

ÉTUDE FRÉQUENTIELLE DE DONNÉES VIA LA TRANSFORMÉE EN ONDELETTE : APPLICATION AUX CYCLES CLIMATIQUES

Georges MABILLE, Xavier FETTWEIS, Michel ERPICUM et Samuel NICOLAY

Résumé

La compréhension du climat nécessite une étude approfondie des séries temporelles des paramètres du temps qui ont été mesurés dans le passé. Le climatologue recourt aux techniques du traitement du signal et il utilise souvent l'analyse harmonique et la transformée de Fourier. Cet article est consacré à la description d'un nouvel outil, élaboré par les mathématiciens, qui complète la panoplie d'instruments destinés à l'analyse du signal. Le spectre d'échelle, qui synthétise une partie de l'information fournie par la transformée en ondelette, possède la propriété de déceler des cycles dont la période évolue, dans le temps, de part et d'autre d'une période moyenne. Appliqué aux séries temporelles de températures de surface de l'air mesurées dans une centaine de stations météorologiques, aux données proposées par les réanalyses et aux principaux indices climatiques qui caractérisent les flux troposphériques, le spectre d'échelle a révélé des cycles dont les périodes sont proches de 30 et de 42 mois. L'analyse des données relatives à l'activité solaire conclut également à la présence de cycles dont les fréquences correspondent à celles relevées dans les séries de données de températures et dans celles des indices du climat.

Mots-clés

ondelette, séries de températures, cycles

Abstract

Understanding the climate requires a complex study of time series connected to weather parameters. The climatologist frequently applies signal processing tools and often uses the harmonic analysis and the Fourier transform. This article is dedicated to the description of a new tool, elaborated by mathematicians, which completes the outfit of instruments intended for signal analysis. The scale spectrum, which synthesizes a part of the information supplied by the wavelet transform, possesses the property to reveal pseudo-cycles which evolves around an average period. When applied to air surface temperature time series obtained from more than one hundred weather stations, to reanalysis data and to climatic indices which characterize the tropospheric flows, the wavelet transforms and the scale spectra reveal cycles with periods close to 30 months and 42 months. The Solar parameters analysis also leads to the existence of pseudo-cycles with frequencies corresponding to those found in the temperature time series and climatic indices.

Keywords

wavelet, temperature series, cycles

I. INTRODUCTION

Le climat n'a de cesse d'évoluer. Ces évolutions semblent être régies par de nombreux mécanismes (position de la Terre par rapport au Soleil (Milanković, 1941 ; Berger & Loutre, 1991), profondes modifications des conditions physiques du globe (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011 ; Ljungqvist, 2010) souvent mal comprises et répondent à des variations cycliques dont les périodes peuvent être très différentes les unes des autres. Ainsi, lors du quaternaire, et en relation avec les paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil, aux périodes glaciaires succèdent des périodes plus chaudes selon un cycle qui se répète tous les 100 000 ans environ (Milanković, 1941). À

ces variations de basses fréquences, s'ajoutent des variations qui connaissent des périodes bien plus courtes et qui alternent un réchauffement et un refroidissement tous les mille ans environ, telles celles qu'ont connues l'optimum médiéval et le petit âge glaciaire qui a suivi (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011 ; Ljungqvist, 2010). Cette variabilité climatique importante engendre aussi des modifications de grande ampleur à la surface du globe. Les glaciers d'inlandsis se créent, fondent, les glaciers de montagnes avancent et reculent et les espèces végétales et animales se déplacent en latitude. Ces cycles climatiques de basses fréquences sont bien connus et ont été étudiés, notamment, par Milankovic (Milanković, 1941) et Berger (Berger & Loutre, 1991) pour les grandes pé-

riodes glaciaires, et notamment par Le Roy Ladurie pour les fluctuations climatiques des 1 000 dernières années (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011).

L'objet de cet article est l'étude et la présentation des cycles de plus hautes fréquences (relatifs à une période longue de quelques mois) bien moins étudiés dans la littérature. Pour ce faire, nous aurons recours à un outil récent : le spectre d'échelle. Il a permis la détection de cycles de haute fréquence, dont les périodes s'étalent de 30 à 42 mois, dans des séries temporelles qui concernent des températures de l'air mesurées à la surface du globe, des indices climatiques et certains paramètres de l'activité solaire. Ces cycles, dans les séries temporelles de températures, induisent une variation d'amplitude de l'ordre de 10% de la variation annuelle.

Dans un souci d'homogénéité, dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé des données et des résultats de séries temporelles de données débutant en 1950.

II. MÉTHODOLOGIE : L'ONDELETTE, UN OUTIL À LA DISPOSITION DE LA CLIMATOLOGIE

Nous invitons le lecteur, peu familiarisé aux espaces fonctionnels, à nous rejoindre au point III.

Le climatologue recourt très souvent aux outils issus de la statistique pour comprendre et prévoir les évolutions du climat. Nous allons détailler comment l'analyse mathématique contribue aux développements d'outils consacrés à l'analyse du signal, en nous concentrant sur l'intérêt qu'apporte le spectre d'échelle, issu de la transformée en ondelette. Le spectre d'échelle peut être décrit comme l'équivalent d'un spectre de Fourier où les fonctions sinus et cosinus sont remplacées par une fonction oscillante mieux localisée dans l'espace, appelée ondelette. Ce spectre d'échelle fournit par conséquent une alternative aux méthodes basées sur la transformée de Fourier pour la détection de périodes dans un signal. Plusieurs de ses avantages sont décrits dans le texte qui suit.

A. La transformée de Fourier

Rappelons que $\mathcal{L}^p = \mathcal{L}^p(\mathbb{R})$, avec $0 < p < +\infty$, désigne l'espace vectoriel des fonctions définies sur \mathbb{R} , mesurables et de p -ième puissance intégrables. L'espace \mathcal{L}^∞ est défini comme l'espace vectoriel des fonctions définies sur \mathbb{R} , mesurables et bornées presque partout. De plus, la relation \sim , définie par $f \sim g \Leftrightarrow f = g$ pp (presque partout), est une relation d'équivalence sur \mathcal{L}^p . Dès lors, on appelle L^p le quotient de \mathcal{L}^p par \sim , cette définition étant aussi valable pour $p = \infty$.

Ces espaces L^p sont des espaces de Banach et nous noterons $\|\cdot\|_{L^p}$ la norme associée à cet espace. L'espace

L^2 est un espace d'Hilbert et nous noterons $\langle \cdot, \cdot \rangle$ le produit scalaire associé (Rudin, 1991).

La transformée de Fourier (TF) permet de passer d'une représentation temporelle du signal à une représentation fréquentielle de celui-ci (Korner, 1989 ; Keller, 2004). Si nous supposons que $f \in L^1$, la TF (négative) de f est :

$$\hat{f}(\omega) = \int_{\mathbb{R}} \exp(-i\omega x) f(x) dx, \quad \omega \in \mathbb{R}.$$

La TF inverse (positive) de f est quant à elle définie comme suit :

$$\check{f}(x) = \int_{\mathbb{R}} \exp(ix\omega) f(\omega) d\omega.$$

Alors que les valeurs du signal f analysé peuvent être réelles ou complexes, \hat{f} est un signal complexe. Pour chaque fréquence ω , le carré du module de $\hat{f}(\omega)$ donne l'énergie associée à cette fréquence. La représentation de ce module en fonction de ω constitue le spectre de fréquences du signal.

Proposition 1. *La transformée de Fourier d'une fonction $f \in L^1$ vérifie les propriétés suivantes.*

1. *La transformée de Fourier est une application linéaire :*

$$\text{si } g \in L^1, \text{ alors } \widehat{(f + g)} = \hat{f} + \hat{g}, \text{ et si } c \in \mathbb{C}, \\ \widehat{cf} = c\hat{f}$$

2. *La transformée de Fourier \hat{f} est uniformément continue sur \mathbb{R} , est bornée et tend vers 0 à l'infini.*

3. *(Transfert), si $g \in L^1$, alors*

$$\int_{\mathbb{R}} \hat{f}g(y) dy = \int_{\mathbb{R}} f\hat{g}(y) dy$$

4. *(Théorème de Fourier), si f est intégrable et que sa transformée de Fourier est intégrable, alors*

$$(\hat{f})^\check{\sim} = 2\pi f \quad \text{pp.}$$

Remarquons que la TF peut être définie aussi pour les fonctions $f \in L^2$; les théorèmes de transfert et de Fourier restent notamment vérifiés dans cet espace (Rudin, 1991 ; Korner, 1989).

B. L'analyse en ondelettes

La théorie et les applications qui concernent les ondelettes constituent un développement récent dans les domaines de l'analyse et de l'étude du signal. Elles permettent

aussi des formulations mathématiques des plus élégantes (Nicolay, 2006). L'analyse en ondelettes complète bien les déficiences, liées notamment à l'étude des signaux quasi-stationnaires, de l'analyse des données par la méthode de la transformée de Fourier. Celle-ci n'apporte en effet, aucune information quant à l'évolution du spectre au cours du temps. En climatologie, la transformée en ondelettes (TO) a été utilisée dans de nombreuses études, notamment dans celles qui concernent l'analyse des séries temporelles liées à la convection tropicale (Shanker & Nanjundiah, 2004), à l'oscillation australe (ENSO) (Torrence & Webster, 1999) et à l'analyse des températures de l'air au centre de l'Angleterre (Baliunas *et al.*, 1997).

1. La transformée en ondelettes

D'abord utilisée pour le traitement des signaux en acoustique et ceux enregistrés lors des tremblements de terre (Keller, 2004), l'analyse en ondelettes est un outil mathématique qui associe une représentation espace-échelle à une fonction définie sur \mathbb{R} (Nicolay, 2006 ; Goupillaud *et al.*, 1984 ; Kronland-Martinet *et al.*, 1987). La TO est un opérateur défini au moyen d'une fonction ondelette ψ que l'on translate et dilate. Par définition, une ondelette, parfois appelée ondelette mère, est une fonction de $L^1 \cap L^2$ satisfaisant à la condition d'admissibilité

$$\int \frac{|\hat{\psi}(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega = \frac{C_\psi}{2\pi} < \infty.$$

Cette dernière condition permet de rendre la transformée réversible (Nicolay, 2006 ; Daubechies, 1992). Si la condition est vérifiée, alors

$$\hat{\psi}(0) = \int_{\mathbb{R}} \psi(t) dt = 0.$$

Inversement, si cette dernière égalité est satisfaite et que

$$\int_{\mathbb{R}} |\psi(t)|(1 + |t|^h) dt$$

est fini pour $h > 0$, alors ψ vérifie la condition d'admissibilité (Daubechies, 1992). La TO d'une fonction est alors simplement définie par des convolutions avec l'ondelette mère traduite et dilatée. Par extension, cette dernière sera alors appelée ondelette (Nicolay, 2006).

La TO continue, transforme un signal s en une fonction W

$$W[f](t, a) = \langle f, \frac{1}{a} \psi(\frac{\cdot - t}{a}) \rangle = \int f(x) \overline{\psi(\frac{x-t}{a})} dx/a,$$

où $\overline{\psi}$ désigne le complexe conjugué de l'ondelette ψ , le paramètre $a > 0$ est le facteur de la dilatation fré-

quentielle ou l'échelle, et t est la variable de translation. On remarque directement que la TO est un opérateur linéaire.

La TO peut être comparée à un microscope mathématique, où la position du foyer et le grossissement correspondent à t et $1/a$ respectivement, la performance de la lentille étant déterminée par le choix de l'ondelette (Arneodo *et al.*, 1988).

Cette analyse temps-fréquence montre tout l'intérêt de la TO si elle est comparée à la TF. En effet, bien que le spectre de la TF permette de détecter les différentes fréquences qui caractérisent un signal, la TO localise ces différentes fréquences dans le temps. L'échelle a est proportionnelle au support numérique de la fonction $\psi(t/a)$, qui est d'autant plus petit que les fréquences sont hautes. On choisit généralement une ondelette dont les m premiers moments sont nuls afin que la TO associée soit orthogonale aux polynômes de faibles degrés,

$$W[f + P] = W[f],$$

où P est un polynôme de degré inférieur à m . De cette manière, la TO est aveugle aux comportements polynômiaux d'ordre inférieur, et les tendances linéaires dans le signal n'affectent donc pas la TO. La TO continue est un outil très apprécié et utilisé à maintes reprises pour bon nombres d'études tant théoriques que pratiques (Mallat, 1999).

C. Le spectre d'échelle

L'ondelette de Morlet (Kronland-Martinet *et al.*, 1987), qui est particulièrement bien adaptée pour les études temps-fréquences (Nicolay, 2006), est une fonction ψ qui satisfait à l'égalité

$$\hat{\psi}(\omega) = \exp(-\frac{(\omega - \Omega)^2}{2}) - \exp(-\frac{\omega^2 + \Omega^2}{2}),$$

où Ω est une constante appelée la *fréquence centrale* de l'ondelette (Kronland-Martinet *et al.*, 1987). Il s'agit d'une gaussienne traduite. Remarquons que si $\Omega > 5$, (si $\Omega = 5$, $\exp(-\Omega^2/2) \simeq 3.7.10^{-6}$) (Nicolay, 2006), l'erreur peut être négligée et la fonction appartient dès lors au second espace de Hardy complexe : $\hat{\psi}(\omega \leq 0) = 0$. Pour une telle fonction, nous avons

$$W[\cos(\omega_0 t)](t, a) = \frac{1}{2} \exp(i\omega_0 t) \hat{\psi}(a\omega_0),$$

et la fréquence ω_0 est donnée par le maximum de $\hat{\psi}(a\omega_0)$, qui est $a_\omega = \Omega/\omega_0$. De la sorte, la fréquence inconnue ω_0 peut être obtenue par le maximum a_ω de $|W[\cos(\omega_0 t)]|$: $\omega_0 = \Omega/a_\omega$. Les fréquences qui composent un signal peuvent être détectées grâce à

cette méthode, en utilisant la propriété de linéarité de la TO. Il existe bien des manières pour définir un spectre d'ondelettes. La définition qui suit est basée sur la remarque qui précède. Le spectre d'échelle d'un signal f est défini par,

$$\Lambda(a) = E|W[f](t, a)|,$$

où E est la moyenne au cours du temps t . L'intérêt principal du spectre en ondelettes est de permettre la détection des *pseudo-fréquences* : si ω_0 est remplacé par une fonction très régulière en t , $\nu(t)$ avec

$$\frac{d}{dt}\nu(t) \ll 1, \quad E\nu(t) = \omega_0$$

les coefficients forts, situés près de ω_0 , vont se répartir au voisinage de a_{ω} . Pour cette pseudo-fréquence ν qui varie légèrement au cours du temps, le pic correspondant à ω_0 dans le spectre va s'en trouver sensiblement élargi. Terminons ce paragraphe par quelques remarques. Si f est un signal qui est auto-similaire avec un exposant H , par exemple si $f(at) = a^H f(t)$, la quantité

$$E \left| W \left[\frac{d}{dt} f \right] (t, a) \right|$$

doit se comporter comme $C a^{H-1}$, où C est une constante (Nicolay, 2006). En particulier, les exposants de la corrélation longue portée d'un bruit gaussien coloré peuvent être estimés au moyen d'une régression linéaire sur $\log \Lambda$ (Nicolay, 2006). Rappelons aussi que, puisque la TO est orthogonale aux polynômes de degrés inférieurs, les tendances linéaires n'affectent pas le spectre d'échelle. La présence d'énergie à la même fréquence sur un spectre d'échelle, signifie seulement qu'il existe une probabilité plus grande pour qu'une telle oscillation apparaisse localement, sur l'ensemble de la durée du signal (Huang *et al.*, 1996). Ainsi, contrairement à la TF, le spectre d'échelle permet d'être utilisé pour l'étude de signaux non-stationnaires.

III. LES CYCLES DANS LES TEMPÉRATURES DE SURFACE

La station météorologique, qui sert de référence au laboratoire de climatologie de l'Université de Liège, a toujours été celle de Bierset et c'est souvent par l'analyse de ses séries temporelles que nos études commencent. Cette série de données couvre la période qui s'étend de 1966 à 2006, elle a été encodée au laboratoire de Climatologie de l'ULg (Professeur J. Alexandre) à partir des relevés manuscrits des observateurs professionnels et ensuite à partir de la base de données météorologique automatisée de la Composante Aérienne belge. Cette

station météorologique est située sur le plateau hesbignon liégeois, au nord de la vallée de la Meuse à 187 mètres d'altitude. Le spectre d'échelle qui compose la figure 1, a été calculé à partir des données horaires de températures récoltées à cette station météorologique. Il montre clairement 3 maxima.

Les 2 premiers maxima, qui présentent les deux amplitudes les plus importantes, sont situés sur l'axe des abscisses à des valeurs correspondant à 24 heures et 12 mois.

Le spectre d'échelle possède également la propriété de quantifier l'amplitude des cycles qui sont décelés. Ainsi, à la figure 1, les amplitudes des deux cycles détectés sont de 2.6 K et 7.8 K respectivement, ce qui correspond au cycle journalier pour le premier, et au cycle annuel pour le second. Ces amplitudes calculées sont équivalentes à celles qui ont été mesurées à la station, en précisant toutefois, que l'amplitude fournie par le spectre d'échelle est analogue à l'amplitude qui caractérise une sinusoïde. Les amplitudes observées correspondent aux variations journalière et annuelle de températures et sont donc deux fois plus importantes que celles qui sont fournies par les spectres d'échelle.

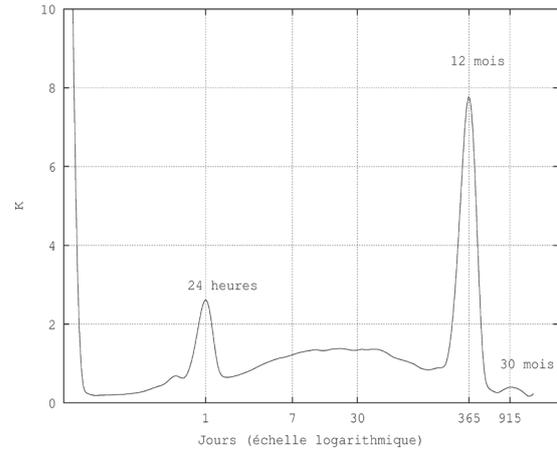


Figure 1. Le spectre d'échelle de la série temporelle de Bierset

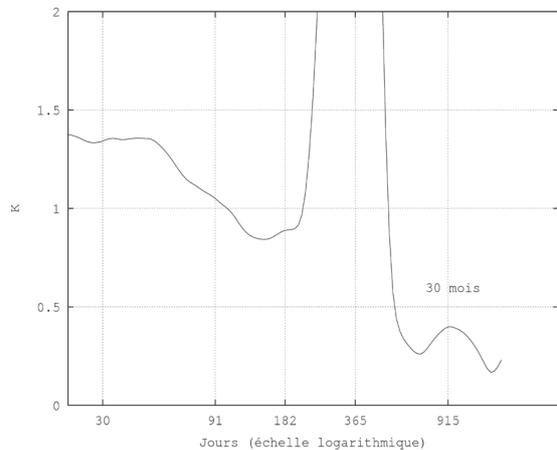


Figure 2. Le spectre d'échelle de la série temporelle de Bierset

Le spectre d'échelle, à la figure 1, contient un troisième maximum. La figure 2, qui est l'agrandissement de la figure 1 centré sur les périodes proches de celles d'un an, montre clairement un cycle bien individualisé et dont la période oscille autour de 30 mois environ. Son amplitude est de 0.4 K.

Nous trouvons intéressant de préciser qu'à ce stade de la réflexion, l'"ondelette" a permis de mettre en évidence un cycle, à priori non répertorié, dans les températures de l'air, mesurées toutes les heures à la station de Bierset. Ce cycle est caractérisé par une période qui oscille autour de 30 mois et par une amplitude qui conduit à des différences de températures de 0.8 K en moyenne tous les 15 mois environ.

Notons aussi, que la transformée de Fourier, au contraire de la transformée en ondelette, ne peut pas mettre en évidence ce genre de cycle quasi stationnaire, qui oscille autour d'une fréquence moyenne, à moins de prétraiter les données en retirant le cycle saisonnier (Nicolay, 2011).

Un cycle, de période quasi-identique, a également été observé sur tous les spectres d'échelle réalisés pour des séries temporelles de températures mesurées aux stations météorologiques qui sont proches de celle de Bierset, mais aussi pour toutes les stations situées en Europe (Nicolay *et al.*, 2008).

La littérature est très succincte à propos de la détection et de l'analyse de tels cycles dans les séries temporelles de températures. C'est la raison pour laquelle nous avons été incités à généraliser l'utilisation de l'outil ondelette à bon nombre de stations météorologiques situées sur l'ensemble de la planète. Nous avons généré le spectre

d'échelle pour une centaine de ces stations, en cherchant évidemment à couvrir les différents climats existants par plusieurs d'entre-elles.

D'une manière générale, il est commun d'observer sur les spectres d'échelle l'existence de 2 cycles, celui de 30 mois dont nous venons de discuter, et un autre dont la période oscille autour de 42 mois. La presque totalité du globe terrestre (92.7%) est concernée par l'un ou l'autre cycle (Mabille & Nicolay, 2009).

Afin de bien visualiser les régions qui sont concernées par ces deux cycles, nous avons réalisé deux planisphères à partir des résultats issus des spectres d'échelle calculés grâce aux données fournies pour les réanalyses. Ces jeux de données sont constitués, principalement, pour alimenter les modèles météorologiques et pour évaluer leur performance à prévoir le temps des prochains jours. Nous avons utilisé les réanalyses NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) qui fournissent, pour chacun des nœuds d'une grille de 2,5° x 2,5° de latitude et de longitude, des températures toutes les 6 heures. C'est pour chacun de ces nœuds que nous avons réalisé un spectre d'échelle et répertorié les maxima présents.

Les planisphères ainsi réalisés constituent la figure 3 et la figure 4.

L'analyse de la figure 3 montre clairement que les continents européen et asiatique sont conditionnés par ce cycle de 30 mois. Ce cycle est également présent en Alaska, dans le nord de l'Amérique Latine, dans le sud de l'Afrique et en Australie.

Les régions qui connaissent le cycle de 42 mois (Figure 4), mis à part l'Europe et le nord de l'Asie, couvrent

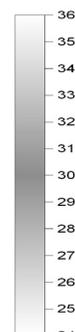
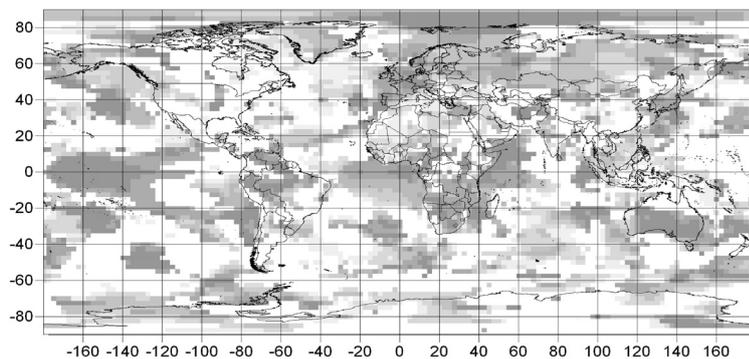


Figure 3. Le cycle de 30 mois dans le monde. L'échelle des gris s'étend de 24 à 36 mois

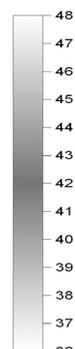
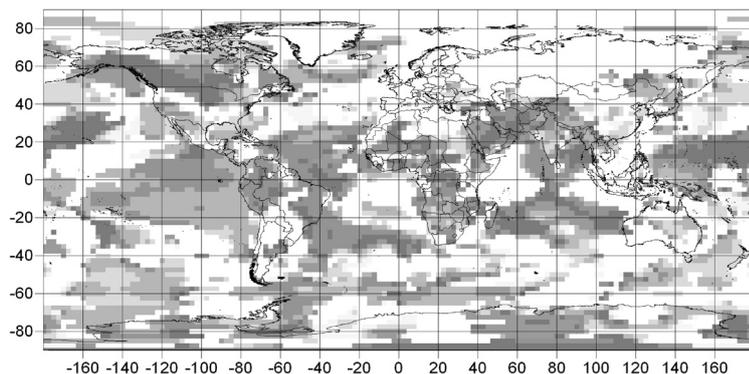


Figure 4. Le cycle de 42 mois dans le monde. L'échelle des gris s'étend de 36 à 48 mois

l'ensemble de la planète. Ces régions sont principalement situées entre les tropiques, en Amérique du Nord, au Moyen-Orient, et en Inde. Ce cycle concerne aussi des régions situées sur les océans, notamment celle qui couvre l'océan Pacifique équatorial.

Ainsi, l'ensemble de la planète connaît soit le cycle de 30 mois, soit celui de 42 mois. Quelques rares régions, comme la Chine et le sud de l'Amérique latine, ne connaissent pas l'un ou l'autre cycle. D'autres régions, par contre, connaissent les deux oscillations, c'est le cas d'une partie de l'Alaska et du sud de l'Afrique.

L'objet de la recherche à propos de la genèse de ces cycles doit se tourner vers l'analyse des séries qui concernent les indices climatiques : les indices offrent la propriété de bien synthétiser les advections des masses d'air à la surface de la planète. L'origine et le trajet suivi par ces masses d'air conditionnent les températures de l'air mesurées à la surface de la Terre.

IV. LES CYCLES DANS LES INDICES CLIMATIQUES

La température de l'air mesurée, à la surface du globe, est souvent la conséquence d'advections qui déplacent les masses atmosphériques, humidifiées, séchées, réchauffées ou refroidies sous d'autres latitudes. Afin de mieux caractériser les flux de ces masses d'air et d'en faciliter l'étude, les climatologues ont défini des indices climatiques. Nous nous sommes évidemment intéressés à utiliser l'outil ondelette sur les séries temporelles des indices climatiques et ce, afin de révéler si des cycles, de périodes identiques à ceux détectés dans les températures de surface, les particularisent.

A. Les indices liés aux oscillations arctique et nord-atlantiques

Les régions européennes et nord-asiatiques, qui connaissent le cycle de 30 mois (Figure 3), sont sous l'influence de l'évolution de la direction et de la puissance des flux troposphériques qui constituent les oscillations nord-atlantiques (NAO, North Atlantic Oscillation) et arctique (AO, Arctic Oscillation).

1. Les indices NAO

L'indice NOA CRU (Climate Research Unit) (Hurrell, 1995) est calculé sur la différence de pressions normalisées qu'il y a entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise (différences de pressions mesurées entre une station située en Islande, Reykjavik, et une station située aux Açores, Ponta Delgada (Walker & Bliss, 1932). Cet indice montre comment le flux d'ouest est puissant. Si l'indice est élevé, le flux d'ouest est fort et, au contraire, un indice faible correspond à des situations de blocage favorisant une circulation méridienne propice aux températures extrêmes.

L'indice NAO CPC (Climate Prediction Center) (Barnston & Livezey, 1987 ; Wallace & Gutzler, 1981) est décrit par le CPC comme étant un dipôle d'anomalies de pressions entre une zone située sur le Groenland et une autre, plus au sud, localisée sur l'Océan Atlantique entre le 35^{ème} et le 40^{ème} parallèle.

La relation qu'il y a entre la valeur des indices climatiques de la NAO et les températures mesurées aux stations météorologiques n'est toutefois pas évidente à établir. En Europe Occidentale, des types de temps issus d'une circulation d'ouest sont caractérisés par des températures douces, jamais très chaudes ni très froides. Au contraire, des circulations méridiennes induisent des températures fraîches ou chaudes si, évidemment, le flux vient du nord ou du sud. En ce qui concerne le flux d'est, il est responsable de températures très froides en hiver et très chaudes en été. C'est la raison pour laquelle certains auteurs n'étudient ces oscillations que pour certaines saisons en choisissant l'hiver septentrional, parce qu'un flux d'ouest puissant engendre toujours des températures douces et induit des hivers cléments (Hurrell, 1995). Des corrélations ont été établies entre les différents indices NAO et les températures saisonnières (Pozo-Vázquez *et al.*, 2000 ; Osborn *et al.*, 1999).

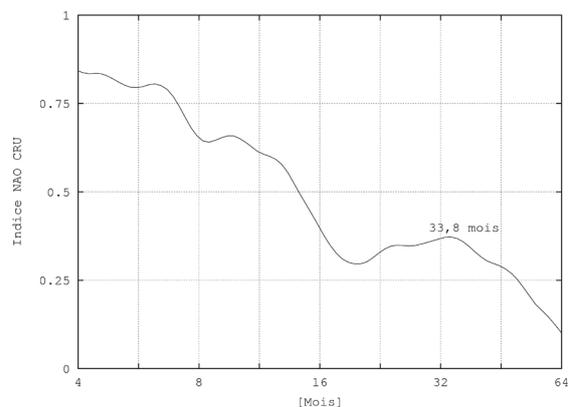


Figure 5. Le spectre d'échelle de l'indice NAO CRU

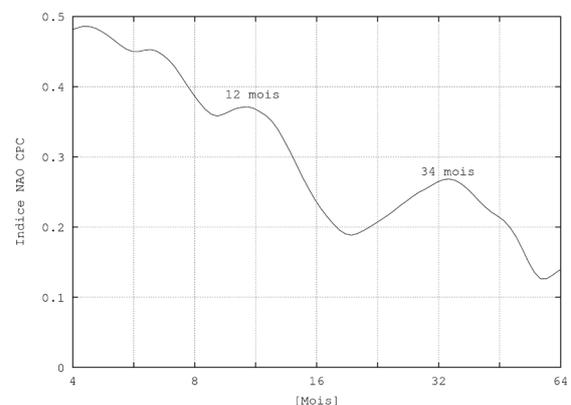


Figure 6. Le spectre d'échelle de l'indice NAO CPC

Pour l'ensemble des données mensuelles, les spectres d'échelle de ces deux indices NAO réalisés (Figure 5 et Figure 6) montrent un maximum qui correspond à un cycle dont la période est de 34 mois environ.

2. L'indice AO

Un vortex polaire s'établit aux deux pôles de la Terre. La puissance de ces vortex évolue cycliquement au cours du temps. L'oscillation arctique (AO arctic oscillation), qui est en relation avec le vortex arctique, alterne phases positives et phases négatives. Les phases positives caractérisent d'importants courants d'ouest, car la pression de surface est moindre au pôle et plus importante aux latitudes moyennes, alors que la phase négative est propice aux circulations méridiennes (Zhou *et al.*, 2001) et aux situations de blocage.

Le spectre d'échelle de la série de données de l'indice de l'oscillation arctique montre un maximum qui, tout comme celui de l'indice NAO, correspond à une période moyenne de 34 mois environ (Figure 7).

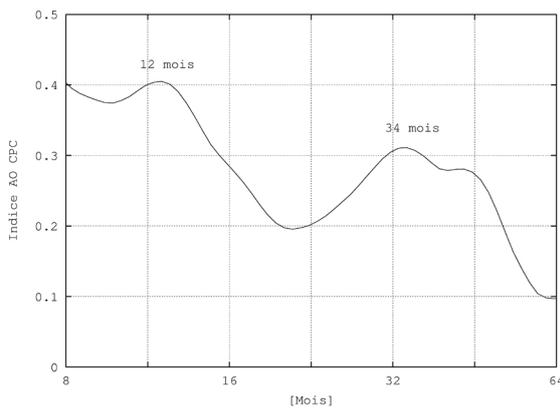


Figure 7. Le spectre d'échelle de l'indice AO CPC

B. Les indices liés à l'oscillation australe

Les upwellings (remontées d'eaux froides issues des fonds océaniques au large des côtes occidentales de l'Amérique du sud) sont cycliquement contrariés par des courants marins chauds venant de l'ouest. Les alizés entraînent, habituellement, avec eux l'eau équatoriale de surface. Toutefois, lorsque l'anticyclone générateur des alizés faiblit, les eaux chaudes, situées à l'ouest de l'océan Pacifique, se propagent vers l'est et empêchent les upwellings. Des alizés puissants sont générés par des basses pressions situées à l'ouest de l'océan et des hautes pressions situées à l'est. Il existe d'ailleurs une corrélation négative entre les pressions mesurées à l'est de l'océan et celles mesurées à l'ouest.

L'oscillation australe semble liée à des événements climatiques qui surviennent un peu partout dans le monde. Le CPC conclut notamment à l'occurrence d'hivers plus

chauds dans l'ouest de l'Amérique du Nord lors des événements ENSO, alors que celle des hivers plus froids surviennent lors des événements négatifs correspondant d'ailleurs à la Niña. L'oscillation est aussi responsable, peut-être, et concomitante, à coup sûr, de la survenue d'autres épisodes qui influent grandement sur les températures et sur les précipitations qui affectent certaines régions en Amérique Latine, dans le sud-est du continent africain, en Inde et au Japon.

1. Le Global-SST ENSO Index

L'indice Global-SST ENSO, mis au point par le JISAO, est calculé à partir des températures de surface des océans. C'est la soustraction des anomalies moyennes des températures des eaux équatoriales, 20° de latitude de part et d'autre de l'équateur, par les températures moyennes des eaux au-delà de 20° de latitude. La période qui a permis de calculer les moyennes s'étend de 1950 à 1979.

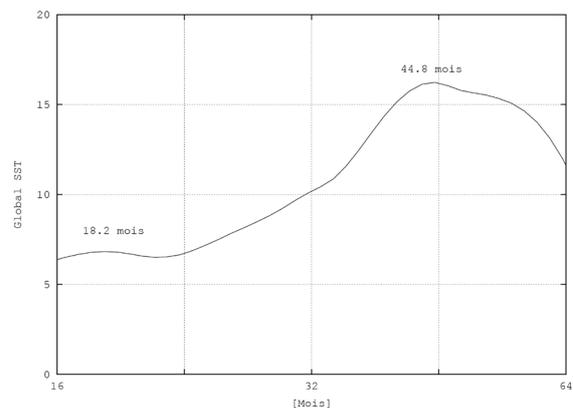


Figure 8. Le spectre d'échelle de l'indice Global SST ENSO

Le spectre d'échelle laisse apparaître un maximum pour un cycle qui est caractérisé par une période de 45 mois.

2. L'indice SOI et SOI*

Sir Walker (Walker & Bliss, 1932) a mis au point un indice qui mesure l'oscillation australe (SOI Southern Oscillation Index), en faisant la différence entre des pressions mesurées à la station de Tahiti à celles mesurées à la station de Darwin (Australie). De la même manière, un indice SOI* est établi en remplaçant la station de Tahiti par une pression moyenne mesurée sur une partie de l'Océan Pacifique.

Les spectres d'échelles des indices SOI (Figure 9) et SOI* (Figure 10) montrent deux maxima qui correspondent à des périodes de 29.6 mois et de 44.8 mois. Le maximum de 30 mois, qui apparaît timidement sur le spectre du SOI* est nettement plus marqué sur celui du SOI.

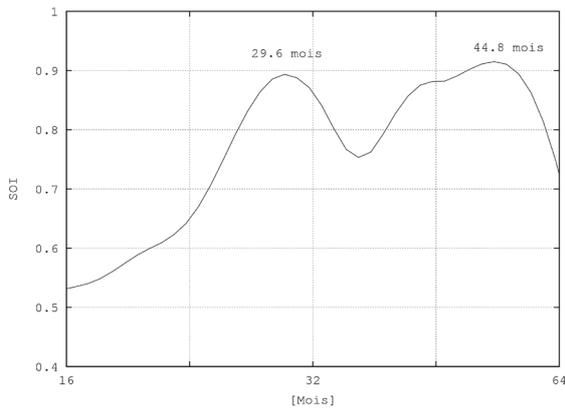


Figure 9. Le spectre d'échelle de l'indice SOI

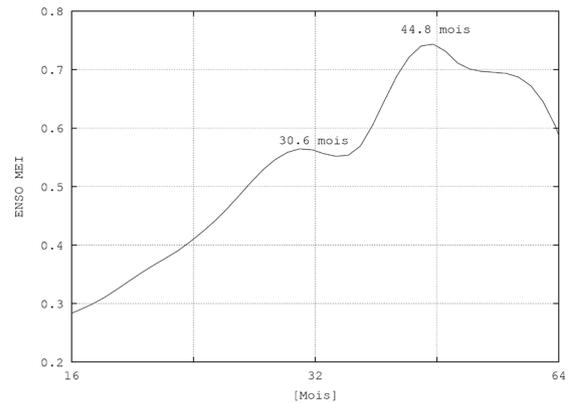


Figure 11. Le spectre d'échelle de l'indice MEI

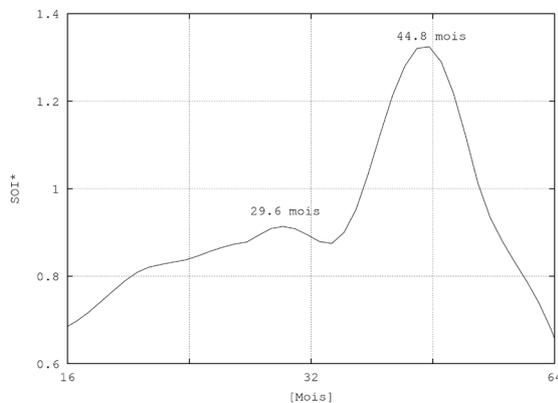


Figure 10. Le spectre d'échelle de l'indice SOI*

3. L'indice MEI

Le MEI (Multivariate ENSO Index) est calculé à partir de l'analyse en composantes principales de 6 variables mesurées (pression, les composantes U et V du vent, la température de l'océan, la température de l'air et la nébulosité) à la surface de l'Océan Pacifique tropical (Wolter, 1987). La période de référence s'étend de 1950 à 1993.

Le spectre d'échelle montre un maximum très important à 44.8 mois et un secondaire à 30.6 mois (Figure 11).

B. Les correspondances entre les cycles

De la comparaison des cycles détectés dans les températures de surface de l'air et de ceux observés dans les spectres d'échelle des indices climatiques, nous pouvons conclure que les cycles qui concernent certaines zones géographiques correspondent aux cycles observés dans les indices climatiques qui concernent ces régions.

Ainsi, le cycle de 30 mois, qui intéresse surtout le nord de l'Asie et l'Europe, correspond au cycle de 30 mois qui caractérise les séries de données des indices du climat qui synthétisent les mouvements des masses d'air sur

ces régions, à savoir les indices AO et NAO.

De la même manière, aux régions du globe qui sont concernées par l'oscillation australe et dont la période moyenne est de 42 mois, nous pouvons faire correspondre un cycle de période équivalente et qui est détecté sur les spectres d'échelle des séries relatives aux indices de l'oscillation australe.

V. L'INFLUENCE DU SOLEIL

Le Soleil provoque l'échauffement de la surface de la Terre et celui des masses d'air, et c'est encore lui qui induit et encourage leurs déplacements dans la troposphère.

Ainsi, s'il existe des cycles dans les températures de surface et dans les circulations des masses d'air, il nous apparaît opportun d'appliquer l'outil ondelette sur les séries de données relatives à certains paramètres du Soleil, qui sont observés et mesurés depuis la Terre et qui caractérisent l'intensité des réactions de fusion nucléaire qui se produisent à l'intérieur de l'astre.

La constante solaire, qui est la quantité d'énergie solaire que reçoit, chaque seconde, une surface de 1 m² placée perpendiculairement à la direction du Soleil et placée à 1 ua du Soleil, porte mal son nom puisque sa valeur est en perpétuel changement. Sa valeur approximative est actuellement de 1 368 Wm⁻² et elle ne tient pas compte de la réflexion et de l'absorption qui se produisent dans l'atmosphère terrestre. À la surface du globe, la puissance du rayonnement solaire est proche de 340 Wm⁻². Les modifications de la puissance du rayonnement solaire s'expliquent notamment par l'évolution des paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil, qui sont eux mêmes influencés par les positions des planètes du système solaire, ainsi que par les modifications dans l'activité des réactions nucléaires au sein de l'astre.

Le nombre de Wolf, qui est mesuré depuis que les lunettes astronomiques existent, est élaboré à partir du dénombrement et des groupements des taches qui apparaissent

sur le disque solaire. Ce nombre de Wolf est d'autant plus élevé que les taches solaires sont nombreuses et que l'activité du Soleil est importante.

De l'observation des taches solaires est également déduite l'asymétrie solaire. Cette asymétrie permet de comparer le nombre d'évènements solaires (taches, éruptions) qui apparaissent sur l'hémisphère nord (N) et l'hémisphère sud (S) du Soleil. Il est donné par la formule

$$As = \frac{N - S}{N + S}.$$

Enfin, le flux solaire est un rayonnement électromagnétique, dans le domaine des ondes radio, dont la fréquence est de 2 800 MHz ($\lambda = 11.7$ cm). La puissance de ce rayonnement est mesurée sur la Terre depuis la seconde guerre mondiale.

A. Les cycles solaires

Depuis que le nombre de Wolf est calculé, le cycle solaire de 11 ans de période moyenne est particulièrement bien connu. Ses variations, dans son intensité et dans sa période, sont étudiées et certains climatologues tentent d'y associer des modifications du climat.

Le spectre d'échelle calculé pour la série de données qui concerne le nombre de Wolf montre un maximum (Figure 12) pour une période de 37-38 mois. Notons, qu'à la droite de ce maximum, le spectre laisse entrevoir un maximum très important qui révèle le cycle de 11 ans. Toutefois, la série de données est trop courte pour le visualiser dans son entièreté.

Le spectre du flux solaire (Figure 13) laisse également apparaître un maximum qui correspond à une période de 37 mois.

Enfin, la série de données qui intéresse l'asymétrie solaire est contrôlée par deux cycles bien distincts. Celui de 44 mois environ est bien visible sur le spectre d'échelle (Figure 14). Le second maximum est plus complexe et laisse supposer que sa période oscille entre 18 et 28 mois.

B. Le climat et le Soleil

Il est aisé d'expliquer que plus l'énergie provenant du Soleil est importante et plus les climats sur la Terre sont chauds. Ainsi, Milankovic et Berger ont expliqué les glaciations à partir des variations de certains paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Ces paramètres ont des périodes approximatives de 100 000 ans, 40 000 ans et 25 000 ans.

Pour des périodes bien plus courtes, comme celles qui nous intéressent, la relation devient nettement moins évidente, puisque les variations de la quantité d'énergie

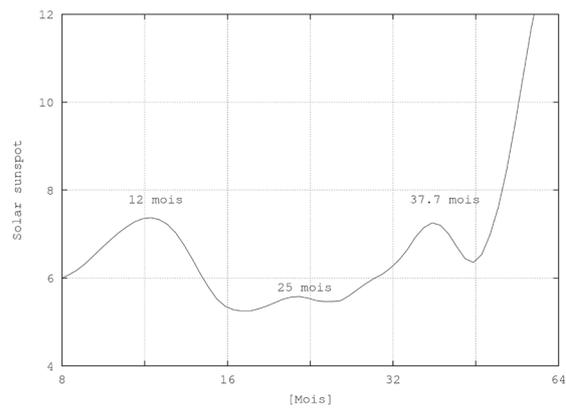


Figure 12. Le spectre d'échelle du nombre de Wolf

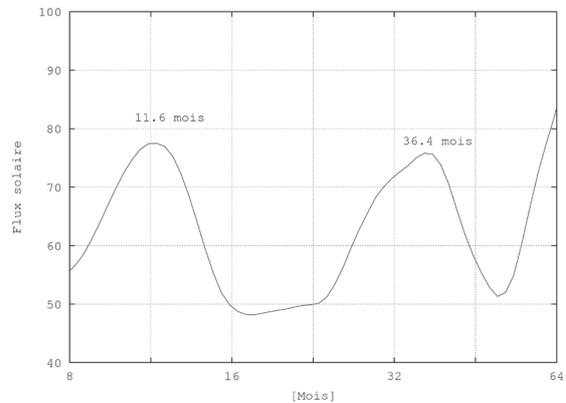


Figure 13. Le spectre d'échelle du flux solaire

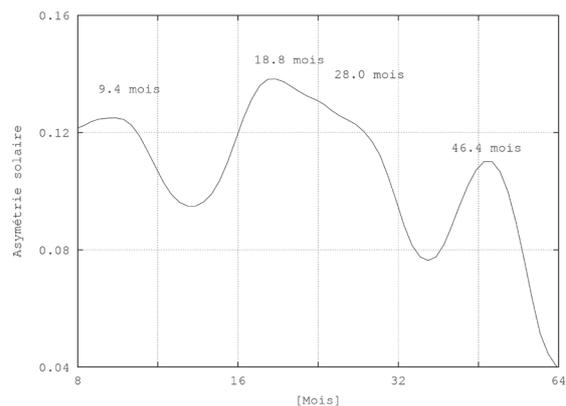


Figure 14. Le spectre d'échelle de l'asymétrie solaire

reçue du Soleil sont si faibles qu'elles ne permettent pas d'expliquer des variations de températures si grandes. Il vient naturellement à l'esprit que, si le Soleil n'intervient pas directement sur la température, il pourrait agir, d'une manière plus complexe, en intervenant sur d'autres éléments du climat qui influencent, à leur tour, les températures.

L'atmosphère terrestre contient une quantité d'eau importante qui se retrouve sous ses trois phases. La température de l'air, ainsi que le bilan de rayonnement terrestre, sont étroitement liés, de manière complexe également, à la nébulosité. Nous savons qu'une nuit étoilée est plus froide qu'une nuit sous un ciel couvert, et que l'énergie en provenance du Soleil peut être réfléchiée par le sommet des nuages et ne pas participer au réchauffement diurne de la surface de la Terre. Ainsi, il est difficile d'évaluer l'impact d'un changement de la nébulosité sur une évolution des températures relevées sous les différents climats.

Toutefois, la condensation de la vapeur d'eau ne peut se faire sans la présence de noyaux de condensation. Or, il semble que les rayons cosmiques ont un rôle non négligeable sur la formation de ces noyaux de condensation dans la troposphère (Svensmark, 2007).

Si nous pouvons considérer que le rayonnement cosmique est constant dans le temps, le rayonnement que nous recevons sur la Terre est influencé par l'activité solaire. Plus cette dernière est importante et moins le rayonnement cosmique est efficace sur la formation des aérosols (Svensmark, 2007).

Ainsi, les cycles de haute fréquence relevés dans les séries de données relatives à l'activité solaire pourraient correspondre à ceux observés dans les séries de températures et des indices climatiques.

VI. CONCLUSIONS

Les séries temporelles des températures de l'air mesurées à la surface du globe sont empreintes de cycles qui oscillent légèrement autour de deux périodes de 30 et de 42 mois.

C'est grâce au spectre d'échelle, qui synthétise la transformée en ondelette et qui possède la propriété de visualiser des cycles dans un signal quasi-stationnaire, que ces oscillations ont été mises en évidence.

Les cycles découverts dans les températures de l'air peuvent être associés aux cycles observés dans les principaux indices climatiques qui synthétisent l'importance et les directions des flux des masses d'air dans la troposphère. Ainsi, le cycle détecté dans les indices de l'oscillation australe correspond à celui découvert dans les séries temporelles de températures des stations qui sont situées dans les régions influencées par cette oscillation. De même, les températures des régions qui sont soumises aux flux d'ouest connaissent, de la même manière que les indices AO et NAO, le cycle de 30 mois.

Des cycles de périodes comparables ont été découverts dans les paramètres du Soleil mesurés depuis la Terre et qui caractérisent l'activité de l'astre. Ainsi, les cycles qui affectent la température de l'air et les flux des masses d'air, pourraient être induits par l'activité du Soleil.

BIBLIOGRAPHIE

- Arneodo A., Grasseau G. & Holschneider M. (1988). Wavelet transform of multifractals. *Physical Review Letters*, 61, 2281-2287.
- Baliunas S., Frick P., Sokoloff D. & Soon W. (1997). Time scales and trends in the Central England Temperature data (1659-1990): A wavelet analysis. *Geophysical Research Letters*, 24(11), 1351-1354.
- Barnston A.G. & Livezey E. (1987). The effect of weather on mood, productivity, and frequency of emotional crisis in a temperature continental climate. *Monthly Weather Review*, 115, 1083-1126.
- Berger A. & Loutre M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10000000 years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4), 297-317.
- Daubechies I. (1992). *Ten Lectures on Wavelets*. SIAM.
- Goupillaud P., Grossman A. & Morlet J. (1984). Cycle-octave and related transforms in seismic signal analysis. *Geoexploration*, 23, 85-102.
- Huang N.E., Long S.R., & Shen Z. (1996). The mechanism for frequency downshift in nonlinear wave evolution. *Advances in applied mechanics*, 32, 59-111.
- Hurrell J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Kalnay E. *et al.* (1996). The NCP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471.
- Keller W. (2004). *Wavelets in Geodesy and Geodynamics*. de Gruyter.
- Korner T.W. (1989). *Fourier analysis*. Cambridge Univ. Press.
- Kronland-Martinet R., Morlet J. & Grossman A. (1987). Analysis of sound patterns through wavelet transforms. *International Journal of Pattern Recognition and Artificial Intelligence* *J Pattern Recogn*, 1, 273-302.
- Le Roy Ladurie E., Rousseau D. & Vasak A. (2011). *Les fluctuations du climat ; de l'an mil à aujourd'hui*. Fayard.
- Ljungqvist F. (2010). *A Regional Approach to the Medieval Warm Period and the Little Ice Age*, Suzanne Simard, 1-26.
- Mabille G. & Nicolay S. (2009). Multi-year cycles observed in air temperature data and proxy series. *The European Physical Journal Special Topics*, 174, 135-145.
- Mallat S. (1999). *A wavelet tour of signal processing*. Academic Press.
- Milanković M. (1941). *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. R. Serb. Acad.

- Nicolay S. (2006). *Analyse de séquences ADN par la transformée en ondelettes : extraction d'informations structurelles, dynamiques et fonctionnelles*. PhD thesis, Université de Liège.
- Nicolay S. (2011). A wavelet-based mode decomposition. *The European Physical Journal B-Condensed Matter and Complex Systems*, 80, 223-232.
- Nicolay S., Mabilille G., Fettweis X. & Erpicum M. (2008). 30 and 43 months period cycles found in air temperature time series using the morlet wavelet method. *Climates Dynamics*.
- Osborn T., Briffa K., Tett S., Jones P. & Trigo R. (1999). Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 15(9), 685-702.
- Pozo-Vázquez D., Esteban-Parra M., Rodrigo F. & Castro-Diez Y. (2000). An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *Int. J. Climatol*, 20, 1675-1692.
- Rudin W. (1991). *Functional Analysis*. McGraw-Hill Science.
- Shanker A.P. & Nanjundiah R.S. (2004). Morlet wavelet analysis of tropical convection over space and time: Study of poleward propagations of Intertropical Convergence Zone (ITCZ). *Geophys. Res. Lett.*, 3.
- Svensmark H. (2007). Cosmic ray decreases affect atmospheric aerosols and clouds. *Astronomy & Astrophysics*, 48.
- Torrence C. & Webster P. J. (1999). Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8), 2679-2690.
- Walker G.T. & Bliss E.W. (1932). World weather v. *Mem. R. Meteorol. Soc.*, 4, 53-84.
- Wallace J.M. & Gutzler D.S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4), 784-812.
- Wolter K. (1987). The southern oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 540-558.
- Zhou S., Miller A.J., Wang, J. & Angel J. K. (2001). Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes. *Geophysical Research Letters*, 28, 4701-4110.

Coordonnées des auteurs :

Georges MABILLE
 Chef de travaux
 Faculté d'Architecture, d'Ingénierie architecturale
 et d'Urbanisme (LOCI)
 Université Catholique de Louvain
 7, chaussée de Tournai
 B-7520 Tournai
 georges.mabilille@uclouvain.be
 Faculté d'Architecture
 Université de Liège
 41, bvd de la Constitution
 B-4000 Liège
 gmabilille@ulg.ac.be

Dr. Xavier FETTWEIS
 Postdoctoral Researcher (FNRS)
 Xavier.Fettweis@ulg.ac.be

Michel ERPICUM
 Professeur
 michel.erpicum@ulg.ac.be
 Laboratoire de Climatologie et de Topoclimatologie
 Département de Géographie
 Université de Liège
 allée du 6 Août, 2
 B-4000 Liège

Samuel NICOLAY
 Chargé de Cours
 S.Nicolay@ulg.ac.be
 Département de Mathématique
 Université de Liège
 Bâtiment B37 - Sart Tilman
 B- 4000 Liège

