subarctique	32
Figure 15. Probabilité de réussite d'exploitation de champs de pétrole potentiels dans la région	
Arctique	34
Figure 16. Effondrement d'une habitation sur la côte du village de Shismaref (Alaska)	39
Figure 17. Teneur en isotopes dans la neige par rappport à la température locale	48
Figure 18. Exemple de synthétisation de l'information contenue dans les séries paéloclimatiques	
par comparaison visuelle	50
Figure 19. Synthèse de la variabilité climatique Holocène enregistrée dans l'hémisphère nord	
réalisée par Mayewski et al., 2004	52
Figure 20. Groupes de travail régionaux du projet PAGES 2k	55
Figure 21. Réparition des différentes types d'archives paléoclimatiques disponibles pour chacune	
des régions du projets PAGES 2k	55
Figure 22. Tendance au long-terme des températures dans la région Arctique-subarctique à partir	
des reconstructions des températures (moyennes décennales) publiées par Kaufman et al. (2009)	
et McKay and Kaufman (2014)	57

Figure 23. Reconstitutions des températures régionales à l'échelle continentale	61
Figure 24. Les différentes formes de la variabilité climatique (adaptée de Marcus et Brazel, 1984)	65
Figure 25. Série temporelle synthétique présentant les notions de stationnarité et non-stationnarité	
d'un signal	69
Figure 26. Exemple de test de Mann-Kendall sur les données instrumentales de températures pour	
la région Arctique-subarctique (64-90 %) sur la période 1880-2000 AD	71
Figure 27. Exemple de lissage LOESS sur les données instrumentales de températures pour la	
région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD	73
Figure 28. Exemple d'autocorrélation sur les données instrumentales de températures pour la	
région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD	75
Figure 29. Pentes des spectres de Fourrier en échelle bilogarithmique (Hardy et Beier 1994 dans	
Fournillon, 2012)	76
Figure 30. Détermination de la pente du spectre de Fourier pour les données instrumentales de	
températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD	77
Figure 31. Spectres locaux obtenus par analyse en ondelettes continue des données	
instrumentales de températures pour la région Arctique-subarctique (64-90 °N) sur la période 1880-	
2000 AD	79
Figure 32. Spectres locaux obtenus par analyse en ondelettes continue des séries temporelles	
avec des caractéristiques spectrales connues	82
Figure 33. Classification des séries temporelles avec des caractéristiques spectrales connues	
présentées à la figure 32	83
Figure 34. Localisation et types d'archives paléoclimatiques contenues dans la base de données	
PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014)	90
Figure 35. Localisation des séries sélectionnées dans la région Atlantique Nord (a) et répartition	
en fonction du type d'archive (b) et de la résolution (c)	93
Figure 36. Interprétation des résultats du test de Mann-Kendall sur les séries sélectionnées dans	
la base de données PAGES Arctic 2k sur le secteur Atlantique Nord1	02
Figure 37. Influence de la résolution temporelle (a) et de la fenêtre temporelle d'étude (b) sur la	
détermination de la tendance d'une série1	02
Figure 38. Valeurs des coefficients $\beta$ déterminées à partir des spectres de Fourier des séries	
sélectionnées dans la base de données PAGES Arctic 2k sur le secteur Atlantique Nord1	04
Figure 39. Modes de variabilité caractérisant le signal des séries sélectionnées en Atlantique Nord	
obtenus à partir des spectres en ondelettes continus individuels1	06
Figure 40. Spectres en ondelette continues obtenus sur la série glaciaire Arc_44 (Devon Ice Cap,	
Fisher et al., 1983) à partir des données originales (haut) et à partir des données sur-	
échantillonnées au pas de temps annuel (bas)1	07
Figure 41. Classification en ondelette obtenue à partir des séries sélectionnées dans la base de	
données PAGES Arctic 2k sur le secteur Atlantique Nord1	80
Figure 42. Spectres individuels des enregistrements à résolution annuelle lacustre (Arc_04, Cook	
et al., 2004) et glaciaire (Arc_35, Vinther et al., 2010)1	09

Figure 43. Corrélation entre les données de température observée et la reconstruction des
températures PAGES Arctic 2k entre 1880 et 2000 AD (McKay et Kaufman, 2014)115
Figure 44. (a) Température instrumentales observées (GISTEMP Team, 2016), (b) reconstruction
des températures (McKay et Kaufman, 2014) et (c) enregistrement moyen calculé à partir des
séries paléoclimatique de la base de données PAGES Arctic 2k dans la région Arctique-subarctique
(64-90 °N) sur la période 1880-2000 AD117
Figure 45. Spectres globaux obtenus par analyse de la cohérence d'ondelette entre les
températures instrumentales observées et la reconstruction des températures (courbe rouge), et
entre les températures instrumentales observées et l'enregistrement moyen (courbe bleue) sur la
période 1880-2000 AD119
Figure 46. Reconstruction des oscillations à ~ 50-70 ans pour les températures instrumentales
observées (courbe rouge) et la reconstruction des températures publiée par McKay et Kaufman,
2014 (courbe noire)
Figure 47. (a) Enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies et (b)
reconstruction des températures publiée par McKay et Kaufman (2014)122
Figure 48. Comparaison entre la reconstruction des températures des derniers 2000 ans de McKay
et Kaufman (2014) et l'enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies123
Figure 49. Enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies, lissage LOESS
à 30 ans (courbe noire) et tendances linéaires (pointillés) associés124
Figure 50. Enregistrement moyen global calculé à partir des données standardisées contenues
dans la base de données PAGES Arctic 2k et spectre en ondelette associée125
Figure 51. Enregistrement moyen global calculé à partir des données standardisées contenues
dans la base de données PAGES Arctic 2k et reconstruction de la bande de fréquences 50-70 ans
(courbe rouge)126
Figure 52. Résultats de la méthode des EOF sur les données de températures annuelles extraites
à partir des données de réanalyses 20CR de la NOAA146
Figure 53. Composantes principales pour les données de températures annuelles et saisonnières
sur la période 1871-2011. Les courbes en pointillés bleus et rouges correspondent aux tendances
linéaires déterminées à l'aide du test de Mann-Kendall147
Figure 54. Spectres globaux résultant de l'analyse en ondelettes continue des températures
annuelles et saisonnières dans la région Arctique-arctique. Le seuil de significativité à 95% est
indiqué par la courbe en pointillés gris150
Figure 55. Enregistrements moyen globaux basés sur l'ensemble des séries de la base de données
PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014), sur les séries caractérisées par une saisonnalité
estivales uniquement et sur celles caractérisées par une autre saisonnalité152
Figure 56. Enregistrements moyen globaux sur la période 1871-2000 et basés sur l'ensemble des
séries de la base de données PAGES Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014), sur les séries
caractérisées par une saisonnalité estivale uniquement et sur celles caractérisées par une autre
saisonnalité153

#### Liste des tableaux

Tableau 1. Séries paléoclimatiques intégrées à la base de données PAGES Arctic 2k v1.1.186
Tableau 2. Séries paléoclimatiques intégrées à la base de données PAGES Arctic 2k v2.0
Tableau 3. Nombre de séries par type d'archive et de proxies91
Tableau 4. Description des séries sélectionnées dans la base de données PAGES Arctic 2k
(v.1.1.1) pour le secteur Atlantique Nord
Tableau 5. Synthèse des relations entre proxy et températures reconstruites pour les séries de la
base de données Arctic 2k (McKay et Kaufman, 2014) à partir de l'interprétation des auteurs96
Tableau 6. Résultats du test de Mann-Kendall pour les séries sélectionnées dans la base de
données PAGES Arctic 2k (v1.1.1) sur le secteur Atlantique Nord101
Tableau 7. Résultats du test de Mann-Kendall sur la période 1880-2000 AD pour les températures
instrumentales (GISTEMP Team, 2016), la reconstruction de températures de McKay et Kaufman
(2014) et l'enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies116
Tableau 8. Coefficients de corrélation de Pearson entre les températures instrumentales
(GISTEMP Team, 2016), la reconstruction de températures de McKay et Kaufman (2014) et
l'enregistrement moyen global calculé à partir des données de proxies sur la période 1880-2000
AD118
Tableau 9. Résultats du test de Mann-Kendall pour la reconstruction de températures des derniers
2000 ans de McKay et Kaufman (2014) et l'enregistrement moyen global calculé à partir des
données de proxies
Tableau 10. Liste des saisonnalités en fonction des types de proxies et archives disponibles dans
la base de données PAGES Arctic2k144

Tableau 11. Résultat des tests de tendances Mann-Kendall sur les courbes de températures	
moyennes saisonnières et annuelles	.148
Tableau 12. Coefficients de corrélation entre les courbes de températures moyennes saisonnières	
et annuelles	.149
Tableau 13. Séries paléoclimatiques permettant l'étude des variations hydroclimatiques dans la	
région Arctique-subarctique	.164
Tableau 14. Validation des critères de sélection pour les séries contenues dans la base de données	
Hydro 2k v.0	.167

## **ANNEXE**

# Training manual for signal analysis of palaeoclimate series using R software

Marie Nicolle

Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C

April 2017
### Introduction

The Wavelet Analysis (WA) is particularly adapted for the study of non-stationary processes, i.e. discontinuities and changes in frequency or magnitude (Torrence and Compo, 1998). Contrary to the Fourier transform, WA is used to decompose a signal into a sum of small wave functions of a finite length that are highly localized in time, for different exploratory scales. By difference, Fourier transform aims to separate a signal into infinite-length oscillatory functions (sine waves) like, which results in a complete loss of time information as separated frequencies always apply to the entire length of the signal. WA corresponds to a band-pass filter which decompose the signal on the base of scaled and translated versions of a reference wave function. The "Morlet" wavelet was chosen as wavelet reference. Several type of wavelets are available but the Morlet wavelet one offers a good frequency resolution and is most of the time used with a wavenumber of 6 for which wavelet scale and Fourier period are approximately equal. More informations about the theory and application of the wavelet analysis can be found in Torrence and Compo (1998).

This training manual provides a step-by-step procedure to perform wavelet analysis on a palaeoclimate data serie. The wavelet analysis are run by using "R" (Team, 2016), a free software environment for statistical computing and graphics. It runs on UNIX platforms, Windows and MacOSX. The current version of the script was developed for R version 3.3.1. It can be run under Rstudio as well which has a slightly more user-friendly interface. The script to perform wavelet analysis used the 0.20.11 version of the "biwavelet" package computed by Gouhier et al. (2016).

This tutorial was written for performed wavelet analysis in R (Mac and Windows). It provides an easy way to determine variabilities modes that can be characterized a palaeoclimate time serie but also several advices (write in green) to prepare the data to be analyzed, understand the results and highlight particularities that can be occur due to the nature of the paleoclimate series.

### 1. Downloading and installing the R software and the "biwavelet" R package

R can be downloaded freely from the website CRAN (Comprehensive R Archive Network).

To **download the R software**, go to <u>http://www.r-project.org/</u> and click on "**download R**". After choosing your nearest location among a list of available mirrors, follow the on-screen instructions for downloading and installing:

- For Windows: click on the base subdirectory link to access to the download page. During installation, the 64bit version is optional but not required.
- For (Mac) OS X: For users of Mac OS 10.6 and higher, you can download and install the R-3.3.3 package. For other version of OS, links to previous versions of R are available on the download page.
- If you are Linux users, we can only recommend to follow the instructions from the R website.

To download the "biwavelet" package, open the R software:

 For Windows: In the menu bar click "Packages" > "Load package..." and choose the "biwavelet" package. If you used RStudio, click "Packages" > "Install", choose "Install from: repository (CRAN, CRANextra), and write the name of the package (Fig. 1).



### Figure 1: How to install the "biwavelet" package under RStudio (Windows)

• For (Mac) OS X: In the menu bar click "Packages & Data" > "Package Installer", select the repository and package type and press "Get List". Choose the "biwavelet" package.

## To **load and attach the "biwavelet" package**, write this command in **R console** (Fig. 2): library("biwavelet", lib.loc="~/R/win-library/3.3")

### Annexe I : Tutoriel pour l'analyse du signal des séries paléoclimatiques à l'aide du logiciel R



Figure 2: How to load the "biwavelet" package under RStudio (Windows)

### 2. Downloading the "wavelet\_analysis" zip-file

After **unzipping the "R\_wavelet\_analysis" file**, you will see three folders (Fig. 3):

- The **Data** folder which will contain the paleoclimate time series to be analyzed.
- The Figures folder which will contain the resulting figures of the wavelet analysis.
- The Wavelet\_Analysis folder which contain the script to perform the univariate Continuous Wavelet Analysis (CWA.R).



Figure 3 : Structure of the "R\_wavelet\_analysis" folder.

### 3. Preparing and formatting the data file

**3.1.** Check the time step

Open your file **in Excel** and make sure that your data have a **constant time step**. If your data doesn't have constant time step, you have to resample your data. Resampling step must be check before performed wavelet analysis to be sure that no artificial signal has been created. We cannot recommend particular method, it depend on the quality of your dataset. We preconize to not oversampling your data compared to the initial mean time step. Oversampling create an artificial signal that doesn't existing in the original data and has an influence on the resulting wavelet spectrum, making significant variabilities that are not in the original data (Fig. 4).



Figure 4: Effect of data oversampling on wavelet analysis.

### **3.2.** Delete the trend

Wavelet analysis is sensitive to large long-term fluctuation that can occur in the paleoclimate serie so even if we can be directly performed the analysis, results will be better if the trend is deleted and separately analyzed. In fact, low-frequency variability linked to the trend can hide variabilities expressed in higher frequencies (Fig. 5).



Figure 5: Effect of data oversampling on wavelet analysis.

### **3.3.** Format the file

It is important that the files containing your data are formatted exactly the same, in order to perform wavelet analysis. Open your data file **using Excel** and **make sure of the following**:

- Our file contains two columns: the first column is the time and the second contains your data
- The two columns have **headers**, e.g. "Time" and "Proxy data"
- The time step is constant
- They are **no missing values**. If it is the case, you must replace the missing values with Gaussian Noise because it is not auto-correlated and does not affect the wavelet analysis.
- The character used for decimal is "."

After checking all the items listed above, save your data file as tab-delimited text file (".txt") in the Data folder.

### • 4. Set the working directory

Before starting to performed wavelet analysis, it is necessary to set the working directory for the analysis:

For Windows: In the menu bar click "File" > "Change dir..." and choose the R\_wavelet\_analysis folder (Fig. 6)

e Edit Code View Plots S	ession Build Debug Tools Help	1			
• 🐨 • 🔒 🔒 🗎	New Session	Project: (None			
e) Untitled1 × P MK_test.Arc ↓ 2 ↓ Source 1 2 →	Interrupt R Restart R Ctrl+Shift+F10 Terminate R	nature_nao.F » 👝 🗖	Environment History		
		Source 🔹 🛎	☐ ☐ To Console → To Source ♀ ✓ library("biwavelet", lib.loc="~/R/win-library/3.3"		
	Set Working Directory	To Source File Loca	tion		
	Load Workspace	To Files Pane Location			
	Save Workspace As	Choose Directory	Ctrl+Shift+H		
	Clear Workspace	kages Help Viewer			
1:1 (Top Level) \$	Quit Session Ctrl+Q	R Script \$	🧔 🤤 i 😕 Zoom i 🛃 Export • 👰 i 🖉		
Console C:/Users/nicolleadmin/De	sktop/R_wavelet_analysis/ 🔗	-0			

Figure 62: How to set the working directory to performed wavelet analysis

 For (Mac) OS X: In the menu bar click "Misc" > "Change Working Directory" and choose the R\_wavelet\_analysis folder

After set the working directory, **copy the entire link** that appear in the R console, for example:

setwd("C:/Users/admin/Desktop/Wavelet\_Analysis/R\_wavelet\_analysis")

Saved the working directory using this command in R console:

directory < - setwd("C:/Users/admin/Desktop/Wavelet\_Analysis/R\_wavelet\_analysis")</pre>

### 5. Configure and run the wavelet analysis script

### **Open the script** (Fig. 7):

- For Windows: In the menu bar click "File" > "open script" and select the CWA.R script in the R\_wavelet\_analysis folder
- For (Mac) OS X: In the menu bar click "File" > "open document" and select the CWA.R script in the R\_wavelet\_analysis folder

In the script, there are two parts: "Configuration" and "Analysis". Please do not make change in the "Analysis" part. Only the "Configuration" part must be modified and adapted to your data.

### **Configure the script** in the "**Configuration part**":

- file: name of your text file, e.g. "GISP2.txt"
- file\_name: main title using on figures, e.g. "GISP 2 glacial record"
- time\_units: time units corresponding to x-axis on figures , e.g. "year AD"
- **proxy**: data units corresponding to y-axis on figures, , e.g. "d18O"
- **sig.level**: significance level, e.g. 0.95 for a 95% confidence level
- **t0**: the corresponding first year of your data
- **tf**: the corresponding last year of your data

Save the modification and **run the entire script** (Select the script and run).



The figures generated will be automatically saved in the Figures folder.

### 6. Interpret the results

### 6.1. Figures generated

Two figures are automatically saved in the **Figures folder** after wavelet analysis: the local wavelet spectrum and the global wavelet spectrum.

• The local wavelet spectrum allows description and visualization of power distribution (z-axis) according to frequency (y-axis) and time (x-axis). Colors represent the amplitude of the signal at given time and spectral period (red equals highest power, blue lowest).

The cone of influence – an area where frequencies are underestimated due to the need to zero-pad the serie for wavelet analysis– is represented with the white line.

Black line highlight the fluctuations that are significant at the chosen significance level.

• The global wavelet spectrum allows description and visualization of power distribution (y-axis) according to frequency (x-axis).

Red dashed line highlight the fluctuations that are significant at the chosen significance level.

### 6.2. Large amplitude event

Wavelet analysis is sensitive to large amplitude event (e.g. 8.2 kyr event during the Holocene). The large amplitude event may hide lowest frequencies recorded (Fig. 7). We performed a second wavelet analysis and replace the event with Gaussian noise.



Figure 8: Effect of large amplitude event on wavelet analysis spectrum.

### References

- Gouhier, T. and Grinsted, A.: biwavelet: Conduct univariate and bivariate wavelet analyses. R package version 0.13, Available at: https://cran.rproject.org/web/packages/biwavelet/biwavelet.pdf, accessed April 2017.
- Team RC. (2016) R: A language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- Torrence, C. and Compo, G.P.: A practical guide to wavelet analysis, Bull. Am. Meteorol., 79, 61-78, 1998.

### **ANNEXE II**

### DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES



Faculty of Science University of Gothenburg

20/02/2018

### To Whom it May Concern

This is to describe the contribution of Marie Nicolle to the article "Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years: current understanding and research challenges", Climate of the Past, DOI: 10.5194/cp-14-1-2018.

As second author of the paper, Marie's contribution included being "section lead author" of section 5.1: "A composite of Arctic hydroclimate variability during the last 1200 years". In this section she assembled data, created a database, made all analyses and presented the results in writing. In addition she contributed to sections 1 and 6.

Sincerely,

1/ IM

Professor Hans Linderholm Lead author

Department of Earth Sciences Guldhedsgatan 5 A, PO Box 460, SE 405 30 Gothenburg, Sweden +46 31 786 00 00 www.gvc.gu.se

### **ANNEXE III**

Au Bourget du Lac, le 4 septembre 2018



Pierre Sabatier Maitre de conférences

> Université de Savoie Campus scientifique Pôle montagne F 73376 Le Bourget du Lac cedex T. 04 79 75 88 67 F. 04 79 75 81 71 pierre.sabatier@univ-savoie.fr http://edytem.univ-savoie.fr UMR 5204

Objet : contribution de Marie Nicolle à un article en révision à PNAS

Cher(e) collègue,

Cette lettre a pour but de décrire la contribution de Marie Nicolle à l'article intitulé « Past African dust inputs controlled by the Intertropical Convergence Zone and solar irradiance » actuellement en révision à PNAS.

Marie est deuxième auteur de cet article car elle a eu une contribution majeure notamment dans l'analyse des données produites par l'intermédiaire de l'étude géochimique de la carotte sédimentaire de lac de Bastani. Elle a en particulier réalisé les analyses en ondelette des différents signaux et ceux à plusieurs reprises en lien avec l'évolution de l'article, elle a rédigé les parties « methods » et les « supporting information » en lien avec ces analyses et à plusieurs fois relu et corrigé l'intégralité du manuscrit. Par ailleurs, elle a également été très active dans la rédaction de la lettre de réponses au reviewers et à la réalisation d'analyses complémentaires à cette fin.

Pour terminer, ce fut un plaisir de travailler avec elle et j'espère que cela se reproduira dans le futur.

Cordialement

Pierre SABATIER Maître de conférence – Université de Savoie

Référence complète de l'article :

**Sabatier, P., Nicolle, M.,** Piot, C., Colin, C., Debret, M., Swingedouw, D., Bellingery, M.C., Chazeau, B., Develle, A.L., Copard, Y., Reyss, J.L., Malet, E., Jouffroy-Bapicot, I., Poulenard, J., Didier, J., Arnaud, F., Vannière, B. Past African dust inputs controlled by the Intertropical Convergence Zone and solar irradiance, Submitted to PNAS.

Sous la co-tutelle de



Laboratoire **EDYTEM** Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne CNRS UMR 5204 - UFR CISM Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne Campus scientifique - Bâtiment Pôle Montagne - F 73376 - Le Bourget du Lac cedex Secrétariat : Tél. 33 (0)4 79 75 87 07 ou 84 ; Fax 04 79 75 81 71 ; sec-edytem@univ-savoie.fr

### **ANNEXE IV**

# Past African dust inputs controlled by the Intertropical Convergence Zone and solar irradiance

Sabatier Pierre<sup>1</sup>, Nicolle Marie<sup>2</sup>, Piot Christine<sup>3</sup>, Colin Christophe<sup>4</sup>, Debret Maxime<sup>2</sup>, Didier Swingedouw<sup>5</sup>, Bellingery Marie-Charlotte<sup>1,3</sup>, Chazeau Benjamin<sup>1,3,6</sup>, Develle Anne-Lise<sup>1</sup>, Copard Yoann<sup>2</sup>, Reyss Jean-Louis<sup>1</sup>, Malet Emmanuel<sup>1</sup>, Jouffroy-Bapicot Isabelle<sup>7</sup>, Poulenard Jérôme<sup>1</sup>, Didier Julien<sup>7</sup>, Arnaud Fabien<sup>1</sup>, Vannière Boris<sup>7</sup>

1: EDYTEM, Université Savoie Mont-Blanc, CNRS, Le Bourget du Lac, pierre.sabatier@univ-savoie.fr

- 2 : M2C, Université de Rouen, CNRS, Rouen
- 3 : LCME, Université Savoie Mont-Blanc, Le Bourget du Lac
- 4 : GEOPS, CNRS-Université de Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Orsay
- 5 : EPOC, CNRS-Université de Bordeaux, Pessac.
- 6 : LCE, Université Aix-Marseille, CNRS, Marseille
- 7 : Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté, CNRS, Besançon

North Africa is the world's largest source of mineral dust in the Earth system, with impacts on biogeochemical cycles and the absorption of solar radiation, as well as indirect effects that occur through cloud formation<sup>1</sup>. In the recent period, wind seems to be responsible for most of the variability<sup>2</sup>, but some studies suggest that agriculture is the main driver<sup>3</sup>. In this context, a long-term, high-resolution African dust record is needed to understand the parameters governing the emission and transport to the Atlantic and Mediterranean areas and the role this process plays in the climate system. Here, we present a high-resolution record of African dust inputs to the Mediterranean area from a 3150 yrs cal BP sediment core sampled from a high-elevation lake on Corsica Island, which has received only African dust input through atmospheric deposition in summertime. The western and northern regions of the Sahara were the main dust sources to the Mediterranean area during this period, which is consistent with current observations<sup>4</sup>. We show that long-term Saharan dust inputs have been forced by the Intertropical Convergence Zone (ITCZ<sup>5</sup>) migration since 1000 yrs cal BP. A southern position allows for higher wind and lower precipitation in the Sahara, making dust available to be mobilized and exported, as suggested for the modern period<sup>6</sup>. Wavelet analyses of the reconstructed dust input and total solar irradiance (TSI<sup>7</sup>) show common short-term cycles at 200 and 300 years, with increases in dust input to the Mediterranean area during the period of low TSI over the entire record. TSI variations influence the climate and can slightly modify the atmospheric circulation<sup>8,9</sup>, which may explain the

## modulation in dust input in the Mediterranean area that we observe, through changes in wind and dust transport pathways.

The dust cycle is an important part of the Earth system: each year, an estimated 2000 Mt of dust is emitted into the atmosphere<sup>10</sup>. Mineral dust plays a role in the different components of the climate by affecting the radiative budget and therefore the energy inbalance of the Earth system. It is also contributing to the carbon cycle as an external source of nutrients to the oceans and remote terrestrial ecosystems<sup>10,11</sup>. Understanding dust sources, transport and deposition requires the study of both past and present climatic variations. Dust deposition recorded in marine and continental sediments indicates that dust fluxes have changed greatly in the past , such as during the transitions from glacial to interglacial climates<sup>11</sup>. However, except for the African Humid Period (AHP)<sup>12</sup>, the influence of the Holocene climate variability on the past dust cycle remains poorly quantified and has led to large uncertainties in paleoclimate scenarios, notably based on simulations from Earth system models<sup>13</sup>.

Past dust depositions in the Atlantic<sup>12,14</sup> and Mediterranean<sup>15–18</sup> regions are classically reconstructed from marine sediment cores. The respective influence of fluvial versus eolian input and the low time resolution of climatic proxy records over the Holocene period do not allow for studies of the short-term (decadal to centennial) variability. A recent study shows the potential for high-elevation lake sediment to record African dust<sup>19</sup>, despite the low resolution of the sequence.

In this paper, we present a high-resolution African dust record from sediment cores sampled in Lake Bastani, a high-elevation lake (2092 m above sea level) located on Corsica Island in the northwestern Mediterranean Sea (Figure 1; SI1), which is allowing to explore the variability of African dust inputs over the Holocene with relatively high temporal resolution. This watershed is restricted and mainly composed of granodiorite, providing very few eroded materials to the lake and containing no permanent streams. The sediment contains an intermediate organic content and no carbonate. The non-carbonate ignition residue (NCIR) is up to 80% and mainly composed of biogenic silica (diatoms) and terrigenous input from both the watershed and eolian flux, as confirmed by geochemical analyses (SI2). The sediment core chronology is based on short-lived radionuclide data and 5 radiocarbon dates, providing a precise age model over the last 3150 yrs cal BP (Figure 2). This age model is confirmed by three Pb peaks at the Roman Period (with a double peak centered at 270 and 120 yrs cal BC); the Medieval Period (1120 yrs cal AD); and since 1870 yrs cal AD (Figure 2), which corresponds to industrial period with a

maximum between 1980 and 1970 yrs cal AD related to the Pb additives in gasoline. The two older Pb peaks correspond to well-known past metallurgic activities in the Mediterranean area<sup>20</sup> and demonstrate that the age model is well defined and that this lake system is ideal for recording atmospheric input. The NCIR (eolian, watershed, biogenic silica) flux for the last century in Lake Bastani is 4.5 g.m<sup>-2</sup>.yr<sup>-1</sup>. This estimation have to be compared to the longest deposition dust fluxes measured in Corsica Island (10 years) that vary between 4 to 26 g.m<sup>-2</sup>.yr<sup>-1 21</sup>, where the lower value of this range correspond to the NCIR flux calculated from lake Bastani. Even a low dust deposition year (2013 : 2.1 g.m<sup>-2</sup>.yr<sup>-1</sup>)<sup>4</sup> corresponds to half of the NCIR flux. Thus, even though eolian input may vary from one year to another, dust flux measured in Corscia Island represents almost all the silicate source in this system and input from the watershed could be neglected in the variability of our reconstructed signal.

In Mediterranean area, despite a large daily variability, climatological data show a clear seasonal cycle of African dust transport with a maximum during the dry season: Transport begins over the eastern basin in spring and spreads over the western basin in summer<sup>22</sup>. This dust mobilization is strongly related to the presence of low pressure systems over North Africa<sup>22</sup>.

Dust depositions in the western Mediterranean region, including Corsica Island, originate from three main dust emission hot spots: PSA1 (northern Sahara), PSA2 (western Sahara) and PSA3 (Sahel)<sup>23,24</sup> (Figure 1), as illustrated by deposition collectors associated with satellite observations and back trajectory analysis<sup>4,25</sup> (Figure 1a). In northern Africa, the ratio of the clay minerals, such as illite and kaolinite (I/K ratio) and chlorite and kaolinite (C/K ratio), can serve as "fingerprints" of specific source areas<sup>16,26,27</sup> (Figure 1). The fibrous clay mineral (palygorskite), typical from arid to semiarid areas, appears to be a suitable source marker for the northwestern Sahara (PSA1 and PSA2). The 3150 yrs cal BP Lake Bastani sediment record reveals a relatively high level of palygorskite; therefore, African dust deposits constitute a major part of the fine terrigenous flux in this lake (Figure 3a). The I/K ratio is typical of the Saharan sources but not the Sahelian source (Figure 3b). The intermediate value of the C/K ratio falls between the two Saharan sources but is closer to the western Saharan value (Figure 3c). This result agrees well with the modern dust provenance area identification for Corsica Island through air mass trajectories, with a dominant dust flux from the western (>30%) and northern (25-30%) Sahara<sup>4</sup>.

In African dust, iron is present in Fe-containing silicate, iron oxide and hydroxide coating and cement on grains and in the lattice of clay minerals<sup>24,27</sup>. Fe could also be incorporated into the

Lake Bastani sediment through rock erosion in the watershed. Other terrigenous elements present in the African dust, such as K and Ti, have the same variations as Fe, but the Fe signal is less noisy. Ca is also a tracer for the carbonate minerals (calcite and dolomite) and is present in the African dust; however, Ca was not identified in the Lake Bastani carbonate using infrared spectrometry. The absence of carbonate in the sediment could be linked to calcite dissolution during both transport<sup>28</sup> and deposition in the lake water. The Ca content in the sediment from Lake Bastani is low, but there are traces of terrigenous input from the watershed in the form of Ca-rich plagioclase. Considering that the watershed lithology is homogenous (SI1) and there are no grain-size variations in the Lake Bastani sediment (SI2), the Fe/Ca ratio from the eroded material is constant, and thus the Fe/Ca ratio (Fedust+Fewatershed)/Cawatershed) has been used to reconstruct dust input variations (Figure 3d). A high-resolution Fe/Ca ratio over the last 3150 yrs cal BP show a long-term variation with a significant increase from approximately 1500 yrs cal BP and centennial scale variations, as well as an increase during the Little Ice Age (650-50 yrs cal BP) (Figure 2d). Over the last century, we observed an African dust increase that reached a maximum value of between 1945-1975 and then a decrease until today, like the decrease trend observed by Evan and Mukhopadhyay<sup>29</sup>. African dust input variations on Corsica are potentially linked to the availability of dust sources that could be mobilized and to the transport pathway that allows dust to reach this island.

Modern increases in winter dust emissions are correlated with a southerly position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over North Africa, which are associated with increased surface winds over central and western North Africa, whereas precipitation plays a relatively minor role<sup>6</sup>. Over a longer period, a drastic decline in dust flux occurred during the AHP (11,7-5 kyrs) and reflects a combination of decreased wind and increased precipitation, which is associated with a northward shift of the ITCZ<sup>12,15,17</sup>. The reconstructed dust signal in Lake Bastani shows a long-term increasing trend, similar to the long-term southward migration of the ITCZ<sup>5</sup> (Figure 3d, e). These two reconstructed signals present a good correlation (R<sup>2</sup>=0.90, p-value<  $2.2e^{-16}$ , F-statistic = 4857) and a break-point on linear regression model at 1010 yrs cal BP with a positive trend since that time which could reflect the availability of dust sources for mobilization, suggesting a long-term forcing of the ITCZ migration on the dust export to the Mediterranean area. This interpretation is supported by the lower palygorskite content since the 1100 yrs cal BP and at lower extent by the long-term decreasing trend of *I*/K over the whole record; both indicate that Sahelian sources have progressively increased, even if Saharian sources still dominate the signal.

A recent study shows that wind intensity is an important factor controlling African dust variability over the last several decades<sup>2</sup>, which explains why time series of dust are correlated with diverse climate phenomena such as the NAO, ITCZ, and Sahelian drought. To test such relationship over the last millennium, wavelet analyses have been performed on the Bastani dust inputs, total solar irradiance (TSI)<sup>7</sup>, ITCZ<sup>5</sup>, ENSO<sup>30</sup> and North Atlantic Oscillation (NAO)<sup>31</sup> reconstructions. They highlight significant cyclicities (up to more than 95% level of confidence, Figure 4a, b, c, SI4). The scalogram of dust inputs presents three different cycles of approximately 200, 300 and 600 years (Figure 3c). The power spectrum of the ITCZ<sup>5</sup> and ENSO<sup>30</sup> reconstructions do not show significant cycles, except between 2500-3100 yrs cal BP for the ITCZ reconstruction with a period of approximately 200 years common with the dust signal (Figure 4b). A recent NAO reconstruction for the past millennium<sup>31</sup>, based on 48 annually resolved proxy records and validated by past-millennia climate simulations, show that an NAO index reconstruction based on two proxies is not sufficient to define the long-term NAO variability. Although this record covering is only the last millennium, wavelet analyses have been performed and display cycles of approximately 200 and 300 years (SI4). Wavelet reconstruction for the wavelengths of 200 and 300 years of dust inputs and NAO show covariation for the last 700 yrs cal BP (SI4), suggesting that dust inputs increases during positive NAO. Moulin et al.,<sup>32</sup> showed that over the modern period, positive NAO with drier conditions over southern Europe, the Mediterranean Sea and northern Africa induce higher dust transport and affect both the pattern and intensity of the transport of African dust<sup>32</sup>. However, it is difficult to conclude that there is a statistically robust dust input-NAO due to the shortness of the NAO reconstruction. Moreover, since the largest NAO variability is occurring in winter while dust signal in the Mediterranean region is mainly related with spring to summer winds, it seems coherent to find such a low relationship between these two signals. The scalogram of TSI reconstructions shows significant periodicities already known from cosmic-ray-produced radionuclide records<sup>7</sup>, such as the de Vries cycle (approximately 200 yrs) and another period of approximately 300 yrs. These two cycles are the same as the two shorter cycles observed in the dust inputs (Figure 3a, c). Wavelet reconstruction for the wavelengths of 200 and 300 years of dust inputs and TSI (reverse scale) also show a strong correlation (Figure 4d, r = -0.47, p-value < 0.001). Variation in the solar UV radiation affects the stratospheric ozone, leading to temperature variations. The resulting temperature gradients lead to changes in the zonal wind, which change the planetary wave-mean flow interactions and appear to be an indirect effect of the changes in the global atmospheric circulation through the `top-down' mechanism<sup>8</sup>. Thus, large changes in solar radiation indirectly affect the climate by inducing atmospheric changes, such as in the large European Atlantic sector with wind and precipitation changes<sup>9</sup>, or in the Mediterranean area, which results in both increased storminess<sup>33</sup> and a higher flood frequency<sup>34,35</sup>.

To explain the link we found between TSI and dust records, we argue that changes in the TSI can (slightly) modify the main wind patterns. Indeed, a decrease in TSI diminish the energy available in the tropical area in summer time, possibly limiting the episodes of deep convection, leading to a narrowing and weakening of the Hadley cell<sup>36</sup>. Such a weakening will then induce through its descending branch a decrease in the magnitude of the anticyclones over North Africa, i.e. a negative sea-level pressure or low-pressure anomaly. Such a low-pressure anomaly is known to increase the dust transport over the recent period<sup>22</sup>. To support such a link between TSI and changes in pressure pattern over North Africa, we have performed a regression analysis over the instrumental period, using TSI reconstruction<sup>37</sup> and the NOAA 20CR reanalysis. We find in spring a significant negative anomaly in pressure when TSI is decreasing (Figure S5), which is going in line with the mechanism depicted before. Therefore, we argue that such a relatively simple process can explain the link we found between low TSI and higher dust inputs records in Corsica for the last few millennia, through changes in wind and transport pathways of dust; while since 1000 yrs cal BP, the long-term ITCZ southward migration reflects the increased availability of dust sources to be mobilized by an increase in wind and a decrease in precipitation. The highlighting of these two climatic controls on dust inputs at different timescales allows for a better definition of the dust-climate interactions from a long-term perspective and will help to reduce the uncertainties that presently exist in Earth system models.

### Acknowledgements:

This research is part of the HoTMED project (lead by Boris Vannière) and funded by the Région Franche-Comté through the University of Franche-Comté and by the CNRS through the PaleoMEx-INEE program. We thank the Office Environemental Corse (OEC, Gwenaëlle Baldovini and Pierre-Jean Albertini), the Parc Naturel Regional de Corse and the Direction regionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Corse (DREAL) for the coring authorization and support during fieldwork. The authors would like to thank Marie-Dominique Loÿe-Pilot for its manuscript reading and Jérôme Debret for his help during the field trip. Part of the 14C analyses were acquired thanks to the CNRS-INSU ARTEMIS national radiocarbon AMS measurement programme at Laboratoire de Mesure 14C (LMC14) in the CEA Institute at Saclay (French Atomic Energy Commission). The authors would also like to thank the Laboratoire Souterrain de Modane facilities for the gamma spectrometry measurements and Environnement, Dynamique et Territoires de Montagne for the X-ray fluorescence analyses.

### Author Contribution:

P.S., B.V., M.D. and C.P. designed research; P.S., C.C., E.M., M.C.B., B.C., J.-L.R., A.-L.D., Y.C., J.D., I.J.B., C.P., and J.P. performed research; P.S., M.N., C.C., B.V and M.D. contributed new reagents/analytic tools; P.S., M.N., B.V. and M.D., analyzed data; and P.S., M.N., C.C., M.D., B.V. and F.A. wrote the paper.

### References

1. Olivier Boucher et al. Clouds and Aerosols. in Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change ([Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013).

2. Evan, A. T., Flamant, C., Gaetani, M. & Guichard, F. The past, present and future of African dust. Nature **531**, 493–495 (2016).

3. Mulitza, S. et al. Increase in African dust flux at the onset of commercial agriculture in the Sahel region. Nature **466**, 226–228 (2010).

4. Vincent, J. et al. Variability of mineral dust deposition in the western Mediterranean basin and southeast of France. Atmospheric Chem. Phys. **16**, 8749–8766 (2016).

5. Haug, G. H., Hughen, K., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Röhl, U. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. Science **293**, 1304–1308 (2001).

6. Doherty, O. M., Riemer, N. & Hameed, S. Control of Saharan mineral dust transport to Barbados in winter by the Intertropical Convergence Zone over West Africa: WINTER DUST IN BARBADOS AND THE ITCZ. J. Geophys. Res. Atmospheres **117**, n/a-n/a (2012).

7. Steinhilber, F. et al. 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. Proc. Natl. Acad. Sci. **109**, 5967–5971 (2012).

8. Gray, L. J. et al. SOLAR INFLUENCES ON CLIMATE. Rev. Geophys. 48, (2010).

9. Martin-Puertas, C. et al. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. Nat. Geosci. **5**, 397–401 (2012).

10. Shao, Y. et al. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. Aeolian Res. 2, 181–204 (2011).

11. Maher, B. A. et al. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. Earth-Sci. Rev. **99**, 61–97 (2010).

12. McGee, D., deMenocal, P. B., Winckler, G., Stuut, J. B. W. & Bradtmiller, L. I. The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000yr. Earth Planet. Sci. Lett. **371–372**, 163–176 (2013).

13. Albani, S. et al. Twelve thousand years of dust: the Holocene global dust cycle constrained by natural archives. Clim. Past **11**, 869–903 (2015).

14. deMenocal, P. et al. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Quat. Sci. Rev. **19**, 347–361 (2000).

15. Rodrigo-Gámiz, M. et al. Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. Quat. Sci. Rev. **30**, 2018–2034 (2011).

16. Bout-Roumazeilles, V. et al. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000yrBP North Atlantic cold events. Quat. Sci. Rev. **26**, 3197–3215 (2007).

17. Bout-Roumazeilles, V. et al. Tracking atmospheric and riverine terrigenous supplies variability during the last glacial and the Holocene in central Mediterranean. Clim. Past **9**, 1065–1087 (2013).

18. Wu, J. et al. North-African paleodrainage discharges to the central Mediterranean during the last 18,000 years: A multiproxy characterization. Quat. Sci. Rev. **163**, 95–113 (2017).

19. Jiménez-Espejo, F. J. et al. Saharan aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record. Chem. Geol. **374–375**, 1–12 (2014).

20. Elbaz-Poulichet, F., Dezileau, L., Freydier, R., Cossa, D. & Sabatier, P. A 3500-Year Record of Hg and Pb Contamination in a Mediterranean Sedimentary Archive (The Pierre Blanche Lagoon, France). Environ. Sci. Technol. **45**, 8642–8647 (2011).

21. M.D. Loÿe-Pilot & Martin, J. M. Saharan dust input to the western Mediterranean: An eleven years records in Corsica. in The Impact of Desert Dust across the Mediterranean 191–199 (Guerzoni, S. and Chester, R., 1996).

22. Moulin, C. et al. Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. J. Geophys. Res. Atmospheres **103**, 13137–13144 (1998).

23. Prospero, J. M. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. Rev. Geophys. **40**, (2002).

24. Scheuvens, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M. & Weinbruch, S. Bulk composition of northern African dust and its source sediments — A compilation. Earth-Sci. Rev. **116**, 170–194 (2013).

25. Guieu, C. Chemical characterization of the Saharan dust end-member: Some biogeochemical implications for the western Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. **107**, (2002).

26. Caquineau, S. Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions. J. Geophys. Res. **107**, (2002).

27. Formenti, P. et al. Recent progress in understanding physical and chemical properties of African and Asian mineral dust. Atmospheric Chem. Phys. **11**, 8231–8256 (2011).

28. Avila, A. et al. Variation of soluble and insoluble calcium in red rains related to dust sources and transport patterns from North Africa to northeastern Spain. J. Geophys. Res. **112**, (2007).

29. Evan, A. T. & Mukhopadhyay, S. African Dust over the Northern Tropical Atlantic: 1955–2008. J. Appl. Meteorol. Climatol. **49**, 2213–2229 (2010).

30. Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T. & Anderson, D. M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. Nature **420**, 162–165 (2002).

31. Ortega, P. et al. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. Nature **523**, 71–74 (2015).

32. Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F. & Dayan, U. Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. Nature **387**, 691–694 (1997).

33. Sabatier, P. et al. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. Quat. Res. **77**, 1–11 (2012).

34. Vannière, B. et al. Orbital changes, variation in solar activity and increased anthropogenic activities: controls on the Holocene flood frequency in the Lake Ledro area, Northern Italy. Clim. Past **9**, 1193–1209 (2013).

35. Sabatier, P. et al. 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps – Interplay of solar and temperature forcing. Quat. Sci. Rev. **170**, 121–135 (2017).

36. Meehl, G. A., Washington, W. M., Wigley, T. M. L., Arblaster, J. M. & Dai, A. Mechanisms of an Intensified Hadley Circulation in Response to Solar Forcing in the Twentieth Century. in The Hadley Circulation: Present, Past and Future (eds. Diaz, H. F. & Bradley, R. S.) **21**, 489–511 (Springer Netherlands, 2004).

### Methods

### Logging

In the laboratory, the core was split, photographed, and logged in detail, noting all physical sedimentary structures and the vertical succession of facies. The grain size distributions were determined using a Malvern Mastersizer S at a continuous interval of 1 cm for core BAS13P4. Ultrasound was applied to minimize particle flocculation. The core was also sampled at 1-cm steps for core BAS13P4 to obtain the loss on ignition (LOI) following<sup>38</sup>. LOI at 950°C was interpreted to have a carbonate content of below 4% and likely illustrates the uncertainties of this method. NCIR was obtained by removing the LOI at 550°C from the initial dry weight. Clay minerals were identified by X-ray diffraction (XRD) every 1 cm for core BAS13P4, using a PANalytical diffractometer at the Laboratoire GEOPS (Université de Paris XI) on oriented mounts of non-calcareous clay sized particles (<2 µm). The oriented mounts were obtained following the methods described in detail by Colin et al<sup>39</sup>. Three XRD trials were performed, each proceeded by air-drying, ethylene glycol solvation for 24 h, and heating at 490°C for 2 h. Semi-quantitative estimates of clay minerals were mainly made according to the position of the (001) series of basal reflections on the three XRD diagrams using MacDiff software. Samples were analyzed by diffuse reflectance Fourier Transform InfraRed Spectrometry (FTIRS) using a Thermo Nicolet 380 spectrometer equipped with a liquid nitrogen-cooled mercury cadmium telluride (MCT) detector and a diffuse reflectance accessory. Each sample was scanned 32 times at a resolution of 2 cm<sup>-1</sup> for wavelengths between 4000 and 650 cm<sup>-1</sup>. The complete absence of the peaks systematically associated with carbonates in lake sediments (1300-1560 cm<sup>-1</sup>, 1780-1810 cm<sup>-1</sup>, 2460-2640 cm<sup>-1</sup>)<sup>40</sup> for all the samples indicates that all these sediments are carbonate-free. X-ray fluorescence (XRF) analysis was performed on the surfaces of the split sediment cores at 1-mm intervals, using a nondestructive Avaatech core scanner. The geochemical relative components (intensities), expressed in counts per second, were obtained at various tube settings: 10 kV at 1.5 mA for Al, Si, S, K, Ca, Ti, Mn, and Fe; 30 kV at 1 mA for Cu, Zn, Br, Sr, Rb, Zr, and Pb; 50 kV at 2 mA for Ba; and each run lasting 60 s<sup>41</sup>. Principal component analysis (PCA) was performed using "R" software.

### Dating

A continuous sampling step of 5 mm was applied, over the first 10 cm of BAS13P3, to determine <sup>210</sup>Pb, <sup>226</sup>Ra, and <sup>137</sup>Cs activities using well-type, germanium detectors placed at the Laboratoire Souterrain de Modane following Reyss et al<sup>42</sup>. In each sample, the <sup>210</sup>Pb excess

activities were calculated by subtracting the <sup>226</sup>Ra-supported activity from the total <sup>210</sup>Pb activity. Five <sup>14</sup>C measurements of the terrestrial organic macroremains sampled in core BAS13P1 (4) and BAS13P4 (1) were carried out by an Accelerator mass spectrometer (AMS) at the Poznan Radiocarbon Laboratory. The calibration curve IntCal13<sup>43</sup> was used for the <sup>14</sup>C age calibration (SI3). Then, we used a smooth spline interpolation with the R-code package clam of R software to generate the age model<sup>44</sup>.

#### Statistical analysis

The R-package "segmented"<sup>45</sup> is used for break-point analyses on a given linear regression model, segmented estimate a new model having broken-line relationships with the variables specified. A segmented (or broken-line) relationship is defined by the slope parameters and the break-point where the linear relation changes.

Wavelet analysis (WA) is used to decompose a signal into a sum of small wave functions of a finite length that are highly localized in time for different exploratory scales<sup>46</sup>. WA corresponds to a bandpass filter that decomposes the signal on the basis of scaled and translated versions of a reference wave function. The "Morlet" wavelet was chosen as the wavelet reference. Several types of wavelets are available, but the Morlet wavelet offers a good frequency resolution and is used most of the time with a wavenumber of 6, for which the wavelet scale and Fourier period are approximately equal. All the series were resampled at the initial point number n of the series (SI4)

Because WA is sensitive to large, long-term fluctuations that can occur in paleoclimate series, which may mask fluctuations expressed at the highest frequencies, all series were detrended before performing WA. The resulting plot of the WA, called the local wavelet spectrum, allows for the description and visualization of the power distribution (z-axis), according to the frequency (y-axis) and time (x-axis). All series were zero-padded to twice the data length to prevent spectral leakages produced by the finite length of the time series. Zero-padding produces edge effects: the lowest frequencies and near the edges of the series are underestimated, and fluctuations that occur in this area must be interpreted with caution. This area is known as the cone of influence. Monte-Carlo simulations were used to assess the statistical significance of the detected fluctuations. All the detected fluctuations are statistically tested at the  $\alpha = 0.05$  significance level against an appropriate background spectrum. Autoregressive modeling was used to determine the AR(1) stochastic process against which the

initial time series was to be tested. For this study, AR(1) corresponds to a red noise of (AR(1)>0).

### Observation-based data pressure data

To evaluate the link between solar forcing and changes in wind patterns over the recent period, we used the twentieth century reanalysis NOAA (20CR) Project version  $2^{47}$ , consisting of an ensemble of 56 realizations with  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  gridded 6-hourly weather data from 1871 to 2010. Each ensemble member was performed using the NCEP/GFS atmospheric model, prescribing the monthly sea surface temperature and sea ice changes from HadISST as boundary conditions, and assimilating sea level pressure data from the International Surface Pressure Databank version 2.0 (http://rda.ucar.edu/datasets/ds132.0). We used the ensemble mean to perform our analysis. We have computed a linear regression between sea-level pressure variations in each grid point and variation of the TSI<sup>37</sup> over the period 1870-2009. We have applied a Student t-test to only show the correlation significant at the 95% level (Figure SI5).

### Method references:

37. Lean, J. Calculations of Solar Irradiance: monthly means from 1882 to 2008, annual means from 1610 to 2008. (2009).

38. Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. J. Paleolimnol. **25**, 101–110 (2001).

39. Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A. & Kissel, C. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial–interglacial cycles. Earth Planet. Sci. Lett. **171**, 647–660 (1999).

40. Rosén, P. et al. Fourier transform infrared spectroscopy, a new method for rapid determination of total organic and inorganic carbon and biogenic silica concentration in lake sediments. J. Paleolimnol. **43**, 247–259 (2010).

41. Richter, T. O. et al. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. **267**, 39–50 (2006).

42. Reyss, J.-L., Schmidt, S., Legeleux, F. & Bonté, P. Large, low background well-type detectors for measurements of environmental radioactivity. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. Accel. Spectrometers Detect. Assoc. Equip. **357**, 391–397 (1995).

43. Reimer, P. J. et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. Radiocarbon **55**, 1869–1887 (2013).

44. Blaauw, M. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. Quat. Geochronol. **5**, 512–518 (2010).

45. Muggeo, V. Segmented: an R package to fit regression models with broken-line relationships. R News 20–25 (2008).

46. Torrence, C. & Compo, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. Bull. Am. Meteorol. Soc. **79**, 61–78 (1998).

47. Compo, G. P. et al. The Twentieth Century Reanalysis Project. Q. J. R. Meteorol. Soc. **137**, 1–28 (2011).





Figure 1: **Map of the western Mediterranean area with African dust sources.** (a) Map of the western Mediterranean area with major potential source area for northwestern African dust (PSA1, PSA2, PSA3), with a clay mineral ratio (illite to kaolinite and chlorite to kaolinite) and palygorskite content<sup>24,27</sup>. Black curves are the main back trajectories for the dust event collected on Corsica Island (study area, red rectangle) modified from Guieu et al<sup>25</sup>. The dotted line represents the summer (July) ITCZ position.



Figure 2: **Age-depth model** of the 101-cm Lake Bastani sedimentary sequence, including <sup>210</sup>Pb/<sup>137</sup>Cs chronology (Figure SI2-1) and 14C ages (Table SI2). Lead measurement in the lake sediments with the identification of three pollution peaks and associated ages.







Figure 4: Wavelet analyses for TSI, ITCZ and Fe/Ca Lake Bastani dust signal. Occurrence of the periods (labelled in white) with respect to the time is given by the bright yellow-red colors. The 95% confidence levels are indicated with the dotted line. Wavelet analyses for (a) TSI, (b) ITCZ and (c) dust (Fe/Ca). (d) Wavelet reconstruction for the wavelengths of approximately 200 plus 300 years in both the dust signal (red) and the TSI (black, reverse scale).

### Supplementary information:

# Past African dust inputs controlled by the Intertropical Convergence Zone and solar irradiance

Sabatier Pierre, Nicolle Marie, Piot Christine, Colin Christophe, Debret Maxime, Bellingery Marie-Charlotte, Chazeau Benjamin, Develle Anne-Lise, Copard Yoann, Reyss Jean-Louis, Malet Emmanuel, Poulenard Jérôme, Didier Julien, Arnaud Fabien, Vannière Boris

### SI1: Study area

Three sediment cores were sampled in the central part of the lake  $(42^{\circ} \ 03' \ 56.65'' \ N, 9^{\circ} \ 08' \ 02.79'' \ E)$  (Figure SI1). This lake (4.2 ha) formed after the last glacial retreat and is delimited northward by glacial deposits. The watershed is restricted (29.7 ha) and composed mainly of granodiorite and coarse screes with no permanent stream (Figure 1c).



Figure SI1: Aerial photography of Corsica Island with the localization of Lake Bastani. The Lake Bastani bathymetry map and its watershed with the localization of the three studied cores (BAS13P1, BAS13P3, BAS13P4).

### SI2: sedimentological and geochemical analyses

The sediment consists of olive-gray silty clay with a high organic content (15.7%), up to 20% over the last few centimeters (Figure SI2-1). The carbonate content estimated by LOI950 presents a very low value (<4%, close to the method uncertainties) and infrared analyses show that there is no carbonate present in this sediment. The NCIR is up to 80% and mainly composed of biogenic silica (diatom) and terrigenous input from both the watershed and the eolian flux. The grain-size distribution presents a homogenous content (median (D50) =  $32 \pm 8 \mu m$ ) (Figure SI2-1). On average, the clay mineral fraction is composed of illite (25%), smectite (24%), kaolinite (19%), chlorite (18%) and palygorskite (13%) and presents large variations. Major and trace elements were measured using an XRF core scanner and were subjected to PCA; Figure SI2-2) to constrain sediment end-members<sup>1</sup>. This PCA allows for the identification of three geochemical end-members: (i) Al, K, Fe, Ti, Ca, Rb, Sr, Ba, Zr, and (Si), which are related to terrigenous inputs (eolian and watershed); (ii) S and Br, which are linked to the organic matter content<sup>2</sup>; and (iii) a Pb source that may be correlated with periods of past metallurgic activities<sup>3</sup>.



Figure SI1-1: Sedimentary data from Lake Bastani composite core with gran-size (µm), LOI550 (%), NCIR (%) and Fe and Ca content (cps).



Figure SI1-2: PCA of geochemistry data obtained via XRF core scanner analysis. Dim1 and Dim2 (left) and Dim1 and Dim3 (right) explain 65.3% and 62.6% of the total observed variance, respectively. This PCA of the bulk sediment resulted in identification of three geochemical endmembers: Al, K, Fe, Ti, Ca, Rb, Sr, Ba, Zr, and (Si), which are attributed to terrigenous inputs; Br and S, which are attributed to the organic content in the lake sediment; and a Pb source that may be attributed to past metallurgic activities. Note that the Si content appeared to be slightly different from other terrigenous elements because Si is high in aluminosilicate and has a diatom content linked to the planktonic productivity in the lake.

### SI3: Chronology

Sediment core chronology is based on short-lived radionuclide data (Figure SI3-1) and 5 radiocarbon dates (Table SI3). The three cores were correlated using XRF data (Figure SI3-2) to provide a composite sequence of 101 cm. Age modeling provided a precise age model over the last 3150 yrs cal BP, with an average sedimentation rate of 0.34 mm.yr<sup>-1</sup> (Figure SI3-3), using clam software<sup>4</sup>.



Figure SI3-1: Chronology (with 1σ uncertainties) of the uppermost part of core BAS13P3 based on the short-lived radionuclides with a change in the sedimentation rate calculation at 3.5 cm from <sup>210</sup>Pbex activities and the <sup>137</sup>Cs maximum nuclear weapon peak activity (MP). The horizontal gray band corresponds to the mass wasted deposit with a constant Fe content (cps) identified in Figure SI1 and confirmed by the homogenized <sup>210</sup>Pbex activities. On the right, the application of a constant flux constant sedimentation (CFCS) model to the event-free sedimentary profile of <sup>210</sup>Pbex. This age model is confirmed by the correlation between the <sup>210</sup>Pbex and <sup>137</sup>Cs data.

Samples	Material dated	Cores	Composite depth (mm)	Uncalibrated age (BP)	Uncertainty	Calibrated age ranges at 95% confidence interval (cal. BP)
Poz-69623	O. Macro	BAS13P1	118	325	30	307-468
Poz-69624	O. Macro	BAS13P1	226	545	30	516-635
Poz-73333	O. Macro	BAS13P1	380	1410	30	1286-1358
Poz-69625	O. Macro	BAS13P1	566	2110	30	1996-2152
Poz-61153	O. Macro	BAS13P4	1020	3000	35	3076-3327

Table SI3: List and depth reported in the composite depth of <sup>14</sup>C dates for the Lake Bastani cores. The composite depth is obtained from Figure SI3-2.



Figure SI3-2: Fe content (cps) along BAS13P1, BAS13P4 and BAS13P3 to illustrate correlations between the three cores (gray line). The gray rectangle illustrates the 3 -cm mass wasted deposit observed in cores BAS13P1 and BAS13P3 (see also Figure SI3-1).



Figure SI3-3: Fe/Ca ratio along BAS13P1, BAS13P4 and BAS13P3 to illustrate correlations between the three cores (gray line). The gray rectangle illustrates the 3 -cm mass wasted deposit observed in cores BAS13P1 and BAS13P3 (see also Figure SI3-1).
## SI4: wavelet analysis

All the series were analyzed using WA, which is a method adapted particularly for the study of non-stationary processes, i.e., discontinuities and changes in frequency or magnitude. WA has been performed on the Bastani dust input, TSI (Steinhilber et al., 2009), ITCZ (Haug et al., 2001) and NAO (Ortega et al., 2015) reconstructions and highlight major cyclicities (Figure 3a, b, c and SI4-1). The series used is in this study does not have the constant time step necessary to perform WA, so all the series were resampled at the initial point number n of the series (Table SI4-1).



Figure SI4-1: Wavelet analyses of the reconstructed NAO signal (Ortega et al., 2015). Occurrence of the periods (labelled in white) with respect to the time is given by the bright yellow-red colors. Wavelet reconstruction for the wavelengths of approximately 200 plus 300 years in both the dust signal (red) and the NAO (black) for the last 900 yrs cal BP.

Data	Start (yrs cal	End (yrs cal	n	n (rs)	dt (initial)	dt (final)
	BP)	BP)	(initial)			
Fe/Ca	-63 years BP	3170	998	998	2-6	3.27
ITCZ	110 years BP	3170	552	552	4-11	5.55
TSI	-57,5 years BP	3172,5	647	647	5	5
NAO	-19	901	921	921	1	1

Table SI4-1: Time step and number of points for each record after resampling.



## SI5: meteorological reanalyzes

Figure SI5-1: (Top) Total solar irradiance variations (standardized over the whole period) from (Lean, 2005). (Bottom) Regression (hPa/TSI std) of the sea-level pressure data from 20CR reanalysis over the TSI variations over the period 1870-2009 in spring (March, April, May, MAM). Only the values significant at the 95% level appear in colors, while the contours show all the computed values.

## Variabilités hydro-climatiques multi-décennales à pluri-séculaires en Arctique-subarctique depuis 2000 ans.

Résumé : L'augmentation globale des températures au cours de la période 1850-2012 n'est pas uniforme à l'échelle du globe et l'Arctique se réchauffe deux fois plus que la moyenne. Cependant, la couverture temporelle trop courte des données instrumentales rend difficile la distinction entre la variabilité climatique naturelle et celle liée au forçage anthropique. L'étude de la variabilité climatique « exempte » de l'influence humaine est alors réalisée à partir de données proxies indirectes provenant d'archives paléoclimatiques continentales et marines. Dans la région Arctique-subarctique, les enregistrements disponibles à haute résolution sur les derniers 2000 ans ont été centralisé dans la base de données PAGES Arctic 2k. Les objectifs de ces travaux sont l'amélioration de la caractérisation et de l'interprétation de la variabilité climatique sur les derniers 2000 ans, en allant plus loin que la tendance millénaire et les périodes climatiques majeures mais aussi en s'intéressant au rôle et l'expression spatiale de la variabilité interne du système climatique. Cette thèse s'appuie sur la base de données PAGES Arctic 2k permettant l'étude des variations de températures dans la région Arctiquesubarctique mais aussi d'une nouvelle base de données permettant de reconstruire les variations hydroclimatiques (précipitations et humidité) dans la région et créée lors de cette étude. L'utilisation de méthodes d'analyse du signal climatique sur des enregistrements régionaux calculés à partir de ces deux bases de données a permis de mettre en évidence une variabilité climatique dans la région Arctique-subarctique s'exprimant depuis les échelles multi-décennales à millénaire. En particulier, les variabilités multi-décennales sont en lien avec la variabilité interne du système climatique. Les variations hydroclimatiques et de températures s'exprimant aux échelles multi-décennales dans la région sont en effet caractérisées par des fréquences spécifiques aux oscillations climatiques régionales (oscillation Atlantique Nord et oscillation Pacifique décennale), en particulier sur les derniers 200 ans. Les travaux réalisés sur la base de données de températures et la réflexion autour de la création et l'exploitation de la base de données hydroclimatiques ont également conduit à la définition d'une méthodologie de travail avec une base de données paléoclimatiques, depuis sa construction jusque la définition de ses limites, notamment en termes de représentativité spatiale des séries contenues dans la base de données et de l'assimilation de données avec des saisonnalités différentes.

Mots-clés : Arctique, variabilité climatique, paléoclimat, bases de données, analyse du signal

## Multi-decadal to multi-secular hydroclimatic variability in the Arctic-subarctic since 2000 years.

Abstract: The temperature increase during the 1850-2012 period is not uniform globally and the Arctic is warming twice as much as the average. However, the short time coverage of instrumental data makes it difficult to distinguish natural climate variability and anthropogenic forcing. The study of climatic variability "free" of human influence requires the use of proxies data measured in continental and marine palaeoclimatic archives. In the Arctic-subarctic region, high resolution records have been centralized in the Arctic 2k PAGES database. The objectives of this work are to improve the characterization and interpretation of climatic variability over the last 2000 years, going beyond the millennial trend and the major climatic periods, but also by focusing on the role and spatial expression of the internal variability of the climate system. This thesis is based on the Arctic 2k PAGES database, which allows the study of temperature variations in the Arctic-subarctic region, as well as a new database to reconstruct hydroclimatic variations (precipitation and humidity) in the region and created during this study. The use of climate signal analysis methods on regional records calculated from these two databases has highlighted climate variability in the Arctic-subarctic region from the multi-decadal to millennial scales. In particular, multi-decadal variability is related to the internal variability of the climate system. The hydroclimatic and temperature variations expressed at multi-decadal scales in the region are characterized by frequencies specific to regional climate oscillations (North Atlantic oscillation and decadal Pacific oscillation), particularly over the last 200 years. The work done on the temperature database and the reflection on the creation and exploitation of the hydroclimatic database have also led to the definition of a working methodology with a palaeoclimatic database, from its construction to the definition of its limits, in particular in terms of the spatial representability of the series contained in the database and the assimilation of data with different seasonings.

Keywords: Arctic, climate variability, paleoclimate, databases, signal analysis