



Faculté des Sciences

Analyse de la variabilité naturelle du climat : application à l'aide des ondelettes

Georges Mabilie

Dissertation originale présentée
en vue de l'obtention
du grade académique de
docteur en sciences

Septembre 2014

Table des matières

1	Introduction	6
2	À propos de quelques séries climatiques	9
2.1	Introduction	9
2.2	Les séries de données liées à la paléoclimatologie	9
2.2.1	Les données <i>orbit91</i>	10
2.2.2	L'évolution de l'excentricité de l'orbite de la Terre	11
	L'évolution de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre	11
	L'évolution de la précession des équinoxes	11
2.2.3	EPICA Dome C	11
2.3	Les séries temporelles de températures	12
2.3.1	Introduction	12
2.3.2	La cohérence des mesures et l'homogénéisation des séries de données	12
2.3.3	La mesure de la température de l'air	13
	Les thermomètres	14
	Les abris	14
	Le site de mesure	15
	La mesure de la température à la station d'Uccle	16
2.3.4	La mesure de la température de la surface des océans	18
	La qualité des séries temporelles de la surface des océans	18
	La mesure de la température de la surface des océans	18
2.3.5	Les séries de températures mesurées aux stations météorologiques .	20
	Les données ECAD des stations européennes	20
	Les données GISS des stations mondiales	20
2.3.6	Les séries de températures globales et hémisphériques	20
	À propos des séries de données continentales utilisées	21
	À propos des séries de données océaniques utilisées	23
	Les données du CRU et du Hadley Centre du UK Met Office . . .	23
	Les données du GISS	23
	Les données du NCDC	24
2.3.7	Les données mondiales NCEP-NCAR	24
2.4	Les indices du climat	25
2.4.1	Introduction	25
2.4.2	Les mouvements des masses troposphériques	26
2.4.3	Les indices climatiques des hautes et moyennes latitudes	27
2.4.4	L'oscillation arctique	29
2.4.5	L'oscillation antarctique	29

2.4.6	L'oscillation nord-atlantique, la NAO	30
2.4.7	L'oscillation atlantique multidécennale	32
2.4.8	Le nord de l'océan Pacifique	32
	L'indice PNA	32
	L'indice NP	33
	L'oscillation décennale du Pacifique	33
2.5	Les indices des latitudes intertropicales	34
2.5.1	Les téléconnexions de l'ENSO	36
2.6	L'oscillation quasi biennale (QBO)	38
2.7	Les cycles dans l'activité solaire	39
2.8	Le système solaire	39
2.9	La structure du Soleil	40
2.9.1	L'activité solaire	43
2.9.2	Les taches solaires	43
2.9.3	L'asymétrie solaire	44
2.9.4	Le flux solaire	45
2.9.5	Le champ magnétique solaire	45
2.9.6	Le champ magnétique terrestre	47
2.10	Les cycles déjà décrits dans la littérature	48
2.11	Conclusions et hypothèses de travail	49
3	La Méthode et sa validation	50
3.1	Rappels théoriques	50
3.1.1	La transformée de Fourier	50
3.1.2	L'analyse en ondelettes	51
	La transformée en ondelettes	51
3.1.3	Le spectre d'échelle	53
3.2	Validation de la méthode	54
3.2.1	Introduction	54
3.2.2	Application de la méthode à des signaux simulés	55
	La simulation 1, le cycle journalier	55
	La simulation 2, le cycle annuel	56
	La simulation 3, le cycle de 30 mois	57
	La simulation 4, diminution linéaire de la période du cycle de 30 mois	57
	La simulation 5, ajout d'un bruit gaussien	59
	Simulation 6, ajout d'une tendance dans la moyenne	59
	Simulation 7, des discordances dans le signal	60
3.2.3	À propos de la conception de signaux simulés	62
3.2.4	Applications de la méthode à des signaux dont les cycles sont connus	62
	Les données <i>orbit91</i>	62
	EPICA Dome C	65
3.3	Conclusions	67
4	Les Données et les résultats	68
4.1	Introduction	68
4.2	La température de l'air	70
	Les sauts de températures dans la série temporelle	70
	Les tendances dans la série temporelle	70

	La cinétique de la mise en équilibre thermique	70
4.3	Les cycles détectés à Uccle et à Bierset	70
4.3.1	La série temporelle d'Uccle	70
4.3.2	La série temporelle de Bierset	72
4.3.3	La comparaison des spectres d'échelle d'Uccle et de Bierset	73
4.4	Les températures mesurées aux réseaux de stations météorologiques mondiales	75
4.4.1	Les données ECAD des stations européennes	75
	Les données d'Uccle et de Bierset	76
	Les données de Zaragoza	78
	Les données de Malaga	79
	Les données de Bucarest	80
	Les données de Sodankyla	81
	Les données d'Helsinki	83
	Les données de Reykjavic	84
	Les données de Tasillaq	85
4.4.2	Les données GISS des stations mondiales	86
	Le cycle de 30 mois	87
	Le cycle de 43 mois	88
4.5	Les séries globales et hémisphériques	89
4.5.1	Les données du CRU et du Hadley Centre du UK Met Office	89
	Les séries de températures de l'air CRUTEM	89
	Les données de températures des océans HadSST	91
	Les données HadCRUT	93
4.5.2	Les données du GISS	95
4.5.3	Les données du NCDC	97
4.5.4	Conclusions à propos des températures globales et hémisphériques	99
4.6	Les données NCEP-NCAR	101
	Représentation spatiale du cycle de 30 mois	101
	Représentation spatiale du cycle de 43 mois	102
	Représentation spatiale du cycle de 63 mois	103
4.7	Les cycles dans les indices du climat	103
4.7.1	Introduction	103
4.7.2	L'oscillation arctique	103
4.7.3	L'oscillation antarctique	105
	Les spectres d'échelle des indices de l'AAO	106
4.7.4	L'oscillation nord-atlantique, la NAO	107
	Les spectres d'échelle des indices de la NAO	108
	Les téléconnexions liées à la NAO	110
4.7.5	L'oscillation atlantique multidécennale	110
4.7.6	Le nord de l'océan Pacifique	112
	L'indice PNA	112
	L'indice NP	113
	L'oscillation décennale du Pacifique	114
4.7.7	Conclusions à propos des indices des hautes et moyennes latitudes	115
4.8	Les indices des latitudes intertropicales	116
4.8.1	L'indice Global-SST ENSO	116

4.8.2	Les indices de l'ENSO du CPC	118
	Les régions de l'océan Pacifique.	118
	Le Trans Niño Index	121
	Le Oceanic Niño Index	122
4.8.3	Le SOI du NCAR	122
4.8.4	Les indices SOI, SOI* et NOI	124
4.8.5	Le Multivariate Enso Index (MEI)	126
4.8.6	Conclusions à propos des indices des latitudes intertropicales	127
4.9	L'oscillation quasi biennale (QBO)	127
4.10	Les cycles du Soleil	128
4.10.1	Introduction	128
4.10.2	L'activité solaire	128
	Les taches solaires	129
	L'asymétrie solaire	130
	Le flux solaire	130
4.10.3	Le champ magnétique terrestre	131
4.10.4	Conclusions à propos des cycles de l'activité solaire	132
4.11	Efficacité de la méthode	133
4.11.1	Introduction	133
4.11.2	Méthodes	133
	Première méthode : l'inégalité de Tchebychev	133
	Seconde méthode : les valeurs p	134
4.12	Conclusions	137
5	Discussion	138
5.1	Introduction	138
5.2	L'outil ondelettes	139
5.3	Les cycles dans les températures de l'air et de la surface des océans	139
5.4	Les cycles dans les indices du climat	139
5.5	Les téléconnexions	140
5.5.1	Les téléconnexions liées à l'AO	141
5.5.2	Les téléconnexions liées à la NAO	142
5.5.3	Les téléconnexions liées à l'AAO	143
5.5.4	Les téléconnexions de l'AMO	143
5.5.5	Les téléconnexions liées à la PNA	144
5.5.6	Les téléconnexions liées à l'indice NP	145
5.5.7	Les téléconnexions de la PDO	146
5.5.8	Les téléconnexion de l'ENSO	146
5.6	Les cycles dans l'activité solaire	148
5.6.1	L'action du Soleil sur le climat	148
5.6.2	La quantité d'énergie reçue sur la Terre	150
5.6.3	Les noyaux de condensation	151
5.6.4	Le champ magnétique solaire	152
5.6.5	Le soleil, la QBO, l'ENSO et le vortex polaire	152
6	Conclusions	153

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier Samuel Nicolay et Michel Erpicum, respectivement promoteur et co-promoteur de cette thèse, autant pour leur patience que pour la qualité de l'encadrement qu'ils m'ont offert, mais aussi pour m'avoir souvent stimulé tout au long de ces années de recherche et durant la rédaction de la thèse.

Je remercie vivement Yves Cornet et Xavier Fettweis pour la lecture très attentive du texte et pour avoir émis, quand il le fallait, des remarques avisées et des suggestions très constructives.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude envers Michel Crucifix et Pierre Carrega qui me font l'honneur de prendre part au jury de la thèse.

Dans ces remerciements, je n'oublie évidemment pas les nombreux collègues et les confrères que j'ai pu côtoyer et avec qui j'ai partagé bon nombre de moments de recherches autant enrichissants qu'agréables. Je pense notamment à Marco, Sabine, Thierry, Valéry, Olivier, Gilles, Bruno et bien d'autres encore...

Je n'omets pas la famille qui n'a pas été ménagée, que j'ai sans doute un peu trop délaissée et qui m'a pourtant souvent encouragé à terminer ce travail. Je pense à mon épouse, Patricia, mes enfants, Audrey, Sarah et Laurent, sans oublier mes parents.

Enfin, je souhaite exprimer toute ma reconnaissance à Philippe Hardy qui s'est chargé de la relecture finale du texte.

Chapitre 1

Introduction

Le climat n'a de cesse d'évoluer. Les cycles climatiques semblent avant tout être régis par de nombreux mécanismes comme, notamment, celui qui est lié à la position de la Terre par rapport à celle du Soleil [13,64] ou celui qui résulte de l'évolution de la puissance des réactions nucléaires qui s'effectuent au sein de l'astre.

Toutefois, les profondes modifications des conditions physiques que le globe a connues durant le quaternaire [53,55] témoignent aussi d'une certaine variabilité « naturelle » du climat, souvent mal comprise d'ailleurs, et qui est associée au jeu du hasard et au bruit. Les mécanismes qui les engendrent ont des origines souvent indéterminées et répondent à des variations cycliques dont les périodes, pas toujours connues, sont différentes et se modifient au cours du temps.

Ainsi, lors des 800000 dernières années et en relation avec l'évolution de certains 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 100000 ans environ [13,64].

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, reculent et les espèces végétales et animales se déplacent en latitude.

À ces variations de basses fréquences s'additionnent des variations qui connaissent des périodes bien plus courtes et qui alternent un réchauffement et un refroidissement tous les mille ans environ, tels ceux qu'ont connus l'optimum climatique médiéval (aux environs de l'an mil) et le petit âge glaciaire qui a suivi (de 1200 à 1850) [53,55].

Enfin, il existe également des variations de plus hautes fréquences, dont les périodes correspondent à l'échelle de l'année et du mois et qui sont associées à une variabilité du climat qui est qualifiée de « naturelle ».

Dans la vie de tous les jours, le temps qu'il fait est certainement le thème le plus souvent abordé dans les conversations. D'un autre côté, la presse ne manque pas de relater un record lié au climat qui vient d'être battu, souvent à propos des températures, des précipitations ou des vitesses du vent.

Dans le même ordre d'idée, une question qui taraude souvent le climatologue concerne la « simple » définition de la température qualifiée de « normale ». En effet, une température anormale un jour pourrait très bien ne pas l'être le lendemain s'il est tenu compte de son cycle annuel, de la variabilité naturelle du climat ou s'il existe une tendance dans les températures.

Il est dès lors concevable que l'étude et la quantification de cette variabilité climatique à fine échelle de temps devienne essentielle afin d'en tenir compte dans la compréhension des mécanismes du climat et de pouvoir, le cas échéant, se pencher efficacement sur son évolution future [20].

Ces cycles ne sont actuellement pas repérés parce que leurs amplitudes sont beaucoup plus petites que les amplitudes journalières et annuelles, et aussi parce que l'outil utilisé communément en climatologie pour les détecter, la transformée de Fourier, repère une infinité de cycles de fréquences différentes, ne synthétise en rien l'information contenue et ne permet que très difficilement de révéler des cycles dont la période évolue légèrement au cours du temps.

Si de tels cycles de températures existent réellement, alors il devient essentiel de découvrir s'ils sont également présents dans les séries de données liées aux principaux indices climatiques et dans celles relatives à l'activité solaire qui gouverne, *de facto*, la majeure partie de la variabilité climatique aux différentes échelles de temps.

Ce travail a pour but de mettre en évidence ces cycles méconnus, dont les périodes sont de l'ordre de quelques dizaines de mois, à l'aide de l'outil ondelettes développé à l'Institut de Mathématique de l'Université de Liège, dans des séries de données de températures et de rechercher dans les différentes données climatiques qui sont à notre disposition si des cycles comparables s'y observent aussi.

Nous analysons, dans un premier temps, les informations fournies par les spectres d'échelle calculés pour les séries de températures des stations belges, puis pour celles de certaines stations météorologiques européennes et, enfin, pour celles d'une centaine de stations mondiales.

Nous utilisons ensuite les données des réanalyses NCEP-NCAR afin de rechercher, sur des données issues d'un modèle climatique global dans lesquels des observations sont assimilées, la présence des cycles détectés dans des régions dépourvues d'observation.

Afin de mieux comprendre la répartition géographique de la présence de ces cycles, nous appliquons la transformée en ondelettes sur les séries de données relatives aux principaux indices du climat, caractérisant la variabilité climatique à l'échelle régionale afin de rechercher la présence de cycles dans les régions soumises à leurs téléconnexions.

Enfin, et puisque le moteur principal de la variabilité du climat est le Soleil, nous étudions la présence des cycles détectés dans des séries temporelles liées, de près ou de loin, à son activité physique.

Chapitre 2

À propos de quelques séries climatiques

2.1 Introduction

La variabilité du climat, à différentes échelles de temps, est un sujet constamment discuté et qui fait l'objet de nombreuses recherches. Cette variabilité concerne les grandes tendances climatiques comme le réchauffement climatique, les variations cycliques à basses fréquences, comme l'alternance des glaciations et des stades interglaciaires durant le quaternaire ou la variabilité à hautes fréquences, comme l'alternance du jour et de la nuit ou le cycle des saisons.

Ce chapitre est consacré à la description et à l'étude des séries de données qui sont utilisées dans ce travail ; celles qui concernent les cycles de basses fréquences et qui servent à la validation de l'outil ondelettes, dans un premier temps, et, ensuite, à celle des séries dans lesquelles les cycles qui nous intéressent sont détectés.

Une partie de ce chapitre concerne la description des techniques et des protocoles relatifs à la mesure de la température de l'air et à celle de la surface des océans. Il y est aussi discuté des ajustements apportés aux mesures de la température et de l'homogénéisation des séries de températures globales.

Un bref rappel théorique concernant la circulation générale des masses d'air et les principaux indices climatiques caractérisant leurs variabilités est aussi donné et les divers paramètres qui servent à construire les séries temporelles relatives à l'activité solaire y sont également décrits.

2.2 Les séries de données liées à la paléoclimatologie

Les cycles qui sont décrits dans cette section concernent des séries temporelles de données liées à la paléoclimatologie. Ils ont l'avantage d'être connus et bien décrits dans la littérature. Nous les utilisons, plus loin dans le texte, afin de valider notre méthode liée à l'analyse en ondelettes.

Le traitement de ces séries de données a pour but de valider l'outil ondelettes est de vérifier comment ils apparaissent sur les spectres d'échelle.

Le jeu de données *orbit91* [13] contient plusieurs séries temporelles qui sont notamment liées à l'évolution de trois paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil et des estimations de l'énergie reçue au sommet de l'atmosphère pour quelques jours de l'année et quelques latitudes différentes.

La série liée au forage de glace à EPICA Dome C [40] est également décrite.

2.2.1 Les données *orbit91*

Le quaternaire se distingue de l'ère tertiaire par de sérieux rafraîchissements des températures, sans doute de l'ordre de 10°C pour nos régions tempérées, rythmés par une succession de périodes glaciaires. Celles-ci sont longues d'une petite centaine de milliers d'années et elles sont entrecoupées par des épisodes plus chauds, de 10000 à 20000 ans pour les derniers, tels celui que nous connaissons actuellement.

Les périodes glaciaires se marquent, à la surface de la Terre, par l'apparition, aux hautes latitudes, sur la Scandinavie, sur le nord du continent américain et sur la Patagonie, de glaciers continentaux, les inlandsis. Notons que les inlandsis de l'Antarctique et du Groenland ne fondent pas pendant les stades interglaciaires.

L'expansion de l'humanité, étroitement liée à la généralisation de l'agriculture aux latitudes subtropicales, n'a pu se dérouler que grâce au réchauffement des températures faisant suite à la dernière glaciation. Ce redoux est responsable de la disparition des inlandsis européen et américain qui ont libéré des espaces cultivables, et de la fonte du pergélisol, courant aux latitudes moyennes, qui empêchait les labours.

La théorie astronomique de l'évolution du climat élaborée par Milankovic [64] explique cette succession d'ères glaciaires par l'inconstance de la quantité d'énergie solaire que reçoit la Terre.

Selon Milankovic [64] et Berger [13], cette variation de l'énergie reçue du Soleil n'implique nullement une modification dans la puissance des réactions nucléaires qui constituent la source de l'énergie solaire et qui se déroulent au cœur de notre étoile. Elle est majoritairement fonction de trois paramètres liés à la trajectoire de la Terre autour du Soleil. Ceux-ci fluctuent au cours du temps au gré des positions relatives des planètes qui gravitent autour de l'astre et des forces d'attractions nées de leurs masses.

Ces trois paramètres sont l'excentricité de l'ellipse sur laquelle la Terre se déplace, l'inclinaison de son axe de rotation sur le plan de l'écliptique et la précession des équinoxes.

2.2.2 L'évolution de l'excentricité de l'orbite de la Terre

Pour rappel, l'excentricité e définit la forme des coniques. En ce qui concerne les ellipses, si r_a et r_p sont respectivement l'apoapse et le périapse, alors

$$e = \frac{r_a - r_p}{r_a + r_p}$$

Si $r_a = r_p$, alors l'ellipse est un cercle et $e = 0$.

Ainsi, d'après la première loi de Kepler, la Terre décrit une trajectoire elliptique autour du Soleil, et l'astre occupe l'un des foyers de la conique.

En fonction de la position surtout des planètes massives du système solaire que sont Jupiter et Saturne, la forme de l'ellipse évolue dans le temps. Celle-ci devient plus elliptique $e = 0.058$ ou plus circulaire $e = 0.005$.

Cette variation de la forme de l'ellipse engendre une modification substantielle de la distance moyenne Terre-Soleil et, en conséquence, elle induit une variation de l'énergie solaire reçue sur la Terre [13].

L'évolution de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre

L'axe de rotation de la Terre n'est pas parallèle à la normale au plan de l'écliptique. Son inclinaison, qui est de 23.45° actuellement, varie au cours du temps et connaît des valeurs (figure 3.10) qui sont périodiquement comprises entre 22° et 24.5° .

L'inclinaison de l'axe de rotation induit la succession des saisons et celles-ci sont d'autant mieux marquées que l'inclinaison est grande.

L'évolution de la précession des équinoxes

L'axe de rotation de la Terre est animé d'un mouvement similaire à celui d'une toupie. Soumis à la précession, cet axe décrit un cercle sur la voûte céleste en une période de 26 000 années environ.

Toutefois, le tracé de ce cercle n'est pas parfait. Il est tributaire de l'attraction lunaire qui l'affecte et l'agrément d'une légère oscillation, la nutation, dont la période est à peu près égale à 19 000 années. Notons que ce cycle de 19 000 années n'a jamais été détecté dans les séries de données sur lesquelles nous avons travaillé dans le cadre de cette étude.

2.2.3 EPICA Dome C

Pour rappel, lors du passage de l'ère tertiaire à celle du quaternaire, la Terre a subi un net rafraîchissement de son climat. La glace qui constitue les inlandsis est issue de l'accumulation des précipitations neigeuses. L'eau ainsi piégée sur les continents ne peut retourner dans les océans, et le niveau de ces derniers s'abaisse de plus de 100 mètres lors

des périodes froides.

Les glaces du cœur des calottes polaires de l'Antarctique et du Groenland, qui persistent lors des stades interglaciaires, ont emprisonné et protègent encore des gaz, tels le CO_2 et le CH_4 , des isotopes de certains atomes, comme ceux de l'oxygène et de l'hydrogène, et des poussières. Cette matière, ces molécules et ces isotopes permettent de reconstruire les conditions climatiques qui régnaient lorsque l'évaporation, qui a conduit à la formation des cristaux de glace et aux précipitations neigeuses qui se sont déposées sur le glacier, s'est opérée.

Ces deux inlandsis ont des caractéristiques bien différentes. Celui du Groenland est plus petit, moins épais et il est alimenté en précipitations neigeuses plus importantes mais dont une partie de celles-ci fond en été. Celui de l'Antarctique connaît un climat beaucoup plus sec et plus froid et dont résulte une alimentation en neige nettement moins importante. Ainsi, les informations fournies par les sondages de l'Antarctique donnent des informations sur des périodes plus longues mais sont moins précises sur des échelles de temps plus courtes.

Des forages profonds ont été réalisés dans l'inlandsis de l'Antarctique. Ils ont permis de mesurer les concentrations des traceurs du climat et d'évaluer ainsi leur évolution sur de longues périodes et de reconstruire les températures qui régnaient lorsque les précipitations neigeuses se sont opérées.

2.3 Les séries temporelles de températures

2.3.1 Introduction

Il paraît évident que la qualité des résultats fournis par l'analyse fréquentielle soit conditionnée par la qualité des séries de données utilisées, par la qualité des mesures réalisées aux stations météorologiques et et par celles réalisées sur les océans.

La constitution des séries de données de qualité implique que certaines données nécessitent d'être corrigées, réévaluées, afin de les rendre cohérentes. En corrigeant de la sorte les mesures, on parle d'ajustement des mesures et d'homogénéisation des séries temporelles de données.

Nous allons nous intéresser aux séries temporelles qui concernent la température de l'air et la température de la surface des océans.

2.3.2 La cohérence des mesures et l'homogénéisation des séries de données

Dans son article qui décrit la réalisation de la longue série historique des températures mensuelles estimées pour le centre de l'Angleterre (Central England Temperature), en compilant plusieurs séries de données issues de stations et d'époques différentes, Parker [85] énumère et explique les différents facteurs qui perturbent la qualité de la série

temporelle. Il y propose et développe les concepts d'« homogénéisation » et d'« ajustement » des séries temporelles en vue de proposer la meilleure des estimations, celle qui correspondrait au mieux à la mesure qui est réalisée actuellement avec les appareils d'aujourd'hui.

Parmi les facteurs qui provoquent une dérive dans les mesures de la température de l'air, Parker évoque tout d'abord la constante évolution du matériel et des thermomètres, et aussi celle des divers protocoles d'échantillonnage qui ont servi à évaluer la température de l'air à la surface du globe.

Le deuxième facteur est essentiellement du ressort de la topoclimatologie puisqu'il est lié aux différents déplacements opérés à l'occasion du déménagement de la station météorologique et de son parc de mesure. Même déplacés de quelques centaines de mètres seulement, les thermomètres fournissent des mesures qui diffèrent très sensiblement, notamment en adoucissant ou en exacerbant les extrema et en modifiant la célérité de la réponse de la mesure aux changements brusques de température que l'air connaît.

La dernière des principales causes de l'inhomogénéité des séries de données relève de l'expansion de la ville et de l'îlot de chaleur qui l'accompagne. L'urbanisation en Europe occidentale, qui a connu une phase de forte croissance lors de la révolution industrielle des dix-neuvième et vingtième siècles, a induit l'extension de ces îlots de chaleur. Ceux-ci ont envahi progressivement l'espace rural, situé directement en périphérie des villes, et dans lesquels ont souvent été établis les observatoires astronomiques (Uccle à Bruxelles, Kew à Londres, Montsouris à Paris et Cointe à Liège).

2.3.3 La mesure de la température de l'air

Rappelons que la précision des mesures de la température de l'air est directement liée à la qualité des instruments qui sont utilisés. Cette précision dépend également des règles qui sont suivies pour la réalisation de ces mesures.

C'est en 1741 que Celsius a fait construire un thermomètre dont la graduation 0 correspond à la température de la glace qui fond et la graduation 100 à la température de l'eau qui bout à la pression normale et à l'altitude des océans.

C'est Adolphe Quetelet, mathématicien et astronome né en 1796 et mort en 1874, qui a établi le premier réseau d'observations climatologiques sur l'ensemble du territoire belge. Il est aussi le fondateur de l'Observatoire Royal de Belgique qui, à l'époque, était situé à Bruxelles. Les mesures de températures ont été réalisées et consignées à partir du premier janvier 1833 [5, 22].

Quetelet décrit en quelques lignes comment la mesure de la température de l'air était effectuée à l'époque.

« Le thermomètre qui servait aux observations, a toujours été exposé du côté du nord, à l'ombre, et, autant que possible, à l'abri des réverbérations des murs. Le point zéro était vérifié annuellement et quelques fois à des intervalles plus rapprochés. Les résultats ont

été corrigés pour le déplacement du zéro, et ont subi les autres petites corrections dont ils étaient possibles. Le thermomètre était à 3.3 mètres au-dessus du sol et à la distance de 0.15 mètre de la fenêtre d'une chambre où l'on ne fait jamais de feu » [92].

Précisons qu'afin d'assurer la comparaison de toutes les observations météorologiques mondiales entre elles, un protocole concernant la récolte des données a été fixé par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM, créée en 1951). Ce protocole, qui est d'application depuis 1963, fixe les règles à suivre afin de bien mesurer la température de l'air¹.

Actuellement, les mesures doivent être réalisées en plaçant les thermomètres et/ou les sondes dans un abri fermé, non hermétique, de couleur blanche, placé à une hauteur comprise entre 1.25 et 2 mètres au-dessus d'une surface gazonnée et constamment entretenue [54]. Nous discuterons des caractéristiques des abris plus loin dans le texte.

Les thermomètres

Plus haut dans le texte, nous avons vu que Quetelet [92] utilisait un thermomètre qui nécessitait d'être recalibré au moins une fois par an. Il convient dès lors de suspecter la présence de certaines dérives dans la série de données à propos de l'exactitude de la mesure.

Les thermomètres à *minima-maxima* fonctionnent en utilisant les propriétés physiques du mercure ou de l'alcool qui se dilatent lorsque leur température augmente. Ces thermomètres intègrent dans le tube, des repères qui suivent la dilatation ou la contraction des liquides. Les températures, minimales et maximales, sont relevées tous les jours à la même heure.

Les thermographes permettent de mesurer, en continu, la température de l'air. Celle-ci est estimée à l'aide d'un thermomètre « bilame », basé sur la différence des coefficients de dilatation de deux métaux différents.

Enfin, les sondes en platine de 100 Ω à 0°C (Pt100) utilisent les propriétés de thermo-résistance de ce métal. Ces sondes sont reliées à un système d'enregistrement électronique des mesures. Leroy [54] considère que cette association de la sonde Pt100 et du système électronique d'acquisition fournit des mesures dont l'incertitude est de l'ordre de 0.15°C. Notons que les volumes très réduits de la sonde Pt100 et de son abri à coupelles améliorent très sensiblement la cinétique de la mise en équilibre de la température de la sonde avec celle de l'air extérieur.

Les abris

L'abri météorologique sert à protéger les instruments des rayonnements solaire et terrestre, ainsi que des précipitations.

1. [http://www.wmo.int/pages/themes/oceans/www_fr.html]

D'après le texte de Quetelet [92], il apparaît clairement qu'il n'existe pas d'abri pour les thermomètres au moment où commencent les très longues séries de données de la température de l'air.

Ce n'est qu'à la fin du dix-neuvième siècle que les thermomètres sont placés sous un abri qui est qualifié d'« ouvert ». Ce type d'abri permet, sans manipulation, une lecture facile et directe des mesures. Toutefois, et parce qu'ils sont mal protégés des rayonnements, les appareils surestiment généralement la température de l'air [54].

C'est surtout à partir des années mille neuf cent vingt que l'utilisation de l'abri « Stevenson » se généralise dans les parcs météorologiques. Cet abri est conçu afin d'éviter que le rayonnement solaire direct et le rayonnement terrestre n'atteignent et n'échauffent les appareils de mesure. En ce sens, l'ouverture de l'abri est dirigée vers le pôle le plus proche. Notons aussi que l'abri, même s'il est de couleur blanche, capte le rayonnement solaire, s'échauffe et devient, lui aussi, source d'un rayonnement qui va se répercuter sur la température des appareils de mesure.

Afin de limiter les effets de ces rayonnements solaire et terrestre, l'abri est doté de parois à doubles persiennes. Il est conçu afin de permettre le confinement d'un certain volume d'air [54] possédant les caractéristiques d'une ambiance thermique qui devrait être suffisamment comparable à celles de l'air situé autour de lui. Aussi, et parce que la rapidité de l'évolution de la température de l'air est parfois très importante au cours de la journée et de la nuit, l'abri doit être doté d'une ventilation naturelle efficace. La masse de l'abri le rend responsable d'une certaine inertie thermique qui joue sur la mise en équilibre de la température de l'air qu'il contient avec celle de celui situé en dehors.

Rappelons enfin l'existence d'abris de plus petit volume, qui renferment des sondes de températures très miniaturisées, les Pt100 notamment, et qu'ils sont souvent équipés d'un système de ventilation mécanique et commandée.

Le site de mesure

Les éléments du site perturbent également l'estimation de la température de l'air. Ils peuvent servir d'obstacles au rayonnement solaire et constituer eux-mêmes une source de rayonnement qui pourrait perturber l'exactitude des mesures. L'évolution des éléments du site induisent également des tendances dans les mesures. Nous pensons notamment à l'augmentation de surfaces imperméables, à la construction de bâtiments, à l'influence du chauffage de ceux-ci et à une circulation routière accrue.

Le site en lui-même joue également un rôle sur l'inhomogénéité des longues séries temporelles de températures qui ont connu un ou plusieurs déménagements du parc météorologique. Des mesures réalisées sur un plateau ou dans le fond d'une vallée diffèrent sensiblement et les différences sont directement en relation avec le type de temps qui règne lors des mesures.

La mesure de la température à la station d’Uccle

Afin de mieux percevoir l’influence des modifications à propos des différents appareils de mesure utilisés, du choix des abris et des déplacements du parc météorologique, sur l’exactitude des mesures et leurs conséquences quant à l’aspect des spectres d’échelle, nous consacrons quelques lignes à la description des changements, particulièrement bien documentés, qui ont affecté la station météorologique d’Uccle.

L’histoire de cette station météorologique et celle de sa série de données montrent bien la complexité que représente l’ajustement des mesures.

Le protocole de mesure, décrit au point 2.3.3, a été suivi, pour la récolte des données à la station météorologique d’Uccle, de 1833 à 1877 [19].

C’est à partir de 1878, et jusque 1968, que les thermomètres ont été placés dans un abri qualifié d’ouvert (cfr la photo de gauche à la figure 2.1). Ce type d’abri est placé suffisamment à l’écart des bâtiments et de la végétation, il est situé à 1.5 mètre au-dessus d’une surface gazonnée. Il est naturellement ventilé et les appareils de mesure sont aisément accessibles. Rappelons que, bien que les instruments de mesure soient à l’abri du rayonnement solaire direct, les mesures de la température de l’air sont toutefois perturbées par le rayonnement réfléchi, par le rayonnement émis par le sol et par celui des objets que le site comporte [54].



Figure 2.1 – Un abri ouvert sur la photographie de gauche, et un abri fermé, de type « Stevenson », sur la photo de droite. [Météo-France]

À partir de 1969, les appareils de mesure sont placés, comme le préconise l’OMM, dans un abri fermé de type *Stevenson* (figure 2.1). Cet abri, qui est de couleur blanche, est conçu afin de faciliter une ventilation naturelle et efficace. Les parois de l’abri sont doubles et elles sont munies de persiennes. L’abri est également équipé d’un plancher en

claire-voie et d'un double toit.

Depuis la généralisation de l'électronique dans les parcs météorologiques et la disparition progressive des thermomètres à « lecture directe », les sondes automatiques actuelles sont bien moins volumineuses et ne doivent plus, *de facto*, être facilement et directement accessibles. Ces capteurs électroniques sont abrités, depuis une vingtaine d'années, dans de petits abris cylindriques (figure 2.2) et construits au moyen de coupelles empilées. Ces abris bénéficient souvent d'une ventilation mécanique destinée à atteindre plus rapidement l'équilibre entre les caractéristiques de l'air intérieur et celles de l'air extérieur.

Ces importantes modifications apportées aux abris engendrent inévitablement une inconstance de l'échantillonnage dans le temps. Les mesures de températures sont biaisées, notamment, par les différents rayonnements interceptés par les capteurs, par l'inertie thermique du volume d'air qui est plus ou moins importante en fonction du type d'abri utilisé, et par la qualité de la ventilation et du renouvellement d'air. Ainsi, un renouvellement rapide du volume d'air contenu par l'abri améliore considérablement la mise en équilibre thermique et la qualité de la mesure, en évitant de trop écrêter les *maxima* de température et de sous-estimer leurs *minima*.



Figure 2.2 – Un abri récent à coupelles destiné à contenir des capteurs de type Pt100.
[Météo-France]

La station météorologique et son parc de mesures, situés à l'origine à la porte de Schaerbeek, à quelques kilomètres de l'observatoire actuel, ont connu, en 1890, un déménagement à Uccle. En vue de corriger et d'homogénéiser la série des données, afin d'estimer à partir des données de température relevées à la porte de Schaerbeek celles qui auraient été mesurées à Uccle, des mesures ont été réalisées simultanément sur les deux sites, de juin 1886 à décembre 1890. Un procédé équivalent de doubles mesures a été appliqué lorsque l'IRM a remplacé les abris ouverts par les abris fermés.

Pour cette étude, l'IRM a mis à notre disposition la série de températures journalières, minimales et maximales de l'abri ouvert pour la période qui s'étend du premier janvier 1901 au 31 décembre 2006. Les données de températures moyennes mensuelles (1881-2013) sont disponibles sur le site du GISS².

Ainsi, si l'histoire de la station météorologique de Bruxelles-Uccle nous est relativement bien connue et que les procédures d'homogénéisation qui ont été suivies nous permettent de considérer que la série de données est de bonne qualité et fiable, nous nous méfierons toutefois, dans le cadre de cette étude, des longues séries temporelles construites et corrigées pour des stations dont nous ne connaissons pas l'histoire de la série temporelle de température.

Enfin, puisque 1950 correspond à la création de l'OMM, que dans le monde, le nombre de stations a particulièrement augmenté après la seconde guerre mondiale, et parce que le protocole de mesure leur est commun, nous avons choisi d'utiliser, dans le cadre de cette étude, les séries de données temporelles construites et ajustées et dont les données sont disponibles depuis le mois de janvier 1950.

2.3.4 La mesure de la température de la surface des océans

La qualité des séries temporelles de la surface des océans

Les océans couvrent les trois-quarts de la surface de la Terre et les séries temporelles qui concernent la température de leur surface doivent certainement être considérées comme étant des plus « inhomogènes ».

Les mesures de cette température de surface ont longtemps été acquises très sporadiquement, tant dans le temps que dans l'espace [103]. Elles ont été longtemps tributaires des routes maritimes empruntées par les navires et, de ce fait, il existe de vastes étendues océaniques pour lesquelles, historiquement, il n'y a jamais eu d'information à propos de la température des eaux de surface.

L'inhomogénéité de ces séries provient aussi des différentes méthodes de mesure qui ont été utilisées, notamment en fonction de l'évolution technique liée à la navigation maritime, à l'utilisation des bouées et puis à celle des satellites.

La mesure de la température de la surface des océans

La mesure de la température de la surface des océans a longtemps été réalisée au moyen d'un seau grâce auquel de l'eau de mer était prélevée. Ce seau était remonté sur le pont du navire et un thermomètre y était plongé [103].

Dans ces conditions, la précision de la mesure est évidemment tributaire du rayonnement thermique l'eau, de la conduction de l'énergie thermique au travers de la paroi du

2. [<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>]

seau (la mesure ne sera évidemment pas la même si l'eau est prélevée à l'aide d'un seau en bois ou à l'aide du seau en toile du Met-Office [103]), de l'évaporation de l'eau et du flux de chaleur latente qui accompagne le changement d'état, de la hauteur du pont qui détermine le temps nécessaire à l'opération et du vent.

Ainsi, Kennedy [44] suppose que la température de l'eau de mer ait été très souvent sous-estimée lorsqu'elle était réalisée à l'aide de la technique du seau.

À partir du vingtième siècle et au fur et à mesure de la disparition progressive des navires à voile, les mesures de la température de l'eau ont été réalisées au moyen d'un capteur placé dans les conduites qui amènent l'eau de mer destinée au refroidissement des moteurs. Il semble que cette manière de procéder surestime généralement la température de l'eau de mer [103] qui est réchauffée dans les canalisations avant d'atteindre la sonde de température.

Les mesures de températures réalisées par un système embarqué sur des bouées débutent en 1978. Certaines de celles-ci sont dérivantes, livrées aux vents et aux courants marins, et d'autres sont fixées. Ce système permet d'étoffer la récolte de l'information et de disposer d'un nombre sérieusement accru de séries temporelles de températures (figure : 2.3).

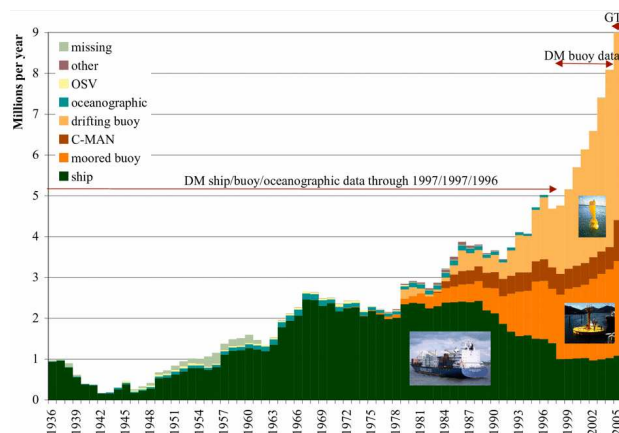


Figure 2.3 – L'évolution, de 1936 à 2006, du nombre d'observations, classées par technique de mesure, utilisées pour la réalisation des séries de températures des océans de l'COADS [121]. Jusqu'en 1978, les données étaient essentiellement issues des navires. Ensuite, les informations utilisées proviennent des bouées dérivantes et arrimées, des navires océanographiques et de ceux qui sont spécialement affectés aux mesures, des capteurs installés sur les plates-formes de forage et d'extraction.

Les informations livrées par les satellites sont exploitées depuis la fin des années septante. Ceux-ci, *a contrario* des mesures réalisées sur les bateaux et les bouées, permettent d'avoir une estimation de la température sur l'ensemble des océans. Toutefois, les capteurs infrarouge thermique des satellites ne fournissent pas des données suffisamment précises, notamment lorsque la zone étudiée est couverte de nuages bas et/ou que l'atmosphère

contient une quantité importante de poussières et d'aérosols.

Les séries de données constituées à partir de cette source d'observations doivent être soumises à des processus visant à garantir l'homogénéité des séries temporelles. Paradoxalement, les approximations sont tellement importantes et incontrôlables que les informations fournies par les satellites ne contribuent plus, à l'heure actuelle, à l'estimation de la température de la surface des océans et à la constitution des longues séries temporelles (trois siècles) de l'« International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set » (ICOADS) [121].

2.3.5 Les séries de températures mesurées aux stations météorologiques

Les données ECAD des stations européennes

L'European Climate Assessment & Dataset (ECA&D, que nous notons ECAD)³ propose, sur son site internet, des séries de données d'observations journalières [48] réalisées aux stations météorologiques d'une cinquantaine de pays situés en Europe et dans la région méditerranéenne.

Ce projet, auquel collaborent les grands centres nationaux de météorologie et de climatologie des pays concernés, est principalement destiné à étudier les changements globaux du climat en portant particulièrement l'intérêt sur l'évolution des moyennes et des extrêmes climatiques. Ainsi, des indices climatiques sont établis à partir des séries de données des températures et des précipitations. Les séries journalières, dont la qualité a été contrôlée dans le cadre du projet, ainsi que les résultats des analyses, notamment à propos des indices établis, sont disponibles sur internet.

Les données GISS des stations mondiales

Le Goddard Institute for Space Studies (GISS) fournit des informations à propos de la qualité des données de températures qu'il fournit pour les stations météorologiques établies sur tous les continents. Ces données sont issues de la version 3 du Global Historical Climatology Network (GHCN) et des séries fournies par le Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR).

2.3.6 Les séries de températures globales et hémisphériques

Afin de pouvoir exploiter l'information climatique relevée sur les continents ainsi que sur les mers, et afin de construire des séries climatiques homogènes et exploitables, les séries de températures de l'air et celles de la température de la surface des océans ont été corrigées, ajustées et homogénéisées par les institutions qui les diffusent sur l'internet. Notons que ces dernières empêchent la diffusion des données brutes.

3. [<http://eca.knmi.nl/>]

Ces séries de données sont mises gratuitement à la disposition de chacun et elles sont couramment utilisées par les climatologues qui visent à quantifier la variabilité climatique et les changements globaux.

La qualité de l'homogénéisation de ces séries temporelles suscite de vives polémiques au sein de la communauté des climatosceptiques. Ces derniers dénoncent une surestimation de la tendance à la hausse correspondant aux effets du réchauffement du climat. Nous montrons toutefois, dans la suite du texte, que de telles tendances n'ont pas d'influence sur les résultats de l'analyse en ondelettes et sur l'allure des spectres d'échelle calculés.

Précisons aussi que, suite aux constatations réalisées à propos des résultats obtenus à partir du spectre d'échelle calculé pour la longue série d'Uccle, qui montrent l'existence de cycles dont la période évolue légèrement dans le temps, nous confirmons notre hypothèse de travail qui consiste à tronquer les séries de données et à ne retenir que les données qui sont postérieures à janvier 1950. De cette manière, nous nous assurons aussi de la qualité des données utilisées.

Le fait de choisir une période d'analyse commune à toutes les variables étudiées permet aussi de prendre en compte, globalement, d'autres facteurs qui entrent en jeu et qui influencent les valeurs des paramètres mesurés.

À propos des séries de données continentales utilisées

L'analyse fréquentielle est réalisée pour trois séries, distinctes, temporelles de données mondiales. Ces séries ont toutefois une base commune, celle du jeu de données du « Global Historical Climatology Network » (GHCN).

La base de données du GHCN, qui rassemble les températures de l'air, les lames d'eau précipitées et les pressions atmosphériques, est élaborée par le « National Climatic Data Center » (NCDC) de la « National Oceanic and Atmospheric Administration » (NOAA).

Le NCDC a collecté et homogénéisé les données climatiques, qui sont fournies par les centres nationaux de climatologie.

Peterson [87], à propos de la deuxième version de la base de données (GHCN v2), celle qui est disponible depuis 1997, énumère 31 sources de mesures. Celles-ci regroupent 7280 stations météorologiques qui fournissent des séries de températures mensuelles moyennes et 3647 stations qui fournissent des températures mensuelles minimales et maximales.

Les séries de données dont les températures mesurées comportent des incohérences (tendance dans les températures due à l'extension de l'îlot de chaleur (urbain et/ou de l'aérodrome), déplacement de la station et changement de protocole de prises des mesures) sont ajustées et homogénéisées suivant les procédures décrites par Peterson [88].

Depuis mai 2011, la NOAA met à disposition sur l'internet la troisième version des données du GHCN (GHCN v3). Cette nouvelle version jouit surtout d'une modification

dans les procédures d'homogénéisation [62].

La qualité des données est souvent critiquée, et notamment par McKitrick [61] qui explique

1. que seulement 3 des 31 sources de températures, dont 2 sont américaines, servent à la mise à jour mensuelle des séries du GHCN ;
2. que la période 1990 - 2005 connaît une diminution massive, plus de la moitié, du nombre de stations météorologiques utilisées ;
3. que la baisse de taille de l'échantillon n'est pas uniforme en ce qui concerne les différents types de sites de mesures et que celui des aéroports est privilégié ;
4. que le déclin de la densité des stations météorologiques n'est pas uniforme en latitude et en altitude ;
5. que les ajustements visant à une meilleure homogénéité ont pour effet d'accroître les tendances à la hausse des températures, au moins jusqu'en 1990, et qu'après 1990, les ajustements deviennent très importants et ils paraissent, d'après McKitrick [61], très chaotiques.

Toutefois, dans la mesure où ces critiques ne portent que sur l'exactitude des tendances à long terme et qu'elles n'influencent pas les évolutions cycliques quant à l'amplitude et la période des oscillations, nous pouvons considérer que la qualité des données du GHCN, qui sont exploitées pour la constitution de séries temporelles mondiales et hémisphériques est très satisfaisante.

Selon Hansen [31], les différentes institutions qui travaillent sur la diffusion de telles séries sont :

1. le Goddard Institute for Space Studies (GISS de la NASA) ;
2. le National Climatic Data Center (NCDC de la NOAA) et
3. le UK Met Office Hadley Center qui travaille conjointement avec le Climatic Research Unit (CRU) de l'Université de East Anglia.

Ce sont principalement ces trois organismes, décrits plus bas dans le texte, qui élaborent et diffusent des séries de températures homogénéisées et ajustées. Échantillonnées mensuellement, ces séries sont rendues accessibles librement sur l'internet. Elles débutent couramment en janvier 1950, elles sont constamment améliorées et remises à jour en utilisant notamment des séries de données qui ont été nouvellement rendues disponibles, comme c'est récemment le cas pour les stations météorologiques des hautes latitudes.

Afin de percevoir les différences entre les données fournies par ces trois institutions, McKitrick [61] évalue la dépendance des séries temporelles de températures fournies par elles. Il estime ainsi que les données du CRU sont les mêmes que celles du GHCN à plus de 98%. Il considère que les données du GISS sont quasiment identiques à celles du GHCN, à l'exception des données issues de sources qui fournissent les données de températures mesurées en Antarctique, et que les données du NCDC sont identiques à celles du GHCN.

Il n'est dès lors pas surprenant de constater que la source commune de ces séries de données, celle du GHCN, mène à des conclusions quasi identiques à propos des cycles qui

sont détectés sur les spectres d'échelle réalisés pour les séries temporelles fournies par le GISS, le NCDC et le UK Met Office.

Nous réalisons, analysons et comparons les spectres d'échelle des séries temporelles que ces trois organismes mettent à disposition.

À propos des séries de données océaniques utilisées

Les séries de données de la température de la surface des océans sont, pour la plupart, issues du « International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set » (ICOADS). Ce jeu de données fournit des informations depuis 1800, à partir des observations consignées dans les carnets de bord des navires. Depuis 1978, le jeu de données s'est enrichi des mesures réalisées par les bouées océaniques et, depuis 1981, par les données acquises par les satellites [121].

Ainsi, l'ICOADS fournit une série des données de températures mensuelles des océans, de 1800 à 1959 sur la totalité du globe, à la résolution de 2° en latitude et longitude. À partir de 1960, la taille de la cellule est de 1° en latitude et en longitude⁴.

Les données du CRU et du Hadley Centre du UK Met Office

Les objectifs du *Climatic Research Unit* (CRU), de l'Université d'East Anglia, décrits sur la page web de l'institution, visent à améliorer la compréhension scientifique du climat, à évaluer son impact sur l'humanité, à mieux comprendre les facteurs de son évolution lors du siècle passé et à cerner les conséquences de sa future tendance⁵.

Le CRU propose sur l'internet des séries de données globales et hémisphériques d'anomalies de températures. Ces séries débutent en 1850. Les données mensuelles sont fournies à la résolution de 5° en latitude et longitude.

Les données du GISS

Le « Goddard Institute for Space Studies » (GISS) est installé dans l'Université de Columbia à New York. L'institut est à la fois un laboratoire de la « Earth Sciences Division du NASA's Goddard Space Flight Center » de la NASA et une unité du « Columbia University Earth Institute ».

Le GISS décrit, sur son site internet, les objectifs de ses recherches. Elles consistent surtout en une approche pluridisciplinaire des changements climatiques globaux, qu'ils soient naturels ou qu'ils aient une origine anthropique.

Hansen [29] souligne l'intérêt principal que porte le GISS pour les études qui concernent cette variabilité du climat. Il considère que l'augmentation actuelle des températures observées à la surface du globe est le premier signe concret du changement climatique global.

4. [<http://icoads.noaa.gov/>]

5. [<http://www.cru.uea.ac.uk/>]

Et c'est dans l'optique d'analyser l'évolution de la température du globe que le GISS a réalisé la compilation et l'ajustement des données météorologiques mensuelles relevées aux stations réparties sur l'ensemble de la planète.

Les données du NCDC

Le National Climatic Data Center (NCDC) entretient et fournit les plus grandes séries de données climatiques du monde⁶.

Ces séries climatiques sont très diversifiées et elles intéressent tout type de données liées au climat, qu'elles soient du domaine de la paléoclimatologie ou qu'elles se rapportent aux données de la veille météorologique mondiale (OMM).

Les données continentales, fournies par le NCDC, et utilisées dans le cadre de cette étude, sont issues des séries de mesures de la température provenant de la version 3.2.0 du GHCN et ce, depuis le mois de septembre 2012.

Les données océaniques sont calculées en utilisant l'analyse de l'Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST version 3b). ERSST est basée sur le ICOADS et sur des méthodes statistiques, décrites par Smith [101] qui aident aux interpolations spatiales et permettent une reconstruction fiable des températures à partir de données disséminées sur les océans. Notons aussi qu'un filtre de haute fréquence temporelle est appliqué sur les données ERSSTv3b [101]. Précisons aussi que les températures océaniques fournies par les satellites, et qui sont considérées comme trop peu fiables, ont été retirées de la version 3b de ERSST⁷.

2.3.7 Les données mondiales NCEP-NCAR

Afin de compléter l'information sur l'ensemble de la planète et de cerner les extensions des régions continentales et océaniques qui sont soumises aux cycles de 30 et de 43 mois, nous avons utilisé les données de température de la surface du globe issues des réanalyses NCEP-NCAR. Ces réanalyses sont élaborées conjointement par le National Center for Environmental Prediction (NCEP) et le National Center for Atmospheric Research (NCAR)⁸.

Pour rappel, les réanalyses sont des informations maillées concernant plusieurs variables atmosphériques et océaniques, disponibles pour l'ensemble du globe à une résolution temporelle de quelques heures. Ces données sont fournies par des modèles de prévisions qui sont alimentés notamment par les mesures réalisées aux stations météorologiques, sur les navires, sur les bouées, lors de sondages aérologiques et par les satellites. Les réanalyses permettent ainsi de fournir des informations homogènes, très utiles en climatologie, sur

6. [<http://www.ncdc.noaa.gov/>]

7. [<http://www.ncdc.noaa.gov/cmb-faq/anomalies.php>]

8. NCEP/NCAR reanalysis : NCEP (National Center for Environmental Prediction, Camp Springs, USA) et NCAR (National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA) collaborent au projet "reanalysis" pour proposer des séries de données depuis 1948.

l'état général de l'atmosphère à plusieurs niveaux et sur celui de la surface du globe. Notons aussi que les réanalyses apportent des informations même pour des régions dans lesquelles aucune mesure n'a été réalisée⁹.

2.4 Les indices du climat

2.4.1 Introduction

La température de l'air est directement et physiquement associée à des effets thermodynamiques et radiatifs qui se déroulent concomitamment à la mesure. Les propriétés physiques des masses d'air, dans lesquelles les mesures sont réalisées, dépendent évidemment, et en partie, des conditions locales, mais elles sont surtout liées aux conséquences des déplacements des masses troposphériques qui se sont réchauffées, refroidies, asséchées ou humidifiées sous d'autres latitudes.

Les déplacements horizontaux des masses d'air troposphériques sont synthétisés et caractérisés au moyen d'indices climatiques qui sont, pour la plupart, établis à partir des champs de pressions réduites au niveau de la mer, des topographies de surface géopotentielles à différents niveaux ou des températures mesurées à la surface des océans.

Ces indices du climat permettent de leur corrélérer des conséquences induites par les advections sur les éléments du temps mesurés à des centaines, voire à des milliers de kilomètres de distance de la région décrite par l'indice. Des événements climatiques qui surviennent de la sorte, de concert et à l'échelle planétaire, sont appelés des téléconnexions.

D'après Trenberth [109], le terme *téléconnexion* est déjà largement utilisé, dans les années cinquante, par les météorologues américains qui réalisent des prévisions à longue échéance. Le terme devient également usuel chez les climatologues qui développent des modèles de téléconnexion et/ou de corrélation. Ces modèles permettent de décrire les relations existant entre la circulation atmosphérique des masses d'air et les températures et les précipitations mesurées aux stations météorologiques [109].

Il n'est pas anormal de constater la présence de liens qui expliquent des covariations de certains paramètres climatiques qui se déroulent à des centaines de kilomètres de distance. Ainsi, à un flux du sud des masses d'air, sur le flanc est d'une haute pression tropicale dans l'hémisphère nord, correspond un flux septentrional sur le flanc ouest de cet anticyclone. Pourtant, pour certaines téléconnexions dont le caractère significatif a été statistiquement établi, les relations sont parfois beaucoup moins évidentes à révéler et elles restent souvent inexplicables, notamment lorsque la distance qui sépare l'occurrence d'événements climatiques est très grande, de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres.

9. [<http://www.ouranos.ca>]

2.4.2 Les mouvements des masses troposphériques

Le schéma de la figure 2.4¹⁰ montre le modèle général qui décrit les grands mouvements des masses d'air dans la troposphère.

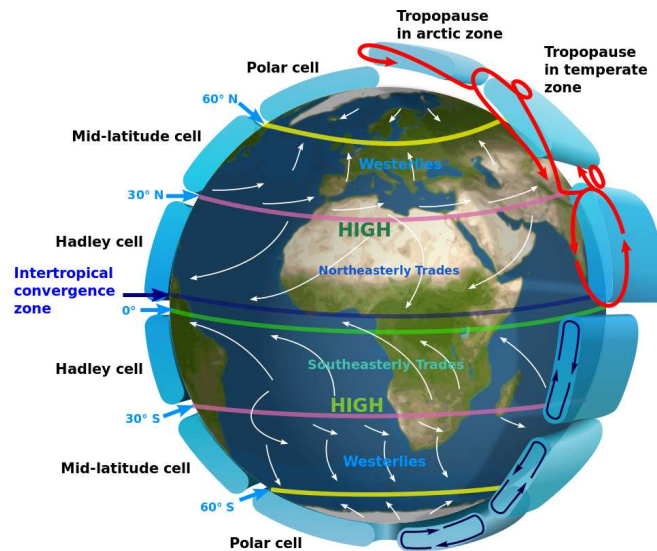


Figure 2.4 – Le modèle de circulation des masses d'air. [NASA]

Les hautes pressions tropicales organisent la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui constitue, aux alentours de l'équateur, là où les alizés convergent, une ceinture de basses pressions. Celle-ci, qui est le siège de mouvements convectifs très importants, se déplace de part et d'autre de l'équateur au gré de l'évolution de la déclinaison solaire et forme l'équateur météorologique.

Les *westerlies* sont des flux atmosphériques qui se déplacent d'ouest en est, aux moyennes latitudes, entre les hautes pressions tropicales et les dépressions centrées approximativement à la latitude du cercle polaire.

Ces courants d'ouest sont plus homogènes et continus dans l'hémisphère sud, principalement composé d'océans, alors que dans l'hémisphère nord, cette circulation est souvent perturbée, voire bloquée, par la présence de hautes pressions continentales. Ainsi, la circulation zonale habituellement d'ouest laisse souvent la place à une circulation méridienne qui favorise les advections qui véhiculent des masses d'air méridional et chaud, sur sa bordure ouest, et septentrional et froid sur celle d'est.

Enfin, les hautes latitudes sont soumises à la forte influence d'un anticyclone créé par la subsidence de l'air qui le constitue et qui est refroidi à sa base. Les effets de cet anticyclone, conjugués à ceux des basses pressions centrées sur les moyennes latitudes, contrôlent une circulation circumpolaire des masses d'air d'est en ouest. Ces déplacements atmosphériques sont appelés *easterlies*.

10. http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/9c/Earth_Global_Circulation_-_en.svg

Vus des pôles géographiques, les mouvements circulaires des masses d'air aux hautes et moyennes latitudes incitent certains auteurs à évoquer des *modes annulaires*. Ainsi, Thompson [105] décrit deux structures annulaires, une par hémisphère, et expose qu'elles expliquent jusqu'à 20 à 30 % de la variance totale des altitudes géopotentielle et des champs de vent qui leur sont conséquents.

Les indices climatiques ont souvent pour but de synthétiser l'information, notamment à propos des caractéristiques du champ de pression. De tels indices sont souvent construits à partir des pressions de surface mesurées en plusieurs stations météorologiques qui jouissent de longues séries de données et qui sont situées près des centres de pressions qui conditionnent les flux étudiés.

D'autres indices, plus élaborés, sont établis au moyen de méthodes statistiques plus complexes et qui font appel à l'analyse multivariée. Ainsi, des indices sont calculés grâce aux composantes principales, et surtout grâce à la décomposition en valeurs singulières de la matrice variance-covariance du champ de pression réduite au niveau de la mer, ou de la topographie de surfaces géopotentielle. De telles méthodes, appliquées à des séries temporelles de données maillées, permettent de concevoir et de réaliser des "modèles" qui sont assimilés à des topographies moyennes de surfaces géopotentielle.

C'est généralement une de ces surfaces de référence qui est comparée aux topographies des surfaces géopotentielle estimées toutes les 3 heures. Les longueurs des séries temporelles qui concernent ces indices sont évidemment plus courtes que celles des séries temporelles d'indices établis à partir des mesures de la pression en certaines stations météorologiques puisque l'acquisition des données d'altitude et leur traitement nécessitent une technologie disponible seulement depuis la fin de la seconde guerre mondiale.

Il existe aussi des indices climatiques, comme certains qui sont relatifs à l'oscillation australe, et qui sont établis à partir de la température de la surface des océans. Celle-ci résulte des effets de la circulation atmosphérique et est tributaire des advections des masses d'air.

2.4.3 Les indices climatiques des hautes et moyennes latitudes

Les masses d'air troposphériques des hautes latitudes au-delà des cercles polaires, sont animées d'un mouvement circulaire, de sens horlogique, et qui est centré sur chacun des deux pôles.

La littérature ne regorge pas d'indices climatiques propres à ces hautes latitudes. Sans doute parce que, dans ces régions polaires, il n'y a que très peu de sondages atmosphériques qui soient réalisés, que le climat rigoureux ne facilite pas la réalisation de mesures correctes et que le nombre de stations météorologiques y est assez restreint, n'offrant ainsi que très peu de séries temporelles de températures ou de pressions suffisamment longues et fiables pour constituer un indice relatif à ces mouvements circumpolaires qui soit cohérent.

A contrario, il existe plusieurs indices liés aux circulations des masses troposphériques au niveau des latitudes moyennes. À ces latitudes, la circulation d'ouest, les « westerlies », est parfois assimilée au « *mode annulaire* » [105].

Le mode annulaire est un modèle de circulation des masses d'air atmosphérique permettant de synthétiser l'évolution de la puissance et de la trajectoire des courants d'ouest.

Pour Thompson [104], chaque hémisphère possède son mode annulaire. Le NAM (Northern Annular Mode) est propre à l'hémisphère nord et le SAM (Southern Annular Mode) à celui du sud.

Thompson [104, 105] décrit ces modes annulaires comme étant les principaux modèles de la variabilité de la circulation extra-tropicale dans les deux hémisphères. Il précise également que les modes annulaires décrivent la variabilité de l'écoulement atmosphérique « anormal » tout en se soustrayant de la variabilité saisonnière.

Thompson explique que les anomalies de la hauteur géopotentielle aux hautes latitudes sont anticorrélées à celles qui sont proches du quarante-cinquième parallèle (<http://ao.atmos.colostate.edu/introduction.html>).

Lors des ralentissements du mouvement circumpolaire, lorsque les hautes pressions tropicales s'affaiblissent et que les dépressions des latitudes moyennes se combent, les conséquences climatiques se traduisent par des hésitations de la trajectoire et de la puissance du courant jet. En conséquence, les *westerlies* connaissent également une perte de puissance et une trajectoire plus chaotique des masses d'air troposphériques. Ainsi, il apparaît des flux méridiens caractérisés par des advections d'air tropical vers le nord et des advections d'air arctique vers le sud.

Au contraire, l'affaiblissement des pressions sur les régions polaires et le renforcement des hautes pressions tropicales ont pour conséquence d'amplifier le gradient de pression et de renforcer la circulation zonale. Le flux d'ouest s'en trouve ainsi renforcé.

Les téléconnexions qui intéressent le NAM et qui sont décrites par Thompson, consistent en d'importantes anomalies de température de l'air à la surface du globe, principalement sur le nord de l'Amérique et sur les continents européen et asiatique.

Quant au SAM, Thompson explique qu'il est principalement impliqué dans les variations de températures de l'air au-dessus de l'Antarctique.

Les indices, liés au mode annulaire et dont les spectres d'échelle des séries temporelles sont analysés dans ce travail, sont ceux de l'oscillation arctique (Arctic Oscillation, AO), de l'oscillation antarctique (Antarctic Oscillation, AAO), de l'oscillation de l'Atlantique nord (North Atlantic Oscillation, NAO), de l'oscillation atlantique multidécennale (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO), de l'indice Pacific/North American (PNA), de

l'indice du Pacifique nord (North Pacific, NP) et de l'oscillation décennale du Pacifique (Pacific Decadal Oscillation, PDO).

Notons que Thompson [106] associe le NAM plutôt à l'oscillation nord-atlantique alors qu'en soi, et en référence au modèle de circulation en anneau autour du pôle, il serait tentant de le généraliser à l'échelle hémisphérique et de l'assimiler à l'oscillation arctique.

2.4.4 L'oscillation arctique

Le modèle de l'oscillation arctique (Arctic Oscillation, AO) permet de décrire et d'expliquer la variabilité des circulations atmosphériques circumpolaires aux latitudes moyennes. L'AO correspond au modèle du NAM et elle connaît deux phases : l'une est positive, également qualifiée de « chaude », et l'autre est négative et « froide ».

La phase positive de l'AO correspond à une forte différence de pression entre les régions de hautes latitudes, sur lesquelles se situent des zones de basse pression, et celles des latitudes tropicales qui connaissent des conditions très anticycloniques. Cette phase positive de l'AO est qualifiée de « chaude » car les courants d'ouest sont à la fois plus puissants et plus constants quant à leur trajectoire, ce qui induit un réchauffement, principalement en hiver, sur l'Europe et le nord de l'Asie, tandis qu'un refroidissement est alors observé au Groenland, en Alaska et au nord du Canada. Notons aussi que, lors de cette phase positive de l'AO, les alizés sont plus puissants puisqu'ils sont induits par les hautes pressions tropicales qui sont renforcées. Ainsi, il est aisé d'appréhender, qu'aux différentes phases de l'AO, il existe bien des conséquences climatiques importantes dans le domaine intertropical.

Par contre, l'indice connaît des valeurs négatives lorsque le gradient de pression, entre les dépressions du nord et les hautes pressions tropicales, alors moins puissantes, est plus faible que la normale. Cette phase négative de l'AO est aussi appelée phase froide. Les perturbations liées à l'affrontement des masses d'air polaires et tropicales sont alors décalées vers le sud jusqu'aux latitudes méditerranéennes. Cette configuration du champ de pression permet l'irruption sur l'Europe de masses d'air orientales et continentales très froides en hiver. Le centre de l'Amérique du nord est soumis aussi à l'irruption de masses d'air polaires et froides. Par contre, le Groenland et le nord du Canada connaissent des températures supérieures à la normale. Notons toutefois que ces constatations sur les températures de l'air sont surtout basées sur des circulations atmosphériques lors des hivers dans l'hémisphère nord, et que, pendant l'été, l'irruption sur l'Europe de masses d'air continentales provenant de l'est occasionnent évidemment des températures de l'air très élevées.

2.4.5 L'oscillation antarctique

L'oscillation antarctique (Antarctic Oscillation (AAO)) est au SAM ce que l'oscillation arctique est au NAM.

La littérature fournit plusieurs indices qui concernent le mode annulaire et les flux d'ouest de l'hémisphère sud.

Une valeur de ces indices positive et forte, comme pour l'AO, correspond à des courants d'ouest puissants et constants en trajectoire. Les mouvements méridiens des masses d'air sont limités et le vortex polaire est également renforcé. Sur l'Antarctique, ces conditions sont propices à l'observation de températures de l'air plus froides que la normale, sauf pour les latitudes les plus basses du continent, celles qui concernent la péninsule et la mer de Weddell.

Un indice négatif correspond à des *westerlies* plus faibles et à des ondes de Rossby de plus grande amplitude, encourageant ainsi des déplacements des masses d'air en latitude. Les températures de l'air mesurées sur l'Antarctique sont plus élevées que les normales, sauf sur la péninsule antarctique.

2.4.6 L'oscillation nord-atlantique, la NAO

Au-dessus du nord de l'océan Atlantique et de l'Europe, les flux d'ouest sont conduits entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. Leur puissance et leur régularité, qui sont inconstantes dans le temps, résultent avant tout de la morphologie du champ de pression qui règne sur le nord de l'océan Atlantique [116].

L'oscillation nord-atlantique gouverne la variabilité du climat qui affecte les régions septentrionales de l'océan Atlantique et les continents qui le bordent, aux moyennes et aux hautes latitudes.

Comme le montre la figure 2.5¹¹, la NAO connaît 2 modes, l'un étant qualifié de positif et l'autre de négatif.

Le mode positif correspond à une trajectoire quasi zonale du flux d'ouest. Il circule alors entre la haute pression tropicale des Açores, particulièrement renforcée, et une basse pression d'Islande, plus creusée que de coutume. Les conséquences climatiques consistent en des températures de l'air plus froides que la normale sur le détroit de Davis, sur l'île de Baffin, sur Terre-Neuve et sur la partie occidentale du Groenland, en ce qui concerne le continent américain, et sur l'Europe méditerranéenne. Par contre, les températures relevées au sud-est des États-Unis et sur la Scandinavie sont plus chaudes que la normale.

Au contraire, le mode négatif correspond à une très nette perte de la puissance du flux d'ouest, causée à la fois par un comblement de la basse pression d'Islande et aussi par une baisse de la pression de l'anticyclone des Açores. Un tel champ de pression encourage alors des circulations méridiennes des masses d'air et des situations de « blocage » sur l'océan Atlantique. En conséquence, les températures sur la région du Labrador et sur le sud de l'Europe sont plus élevées qu'habituellement alors qu'elles sont plus basses sur la Scandinavie et le sud-est des États-Unis.

11. [<http://www-personal.umich.edu/~auraell/precipitation/pages/NAO.html>]

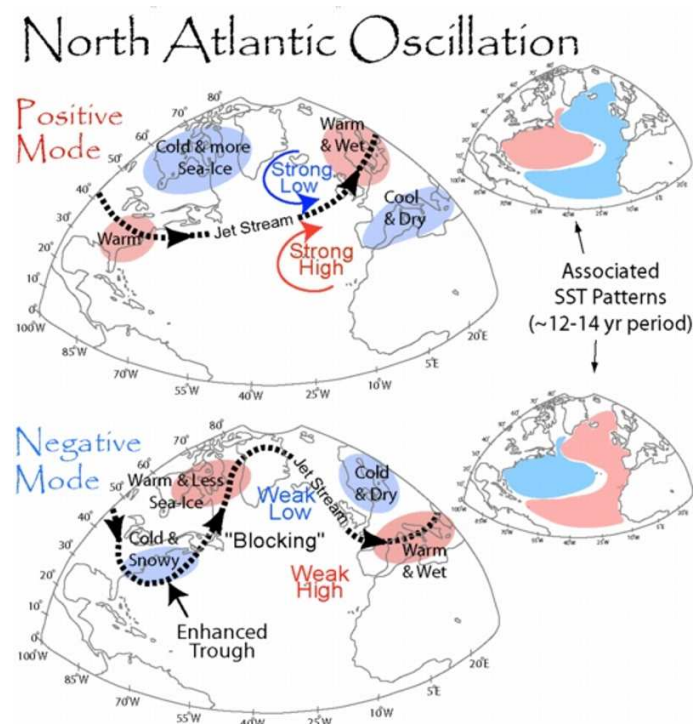


Figure 2.5 – Les modes positif et négatif de l'oscillation nord atlantique. Le mode positif est caractérisé par un renforcement des *westerlies* alors que le mode négatif permet des circulations atmosphériques méridiennes et des advections d'air tropical vers le nord et des advections d'air polaire vers le sud. [University of Michigan]

La relation qui existe 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 se marquent par 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 l'oscillation nord atlantique que pour certaines saisons en choisissant principalement l'hiver septentrional parce qu'un flux d'ouest puissant engendre constamment des températures douces et induit des hivers cléments [32, 35], alors qu'un flux d'est provoque toujours des irruptions d'air continental glacial. Il est alors possible d'établir de bonnes corrélations entre les différents indices de la NAO et les températures saisonnières [78, 89] mesurées.

2.4.7 L'oscillation atlantique multidécennale

L'oscillation atlantique multidécennale [98] est un mode de la variabilité du climat révélé par des cycles de très basses fréquences présents dans les séries temporelles de la température de la surface mesurée au nord de l'océan Atlantique. Ces cycles de l'*Atlantic multidecadal oscillation* (AMO) s'étendent sur plusieurs décennies (60-90 ans) : c'est principalement en vue d'étudier cette variabilité du climat, et aussi de l'associer à l'occurrence des tempêtes, des précipitations et des inondations, que cet indice est utilisé [21, 112].

2.4.8 Le nord de l'océan Pacifique

L'indice PNA

L'indice PNA (Pacific/North American) reflète la variabilité climatique qui concerne le nord de l'océan Pacifique et le continent nord-américain. L'indice PNA possède 2 modes.

Le premier, qui correspond à la phase positive, se marque par augmentation de pression atmosphérique à Hawaï et sur le centre des États-Unis, alors que le sud-est connaît une diminution de celle-ci ainsi que le sud des îles Aléoutiennes. Cette configuration du champ de pression engendre un renforcement du courant jet asiatique et des *westerlies*. Les flux atmosphériques circulent alors sur le flanc ouest de la haute pression qui règne sur le centre du continent nord-américain. Cette haute pression est également responsable du mouvement de masses d'air plus froid qui se déplacent sur son flanc est. La température de l'air sur la côte ouest est supérieure à la normale alors que celle des masses d'air qui circulent au sud des États-Unis est plus froide.

Le second mode de la PNA est la phase négative de l'indice caractérisée par une pression atmosphérique plus forte que la normale au large des îles Aléoutiennes et au sud-est des États-Unis mais inférieure à la normale sur les montagnes Rocheuses, à l'Ouest des États-Unis, ainsi qu'au sud de la baie d'Hudson et sur Hawaï. Le courant jet asiatique est moins puissant et des masses d'air septentrional et froid se déplacent sur la côte ouest du Canada et des États-Unis, alors que le sud-est des États-Unis connaît des températures

plus chaudes que la normale.

Notons enfin que le CPC, sur sa page web¹², précise que l'oscillation du PNA est fortement influencée par les phénomènes liés à l'oscillation australe et que les épisodes qui connaissent une PNA positive correspondent généralement à ceux de *El Niño* alors que ceux de la PNA négative correspondent souvent à ceux de *La Niña*.

L'indice NP

L'indice NP (North Pacific Index) est établi à partir du champ de pression réduite au niveau de la mer au-dessus d'une zone océanique délimitée entre les parallèles dont les latitudes sont de 30° et de 65° nord, ainsi qu'entre les méridiens de longitudes 140° ouest et 160° est. Cette surface couvre essentiellement le nord de l'océan Pacifique ; elle s'étend, au sud, d'Hawaï à la Micronésie ainsi qu'au nord, des îles Aléoutiennes jusqu'en Alaska et jusqu'au détroit de Béring.

L'oscillation décennale du Pacifique

L'oscillation décennale du Pacifique (« Pacific Decadal Oscillation », PDO) concerne principalement le nord de l'océan Pacifique, au-delà du vingtième parallèle. Contrairement aux indices précédemment étudiés, et qui intéressent également le nord de l'océan Pacifique, la PDO a surtout pour but l'étude de l'évolution des cycles de basse fréquence de la température de la surface de l'océan. La période de ces cycles est longue de vingt à trente ans.

Mantua [60] explique que la PDO s'exprime comme un modèle oscillant qui couple l'atmosphère et l'océan, surtout à propos de la température des eaux de surface.

Les études sur la PDO ont trouvé leur intérêt dans le milieu de la pêche du saumon du pacifique. L'oscillation se marque principalement sur un déplacement cyclique de l'abondance des prises de poissons dans les eaux chaudes, de l'est à l'ouest de l'océan, lors d'une phase, et de l'ouest à l'est, lors de la seconde.

Ainsi, lorsque l'oscillation est dans sa phase positive (chaude), l'océan se réchauffe à l'est et se refroidit à l'ouest alors que dans phase négative (froide, lorsque le courant jet est situé plus au nord), c'est l'ouest de l'océan qui connaît une hausse de la température de la surface de l'océan. Précisons que les prises importantes de saumons sont essentiellement concentrées dans les eaux chaudes.

L'influence de la PDO se marque essentiellement sur les latitudes moyennes du nord de l'océan Pacifique.

12. [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml>]

2.5 Les indices des latitudes intertropicales

Les cellules de Hadley, positionnées de part et d'autre de l'équateur (figure 2.4), organisent les alizés dans les basses couches troposphériques de la bande intertropicale. Ces vents, souvent constants, en direction et en puissance, sont issus de la subsidence intrinsèque des hautes pressions tropicales qui forcent les alizés à converger dans la zone de convergence intertropicale (ZCIT), en y induisant de fortes instabilités. La ZCI constitue l'équateur météorologique.

Les alizés et l'*upwelling*. Les conséquences, sur la direction et la puissance des courants marins, de la circulation atmosphérique liée aux cellules de Hadley sont importantes. Les alizés entraînent avec eux les eaux océaniques de surface et génèrent, aux latitudes intertropicales, sur la bordure occidentale des continents, des remontées d'eaux profondes et froides. Ces eaux sont riches en CO₂ et en nutriments. Elles sont donc particulièrement favorables au développement du phytoplancton et du zooplancton. Cette richesse en organismes unicellulaires est propice au développement et à l'abondance de la faune benthique. Elle se traduit aussi par la présence d'importantes colonies de poissons et d'oiseaux pêcheurs qui trouvent, en abondance, leur nourriture dans l'*upwelling*.

Toutefois, la régularité qui règne dans les courants atmosphériques à ces latitudes n'exclut pas certaines modifications intervenant dans les centres d'action de pression.

La figure 2.6 schématise l'évolution de la cellule de Walker [71], le déplacement en longitude de sa branche ascendante et les effets engendrés sur les courants marins. Dans les conditions normales de pressions, cette cellule convective, située sur l'équateur, est caractérisée par une subsidence des masses d'air au-dessus de la partie orientale de l'océan Pacifique, là où se concentrent les eaux froides de l'*upwelling*, et par une ascendance au-dessus de l'Indonésie, là où se situe une accumulation des eaux de surface plus chaudes, celles qui ont été poussées par l'action des alizés.

La constance de l'*upwelling* au large des côtes péruviennes est cycliquement contrariée par l'apparition de courants marins chauds issus de l'ouest de l'océan. Ce flux particulier de masses océaniques survient lorsque l'anticyclone générateur des alizés faiblit, ce qui permet ainsi aux eaux chaudes situées à l'ouest de l'Océan Pacifique de se propager vers l'est. Ce flux de surface venant de l'ouest contrarie alors l'*upwelling* (figure 2.6). Il existe une corrélation négative entre les pressions mesurées à l'est et à l'ouest de l'océan Pacifique [116].

L'oscillation australe (ENSO), déjà décrite en 1932 par Walker [116], consiste avant tout, comme le montre la figure 2.6¹³, en une anomalie de pression entre la partie occidentale et la partie orientale de l'océan Pacifique tropical. Cette oscillation explique ainsi la perte de puissance de l'*upwelling*. Ce phénomène *El Niño*, qui survient généralement à la fin du mois de décembre ou au début du mois de janvier, perdure sur une période d'une vingtaine de mois et se reproduit tous les 60 mois environ.

13. [<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html>]

La seconde phase de l'oscillation australe, *La Niña*, suit généralement les épisodes *El Niño*. Elle correspond à un renforcement des alizés et à celui de l'*upwelling*.

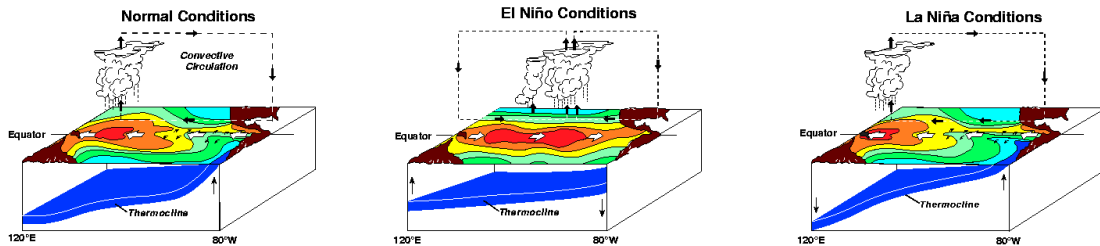


Figure 2.6 – L'oscillation australe : les trois schémas montrent la température de la surface de l'océan Pacifique dans la bande intertropicale et les positions des centres de pression et de la thermocline. Le premier schéma montre les conditions de circulation atmosphériques normales, le deuxième intéresse le phénomène *El Niño* et l'arrivée d'eau chaude venue de l'ouest le long des côtes de l'Amérique latine, et le troisième concerne le phénomène de *La Niña* et le renforcement de l'*upwelling*. [NOAA]

Les téléconnexions liées à l'oscillation australe. En plus des relations évidentes qui existent sur le pourtour de l'océan Pacifique intertropical, les téléconnexions de l'oscillation australe sont importantes et elles sont liées à bon nombre d'événements climatiques qui surviennent un peu partout dans le monde [27, 93, 97].

Le CPC conclut notamment à l'occurrence d'hivers plus chauds dans l'ouest de l'Amérique du Nord, lors des événements *El Niño*, alors que celle des hivers plus froids survient lors des phases négatives de l'oscillation, celles qui correspondent à *la Niña*.

L'oscillation australe semble aussi responsable, et concomitante, de la survenue d'autres épisodes climatiques qui influent grandement sur les températures et les précipitations qui affectent certaines régions d'Amérique latine et du sud-est du continent africain, ainsi qu'en Inde et au Japon.

Les indices relatifs à l'oscillation australe sont nombreux. Les plus élémentaires sont simplement construits à partir de la température de la surface de l'océan Pacifique intertropical (Global-SST ENSO Index).

Puisque les variations cycliques de la température de l'océan Pacifique sont surtout induites par des modifications du champ de pression moyen, certains indices, comme le SOI (Southern Oscillation index) notamment, sont construits à l'aide des rares données de pression disponibles dans les stations météorologiques situées sur les îles de l'océan Pacifique (figure 2.7)¹⁴. Il s'agit, en l'occurrence, de celles qui ont été mesurées aux stations

14. [<http://www.xplora.org/downloads/Knoppix/ESPERE/>]

de Tahiti et de Darwin en Australie.

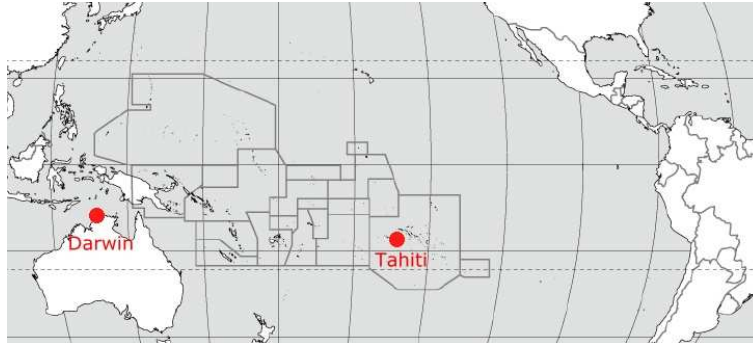


Figure 2.7 – Localisation des stations météorologiques de Darwin et de Tahiti, dont les séries des anomalies de pression servent à construire les indices SOI. [*European gateway to science education*]

Enfin, des indices, plus élaborés, sont calculés à partir des champs de pressions fournis par les réanalyses NCEP-NCAR, et d'autres sont issus de l'analyse multivariée (Multivariate Enso Index, MEI) appliquée sur plusieurs paramètres du temps.

2.5.1 Les téléconnexions de l'ENSO

L'oscillation australe a suscité très tôt l'intérêt à propos d'études sur ses téléconnexions climatiques et sur les prévisions qu'elles permettraient [116]. Les événements en relation avec ces téléconnexions sont des quantités d'eau précipitée et des températures de la surface des océans et à la surface du globe.

Nous ne nous intéressons, dans le cadre de ce travail, qu'aux températures de l'air et des eaux océaniques de surface.

Il paraît évident que ce sont les régions du globe situées dans la bande intertropicale de l'océan Pacifique et influencées par les alizés de la cellule de Walker, qui connaissent les téléconnexions les plus évidentes et les plus fortes.

Les régions du globe situées sur les continents et concernées par les téléconnexions sont représentées schématiquement à la figure 2.8. Les données de températures mesurées aux stations météorologiques sont fournies par le NCAR¹⁵ [27].

Lors de la phase chaude de l'ENSO, les régions continentales qui connaissent une température plus haute que la normale sont situées au sud de l'Asie (Inde, Indonésie et Malaisie), au sud du continent africain (l'Afrique au sud de l'équateur et Madagascar), en Papouasie Nouvelle-Guinée et au nord-est de l'Australie, au nord de l'Amérique du sud, au sud de l'Alaska et à l'ouest du Canada. Il existe aussi des régions qui connaissent des

15. [World Monthly Surface Station Climatology]

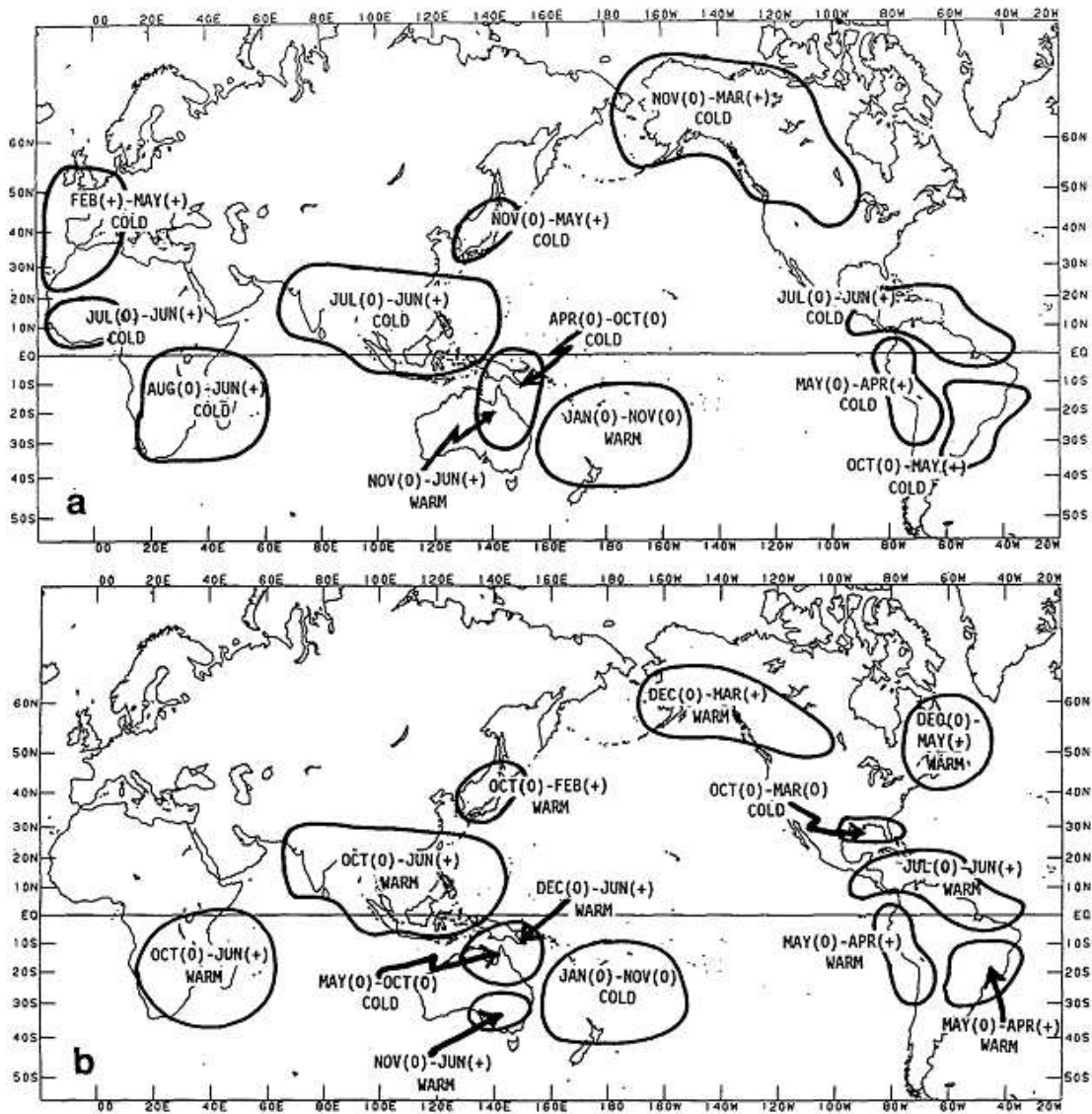


Figure 2.8 – La représentation schématique de la phase haute de l'indice SOI, qui correspond à la phase froide de l'ENSO, en haut de la figure, et de la phase chaude, en bas, de l'oscillation australe et de leurs téléconnexions à l'échelle mondiale [27].

températures plus basses que la moyenne. Celles-ci se situent dans le sud des États-Unis (Louisiane et Floride), dans le nord-est de l’Australie et dans les îles à l’est de l’Australie [27].

Lors de la phase froide de l’ENSO, les régions intéressées par une température plus basse que la normale sont situées au sud de l’Asie (Inde, Indonésie et Malaisie), au sud-est du continent africain (Kenya, Somalie, Mozambique, Tanzanie, Angola, Namibie, Afrique du Sud et Madagascar), au nord de l’Amérique du sud, en Alaska et au nord-ouest du Canada, en Europe occidentale et au Maroc ainsi que dans l’ouest africain. Il existe aussi des régions qui connaissent des températures plus chaudes que la moyenne. Elles se situent au nord-est de l’Australie et dans les îles à l’est de cette dernière [27].

2.6 L’oscillation quasi biennale (QBO)

L’oscillation quasi-biennale intéresse à la fois la stratosphère et le sommet de la troposphère, au-dessus de l’équateur, sur une bande qui s’étend, de part et d’autre de l’équateur, jusqu’au douzième parallèle. Cette oscillation consiste en une inversion périodique du sens du flux zonal d’altitude entre 16 et 30 km.

La stratosphère est l’objet d’une importante variabilité à différentes échelles de temps. Dans la basse stratosphère équatoriale, le cycle correspond à une alternance des régimes de vent d’est et d’ouest, avec des périodes moyennes allant de 24 à 34 mois. Il s’agit de l’« Oscillation Quasi-Biennale, QBO ». L’amplitude maximale de l’oscillation est de l’ordre de 20 à 30 m/s à l’altitude de la surface isobare de 30 hPa.

Les phases d’alternance commencent au sommet de la stratosphère pour se propager à sa base. Cette oscillation est caractérisée par une période dont la durée moyenne est légèrement supérieure à 28 mois mais qui peut prendre des valeurs qui s’étendent de 24 à 34 mois [8].

Ainsi, la circulation liée à l’oscillation australe, notamment dans la branche en altitude de la cellule de Walker, pourrait être influencée par les vents équatoriaux d’altitude. Ceci permet d’expliquer comment la composante quasi-biennale affecte l’ENSO et de comprendre pourquoi l’événement *El Niño* survient généralement une saison après le *maximum* de vent d’est [6].

Rappelons que le vortex polaire est un tourbillon qui tourne autour du pôle, dans la stratosphère et dans la partie supérieure de la troposphère, qui apparaît au début de la nuit polaire. Parce qu’il est influencé par la présence et la forme du continent Antarctique, le vortex polaire de l’hémisphère sud est nettement plus constant que le vortex de l’arctique [16]. Le vortex polaire agit sur la puissance du jet polaire, sur celle des flux d’ouest et sur la formation des dépressions hivernales de zones de climat tempéré.

La compréhension de l’action de la QBO sur le climat, à l’échelle globale, est encore peu connue. Cette oscillation semble également liée à la puissance du vortex polaire. Ainsi,

le vortex stratosphérique est faible lorsque le flux provient de l'est et, au contraire, il est renforcé lors de la phase où le flux stratosphérique équatorial provient de l'ouest [33,118].

Ces auteurs observent aussi les effets de l'activité du Soleil, qu'ils combinent avec la QBO, afin d'obtenir des résultats sur la puissance du vortex polaire. Si l'activité du Soleil est forte et que la QBO est en phase d'ouest, alors le vortex polaire est renforcé et les *westerlies* aussi. Si l'activité solaire est faible et que la QBO est en phase d'ouest, alors le vortex polaire est faible, ce qui induit l'apparition plus fréquente des ondes de Rossby et des circulations zonales aux latitudes tempérées. Aussi, si l'activité solaire est forte et que la QBO est en phase d'est, alors le vortex polaire est faible et, si l'activité solaire est faible et que la QBO est en phase d'ouest, alors le vortex polaire est renforcé [33,51,52].

Ainsi, les cycles de la QBO expliquent, dans une certaine mesure, des oscillations comparables relevées sur les séries temporelles des indices climatiques et sur celles des températures, qu'elles soient océaniques et continentales.

2.7 Les cycles dans l'activité solaire

Il n'est pas illusoire d'imaginer que des cycles correspondant à ceux observés dans les températures de l'air, dans celles des eaux océaniques de surface et dans les indices du climat existent également dans les séries temporelles relatives à l'activité du Soleil.

Les sections qui suivent permettent de comprendre comment cette activité solaire se répercute sur les éléments du temps et sur les climats de la Terre.

2.8 Le système solaire

Le Soleil est une étoile jaune. En la comparant à celles des autres étoiles de l'univers, sa taille est moyenne. L'astre est âgé de 4.5 milliards d'années et il est arrivé à sa demi-vie.

L'axe de rotation du Soleil fait un angle de 7° par rapport à la normale au plan de l'écliptique.

Le Soleil est principalement composé d'hydrogène (74% de la masse) et d'hélium (24%). Sa masse constitue pratiquement toute la masse (99.86%) du système solaire.

Autour de lui gravitent huit planètes, quatre sont telluriques, Mercure, Vénus, la Terre et Mars, et quatre sont gazeuses, Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune.

Rappelons que les masses des planètes, et leurs positions, influencent la trajectoire de la Terre sur son orbite autour du Soleil [64]. Ces perturbations engendrent des cycles pour trois paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil qui, à leur tour, induisent des effets sur le climat du globe, notamment à propos de la quantité d'énergie que reçoit le sommet de notre atmosphère.

L'action du Soleil sur le climat est évidemment essentielle. C'est lui qui fournit, par rayonnement, l'énergie nécessaire au réchauffement de la surface de la Terre qui, à son tour, rétrocède cette énergie aux masses d'air qui sont en contact avec lui. C'est également l'énergie reçue du Soleil qui induit et détermine l'intensité des déplacements des masses d'air dans la troposphère et dans la stratosphère.

L'activité de l'astre n'est pas constante dans le temps et, par exemple, la quantité d'énergie solaire qui parvient au sommet de l'atmosphère de la Terre varie au cours du temps. Nous développons, dans la section qui suit, les différentes hypothèses qui permettent de comprendre comment l'inconstance des réactions qui se produisent dans le Soleil intervient dans la variabilité cyclique du climat terrestre.

2.9 La structure du Soleil

Le texte de ce chapitre est largement inspiré de celui de Brekke, *in* [14].

Les réactions de fusion nucléaire qui se déroulent au cœur du Soleil transforment l'hydrogène de l'étoile en hélium. Elles produisent également de l'énergie qui est émise à partir de la surface de l'astre. Ces émissions s'effectuent sous la forme d'un rayonnement électromagnétique dont la longueur d'onde est comprise entre 250 nm et 2500 nm.

La structure du Soleil, qui fait l'objet de la figure 2.9¹⁶, est relativement complexe. Les réactions qui s'y déroulent et les transferts de l'énergie qui s'effectuent en son sein le sont aussi. C'est de ces réactions de fusion nucléaire que le Soleil détermine le climat de la Terre.

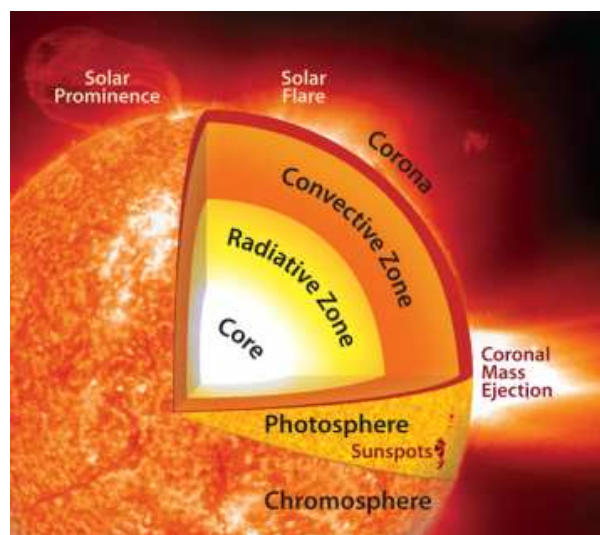


Figure 2.9 – La structure du Soleil. [*Earth Magazine*]

16. [<http://www.earthmagazine.org>]

Le cœur du Soleil, qui s'étend jusqu'au quart de son rayon, est le siège des réactions de fusion nucléaire. La pression et la température qui y règnent font que les atomes de la matière présente sont ionisés.

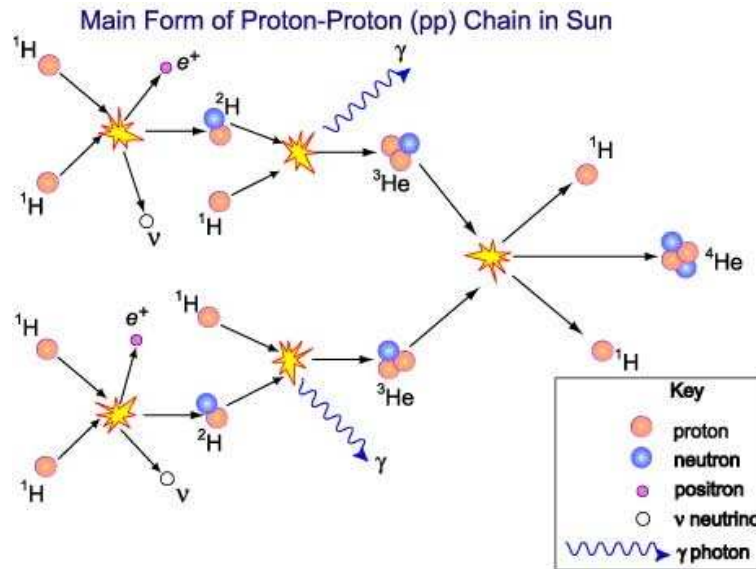
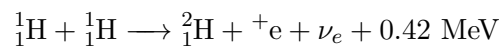


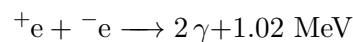
Figure 2.10 – La chaîne des réactions nucléaires qui se déroulent dans le Soleil. Ce sont ces réactions qui produisent l'énergie solaire qui est émise de l'astre et la matière qui est expulsée dans l'héliosphère. [*Goodheart's Extreme Science*]

Pour des étoiles dont la masse est voisine ou inférieure à celle du Soleil, les réactions de fusion de l'hydrogène suivent le schéma de la chaîne proton-proton. Ces réactions sont illustrées à la figure 2.10¹⁷.

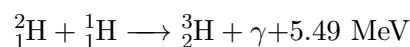
Suivant ce schéma, deux noyaux d'hydrogène, deux protons, fusionnent afin de former un noyau de deutérium. Cette réaction s'accompagne de l'émission d'un positon ^+e et d'un neutrino ν_e .



Le positon produit va s'annihiler au contact d'un électron en émettant deux photons d'énergie (2γ)

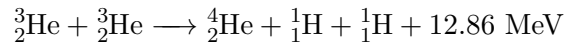


Le deutérium fusionne alors, en émettant un photon γ , avec un proton afin de former un isotope de l'hélium.



17. [<http://goodheartextremescience.wordpress.com/>]

Enfin, deux noyaux d'hélium 3 fusionnent pour donner un atome d'hélium 4 et relâcher deux protons.



Ainsi, les réactions de fusion nucléaire s'accompagnent d'un important dégagement d'énergie et de l'émission de certaines particules. Nous discuterons plus loin du rôle sur le climat de cette énergie et de cette matière dégagées.

La zone de radiation s'étend du quart au 7/10 du rayon solaire.

L'énergie créée par le cœur se propage vers la périphérie du Soleil par rayonnement. La matière présente dans cette couche est si dense et si chaude qu'elle ne permet pas l'apparition de cellule de convection. Les photons γ émis par le cœur de l'astre traversent difficilement cette couche car ils sont continuellement absorbés et réémis, à plus basse énergie, par la matière présente. Les photons, enfin libérés du Soleil, sont émis en majeure partie, avec une longueur d'onde qui correspond au rayonnement visible.

La tacholine sépare la zone radiative de la zone convective. C'est à cet endroit que le champ magnétique prend naissance.

La zone de convection est le siège de puissants champs magnétiques. C'est grâce à la convection que la chaleur est conduite de la zone de la radiation jusqu'à la photosphère. Refroidie à cet endroit, la matière plonge vers la base de la couche afin d'y être à nouveau réchauffée. Les importantes cellules de convection sont visibles de la Terre et forment les granulations solaires qui témoignent de l'activité solaire.

La photosphère est la couche externe du Soleil. Elle est épaisse de quelques centaines de kilomètres et constitue la limite "visible" du Soleil. C'est à partir d'elle que les gaz qui constituent l'astre deviennent suffisamment denses pour être opaques. C'est sur la photosphère que s'observent les granulations solaires. Ces granulations sont causées par des mouvements convectifs dans les gaz qui la constituent. C'est sur la chromosphère qu'apparaissent également les taches solaires (*sunspots*), caractérisées par des températures plus froides de la surface par rapport aux régions environnantes et qui traduisent certainement le siège de champs magnétiques puissants.

La chromosphère est la couche externe à la photosphère. Elle est épaisse de quelques milliers de kilomètres et n'est seulement visible de la Terre que lors des éclipses totales du Soleil. C'est ce qui dépasse du disque solaire lorsqu'il est occulté par la lune.

La couronne solaire est nettement plus chaude que la surface de l'astre. Elle est constituée de gaz très peu denses et fortement ionisés qui ont une température de l'ordre

de $3 \cdot 10^6$ K. Cette région s'étend sur des millions de kilomètres. Ce plasma, en raison de sa température très élevée, émet un rayonnement dans l'extrême-ultraviolet.

La couronne ne peut être observée que pendant les éclipses du Soleil ou à l'aide d'un coronographe. Les émissions dans l'ultraviolet sont quantifiables à l'aide d'instruments embarqués sur des satellites.

La couronne émet également un rayonnement radio qui peut être mesuré de la Terre. Toutefois, il existe une relation entre la longueur d'onde du rayonnement et l'altitude d'où il est émis.

L'héliosphère est un volume qui contient des gaz d'hélium et d'hydrogène raréfiés et qui s'étend jusqu'à l'héliopause, là où le vent solaire est arrêté par les vents stellaires des étoiles environnantes et la matière interstellaire. C'est la frontière du système solaire.

2.9.1 L'activité solaire

L'activité du Soleil peut être observée et quantifiée de la Terre en utilisant des moyens et des méthodes qui sont relativement simples et qui datent parfois de plusieurs siècles. Ainsi, depuis la Terre, une simple lunette de Galilée permet aisément d'observer le nombre de taches solaires, leurs groupements et l'importance des protubérances.

L'instrumentation qui sert à l'observation se complique au fur et à mesure de l'évolution des connaissances à propos de l'astre. Ainsi, en plus du dénombrement des taches solaires et, depuis 1950, la mesure de l'intensité du rayonnement dans les ondes radio issu de la couronne permet de mieux appréhender l'activité de l'étoile.

2.9.2 Les taches solaires

Nous avons évoqué la relation qui existe entre l'activité du Soleil et le nombre de taches qui apparaissent, par intermittence, sur le disque solaire. Une tache solaire (*sunspot*) est une région de la photosphère qui est plus froide que ses environs et qui traduit une réduction de la convection causée certainement par l'importance de la puissance d'un champ magnétique.

Les taches solaires sont visibles de la Terre à l'œil nu pour les plus importantes. Ces taches ont été observées, étudiées et dessinées depuis le 17^{ème} siècle (1610). Les observations constituent la série la plus longue liée à l'estimation de l'activité du Soleil.

Les taches apparaissent sur la surface du Soleil, grandissent, atteignent un *maximum* d'extension. Elles diminuent ensuite avant de disparaître.

Le nombre de taches s et le nombre de groupements g de taches sont utilisés pour calculer un indice, le nombre de Wolf, dont la valeur vaut

$$R = k(10g + s),$$

avec k qui est un coefficient de proportionnalité et qui varie en fonction de la puissance optique de l'instrument utilisé, de l'observateur et du lieu de l'observation.

Le nombre et la localisation des taches sur le disque solaire est fonction de l'activité du Soleil. Cette dernière connaît un cycle dont la période est longue de 11 ans en moyenne. Ce cycle de 11 ans, le cycle de Schwabe, a été découvert en 1843.

2.9.3 L'asymétrie solaire

L'observatoire royal de Greenwich réalise des observations détaillées des taches solaires depuis le mois de mai 1874. Ces informations sont à la base du diagramme « papillon », à la figure 2.11¹⁸, qui montre au cours du temps, la position, en latitude, des taches solaires pour chacune des rotations du Soleil.

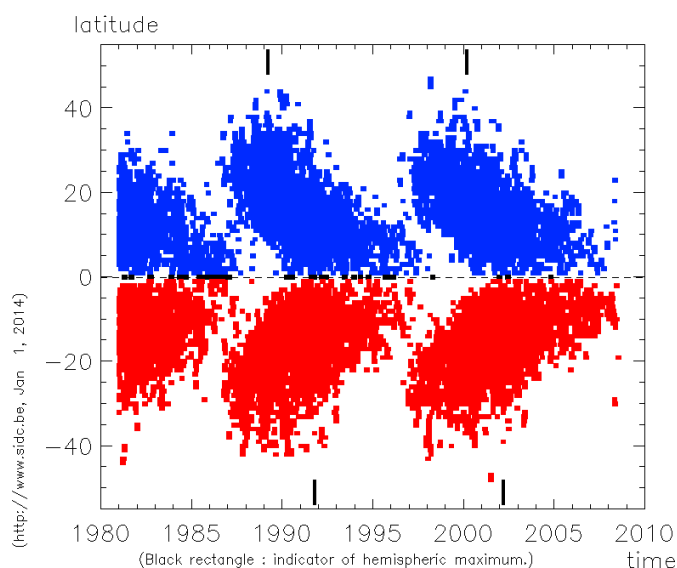


Figure 2.11 – Le diagramme « papillon ». Ce graphique montre la position des taches solaires observées à Locarno en Suisse, en fonction du temps. Les rectangles noirs sont placés aux abscisses des *maxima* hémisphériques du nombre de taches solaires. [SIDC]

En début de cycle solaire, juste après le *minimum* d'activité, les taches solaires apparaissent, en petit nombre, à des latitudes proches de 35° . Au fur et à mesure de l'augmentation de l'activité, le nombre de taches est en augmentation et les zones d'apparition se déplacent petit à petit vers des latitudes plus basses. Lors du *minimum* d'activité, les taches apparaissent encore quelques mois dans des régions proches de l'équateur (5°) avant de recommencer à apparaître à des latitudes de l'ordre de 35° .

18. [<http://sidc.oma.be/html/papi22c.html>]

L'asymétrie solaire existe aussi en longitude. Berdyugina [12] montre, sur les 120 dernières années, les taches solaires apparaissent à deux longitudes préférentielles qui sont séparées de 180° . Ces deux longitudes alternent pour être la région dominante, c'est le flip-flop solaire, sur une période de 3.8 et 3.65 années (44-46 mois environ) respectivement dans l'hémisphère nord et sud.

2.9.4 Le flux solaire

Pour rappel, le soleil émet un rayonnement électromagnétique dont le spectre s'étend des rayonnements radio jusqu'aux rayonnements gamma.

Ce rayonnement est mesuré depuis 1946, dans le domaine des ondes radio ($\lambda = 10.7\text{cm}$, 2800 MHz). Les mesures, comparées à celles du *sunspot number*, offrent l'avantage d'être objectives et de ne pas être dépendantes de la nébulosité.

Depuis la fin des années septante, l'irradiance solaire totale est mesurée depuis des satellites. Kiel [47] précise toutefois qu'il existe, dans les mesures effectuées, des différences qui sont fonction des différentes missions satellitaires. La période de mesure très courte et les discordances des mesures ne permettent pas l'application de notre outil ondelettes sur ces séries de données.

La mesure a varié de 1365 à 1373 W/m^2 et la variation de l'irradiance due à l'activité solaire est estimée à 1.3 W/m^2 [47].

Puisque la constante solaire est égale au quart de l'irradiance totale, celle-ci est estimée à 342 W/m^2 . La constante solaire est la quantité d'énergie solaire que reçoit, au sommet de l'atmosphère, une surface de 1 m^2 , en 1 seconde, à la distance de 1 unité astronomique exposée perpendiculairement au rayon du Soleil. Cette constante, qui n'est d'ailleurs constante que de nom, vaut approximativement 1367 W/m^2 et varie, en fonction de l'activité solaire, de 1 à 5 W/m^2 environ.

2.9.5 Le champ magnétique solaire

Le champ magnétique du Soleil est particulièrement complexe.

Il possède une importante composante dipolaire de l'ordre de 10^{-4} T [63, 82]. La polarité de ce champ, qui est associée au cycle de 11 ans, s'inverse durant cette période, avant que l'activité de l'astre montre un *minimum* ou un *maximum*. De la sorte, une même polarité se reproduit tous les 22 ans environ.

Ce champ, qui prend probablement naissance aux environs de la tacholine, est certainement issu de la rotation différentielle de la zone radiative et de la zone convective. Ces mouvements de périodes différentes produisent, à l'interface, un effet de dynamo solaire.

En plus de cette composante bipolaire, le Soleil induit des champs magnétiques bien plus intenses, de l'ordre de 10^{-2} T, mais de plus petites tailles et qui sont localisés à sa

surface. Une représentation de ces champs magnétiques est illustrée à la figure 2.12. C'est la rotation différentielle du Soleil qui produit ces champs magnétiques visibles à la surface du Soleil.

Ces champs magnétiques sont causés par des déplacements d'ions et d'électrons. C'est à l'endroit où les lignes de force de ces champs magnétiques sortent de la photosphère, que les taches sont présentes. Ce sont aussi ces lignes de force qui donnent aux protubérances solaires leur forme caractéristique.

Le champ magnétique interplanétaire (*interplanetary magnetic field*, IMF) est le champ magnétique provenant du Soleil. Il est généré par les courants électriques de l'astre et il se propage à l'ensemble du système solaire, porté par le vent solaire.

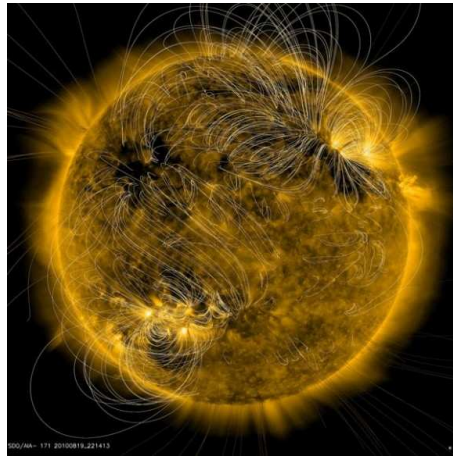


Figure 2.12 – Image du Solar Dynamics Observatory (SDO) sur laquelle sont visibles, le 20 août 2010, les lignes des champs magnétiques du Soleil et, notamment, celles qui sont associées à des trous coronaires. Les lignes, en relation avec les trous, montrent l'existence de champs fermés qui ne libèrent pas de vent solaire, au contraire des autres.

La feuille de courant neutre (*heliospheric current sheet*, HCS) à la figure 2.13¹⁹ représente la frontière où change la polarité du champ magnétique solaire. À cause de la rotation différentielle du Soleil, la *feuille de courant neutre* ondule en spirale et forme la *spirale de Parker*. C'est cette surface qui sépare aussi les deux hémisphères magnétiques du champ.

Toutefois, et depuis 1930, cette spirale ne possède pas toujours une symétrie parfaite. Celle-ci se comporte comme la jupe de la ballerine qui, un peu timide, la rabat vers le bas lorsque le mouvement circulaire l'emporte trop vers le haut. C'est le concept de la « *bashful ballerina* » énoncé par Mursula [67].

En fonction de l'activité du soleil lors du cycle 23, le dernier accompli, Mursula pense à disparition du phénomène de la *bashful ballerina* pour une période qu'il estime longue

19. [<http://helios.gsfc.nasa.gov>]

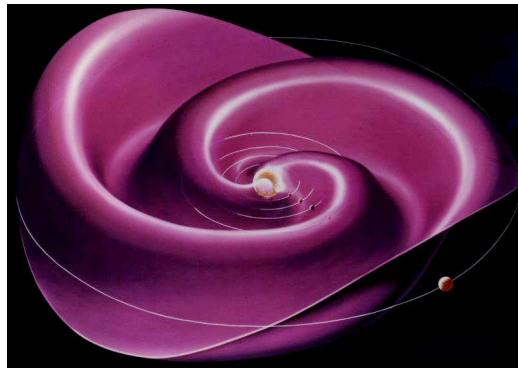


Figure 2.13 – Le champ magnétique interplanétaire est modélisé par la spirale de Parker. Cette spirale correspond à la séparation des deux hémisphères du champ magnétique interplanétaire. Cette surface est comparée à la forme de la jupe d’une ballerine. [NASA]

de 100 à 150 ans [69].

Enfin, et à propos du champ magnétique de l’héliosphère, Mursula [68] montre qu’un comportement longitudinal de type *flip-flop* règne dans le secteur dominant du champ et qu’il possède une période longue de 3.2 ans (38.4 mois).

2.9.6 Le champ magnétique terrestre

L’institut de Physique du Globe de Paris fournit des informations à propos du champ magnétique terrestre²⁰.

Le champ magnétique terrestre est la somme vectorielle de plusieurs champs magnétiques.

Le premier, le plus intense, est généré par l’effet dynamo issu des mouvements des roches dans le noyau de la Terre. Ce champ magnétique est incliné de 10° par rapport à l’axe de rotation de la Terre.

Le deuxième est issu des roches aimantées appartenant à la lithosphère.

Le troisième champ magnétique provient de l’existence de courants électriques produits par des particules rendues libres par le rayonnement solaire dans la gamme des longueurs d’onde relatives aux rayonnements X et UV. Ces rayonnements sont absorbés à une altitude de 100 km où des couples ions-électrons sont produits du côté éclairé de la Terre. Ce champ magnétique est caractérisé par une période de 24 heures.

Le quatrième champ trouve son origine dans l’interaction du vent solaire avec le champ magnétique terrestre. Les courants électriques magnétosphériques induisent des variations du champ magnétique terrestre résultant mesuré au niveau de la surface de la Terre.

20. [<http://www.ipgp.fr/fr/obsmag/champ-magnetique-de-terre>]

À la figure 2.14²¹, \vec{V} est le vecteur correspondant au champ magnétique terrestre en un point de la Terre. Il se décompose en trois composantes perpendiculaires, \vec{x} , \vec{y} et \vec{z} . La direction de \vec{x} est parallèle à celle du nord géographique.

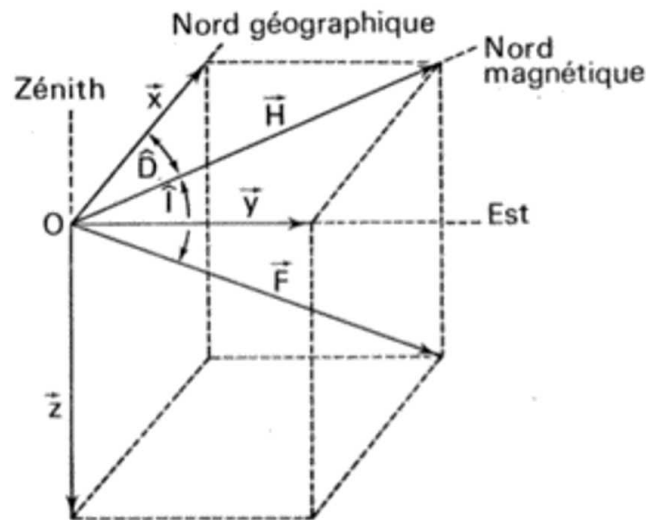


Figure 2.14 – Les composantes du champ magnétique terrestre. [Musée de Sismologie, Strasbourg]

2.10 Les cycles déjà décrits dans la littérature

Terminons ce chapitre en faisant l'état, dans la littérature, des cycles, dont les périodes sont longues de quelques dizaines de mois, découverts dans les séries de données qui intéressent ce travail.

Keppen [46] et Allan [2] ont établi le caractère bimodal du signal de l'ENSO et ils ont détecté un premier cycle dont la période est longue de 24 mois environ et un second dont la période peut s'étaler de 30 à 84 mois.

En utilisant le *Monte Carlo Singular System Analysis* (MC SSA), Palus et Novotna [79] ont découvert un cycle de 7.8 ans (94 mois environ), dans les séries de données qui concernent l'indice NAO de Hurrell [35] et les températures mensuelles relevées aux stations météorologiques de Prague et de Berlin.

En utilisant la même méthode, Palus et Novotna [80] mettent en évidence la présence de 4 cycles, dont les périodes sont de 27, 64, 96, 120 et 136 mois. Certains d'entre-eux concernent les séries temporelles qui intéressent l'indice NAO de Hurrell (27, 64 et 96 mois), un indice géomagnétique, le AA index (64 et 96 mois), le sunspot number (120 et 136 mois) et les températures relevées à la station météorologique de Prague (27, 64

21. [<http://musee-sismologie.unistra.fr/comprendre-le-magnetisme-terrestre/>]

et 96 mois).

En ce qui concerne le Soleil, nous avons vu qu'en plus du cycle bien connu de 11 ans environ, Mursula et Berdyugina ont mis en évidence des cycles qui correspondent au « solar flip-flop » et dont les périodes sont de 38, 44 et 48 mois environs.

2.11 Conclusions et hypothèses de travail

Afin de détecter des cycles toujours non observés dans les séries temporelles de données liées à la climatologie, nous utilisons de nouveaux outils, la transformée en ondelettes et le spectre d'échelle.

Ces cycles, difficilement repérables au moyen de la transformée de Fourier, sont traqués et repérés dans les séries temporelles qui concernent les températures de l'air et celles de la surface des océans. Ces données sont mesurées directement aux stations météorologiques (belges, européennes et mondiales), elles sont issues de séries compilées de températures, globales et hémisphériques et elles sont fournies par les réanalyses NCEP-NCAR.

Cette variabilité climatique est la conséquence d'une variabilité comparable dans les régimes d'advection des masses d'air et/ou dans l'activité solaire.

Afin de lier les cycles observés dans les données de températures, nous utilisons l'outil ondelettes sur les séries de données qui concernent les principaux indices du climat, ceux qui caractérisent les déplacements troposphériques et stratosphériques des masses d'air. Aussi, nous vérifions si les données de températures des régions qui les concernent quant à leurs téléconnexions, connaissent également des cycles comparables. Les indices étudiés sont partagés en deux groupes : le premier est constitué des indices qui sont propres aux latitudes moyennes (AO, NAO, NP, PNA, PDO et AAO essentiellement) et le second par les indices qui caractérisent les mouvements des masses d'air et la température de la surface des océans dans la bande intertropicale (ENSO, SOI et MEI).

Enfin, et parce que c'est le Soleil qui est le principal moteur du climat, l'outil ondelettes est également appliqué aux séries temporelles relatives à son activité. Il est concevable que les cycles solaires modulent ceux des températures mais aussi ceux qui sont présents dans les données des indices climatiques et dans les températures mesurées dans les zones intéressées par leurs téléconnexions. Dans cette optique, nous exploitons également les données qui sont relatives au nombre de taches solaires, à celles du flux d'énergie émis dans le domaine des ondes radio et à celles qui concernent les composantes du géomagnétisme mesurées dans certaines stations d'observation.

Chapitre 3

La Méthode et sa validation

3.1 Rappels théoriques

3.1.1 La transformée de Fourier

Rappelons que \mathcal{L}^p , avec $1 \leq p < \infty$, désigne l'espace vectoriel des fonctions définies sur \mathbb{R} , mesurables et dont la p -ième puissance du module est intégrable. 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 sur \mathcal{L}^p par $f \sim g \Leftrightarrow f = g$ pp (presque partout pour la mesure de Lebesgue), est une relation d'équivalence sur cet espace. 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 pour la norme

$$\|\cdot\|_{L^p} = \sqrt[p]{\int |f|^p dx}$$

(modification si $p = \infty$).

L'espace L^2 est un espace d'Hilbert et nous noterons $\langle \cdot, \cdot \rangle$ le produit scalaire associé :

$$\langle f, g \rangle = \int_{\mathbb{R}} f \cdot \bar{g} dx$$

La transformée de Fourier (TF) permet de passer d'une représentation temporelle du signal à une représentation fréquentielle de celui-ci [11, 43]. Si nous supposons que f appartient à 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.

Proposition 1.1 *La transformée de Fourier d'une fonction $f \in L^1$ vérifie les propriétés suivantes.*

1. (Linéarité), la transformée de Fourier est une application linéaire :
si $g \in L^1$, alors $\widehat{(f + g)} = \hat{f} + \hat{g}$, et si $c \in \mathbb{R}$, $\widehat{cf} = c\hat{f}$.
2. (Théorème de Riemann-Lebesgue), la transformée de Fourier \hat{f} est uniformément continue sur \mathbb{R} , 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

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

Remarquons que la TF d'une fonction appartenant à L^2 peut également être définie ; la linéarité, les théorèmes de transfert et de Fourier restent notamment vérifiés dans cet espace [11, 49].

La TF d'une fonction de L^2 est une fonction de L^2 .

3.1.2 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 [73].

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 [72].

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 [100], à l'oscillation australe (ENSO) [107] et à l'analyse des températures de l'air au centre de l'Angleterre [9].

La transformée en ondelettes

D'abord utilisée pour le traitement des signaux acoustiques et ceux enregistrés lors des tremblements de terre [43], l'analyse en ondelettes est un outil mathématique qui associe

une représentation espace-échelle à une fonction dans \mathbb{R} (il existe des généralisations à l'espace \mathbb{R}^d) [25, 50, 73].

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 [18, 73]. 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. La TO d'une fonction est alors simplement définie par des convolutions avec l'ondelette mère traduite et dilatée. Par extension, cette dernière sera aussi appelée ondelette [73].

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

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

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

Cette analyse temps-fréquence montre tout l'intérêt de la TO si elle est comparée à la TF. En effet, bien que 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.

Une ondelette ψ possède m moments nuls ($m > 0$) si la relation suivante est satisfaite,

$$\int_{\mathbb{R}} t^k \psi(t) dt = 0,$$

pour tout $k \in \mathbb{N}$ tel que $k < m$.

On choisit généralement une ondelette dont les m premiers moments sont nuls afin que la TO associée soit orthogonale aux polynômes de degrés inférieurs,

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

où P est un polynôme de degré inférieur à m . De cette manière, la TO est aveugle aux comportements polynômiaux d'ordre inférieur ; en particulier, 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 [59].

3.1.3 Le spectre d'échelle

L'ondelette de Morlet [50], qui est particulièrement bien adaptée pour les études « temps-fréquences » [73], est une fonction ψ dont la TF satisfait à l'égalité

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

où Ω est une constante appelée la *fréquence centrale* de l'ondelette [50].

Remarquons que, si $\Omega > 5$ [73], le terme $\exp(-\frac{\omega^2 + \Omega^2}{2})$ peut être négligé et la fonction appartient dès lors au second espace de Hardy complexe : $\hat{\psi}(\omega) \approx 0$ si $\omega \leq 0$ (si $\Omega = 5$, $\exp(-\Omega^2/2) \approx 3.7 \cdot 10^{-6}$). Il s'agit d'une gaussienne translatée.

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 s est défini par,

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

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 le nombre ω_0 , apparaissant dans l'expression $\cos(\omega_0 t)$, est remplacé par une « fonction très régulière en t », localisée en ω_0 , $\nu(t)$, 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_0} . 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 [56].

Terminons cette section par quelques remarques. Si s est un signal qui est auto-similaire avec un exposant H , par exemple si $s(at) = a^H s(t)$, la quantité

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

doit se comporter comme Ca^{H-1} , où C est une constante [73].

En particulier, les exposants de la corrélation longue portée d'un bruit gaussien coloré peuvent être estimés au moyen d'une régression linéaire sur $\log \Lambda$ [73]. 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 une 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 [34].

Ainsi, contrairement à la TF, le spectre d'échelle permet d'être utilisé pour l'étude de signaux non-stationnaires.

3.2 Validation de la méthode

3.2.1 Introduction

Avant d'appliquer l'outil ondelettes à des séries de données instrumentales de température de l'air obtenues dans les stations météorologiques comme sur des séries temporelles d'indices climatiques, l'analyse de l'allure de spectres d'échelle élaborés à partir de signaux simulés et de certaines séries temporelles qui contiennent des cycles bien connus a été menée.

Dans un premier temps, des signaux caractérisés par des périodes et des amplitudes différentes sont étudiés. La période et l'amplitude des cycles combinés dans les signaux simulés ressemblent à ceux qui sont observés dans les séries temporelles de températures de l'air mesurées aux stations météorologiques. Les morphologies de spectres obtenus des différents signaux sont comparées.

Nous poursuivons ce chapitre en analysant l'allure des spectres d'échelle élaborés à partir de séries temporelles pour lesquelles des cycles sont bien connus et abondamment décrits dans la littérature.

Enfin, nous concluons par la description d'un outil de la statistique qui permet de tester si les cycles correspondant aux *maxima* relevés sur les spectres d'échelle sont significatifs ou s'il sont simplement le fruit du hasard.

3.2.2 Application de la méthode à des signaux simulés

Avant de passer à la simulation de signaux, nous informons le lecteur, de ce qu'il existe une différence majeure entre la signification de l'amplitude d'un cycle pour un climatologue et pour un mathématicien. Le mathématicien lie l'amplitude d'un cycle à celle d'une fonction cosinoïdale alors que le climatologue l'assimile à la différence entre une valeur maximale et une valeur minimale du paramètre considéré. Dans ce travail, et pour une facilité d'interprétation des spectres d'échelle, nous prendrons comme convention de considérer l'amplitude d'un cycle comme le mathématicien le fait.

Les signaux, qui font l'objet des simulations de ce chapitre, s'inspirent des amplitudes climatiques de températures relevées à la station météorologique d'Uccle.

La température moyenne est proche de 9°C et les amplitudes journalière et annuelle sont respectivement de $2,5^{\circ}\text{C}$ et 8°C .

Ainsi, un signal peut être composé en laissant osciller, autour d'une moyenne de 9°C , deux cosinoïdes dont les périodes et amplitudes, qui correspondent aux deux cycles évoqués, sont de 24 heures et 365,25 jours et de $2,5^{\circ}\text{C}$ et 8°C . Ces deux cycles font l'objet des simulations 1 et 2.

À la simulation 3, nous ajoutons un cycle de 30 mois dont l'amplitude est de $0,5^{\circ}\text{C}$. Ce dernier cycle correspond à ce qui est généralement détecté dans les séries temporelles de températures mesurées dans les stations météorologiques situées en Europe occidentale.

Les simulations suivantes permettent d'évaluer l'impact, sur les spectres d'échelle des signaux simulés, de l'addition d'un bruit blanc et d'une tendance linéaire qui affecte légèrement la longueur de la période correspondant au cycle de 30 mois.

Nous choisissons une longueur des signaux simulés qui correspond à celle des séries utilisées dans le cadre de cette étude. Puisque la qualité des données météorologiques gagne en fiabilité, surtout à partir des années cinquante, nous avons choisi de débiter les simulations à partir de 1950.

Ainsi, la taille du signal S , pour une simulation de températures avec un pas de temps de une heure et pour une période qui s'étend du premier janvier 1950 au 31 décembre 2013, en tenant compte des années bissextiles, est égale approximativement à 553000.

La simulation 1, le cycle journalier

La première simulation consiste en la construction d'une série de données de température de l'air, avec un pas de temps d'une heure, pour une station météorologique qui pourrait être celle d'Uccle.

Un cycle journalier, dont la température moyenne est de 9°C et dont l'amplitude est de $2,5^{\circ}\text{C}$, est construit au moyen d'une cosinoïde (figure 3.1).

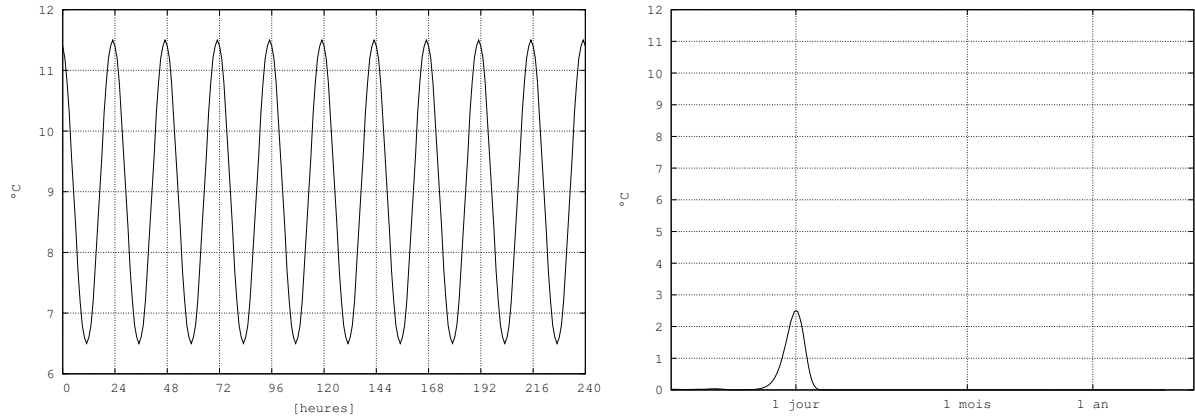


Figure 3.1 – La simulation 1 : simulation d’une série de températures au moyen d’une cosusoïde dont l’amplitude est de $2,5^{\circ}\text{C}$ et la période est de 24 heures, à gauche et son spectre d’échelle, qui présente bien un *maximum* pour $a = 4.59$ et qui correspond à une amplitude de $\Lambda = 2.5^{\circ}\text{C}$, à droite.

Si,

$$\nu_1 = \frac{2\pi}{24}$$

alors la fonction

$$f_1(t) = 9 + 2.5 \cos(\nu_1 t)$$

est périodique et sa période est égale à 24 heures ($2^{4.59}$).

Sur la figure 3.1 est dessiné le spectre d’échelle Λ_1 . Son allure montre clairement un *maximum* à la position correspondant à la période de 24 heures. L’amplitude du cycle, $\Lambda_1(a_1)$ correspond à une amplitude de 2.5° .

La simulation 2, le cycle annuel

Afin de réaliser le signal de la simulation 2, nous ajoutons à celui de la simulation 1 un cycle supplémentaire correspondant à la variation annuelle de la température moyenne mensuelle. La période de ce cycle est de 365,25 jours et son amplitude est de 8°C .

Si

$$\nu_2 = \frac{2\pi}{24 \cdot 365.25},$$

alors

$$f_2(t) = 9 + 2,5 \cos(\nu_1 t) + 8 \cos(\nu_2 t).$$

La figure 3.2 représente le spectre d’échelle Λ_2 sur lequel les deux *maxima* sont clairement visibles. Leurs positions correspondent aux périodes de 24 heures et 365.25 jours.

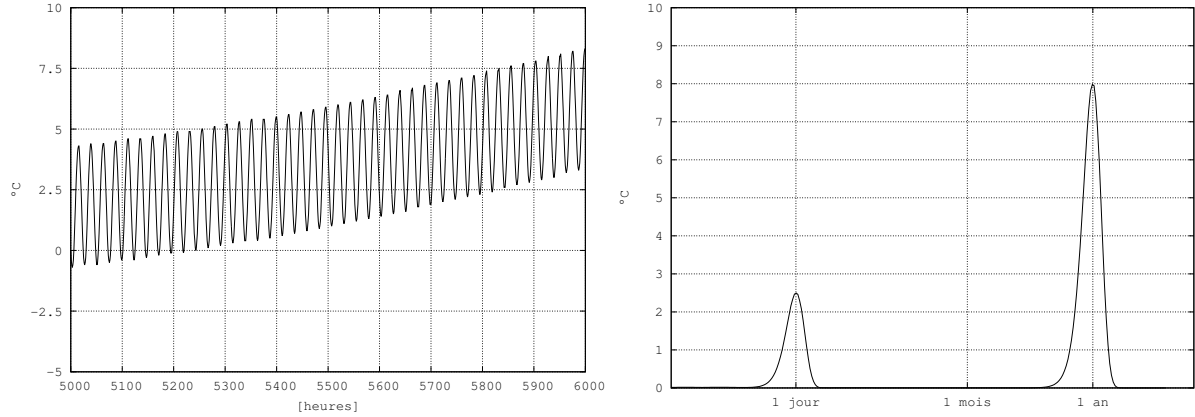


Figure 3.2 – La simulation 2 consiste en une série de températures réalisée au moyen de 2 cosinusoides dont les amplitudes sont de 2.5°C et 8.0°C , dont les périodes sont respectivement de 24 heures et de 365,25 jours. La figure de gauche ne montre qu’une partie du signal de la simulation 2 afin de conserver le cycle journalier visible et montrer les effets du cycle annuel. La figure de droite montre le spectre d’échelle de la simulation 2 et les deux *maxima* correspondant aux deux cycles simulés. L’ordonnée des *maxima* correspond à l’amplitude des cycles journalier et annuel.

La simulation 3, le cycle de 30 mois

Ajoutons au signal de la deuxième simulation un troisième cycle dont la période est de 30 mois (2.5 années) et l’amplitude de 0.7°C . Nous verrons, plus loin dans le texte, qu’un tel cycle s’observe fréquemment dans les séries temporelles des températures mesurées aux stations météorologiques situées en Europe Occidentale.

Ainsi, il vient

$$f_3(t) = 9 + 2.5 \cos(\nu_1 t) + 8 \cos(\nu_2 t) + 0,5 \cos(\nu_3 t),$$

avec

$$\nu_3 = \frac{2\pi}{24} \frac{1}{365.25} \frac{1}{2.5},$$

Sur le spectre d’échelle Λ_3 associé à cette simulation, à la figure 3.3, un troisième *maximum* est détecté à la position correspondant à 30 mois. L’amplitude de ce cycle vaut $\Lambda_3(a_3) = 0.5^{\circ}\text{C}$.

La simulation 4, diminution linéaire de la période du cycle de 30 mois

Modifions la période du cycle de 30 mois pour qu’elle soit raccourcie linéairement de 5 mois ($1/6$ de 30 mois) à la fin de la série temporelle simulée.

Si S est la taille du signal, posons

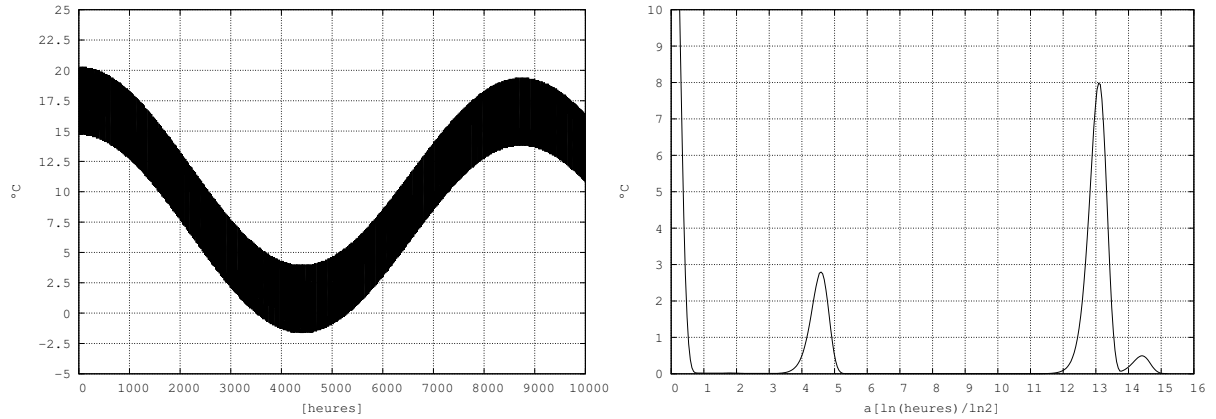


Figure 3.3 – La simulation 3 : simulation d’une série de température réalisée grâce à 3 cosinusoides. Les deux premières sont celles de la simulation 2 et la troisième concerne le cycle dont la période est de 30 mois et dont l’amplitude est de 0.5°C . Le spectre d’échelle compose le graphique de droite.

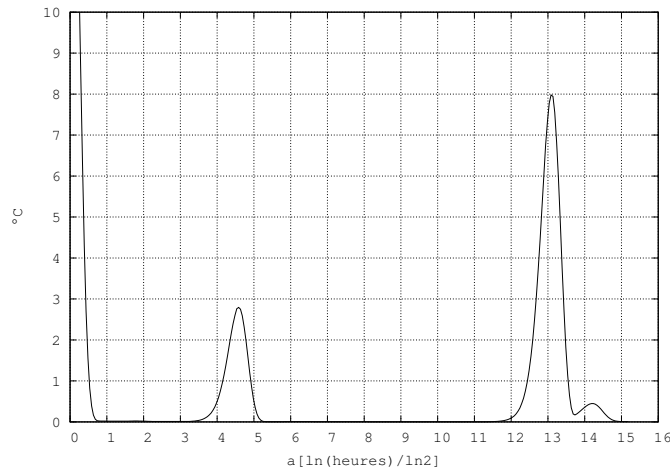


Figure 3.4 – Le spectre d’échelle de la simulation 4.

$$\gamma(t) = \nu_3 \left(1 + \frac{t}{6S}\right).$$

Ainsi, la simulation 4 s’écrit

$$f_4(t) = 9 + 2.5 \cos(\nu_1 t) + 8 \cos(\nu_2 t) + 0,5 \cos(\gamma(t)t).$$

Comme le montre la fig. 3.5, la simulation du signal, qui voit la pseudo-période ν_3 évoluer légèrement dans le temps, induit, sur le spectre d’échelle, un élargissement du pic correspondant au *maximum* relatif à ν_3 et un léger déplacement de ce dernier vers la gauche. Notons que cette "pseudo-période" est néanmoins toujours détectée.

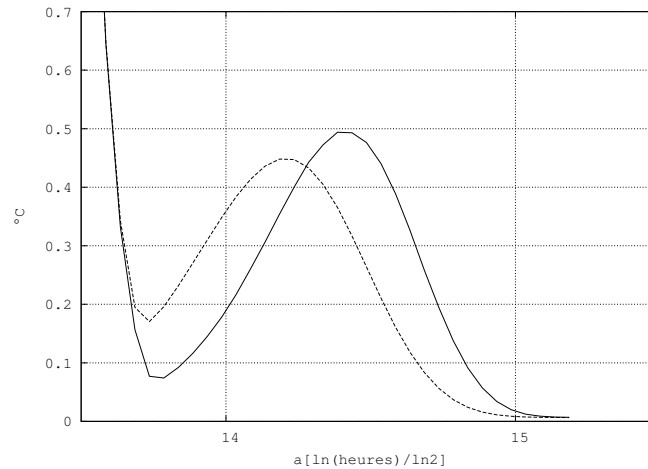


Figure 3.5 – Le spectre d'échelle de la simulation 3, en continu, et celui de la simulation 4 en tireté.

La simulation 5, ajout d'un bruit gaussien

Nous pouvons aussi nous interroger quant aux conséquences sur l'allure du spectre d'échelle si un bruit est additionné aux données du signal.

Ainsi, ajoutons un bruit gaussien [73] n à la simulation 3. Ce bruit est caractérisé par un écart-type de 4.4°C , estimé à partir des écarts à la moyenne, des températures relevées toutes les heures, à la station météorologique de Bierset.

Le signal devient,

$$f_5(t) = 9 + 2.5 \cos(\nu_1 t) + 8 \cos(\nu_2 t) + 0.5 \cos(\nu_3 t) + n(t),$$

ou même $f_3 = f_2 + 2n$.

Sur le spectre d'échelle, à la figure 3.6, les positions des *maxima* et leur valeur restent inchangées.

Par contre, le bruit ajouté a considérablement modifié l'allure du spectre pour $0.5 \leq a \leq 12$.

Simulation 6, ajout d'une tendance dans la moyenne

La variabilité du climat induit indubitablement des tendances dans les séries temporelles de températures. Ainsi, nous pouvons nous interroger de ce que pourrait devenir un *maximum* du spectre d'échelle si une tendance linéaire existait dans la série temporelle. Construisons un tel signal en intégrant une tendance de 4°C sur 526000 heures.

Le fonction suivante simule un tel signal :

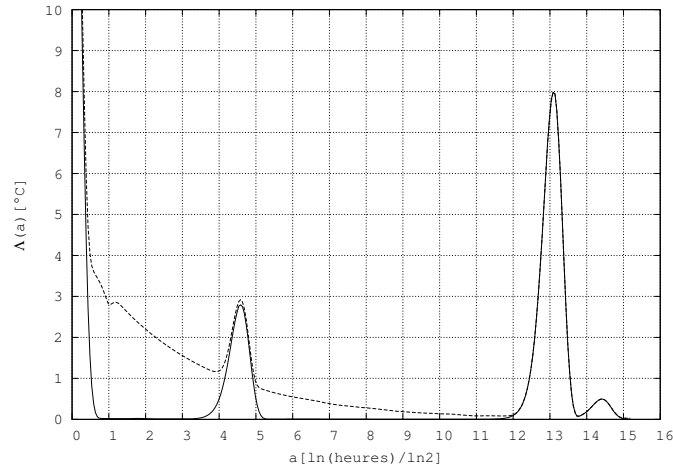


Figure 3.6 – Le spectre d’échelle de la simulation 3, en continu, et celui de la simulation 5 en tireté. L’effet du bruit sur la morphologie du spectre d’échelle se marque par une décroissance moins forte. Par contre, la position et la valeur des *maxima* restent inchangées.

$$f_6(t) = f_3(t) + \frac{4t}{526000}$$

La figure 3.7 montre très clairement qu’il n’y a pas de différence entre Λ_3 , en trait plein, et Λ_6 en tireté. Le spectre d’échelle est ainsi complètement insensible aux tendances linéaires.

Simulation 7, des discordances dans le signal

Les stations météorologiques sont parfois déplacées dans des sites différents. Ces transferts occasionnent des modifications dans les séries temporelles. Ces modifications jouent essentiellement sur les valeurs de la température moyenne qui évolue ainsi par « saut ».

Nous avons ajouté 3°C aux données de la simulation 3 entre la vingtième et la quarantième année. Nous avons soustrait, à ces mêmes données, 2°C à partir de la quarantième année.

La figure 3.8 représente les spectres d’échelle des simulations 3 en trait continu et 4 en tireté. Ces deux spectres sont identiques jusqu’au *maximum* correspondant au cycle de 30 mois. Ce dernier est élargi à sa base et sa valeur est supérieure d’un vingtième de °C approximativement.

Le spectre d’échelle est ainsi très peu sensible aux discordances qui existent dans les séries temporelles de températures.

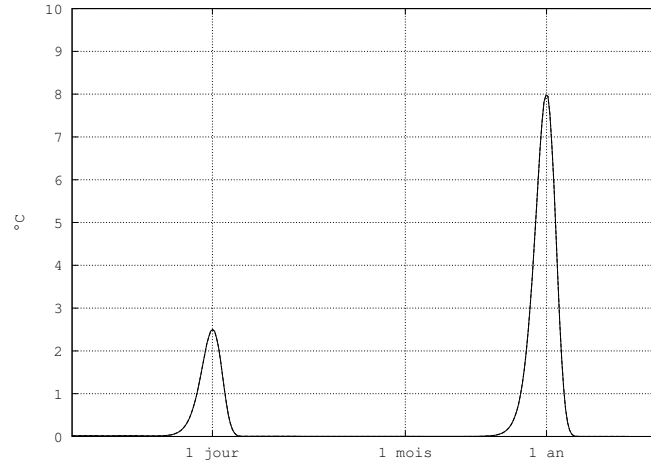


Figure 3.7 – Le spectre d’échelle de la simulation 3, en continu, et celui de la simulation 4 en tireté. Ces deux spectres d’échelle sont identiques ce qui permet de conclure que le spectre d’échelle est insensible aux tendances linéaires.

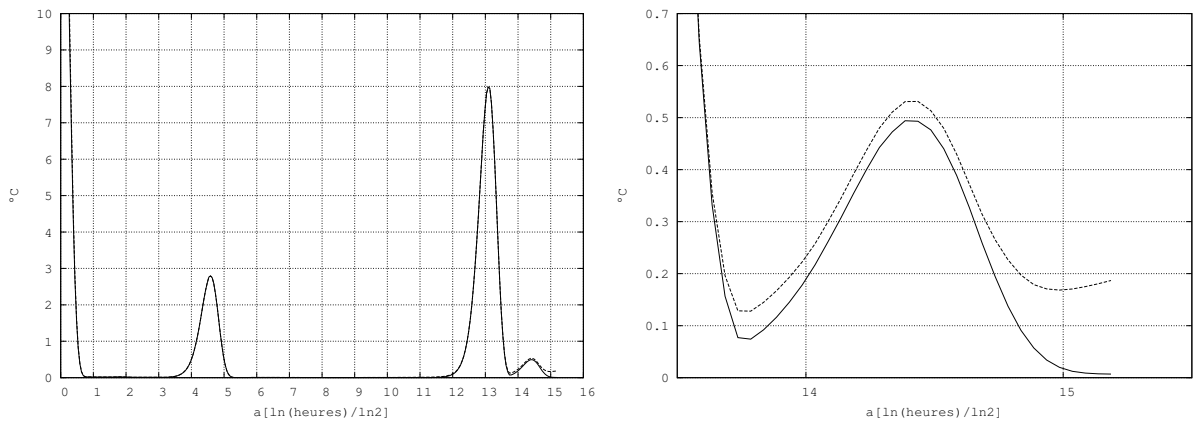


Figure 3.8 – La figure de gauche correspond aux spectres d’échelle de la simulation 3, en continu, et de la simulation 7 en tireté. Le graphique de droite est un agrandissement du spectre intéressant le *maximum* correspondant au cycle de 30 mois. Les valeurs de la simulation 7 sont celles de la simulation trois, à laquelle nous avons ajouté 3°C entre la vingtième et la quarantième année et soustrait 2°C depuis la quarantième année. Les spectres sont quasi identiques, mis à part pour les fréquences les plus basses, là où le *maximum* correspondant à la période de 30 mois est légèrement élargi et dont sa valeur est légèrement supérieure.

3.2.3 À propos de la conception de signaux simulés

Ces 6 simulations s'intéressent à des cycles qui sont réellement détectés dans des séries temporelles constituées à partir des mesures de températures relevées dans un certain nombre de stations météorologiques.

Il est évidemment illusoire de tout vouloir simuler et, pour le lecteur intéressé, nous lui proposons de se référer à cet article [74].

3.2.4 Applications de la méthode à des signaux dont les cycles sont connus

Une manière de valider la méthode est de l'appliquer sur des séries temporelles dont les cycles sont bien connus et largement documentés dans la littérature.

Nous avons choisi deux applications sur des séries temporelles relatives à des cycles de très basses fréquences qui concernent les glaciations du quaternaire.

La première application s'intéresse au jeu de données *orbit91* de Berger [13] et aux variations de certains paramètres de l'orbite terrestre. La seconde concerne le deutérium emprisonné dans les glaces de l'Antarctique et qui renseigne de la température de l'air pendant les précipitations.

Les données *orbit91*

La théorie astronomique de l'évolution du climat, élaborée par Milankovic [64], explique la succession des glaciations du quaternaire par l'inconstance de la quantité d'énergie solaire que reçoit la Terre.

Pour rappel, les paramètres de l'orbite de la Terre qui évoluent cycliquement au cours du temps sont l'excentricité de l'ellipse sur laquelle la Terre se déplace, l'inclinaison de son axe de rotation sur le plan de l'écliptique et la précession des équinoxes.

Nous utilisons le jeu de données *orbit91* que Berger [13] a composé. Il est constitué des valeurs de ces trois paramètres qui sont échantillonnés tous les mille ans. De plus, et incluses dans le jeu de données *orbit91*, Berger a calculé des quantités d'énergie reçues au sommet de l'atmosphère terrestre et, notamment celles reçues à la latitude de 65° nord à la date du 15 juillet.

L'analyse en ondelettes est appliquée à certains paramètres de ce jeu de données afin de réaliser les spectres d'échelle des paramètres de l'orbite de la Terre évoqués et celui de la quantité d'énergie reçue le 15 juillet à 65° de latitude nord.

L'évolution de l'excentricité de l'orbite de la Terre. La partie gauche de la figure 3.9 montre l'évolution de l'excentricité e au cours des derniers 5000 milliers d'années (5000 kannées) et la partie droite est composée du spectre d'échelle. Les deux *maxima*

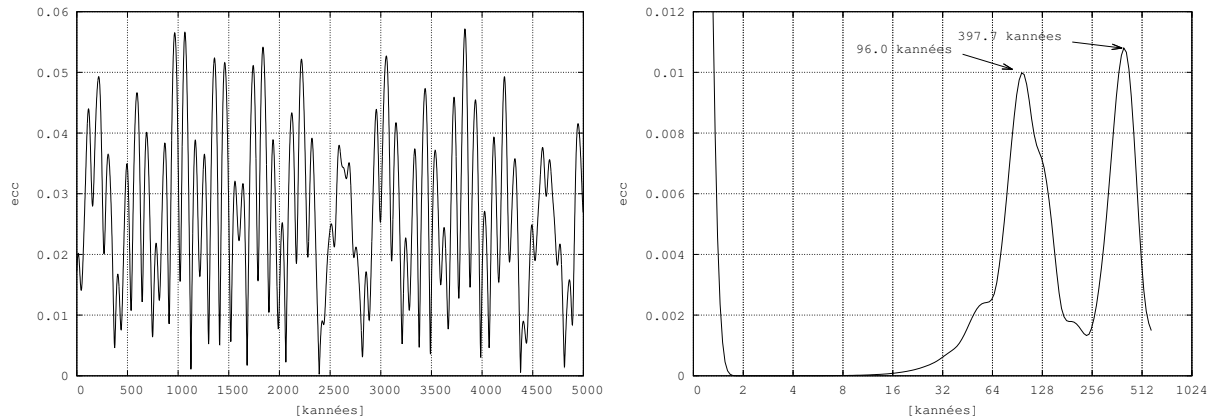


Figure 3.9 – L'évolution de l'excentricité de l'orbite de la Terre sur le graphique de gauche et son spectre d'échelle à droite.

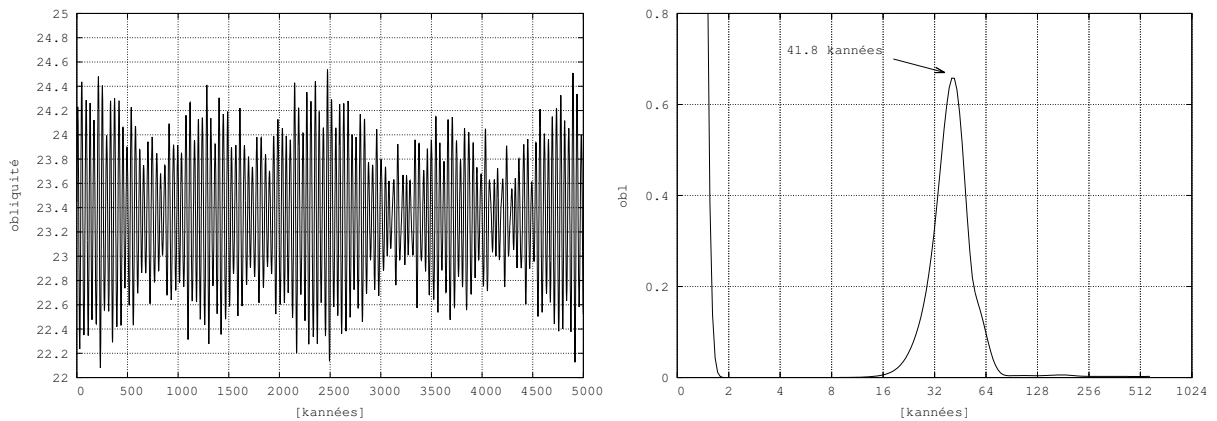


Figure 3.10 – L'évolution de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre sur le graphique de gauche et son spectre d'échelle à droite.

correspondent à des périodes de 96 'kannées' et 398 'kannées' environ.

Les périodes de ces cycles correspondent aux informations paléoclimatiques à propos de la durée d'un cycle glaciation-stade interglaciaire. Cette période est de l'ordre de 100 'kannées' environ. Le cycle de 400 mille ans pourrait expliquer la raison pour laquelle les glaciations récentes (jusqu'à il y a 400 mille ans) sont moins froides – et moins importantes sans doute – que celles qui se sont déroulées entre -400 'kannées' et -800 'kannées' [40].

L'évolution de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre. Le spectre d'échelle à la figure 3.10 montre clairement un *maximum* qui correspond à une période de 41,8 'kannées'.

L'évolution de la précession des équinoxes. La partie gauche de la figure 3.11 concerne le spectre d'échelle de la série de données de la précession. Sa morphologie

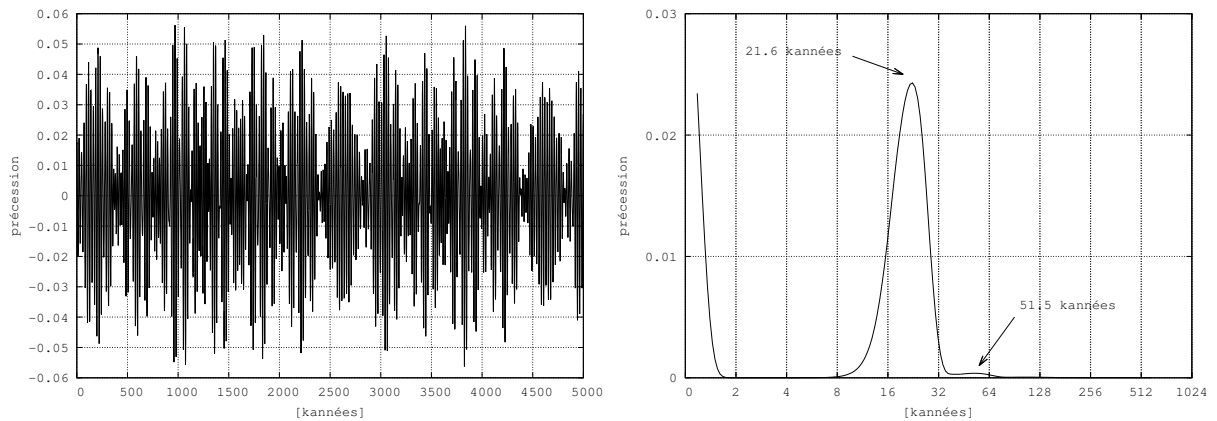


Figure 3.11 – L'évolution de la précession des équinoxes sur le graphique de gauche et son spectre d'échelle à droite.

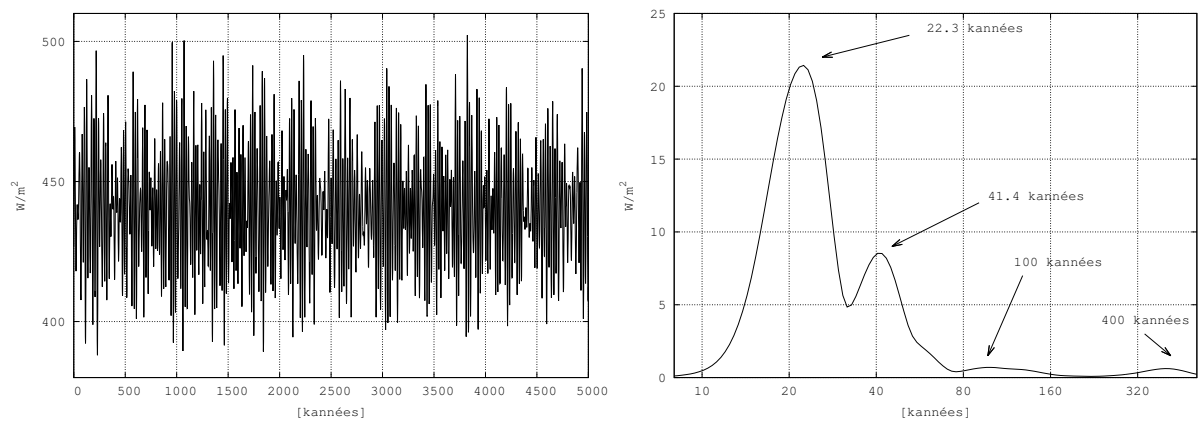


Figure 3.12 – L'évolution de l'énergie reçue le 15 juillet à 65° de latitude nord sur le graphique de gauche et son spectre d'échelle à droite.

montre 2 *maxima* : l'un important et qui signale la présence d'un cycle dont la période est de 21,6 kannées et l'autre, très anecdotique, qui trahit celle d'un cycle de 51,5 kannées.

L'énergie reçue du Soleil à 65° de latitude nord le 15 juillet. La partie gauche de la figure 3.12 montre l'évolution de cette quantité d'énergie reçue à une latitude nord de 65° estimée pour le 15 juillet. Le spectre d'échelle compose la partie de droite de la figure.

À l'analyse du spectre d'échelle, il apparaît un cycle majeur dont la période est de 22,3 kannées et dont l'amplitude est supérieure à 20 W/m². Il correspond au cycle de la précession des équinoxes.

L'allure de ce spectre montre un deuxième cycle, moins important, dont l'amplitude est légèrement inférieure à 10 W/m² et dont la période est égale à 41,4 kannées. Ce cycle correspond à celui de l'évolution de l'inclinaison de l'axe de rotation de notre planète.

Le spectre montre enfin deux cycles liés à l'évolution de l'excentricité de l'orbite de la Terre. Leurs amplitudes sont proches de 1 W/m^2 et leurs périodes sont de l'ordre de 100 et 400 kannées.

En conclusion, le spectre d'échelle détecte bien les cycles injectés par Berger dans le jeu de données *orbit91*. Notons que ceux décelés au moyen de l'allure du spectre d'échelle concernant l'énergie reçue au sommet de l'atmosphère terrestre ne permettent pas d'expliquer l'effet direct de l'énergie reçue du Soleil sur la période du cycle « glaciation-stade interglaciaire ».

EPICA Dome C

Nous avons utilisé les données du sondage EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) Dome C (« EPICA Dome C Ice Core 800KYr Deuterium Data and Temperature Estimates » [40]). Ce sondage fournit le profil à haute résolution des concentrations de deutérium mesurées dans la glace. Rappelons que la concentration en isotopes lourds dans la glace est d'autant plus importante que la température est basse au moment des précipitations.

Le sondage est profond de 3260 mètres, et nous livre des informations qui ont permis d'établir les températures des 800 derniers kannées de l'histoire du climat de la Terre à la figure 3.13. Notons aussi que la période couverte est bien plus courte que celle du jeu de données *orbit91* et qu'elle ne permet pas la détection de cycles dont les périodes sont supérieures à 70 kannées.

À propos de la qualité des données, précisons que la résolution de la série varie en fonction de la profondeur du prélèvement. Elle est de 70 ans pour les couches superficielles du glacier et de 5000 ans pour celles qui sont très profondes. Un rééchantillonnage des données a été nécessaire afin de donner à la série un pas d'échantillonnage constant dans le temps. Précisons que ce rééchantillonnage, réalisé par interpolation linéaire, n'induit aucun artefact dans la morphologie du spectre d'échelle puisque l'ondelette mère utilisée possède plusieurs moments nuls et que les coefficients de l'ondelette qui correspondent aux parties linéaires sont nuls.

Le spectre d'échelle qui compose la figure 3.14 montre un *maximum* très prononcé correspondant à une période de 41.8 kannées, celle qui correspond à l'obliquité de l'axe.

Le spectre comporte également un deuxième *maximum* qui trahit l'existence d'un cycle dont la période est longue de 70.3 kannées. La présence de ce cycle est assez interrogative puisqu'un tel cycle n'est pas observé dans le jeu de données *orbit91*.

Un troisième *maximum*, qui permet de détecter un cycle dont la période est de 24.0 kannées, est bien visible sur la figure. Il correspond au cycle de la précession des équinoxes.

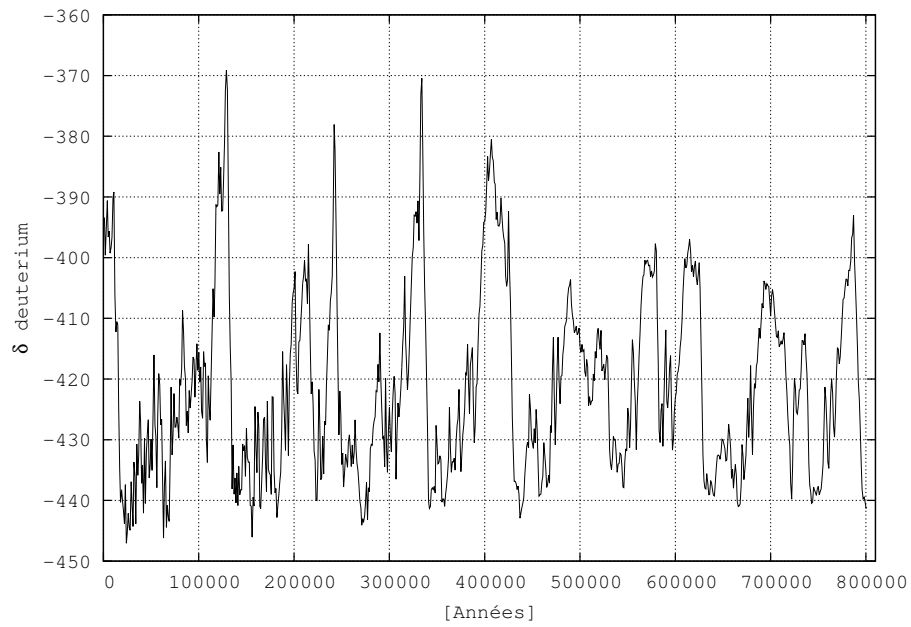


Figure 3.13 – Le deutérium dans les glaces de EPICA Dome C.

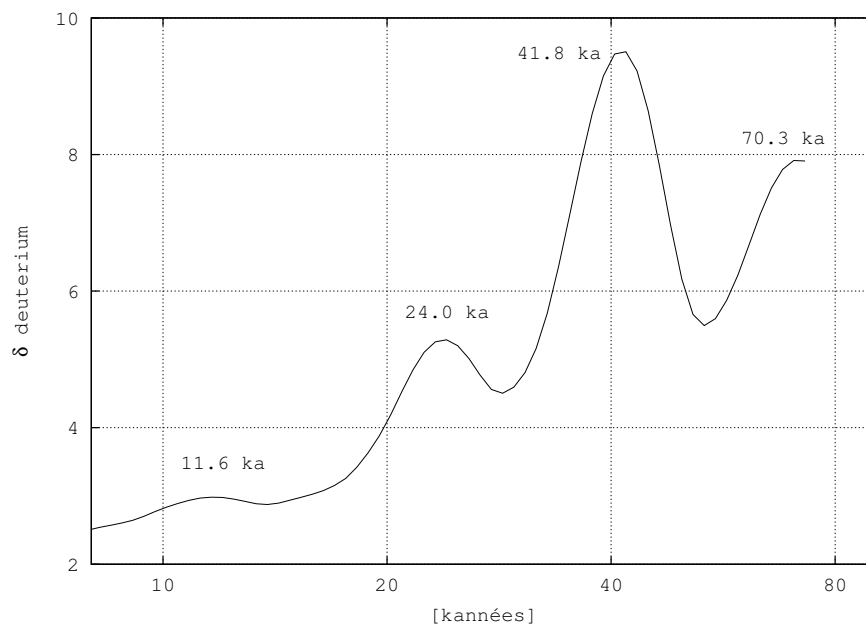


Figure 3.14 – Le spectre deutérium EPICA Dome C.

Notons aussi la présence d'un petit *maximum* qui concerne un cycle de 11,6 kannées.

Remarquons enfin que, puisque la série de données est trop courte, les cycles liés à l'excentricité de l'orbite de la Terre ceux de 100 et de 400 kannées ne peuvent apparaître sur le spectre d'échelle.

De la comparaison des spectres d'échelle qui constituent les figures 3.9, 3.10, 3.11, 3.12 et 3.14, nous remarquons que les cycles attendus de l'analyse des 3 paramètres de l'orbite de la Terre sont présents sur chacune d'elles.

Notons toutefois que la comparaison des spectres d'échelle des figures 3.12 et 3.14, montre des discordances majeures entre les amplitudes des cycles relatifs à la quantité d'énergie reçue sur la Terre et ceux des concentrations en deutérium dans la glace. Nous pouvons ainsi supposer que d'autres mécanismes, autres que la quantité d'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère terrestre, interviennent dans le genèse des glaciations du quaternaire.

3.3 Conclusions

Dans ce travail, et afin de détecter des périodes de l'ordre de quelques dizaines de mois, nous utilisons l'outil ondelettes, un outil encore peu utilisé par les climatologues.

La transformée en ondelettes est plus performante que celle de Fourier parce qu'elle synthétise l'information et qu'elle permet de détecter des pseudo-périodes, des périodes qui varient légèrement dans le temps.

De plus, cet outil ondelettes est insensible, notamment, aux tendances linéaires, au bruit brownien et au saut dans les valeurs des séries temporelles.

Les cycles sont détectés grâce aux *maxima* du spectre d'échelle. Les positions des *maxima* correspondent aux périodes des cycles et les ordonnées à leurs amplitudes.

Afin de valider l'outil, nous avons simulé des signaux susceptibles d'être mesurés dans une station météorologique. Les *maxima* détectés sur les spectres d'échelle calculés à partir de ceux-ci correspondent effectivement aux périodes et aux amplitudes des cycles injectés.

Les simulations 5 et 6 nous permettent également de conclure que les spectres d'échelle sont capables de détecter des cycles dont la période varie légèrement dans le temps, même si, au signal simulé, sont ajoutés une tendance linéaire et un bruit gaussien.

La valeur des *maxima* du spectre d'échelle correspond à l'amplitude des cycles détectés.

Enfin, l'application de la méthode sur la série *orbit91* et sur celle qui concerne le deutérium des glaces du sondage EPICA Dome C révèle bien les cycles existants.

Chapitre 4

Les Données et les résultats

4.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à l'application de l'outil « ondelettes » aux séries temporelles qui concernent des températures de l'air, mesurées à la surface du globe, des températures de la surface des océans et des principaux indices du climat. L'étude est principalement axée sur l'analyse et la compréhension des cycles découverts qui sont caractérisés par une période supérieure à un an.

Il paraît évident que la qualité des résultats fournis par l'analyse en ondelettes est conditionnée par la qualité des séries de données utilisées, par la qualité des mesures effectuées aux stations météorologiques et par celles réalisées sur les océans.

La constitution des séries de données de qualité implique que certaines données nécessitent d'être corrigées, réévaluées afin de rendre ces séries temporelles cohérentes. En corrigeant de la sorte les mesures, on parle d'ajustement des mesures et d'homogénéisation des séries temporelles de données.

Les conséquences sur la morphologie des spectres d'échelle, des homogénéisations et des ajustements qui sont réalisés sur les données brutes sont discutées dans le texte.

Rappelons aussi que nous considérons que la qualité des données n'est suffisamment satisfaisante qu'à partir de la création de l'Organisation Météorologique Mondiale¹, en 1950, et que c'est la raison pour laquelle nous avons choisi de tronquer les longues séries temporelles afin de ne garder que les informations climatiques qui débutent au mois de janvier de cette année-là.

Les premiers spectres d'échelle établis et analysés sont ceux des séries de températures relevées aux stations d'Uccle et de Bierset. L'histoire de ces deux **stations météorologiques belges** nous est particulièrement bien connue, notamment en ce qui concerne les caractéristiques des différents instruments de mesure utilisés au cours du temps et du contenu des divers protocoles d'échantillonnage suivis. Le déplacement de quelques kilomètres du parc météorologique de la station d'Uccle est également bien documenté. La description des caractéristiques des deux sites est envisagée afin d'apprécier les différences

1. [http://www.wmo.int/pages/index_fr.html]

qu'elles induisent sur les mesures des températures réalisées.

Fort de l'expérience acquise à propos de l'interprétation de la morphologie des spectres d'échelle des données d'Uccle et de Bierset, nous analysons ensuite des séries des températures relevées dans des stations météorologiques qui couvrent différents **climats européens**. L'étude est alors élargie à tous les continents en nous souciant de repérer, sur les spectres d'échelle, des morphologies communes aux stations qui appartiennent aux mêmes ensembles climatiques.

Nous décrivons, à partir de la morphologie des spectres d'échelle réalisés grâce aux **données de températures globales et hémisphériques**, les caractéristiques des cycles détectés, en distinguant ceux qui sont issus de données continentales de ceux qui sont établis à partir de données océaniques.

La suite du texte est vouée à la réalisation et à l'exploitation de planisphères sur lesquels sont localisées les informations maillées qui sont concernées par les différents cycles étudiés. Composées à partir des spectres d'échelle réalisés à l'aide des données issues des **réanalyses NCEP-NCAR** pour l'ensemble de la planète et grâce aux séries de données GISS pour les stations météorologiques, ces cartes permettent de localiser géographiquement l'existence des cycles étudiés.

Puisque la localisation des cycles détectés à l'échelle du globe est conditionnée par les advections des masses d'air troposphériques, nous réalisons les spectres d'échelle des séries de données relatives aux principaux **indices du climat** en distinguant ceux qui concernent les oscillations climatiques qui règnent aux hautes et aux moyennes latitudes, de ceux qui intéressent le domaine intertropical et l'oscillation australe.

Nous comparons ensuite les cartes globales réalisées à l'aide des données de la température de l'air, issues des réanalyses NCEP-NCAR, avec les régions du monde pour lesquelles des **téléconnexions** ont été établies pour chacun des indices étudiés. De la sorte, nous pouvons vérifier la concordance des cycles découverts dans les séries qui concernent les indices du climat et ceux détectés dans les données NCEP-NCAR.

Le Soleil est le moteur du climat. C'est l'astre qui confère l'énergie et qui chauffe la Terre et son atmosphère. En partie, c'est aussi de cette énergie solaire que les déplacements des masses d'air troposphériques et stratosphériques s'expliquent. Il est ainsi concevable que l'intensité des réactions nucléaires qui s'effectuent au cœur du Soleil modulent les températures et les advections atmosphériques. Les spectres d'échelle des séries de données propres à l'activité du Soleil sont établis et comparés à ceux réalisés pour les indices climatiques et pour les températures. Il est aussi discuté des mécanismes qui lient ces réactions nucléaires au climat.

La dernière section de ce chapitre est consacrée à l'évaluation du caractère significatif des cycles qui ont été détectés sur les spectres d'échelles des séries temporelles analysées.

4.2 La température de l'air

Nous avons discuté, dans le chapitre 2, de la qualité et de la fiabilité des séries temporelles relatives aux mesures de la températures de l'air.

Avant de réaliser les spectres d'échelle et de discuter des cycles qui vont être décelés, revenons sur l'impact que pourraient avoir les imprécisions de mesures de la température de l'air sur la morphologie des spectres d'échelle.

Les sauts de températures dans la série temporelle

Les déplacements de la station d'un site à un autre, les changements du type d'abri et des thermomètres, induisent des « sauts », des discordances, dans la série temporelle de températures.

Ces discordances, qui font l'objet de la simulation 7 au point 3.2.2, n'ont aucune conséquence sur la période et l'amplitude des cycles détectés.

Les tendances dans la série temporelle

Comme discuté au point 3.2.2 à propos de la simulation 6, les tendances linéaires dans les séries temporelles, comme celle du réchauffement climatique, n'ont aucune influence sur l'allure des spectres d'échelle.

La cinétique de la mise en équilibre thermique

Les changements des abris et des thermomètres modifient la cinétique de la mise en équilibre thermique, ce qui induit un léger « décalage » entre la température de l'air et sa mesure. Ce décalage n'a que peu d'influence sur les séries temporelles échantillonnées tous les mois. Il n'en est évidemment pas de même des séries de données horaires puisque l'inertie thermique de l'instrument conduit à écrêter les *maxima* et à surestimer la température des *minima*. L'amplitude du cycle journalier, estimée à partir du *maximum* relevé sur le spectre d'échelle, pourrait s'en trouver sensiblement affectée.

4.3 Les cycles détectés à Uccle et à Bierset

4.3.1 La série temporelle d'Uccle

Appliquons l'analyse en ondelettes aux deux séries temporelles de données, celle de l'IRM et celle de l'ECAD, qui nous sont fournies pour la station météorologique d'Uccle.

Le parc de la station météorologique est situé à 50°48' de latitude nord et à 4°21' de longitude est, à une altitude de 100 mètres. Le climat qui y règne est un climat tempéré océanique. La moyenne annuelle des températures à Uccle est proche de 10°C (10.6°C de 1981 à 2010) et celle du mois le plus chaud ainsi que celle du mois le plus froid sont

respectivement de 18.4°C pour le mois de juillet et de 3.3°C pour le mois de janvier².

Puisque les séries temporelles d'Uccle, disponibles depuis 1833, sont très longues, nous les avons également utilisées afin d'y détecter l'éventuelle existence de cycles de très basses fréquences, dont les périodes sont supérieures à celle d'une soixantaine de mois, sachant que le spectre d'échelle ne permet pas de les révéler sur la trop courte période de référence qui ne débute qu'à partir de 1950.

Les données journalières, de 1833 à 2007, font l'objet de la figure 4.1. Elles ont été distribuées très temporairement par ECAD (2.3.5) et elles sont exprimées en 0.1°C .

À l'analyse de la figure [4.1], nous constatons que les valeurs des extrema de la température journalière moyenne sont peu constantes. Les températures journalières maximales varient de 20°C à 29°C et les minimales sont encore plus variables puisqu'elles sont comprises entre -15°C et 0°C .

Remarquons aussi que les températures journalières moyennes montrent une tendance à la hausse. La série connaît des *maxima* supérieurs à 25°C en nombre plus élevé à son terme, alors que la valeur des *minima* augmente plus sensiblement encore.

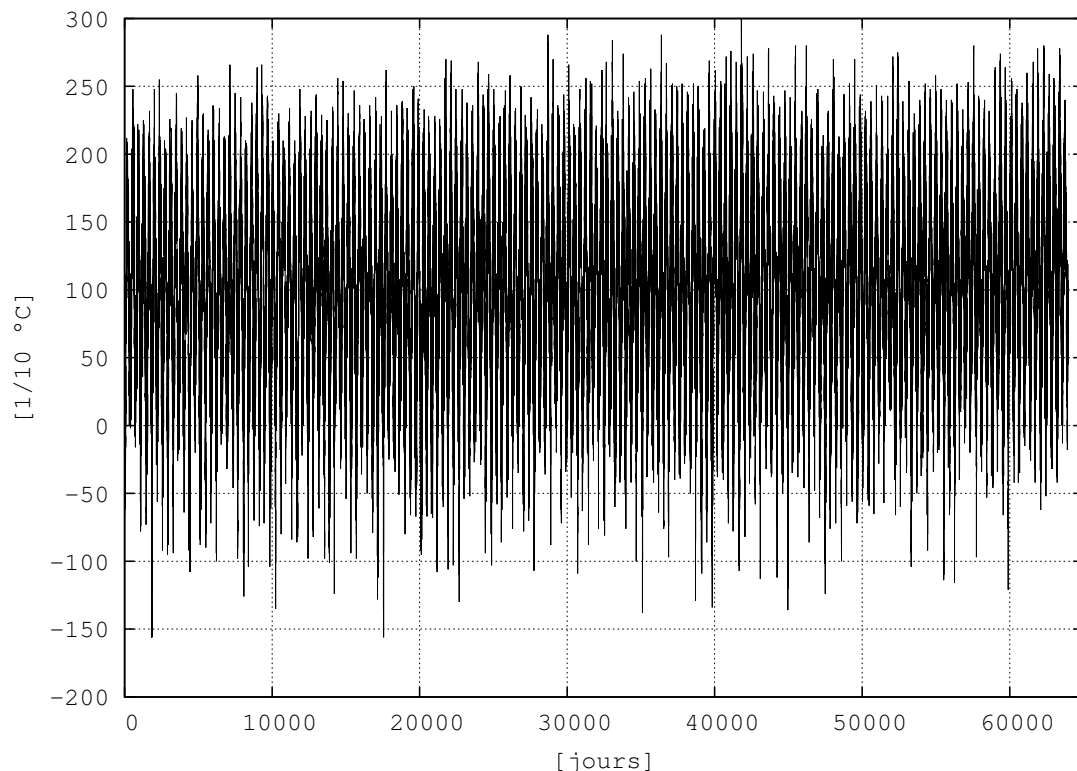


Figure 4.1 – Les données de températures moyennes journalières de la station d'Uccle, de 1833 à 2007 [ECAD].

2. [IRM : <http://www.meteo.be>]

Le spectre d'échelle qui compose la figure 4.2 montre un *maximum maximorum* correspondant à une période 12 mois. L'ordonnée de ce *maximum* correspond à l'amplitude thermique du cycle annuel. Sa valeur est de 8°C .

Ainsi, la différence de la température journalière de l'air à Uccle, entre l'été et l'hiver, est de l'ordre de 16°C . Elle coïncide, approximativement, à la différence de températures moyennes entre le mois le plus chaud, celui de juillet (18.4°C), et celui le plus froid, janvier (3.3°C) [IRM, les normales mensuelles à Uccle].

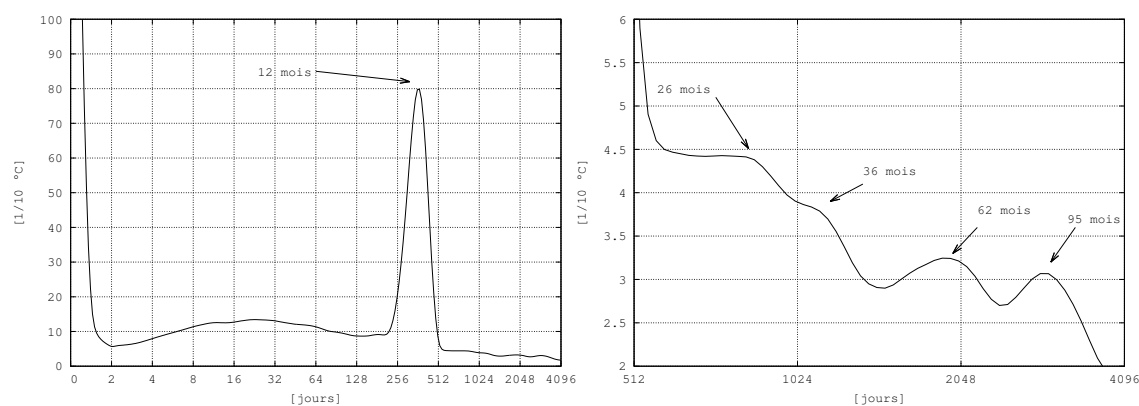


Figure 4.2 – Le spectre d'échelle calculé pour la série complète et homogénéisée des températures moyennes journalières relevées à la station de Bruxelles et à celle d'Uccle de 1833 à 2007 [base de données ECAD]. La figure de droite est l'agrandissement de la partie droite du spectre d'échelle concernant les cycles de basse fréquence.

La partie droite de la figure 4.2 constitue un élargissement du spectre d'échelle qui intéresse les cycles dont les périodes sont supérieures à un an. Il révèle l'existence de deux autres *maxima* l'un qui correspond à un cycle de 62 mois (5.1 ans) et l'autre à un cycle de 95 mois (7.9 ans). Les amplitudes de ces deux cycles sont respectivement de 0.32°C et de 0.31°C .

Le spectre d'échelle comporte également deux ruptures de pente qui correspondent à des cycles dont les périodes sont proches de 26 mois et de 36 mois. Les amplitudes sont respectivement de l'ordre de 0.44°C et de 0.38°C .

Notons enfin que l'allure du spectre d'échelle dans le domaine des plus basses fréquences montre une décroissance continue qui ne permet pas de supputer l'existence d'un cycle dont la période soit supérieure à une centaine de mois. Ceci suggère que le cycle de 11 ans de l'activité solaire a peu, ou pas, d'influence sur les températures de l'air mesurées à Uccle.

4.3.2 La série temporelle de Bierset

La série temporelle des températures de Bierset (1966-2006) est fournie par le Wing Météo (Force Aérienne Belge) jusqu'en 2000, puis par Belgocontrol. Cette série, quoique

beaucoup moins longue que celle d'Uccle, présente toutefois l'intérêt d'offrir des données de températures horaires. Grâce à celles-ci nous pouvons détecter des cycles dont les fréquences sont plus hautes que celle du cycle annuel.

La station météorologique de Bierset est située à 50°36' de latitude nord et à 5°24' de longitude est. Le parc météorologique est installé sur le plateau hesbignon, en bordure du versant nord de la vallée de la Meuse, à une altitude de 175 mètres. La station est localisée à 9 kilomètres à l'ouest du centre de la ville de Liège. Le climat qui y règne, hormis l'influence d'une altitude plus élevée de cent mètres environ, est semblable à celui décrit pour la station d'Uccle.

Échantillonnées avec un pas de temps horaire, les séries temporelles de cette station fournissent tous les paramètres nécessaires au réseau météorologique mondial. Nous utilisons la température de l'air mesurée à 2 mètres pour la période qui s'étend de janvier 1966 à décembre 2006.

La série n'est malheureusement pas complète et nous avons choisi de remplacer les données horaires manquantes des années 1980 et 1981 par la moyenne des observations calculée pour chaque heure de chaque jour. Cette période est facilement repérable sur la figure 4.3.

Le spectre de la série de données de Bierset, dessiné à la figure 4.5, montre bien les 2 *maxima* attendus, ceux qui correspondent au cycle journalier de 24 heures et au cycle annuel des températures. Leurs amplitudes sont respectivement égales à 2.6°C et 7.8°C.

4.3.3 La comparaison des spectres d'échelle d'Uccle et de Bierset

Les données de températures des séries temporelles d'Uccle (IRM pour la période de janvier 1950 à décembre 2007) et de Bierset composent la figure 4.3.

Remarquons, à l'examen de ces deux graphiques, que les valeurs absolues des *maxima* et des *minima* sont sensiblement plus importantes pour la série de Bierset. Le pas d'échantillonnage journalier pour les données de températures d'Uccle et horaire pour celles de Bierset, explique cette différence. La température moyenne journalière a évidemment pour effet de raboter les *maxima* et d'amoinrir les *minima* mesurés sur les séries des températures relevées toutes les heures.

Les spectres d'échelles ont été réalisés pour ces deux séries de données et ils composent les graphiques des figures 4.4 et 4.5.

Le spectre d'échelle de la série d'Uccle (figure 4.4) montre clairement un *maximum maximum* correspondant au cycle annuel. Ce cycle possède une amplitude légèrement inférieure à celle calculée pour la longue série (figure 4.2), ce qui permet de supposer que l'amplitude annuelle des températures est plus faible de 0.2°C depuis 1950 qu'auparavant.

À propos des périodes de plus hautes fréquences, un *maximum* d'une période de 28.8 mois et d'une amplitude de 0.41°C est bien individualisé. Tout comme sur le spectre

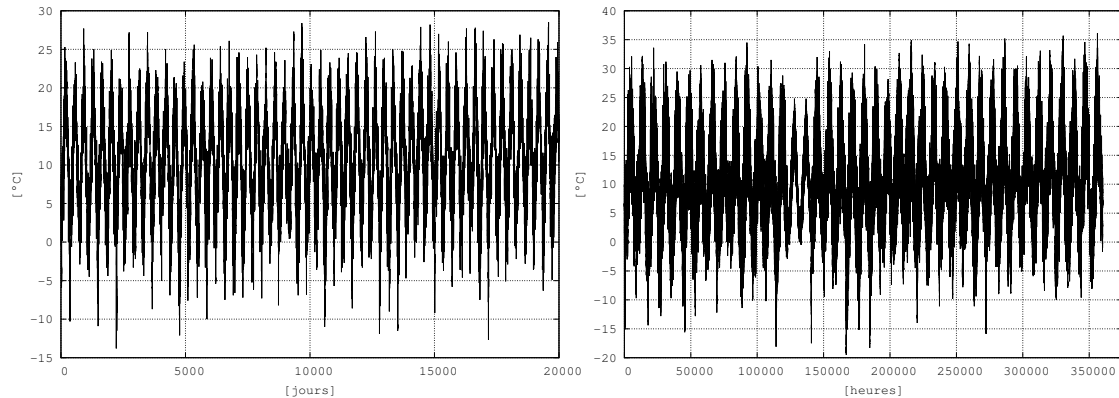


Figure 4.3 – L'évolution de la température de l'air respectivement à la station météorologique d'Uccle (données journalières), depuis 1950 et jusqu'à 2007, sur le graphique de gauche, et à celle de Bierset (données horaires), depuis 1966 et jusqu'à 2006, sur celui de droite.

d'échelle de la longue série d'Uccle (figure 4.2), il existe une rupture de pente aux alentours des abscisses correspondant à une période de 36 mois. Ici encore, l'interprétation de cette rupture de pente ne permet pas de confirmer l'existence de ce cycle.

L'allure du spectre, pour la partie qui correspond aux basses fréquences, est croissante et laisse suggérer la présence d'un *maximum* au-delà de 2048 jours (5.6 ans). Ce *maximum* correspond à une période d'à-peu-près 60 mois. Ce cycle est bien visible sur la longue série de données (figure 4.2).

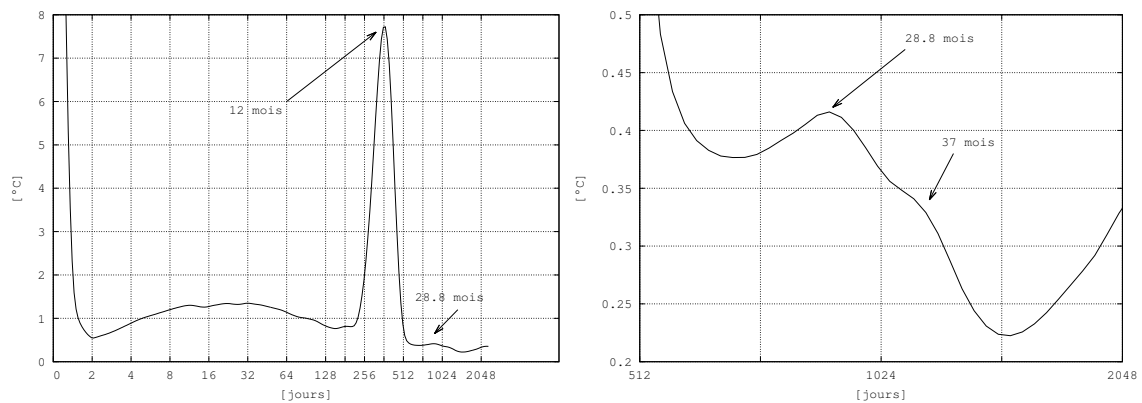


Figure 4.4 – Le spectre d'échelle de la série des températures journalières (1950-2007) qui concerne la station météorologique d'Uccle.

En ce qui concerne le spectre calculé pour la série temporelle de Bierset, analysons la partie qui intéresse les cycles de basse fréquence. Son allure est relativement compliquée et montre 2 *maxima* très rapprochés pour des périodes de 29.4 et de 34.8 mois. Cette morphologie particulière semble témoigner de l'existence d'un seul cycle qui oscillerait légèrement autour d'une période de 30 mois environ. Les amplitudes sont presque équivalentes et elles sont de l'ordre de 0.35°C .

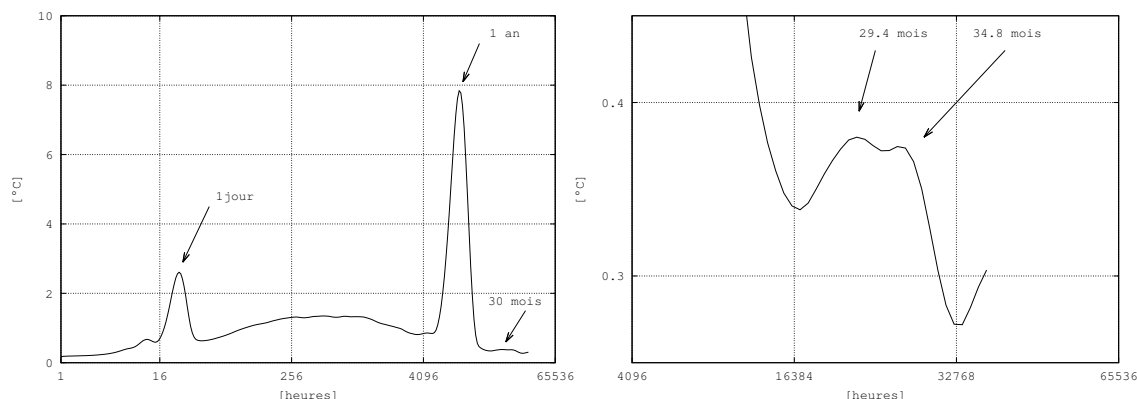


Figure 4.5 – Le spectre d'échelle de la série de températures (valeurs horaires) qui concerne la station météorologique de Bierset (1966-2007).

Enfin, la croissance du spectre (figure 4.5) au-delà d'une période de 32768 heures (44.8 mois) incite à présager l'existence d'un cycle dont la période serait longue de quelques dizaines de mois (au-delà de 50 mois).

Afin de vérifier si les cycles observés aux stations belges se révèlent sur l'ensemble de la planète et si certains de ceux-ci ont une période qui caractérise l'un ou l'autre domaine climatique, nous continuons notre recherche par l'interprétation des spectres d'échelle calculés pour des séries temporelles qui intéressent les températures mondiales (globales) et hémisphériques (de l'air et des océans), mais aussi pour des séries relatives aux températures de l'air relevées aux stations météorologiques européennes et mondiales qui jouissent de données quasi complètes depuis 1950.

4.4 Les températures mesurées aux réseaux de stations météorologiques mondiales

4.4.1 Les données ECAD des stations européennes

Nous avons sélectionné les séries temporelles de températures moyennes les plus longues, les plus complètes et couvrant différents climats européens.

Ainsi, nous avons choisi les données des stations d'Uccle et de Bierset, pour la Belgique, de Malaga et Zaragoza pour le domaine méditerranéen, de Bucarest pour le climat continental, de Helsinki, Tasillaq et Sodankyla pour les climats froids et Reykjavic pour son climat océanique de haute latitude.

Les prochaines pages sont consacrées à la présentation des données de chacune des stations et à l'interprétation des spectres d'échelle calculés. Dans le but de faciliter les comparaisons des données des différentes stations à partir des graphiques, nous avons choisi, pour chacune des séries de températures, un axe des ordonnées commun qui s'étend de -45°C à 35°C .

Séries de températures ECAD	Latitude	Longitude	Début de la série	Fin de la série
Bierset	50°38' N	05°26' E	01/12/1953	31/01/2008
Uccle	50°48' N	04°21' E	01/01/1950	31/01/2008
Malaga	36°40' N	04°28' W	01/01/1950	31/03/2007
Zaragoza	41°39' N	00°59' W	01/01/1951	31/01/2008
Bucarest	44°31' N	26°05' E	01/01/1950	31/01/2008
Reykjavic	65°08' N	21°54' W	01/01/1951	28/02/2007
Helsinki	60°10' N	24°57' E	01/01/1951	31/01/2008
Sodankyla	67°22' N	26°39' E	01/01/1950	31/01/2008
Tasillaq (Groenland)	65°36' N	37°38' W	01/01/1950	31/01/2008

Table 4.1 – Localisation des stations météorologiques et description des séries de températures utilisées.

Les données d'Uccle et de Bierset

La distance qui sépare ces deux stations météorologiques est de l'ordre d'une centaine de kilomètres. Les figures 4.6 et 4.8 qui représentent les températures moyennes journalières, nous permettent, évidemment, de constater que l'allure des deux courbes est très semblable et que les températures extrêmes, sur ces deux graphiques, sont facilement identifiables et repérables.

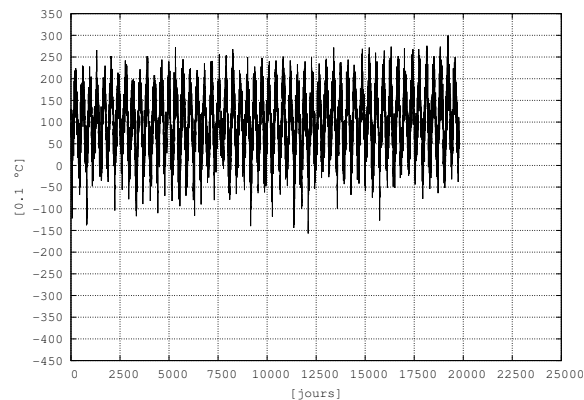


Figure 4.6 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Bierset.

Les spectres d'échelle, aux figures 4.7 et 4.9, ont un comportement très semblable et montrent conjointement un cycle de 30 mois dont l'amplitude est de 0.4°C pour Uccle et 0.5°C pour Bierset. Notons aussi que les données ECAD ne permettent pas de mettre en évidence le cycle de 34.8 mois repéré sur la figure 4.5 à partir des données horaires de Bierset.

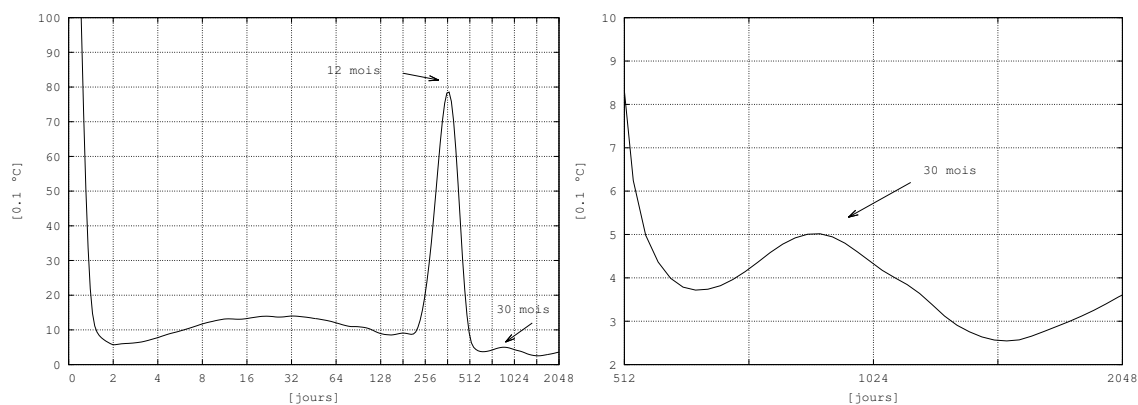


Figure 4.7 – Le spectre d’échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Bierset.

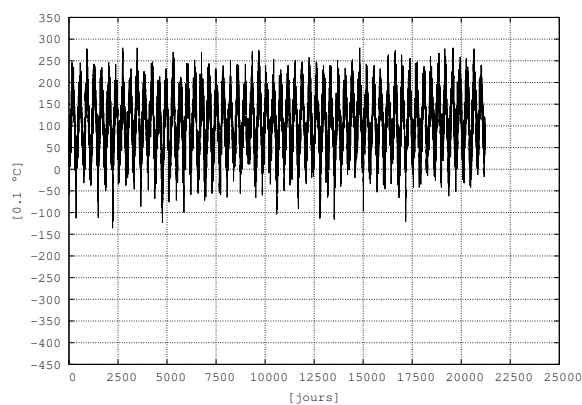


Figure 4.8 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique d’Uccle.

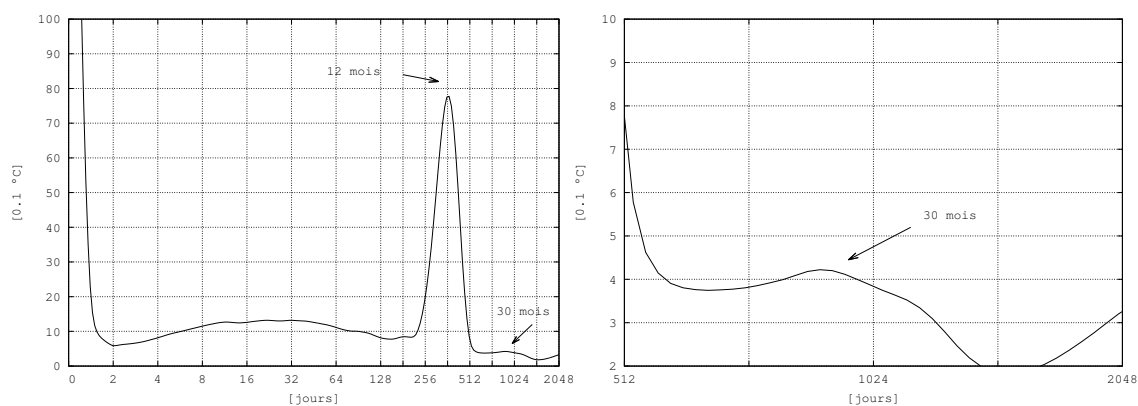


Figure 4.9 – Le spectre d’échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique d’Uccle.

Les données de Zaragoza

La station de Zaragoza est située sur la péninsule ibérique. Ses coordonnées géographiques sont $41^{\circ}39'$ de latitude nord et $0^{\circ}59'$ de longitude ouest. L'altitude de la station, qui est installée sur l'aérodrome, est de 247 mètres.

Zaragoza appartient au domaine climatique méditerranéen et possède également de légères caractéristiques climatiques continentales. L'amplitude thermique annuelle est de l'ordre d'une vingtaine de degrés Celsius. Sur les données de 1971 à 2000, le mois le plus chaud est celui de juillet (31.5°C) et le plus froid celui de janvier (10.3°C) [World Meteorological Organisation].

La figure 4.10 montre que les températures moyennes journalières les plus basses sont souvent proches de 0°C et les plus hautes sont de l'ordre de 30°C . Nous pouvons aussi observer qu'il y a une légère tendance à la hausse des températures les plus basses tandis que les températures les plus chaudes sont stables au cours de la période étudiée.

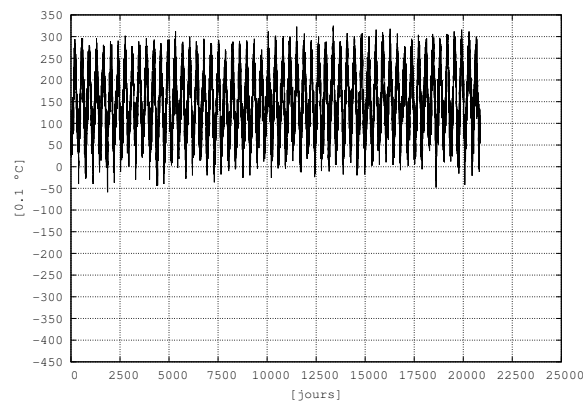


Figure 4.10 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Zaragoza.

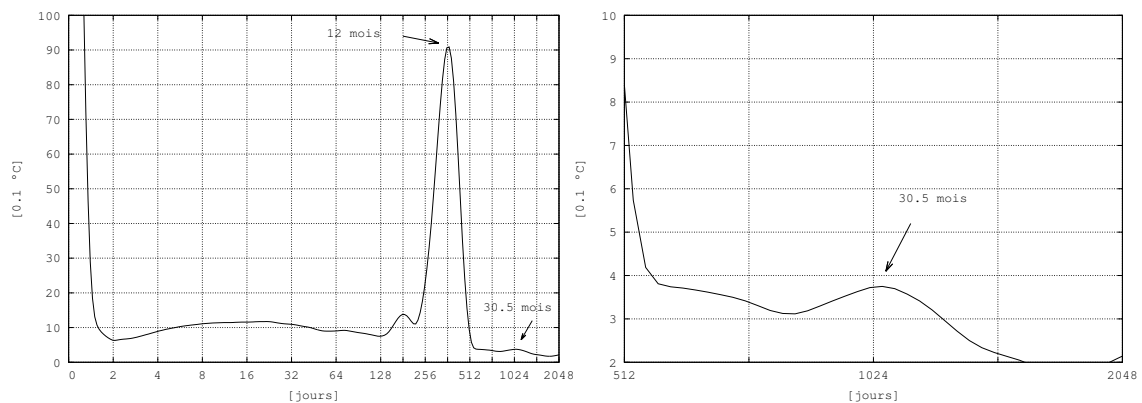


Figure 4.11 – Le spectre d'échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique Zaragoza.

L'analyse du spectre d'échelle à la figure 4.11 confirme l'amplitude thermique observée puisque le *maximum* qui lui correspond est de 9°C environ. Un maximum qui révèle un cycle d'une période de 30.5 mois et d'une amplitude de 0.4°C est clairement visible.

Notons aussi la présence d'un *maximum* correspondant à un cycle d'une période de 6 mois et d'une amplitude de 1.3°C .

Les données de Malaga

Malaga est située au sud de la péninsule ibérique sur le littoral méditerranéen en Andalousie. La station météorologique de Malaga est installée sur l'aérodrome à $36^{\circ}27'$ de latitude nord et à $4^{\circ}29'$ de longitude ouest et à 7 mètres d'altitude.

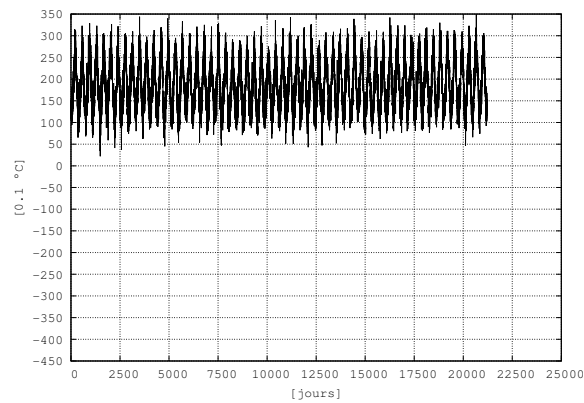


Figure 4.12 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Malaga.

La température moyenne annuelle est de 21.4°C , celle du mois le plus chaud (août) est de 33°C et celle du mois le plus froid (janvier) est de 19.6°C [World Meteorological Organisation]. Malaga appartient au régime climatique méditerranéen et les températures de l'air sont influencées par une forte tendance océanique. L'amplitude thermique entre la température moyenne mensuelle la plus basse et celle la plus haute est de l'ordre d'une petite quinzaine de degrés Celsius.

Le graphique 4.13 montre un *maximum* annuel de 6.7°C qui vérifie l'amplitude annuelle observée.

Vis-à-vis du spectre d'échelle réalisé pour la série de données de la station de Zaragoza, celui de la série de Malaga est plus complexe pour les fréquences les plus basses. Deux *maxima* qui concernent des périodes de 25.2 mois et de 45 mois sont bien individualisés. Les amplitudes respectives sont de 0.25°C et 0.20°C . Entre ces deux *maxima*, nous pouvons distinguer dans la pente de la courbe une légère ondulation qui pourrait révéler l'existence un cycle de 33 mois environ.

Notons, similairement à ce que nous avons observé sur le spectre d'échelle de Zaragoza,

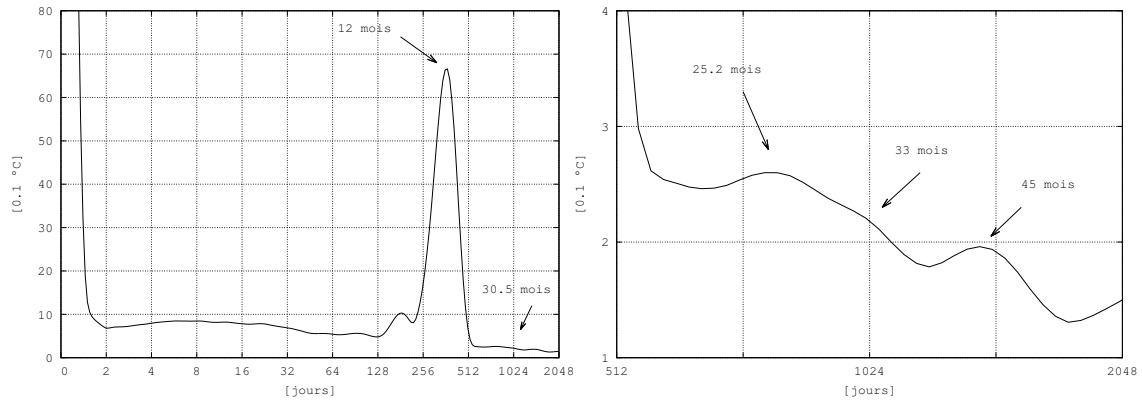


Figure 4.13 – Le spectre d'échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Malaga.

la présence d'un cycle de 6 mois dont l'amplitude est de 1°C.

Les données de Bucarest

Installée au centre de l'Europe, Bucarest appartient au domaine climatique océanique de transition [23].

La station météorologique de Bucarest est située à 44°29' de latitude nord et à 26°11' de longitude est, à une altitude de 90 mètres.

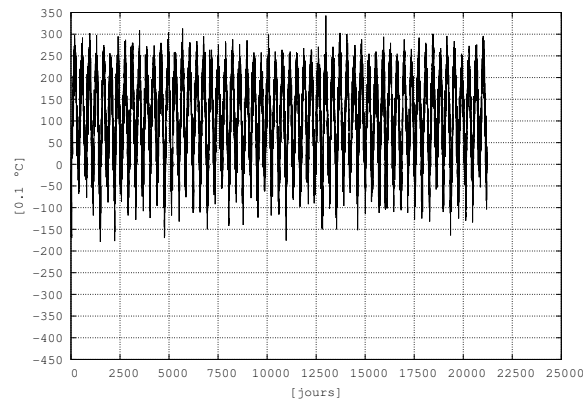


Figure 4.14 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Bucarest.

La température moyenne annuelle est de 10.6°C et celles des mois les plus froids et chauds sont de -2.4°C (janvier) et de 22°C (juillet) [World Meteorological Organisation]. L'amplitude thermique entre le mois le plus chaud et celui le plus froid est de 23°C environ.

De l'analyse de la figure 4.14, il ressort que les températures maximales et minimales

sont stables pendant la période de l'étude.

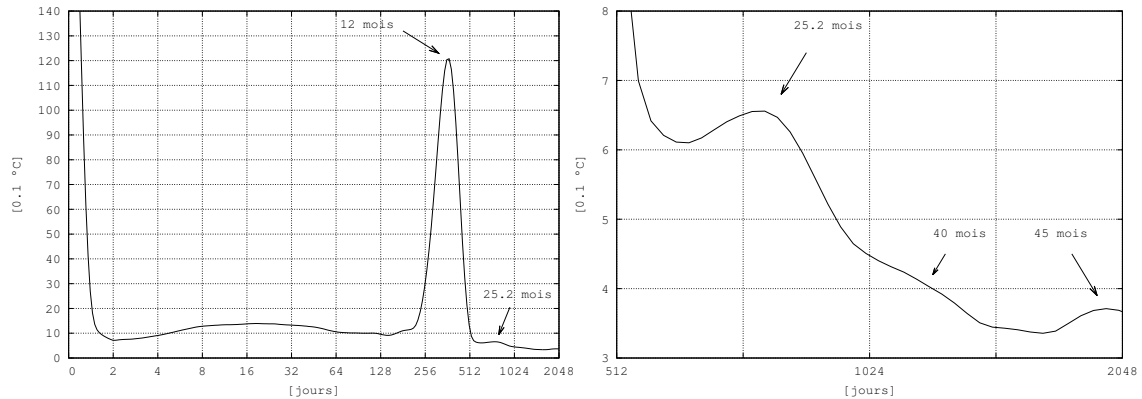


Figure 4.15 – Le spectre d'échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Bucarest.

Le spectre d'échelle, à la figure 4.15, montre que le *maximum* annuel a une amplitude de 12°C.

Le spectre échelle permet aussi de déceler de plus longues périodes, dont celles de 25.2 mois et 45 mois qui sont bien individualisées. Les amplitudes respectives de ces deux cycles sont proches de 0.6°C et 0.4°C. L'allure du spectre entre ces deux périodes pourrait aussi révéler la présence d'un cycle d'une période de 40 mois environ.

Les données de Sodankyla

Sodankyla se situe dans le nord de la Finlande, en Laponie.

La station météorologique est installée à 67°22' de latitude nord et à 26°39' de longitude est. Son altitude est de 179 mètres.

La température mensuelle du mois de janvier, qui est le plus froid, est de -15.4°C, et celle de mois de juillet, qui est le plus chaud, est de 14°C. La température moyenne est de -1.1°C et l'amplitude thermique, entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud, est de 30°C environ.

Le climat de la Laponie est un climat tempéré, froid et continental [23].

Les données qui constituent la figure 4.16 se singularisent par des températures moyennes maximales constamment proches des 20°C tandis que les températures moyennes minimales sont assez hétérogènes puisque, d'une année à l'autre, elles s'étalent entre -25°C et -45°C.

Le spectre d'échelle (figure 4.17) montre un *maximum* annuel dont l'amplitude est de 14°C. Le spectre montre également la présence d'un cycle d'une amplitude de 1°C et d'une période de 32.2 mois.

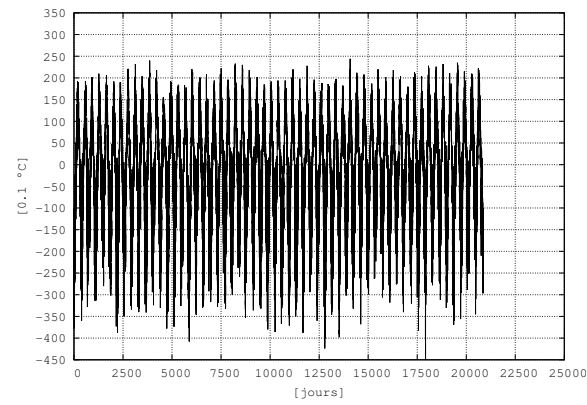


Figure 4.16 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Sodankyla.

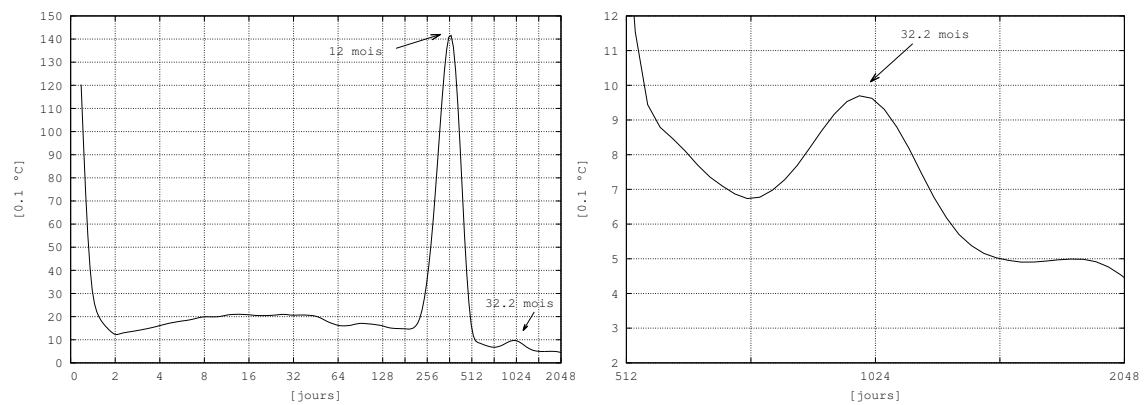


Figure 4.17 – Le spectre d'échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Sodankyla.

Le spectre d'échelle ne montre pas un cycle de 6 mois.

Les données d'Helsinki

La station d'Helsinki est située à $60^{\circ}10'$ de latitude nord et à $24^{\circ}56'$ de longitude est, à une altitude de 4 mètres.

L'amplitude annuelle des températures est de 23°C environ. La température moyenne du mois de janvier est de -6.9°C et celle du mois de juillet de 16.6°C .

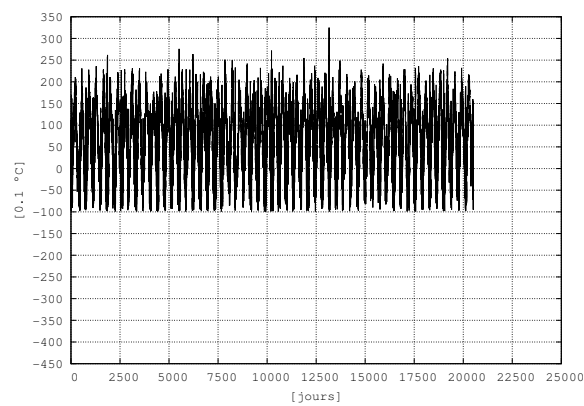


Figure 4.18 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique d'Helsinki.

Contrairement à la série de températures de la station de Sodankyla, celle d'Helsinki montre, à la figure 4.18, des températures moyennes minimales très constantes, aux alentours de -10°C , et des températures maximales assez hétérogènes, qui s'étendent de 15°C à 30°C .

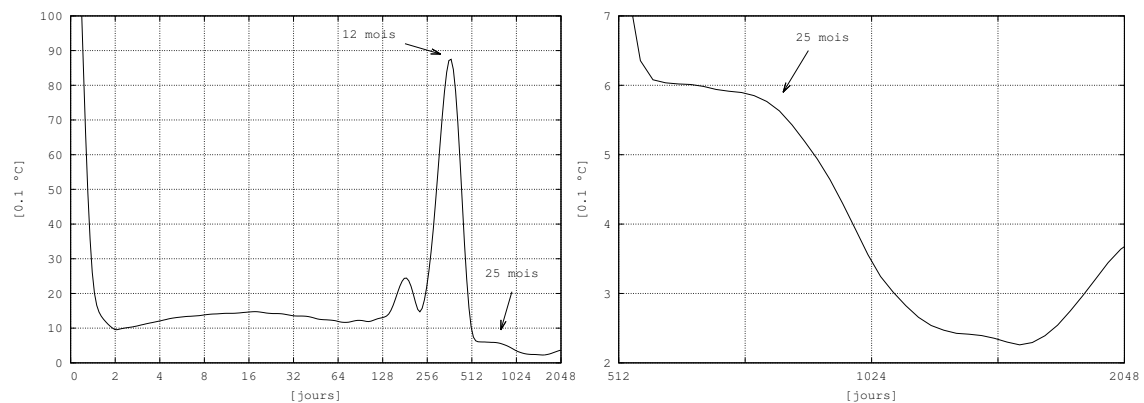


Figure 4.19 – Le spectre d'échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Helsinki.

Le spectre d'échelle, à la figure 4.19, révèle un cycle annuel d'une amplitude de 9°C et un cycle de 6 mois très prononcé et dont l'amplitude est de 2.5°C .

En ce qui concerne les plus basses fréquences, le spectre ne montre rien explicitement.

Les données de Reykjavic

La station météorologique de Reykjavic est située à $64^{\circ}08'$ de latitude nord et à $21^{\circ}54'$ de longitude ouest, à 52 mètres d'altitude.

Le climat de l'Islande, sur la façade ouest de l'île, est un climat hyper océanique [23].

La température moyenne annuelle est de 4.4°C , la température moyenne mensuelle la plus chaude est de 10.6°C , en juillet, et la température moyenne mensuelle la plus basse, -0.5°C , est celle du moins de janvier. Le climat hyper-océanique se traduit, dans ces données, par une amplitude annuelle des températures mensuelles relativement faible et proche de 11°C .

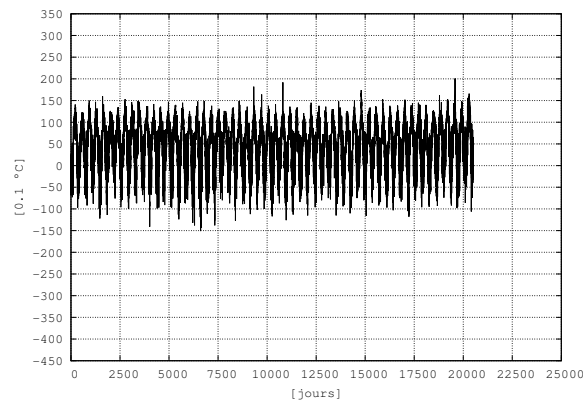


Figure 4.20 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Reykjavik.

La figure 4.20 montre que les températures journalières moyennes des jours les plus chauds (15°C) et les plus froids (-10°C) sont très constantes d'une année à l'autre.

Le spectre d'échelle, à la figure 4.21, montre une période annuelle d'une amplitude de 5.5°C . Un cycle d'une période de 47 mois et d'une amplitude de 0.3°C est clairement individualisé. Un changement de concavité de la courbe laisse supposer que le signal est composé d'un cycle dont la période pourrait être de 30 mois.

Il existe aussi un cycle de 6 mois bien individualisé et dont l'amplitude est de 1°C .

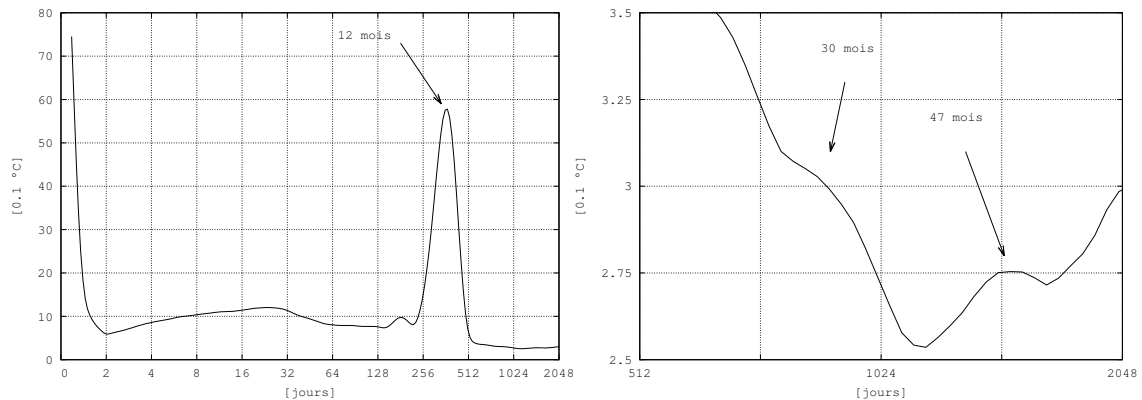


Figure 4.21 – Le spectre d'échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Reykjavic.

Les données de Tasillaq

La station météorologique de Tasillaq est située, à une altitude de 52 mètres, sur la côte orientale du Groenland à une latitude nord de $65^{\circ}36'$ et une longitude ouest de $37^{\circ}38'$.

La moyenne annuelle des températures est de -1.7°C . Les températures mensuelles des mois de janvier et juillet, qui sont le plus froid et le plus chaud, sont de -7.5°C et 6.4°C .

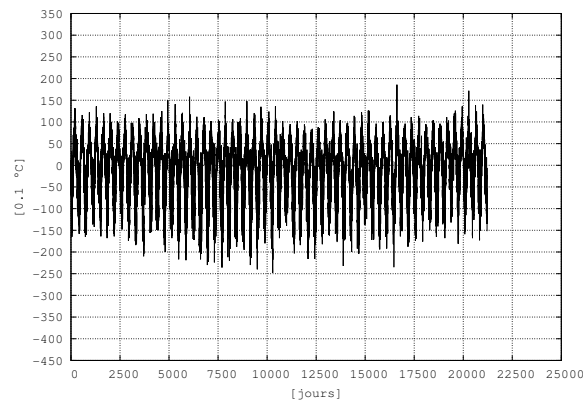


Figure 4.22 – Les données de températures ECAD de la série de températures de la station météorologique de Tasillaq.

L'amplitude annuelle des températures mensuelles moyennes est approximativement de 14°C . Le climat est "froid et sans été" [23] et l'amplitude thermique annuelle, qui est relativement faible, est influencée par la proximité de l'océan.

Le spectre d'échelle montre un cycle annuel d'une amplitude de 7.5°C . Des cycles bien marqués et de plus basses fréquences concernent des périodes de 22 mois (0.4°C) et 50 mois (0.3°C).

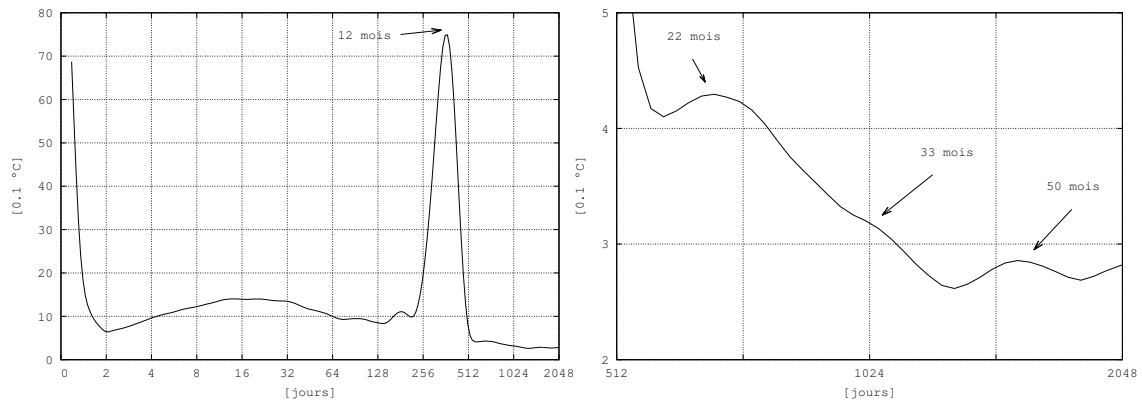


Figure 4.23 – Le spectre d’échelle de la série de températures ECAD qui concerne la station météorologique de Tasillaq.

Une ondulation dans la courbe, entre ces deux périodes, incite à supposer qu’il existe aussi l’influence d’un cycle dont la période pourrait être proche de 33 mois.

Enfin, le spectre d’échelle montre également un *maximum* pour un cycle de 6 mois dont l’amplitude est de 1°C.

Stations	Δt annuel	cycle 25 mois	Δt 25 mois	cycle 30 mois	Δt 30 mois	cycle 45 mois	Δt 45 mois
Uccle	8°C			30	0.4°C		
Bierset	8°C			30	0.5°C		
Malaga	13°C	25	0.3°C			45	0.2°C
Zaragoza	20°C			30	0.4°C		
Bucarest	4°C	25	0.7°C			45	0.3°C
Reykjavic	11°C					47	0.3°C
Helsinki	23°C						
Sodankyla	30°C			32	1.0°C		
Tasillaq	14°C	22	0.4°C			50	0.3°C

Table 4.2 – Tableau récapitulatif des différents cycles et de leurs amplitudes de températures pour les stations européennes étudiées à l’aide de la base de données ECAD.

4.4.2 Les données GISS des stations mondiales

Nous utilisons une centaine de séries de données de températures mensuelles fournies par le GISS. Ces séries ont été choisies en raison de leur disponibilité depuis 1950 et de leur complétude sur la période qui s’étend jusqu’en 2008. Leur répartition couvre l’ensemble des continents et les grands domaines climatiques mondiaux.

Notons toutefois qu’il subsiste, à l’échelle de la planète, de larges espaces continentaux vides de station météorologique possédant les séries données suffisamment complètes. Nous pensons notamment à l’Amérique du Sud, à l’Antarctique et à l’Afrique.

Nous réalisons les spectres d'échelle pour chacune de ces stations et nous tentons d'établir les liens qui existent entre la période des cycles détectés, à partir de séries temporelles des données globales et hémisphériques (HadCRUT, GISS et NCDC), et l'appartenance des stations météorologiques à l'un des deux hémisphères, à certains domaines climatiques ou à des régions particulières à la surface de la Terre.

Le cycle de 30 mois

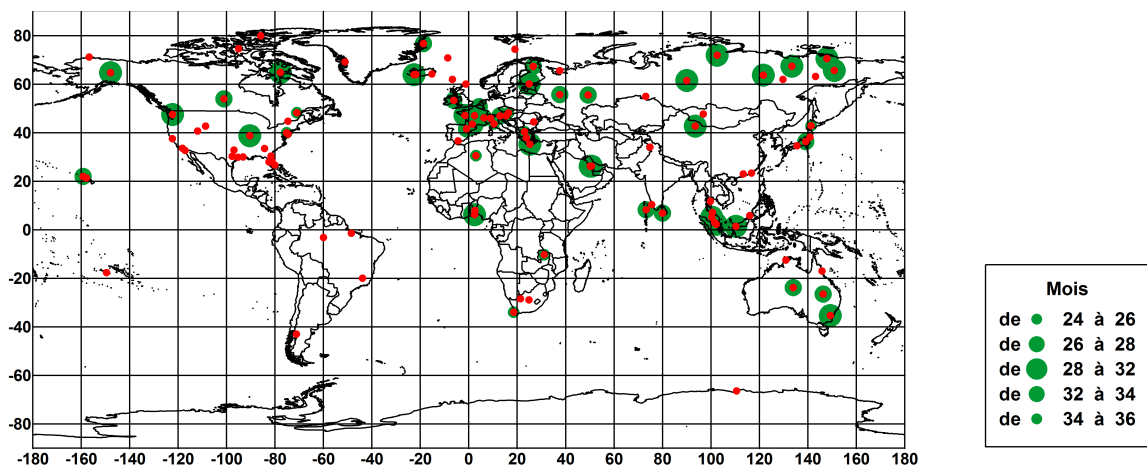


Figure 4.24 – Le cycle d'environ 30 mois détecté dans les séries temporelles de températures mesurées aux stations météorologiques. Les disques verts sont superposés à la localisation des stations qui sont concernées par ce cycle. Les points rouges concernent les localisations des stations pour lesquelles le cycle de 30 mois n'a pas été détecté.

La figure 4.24 permet de localiser les stations pour lesquelles un cycle de 30 mois a été détecté.

Celui-ci est particulièrement bien détecté aux stations situées en Europe occidentale (Dublin, Nantes, Toulouse, Bourges, Uccle, Genève, Graz, Vienne et Lugano), dans la région méditerranéenne (Saragosse, Pise, Thessalonique, Héraklion et Athènes), en Europe septentrionale (Helsinki, Sodankyla, Bjornova, Tasillaq) et à Moscou.

Il est également très présent dans les données de stations situées dans le nord de l'Asie (Omsk, Bor, Hatanga, Viljusk, Jakutsk, Verhojansk et Zrjanka), en Alaska (Fairbanks) et au Japon (Maebashi et Sapporo).

Plus au sud, le cycle de 30 mois est repéré dans les stations situées dans l'océan Indien, au large du sud de l'Inde (Colombo et Minicoy), en Malaisie (Penang, Kuala Lumpur, Malacca et Kuching) et en Australie (Alice Spring, Charleville et Canberra).

Par contre, ce cycle n'est pas détecté dans les rares stations situées en Amérique latine.

Le cycle de 43 mois

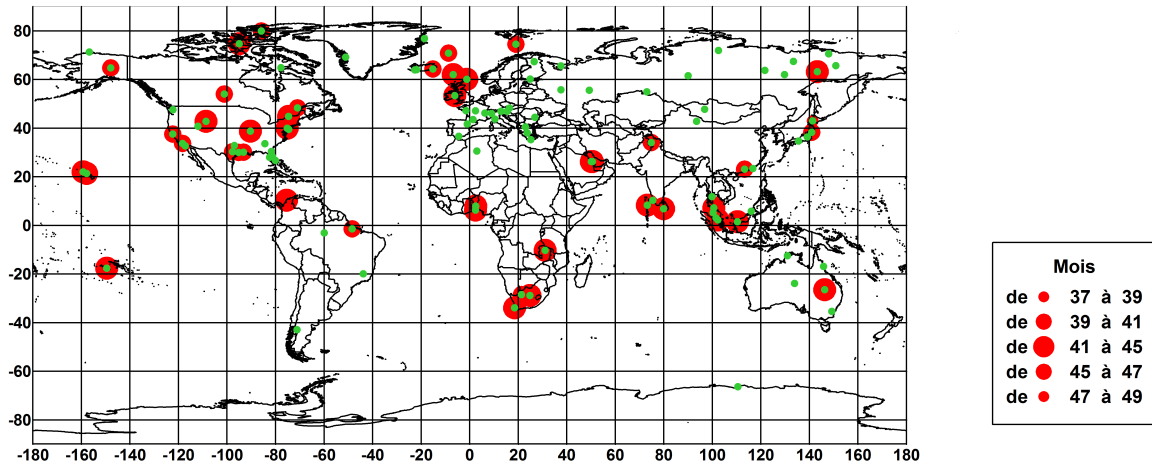


Figure 4.25 – Le cycle d'environ 43 mois détecté dans les séries temporelles de températures mesurées aux stations météorologiques. Sur la localisation de celles-ci sont superposés des disques rouges. Les points verts concernent les localisations des stations dont la série de données ne connaît pas le cycle de 43 mois.

C'est sur le planisphère de la figure 4.25 que sont localisées les stations dont les séries de données comportent le cycle d'environ 43 mois.

Ce cycle intéresse bon nombre de stations météorologiques qui sont réparties sur l'ensemble de la planète. Malgré cette dispersion importante, nous pouvons toutefois relever certains groupements.

Un de ceux-ci concerne les stations situées en Amérique du nord (Resolute et Eureka dans le Grand Nord, Fairbanks, The Pas et Bagotville au Canada, Lander Hunt, Saint-Louis, Philadelphie, Lawrenceville, Austin, Houston, Lake Charles, San Francisco et Los Angeles aux États-Unis).

Un autre groupement intéresse les stations situées sur certaines îles du nord de l'océan Atlantique (Dublin, Lerwick, Thorshavn, Hofn I Hornafirdi et Jan Mayen) et dans l'océan Arctique (Bjornova³).

Notons enfin des concentrations au Bénin (Cotonou et Save) et au sud de l'Afrique (Kasama en Zambie, Le Cap, Upington et Kimberley en Afrique du Sud).

Le dernier groupement est situé en Malaisie (Songkhla, Malacca et Kuching).

Remarquons aussi, *a contrario*, que ce cycle de 43 mois est peu détecté dans les séries de données des stations situées en Europe occidentale et dans le nord de l'Asie.

3. Cette station est installée sur l'île de Bjornoya qui est située, dans l'océan Arctique, entre le Cap Nord et les îles du Spitzberg.

Notons enfin que certaines stations possèdent des séries temporelles dans lesquelles les deux cycles étudiés ont été mis en évidence. Ces stations sont celles de Fairbanks (Alaska), de The Pas (Canada), de Dublin, de Saint-Louis, de Charleville (Australie), de Minicoy et Colombo (dans l’océan Indien au sud de l’Inde), de Songkhla et Malacca (Malaisie), de la ville du Cap, de Kasama (Zambie) et de Sapporo.

4.5 Les séries globales et hémisphériques

Il existe, sur la toile, des séries de données de températures mensuelles globales et hémisphériques qui sont publiées par des organismes qui étudient les changements climatiques à l’échelle de la planète.

Nous utilisons ces séries de données afin de confirmer l’existence des cycles découverts dans les données des stations météorologiques et, pour nous assurer de la qualité des données utilisées, nous avons tronqué les séries de données afin qu’elles débutent en janvier 1950.

4.5.1 Les données du CRU et du Hadley Centre du UK Met Office

Les spectres d’échelle sont réalisés sur les jeux de données HadCRUT4 [66], HadCRUT3 [15], HadCRUT3v [15], CRUTEM3 [15], CRUTEM3v [15], CRUTEM4 [37] et CRUTEM4v [37], et HadSST2 [94] et HadSST3 [44, 45].

Les données HadCRUT4, HadCRUT3, HadCRUT3v, CRUTEM3, CRUTEM3v, CRUTEM4 et CRUTEM4v sont élaborées à la fois par le CRU et le Hadley Centre du UK Met Office. Elles sont accessibles librement sur les pages web du CRU. Les séries HadSST2 et HadSST3 sont composées par le Hadley Centre (UK Met Office).

Les pages web du Hadley Centre du UK Met Office décrivent les données HadCRUT3 [15] et HadCRUT4 [66]. Ces jeux sont constitués de données d’anomalies de températures mensuelles calculées sur la période de référence qui s’étend de 1961 à 1990. La période couverte par ces séries s’étend de 1850 jusqu’à maintenant.

La série HadCRUT3 est réalisée grâce aux séries CRUTEM3 et HadSST2 alors que la série HadCRUT4 est élaborée à partir des séries CRUTEM4 et HadSST3.

Les séries de températures de l’air CRUTEM

Les séries de données CRUTEM3 et CRUTEM4 sont issues d’interpolations [38] réalisées aux mailles d’une grille de résolution de 5° de latitude et longitude, d’anomalies de températures de l’air. Ces anomalies thermiques sont calculées sur la base des températures moyennes mensuelles mesurées aux stations météorologiques mondiales. La période de référence qui permet d’estimer les normales s’étend de 1961 à 1990.

Afin de rejeter des séries de données, les mesures de températures qui paraissent erronées, une moyenne d'anomalies de toutes les stations retenues a été calculée pour chacune des mailles de la grille. Les données des stations, dont l'anomalie est supérieure à 5 fois l'écart type [15], ne sont pas prises en compte pour la constitution de ces séries temporelles.

La série CRUTEM4 est quasi identique à celle de CRUTEM3. Elle est toutefois enrichie de données de températures relevées principalement dans les pays de l'ancienne Union Soviétique et au Canada. L'amélioration provient essentiellement de la prise en compte des données mesurées dans la zone arctique et d'un traitement de données qui rend plus homogènes les séries temporelles concernant toutes les mailles de la grille.

CRUTEM4 affiche des tendances pour les températures. L'hémisphère nord s'est réchauffé de 0.1°C depuis 2001, et de 1.12°C de 1901 à 2010 [37]. L'hémisphère sud s'est réchauffé de 0.84°C [37].

Les séries de données globales CRUTEM sont étudiées dans un premier temps. Nous analysons la morphologie des spectres d'échelle réalisés pour les séries CRUTEM3 et CRUTEM4 qui composent la figure 4.26.

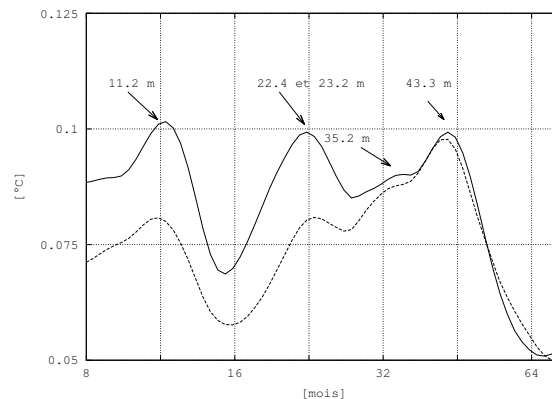


Figure 4.26 – Le spectre d'échelle, pour l'ensemble de la planète, des anomalies de températures de CRUTEM4 en trait plein et celui de CRUTEM3 en tireté.

Le spectre d'échelle calculé à partir de la série de données CRUTEM4 montre deux *maxima* qui correspondent à deux cycles de 35.2 et de 43.3 mois. Quant à celui établi avec la série CRUTEM3, il révèle deux cycles de 23.2 et de 43.3 mois.

De la comparaison des spectres réalisés avec les séries globales CRUTEM3 et CRUTEM4, il apparaît, pour les périodes inférieures à 30 mois, que le spectre de la série CRUTEM4 est supérieur de 0.25°C . Les courbes des deux spectres sont quasi identiques pour les fréquences plus basses et l'amplitude du cycle de 43.3 mois est quasiment de même valeur pour les deux séries. Les amplitudes des cycles de 12 mois et de 24 mois sont supérieures de 0.02°C pour la série CRUTEM4.

Les séries de données hémisphériques CRUTEM. En comparant les spectres établis sur les séries hémisphériques CRUTEM, il ressort une différence importante quant à la physionomie des spectres d'échelle de chaque hémisphère. Ces spectres font l'objet de la figure 4.27

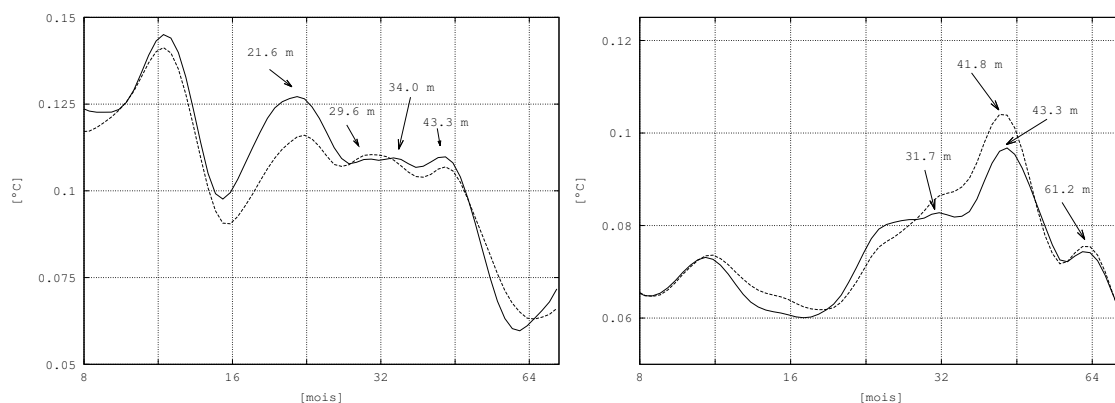


Figure 4.27 – Les spectres d'échelle des anomalies de températures continentales hémisphériques de CRUTEM4 en traits pleins et celles de CRUTEM3 en tiretés. Le graphique de gauche concerne l'hémisphère nord et celui de droite, l'hémisphère sud.

Les spectres de l'hémisphère nord montrent un *maximum* important (0.13°C) correspondant à une période de 22 mois environ et des *maxima* inférieurs et proches de 0.11°C pour des périodes de 30 mois, 34 mois uniquement pour CRUTEM4 et 43.3 mois.

Les spectres de l'hémisphère sud sont caractérisés par un *maximum maximum* dont l'amplitude est proche de 0.1°C , lié à une période de 43.3 mois pour CRUTEM4 et une période de 41.8 mois pour CRUTEM3. Des *maxima* inférieurs, correspondant à des périodes de 31.7 mois pour CRUTEM4 seulement et de 61.2 mois, ont des amplitudes respectives de 0.08°C et 0.07°C .

Ainsi, les spectres d'échelle des séries de données montrent l'existence de plusieurs cycles qui sont, *in fine*, communs aux deux hémisphères et bien visibles également sur les séries mondiales. L'analyse des séries hémisphériques montre que les températures de l'hémisphère nord sont tributaires d'un cycle important de 22 mois, alors que celles de l'hémisphère sud sont dominées par un cycle de 42 mois environ. Remarquons aussi qu'un cycle de 61.2 mois n'est uniquement visible que sur les données de l'hémisphère sud.

Les données de températures des océans HadSST

Les séries de données HadSST concernent les températures mensuelles de la surface des océans.

Ces données de la température de la surface des océans sont fournies par le Hadley Centre, du UK Met Office, qui propose, sur ses pages web, deux jeux de données, le HadSST2 et le HadSST3.

Les données HadSST2 sont issues de l'ICOADS pour la période qui s'étend de 1850 à 1997 et du NCEP-GTS⁴ depuis 1998. Les données de la température de la surface des océans sont mesurées depuis les bateaux et les bouées en excluant les mesures aberrantes et en calculant l'anomalie par maille d'une grille dont la dimension est de 5° de longitude et latitude. Et, puisque le protocole de la mesure de la température de la mer était différent avant 1942, ces dernières ont été corrigées afin de rendre la série de données plus homogène [94]. Notons aussi que les cellules de la grille qui sont vides d'information ne sont pas comblées de données issues d'interpolations.

La série HadSST3 diffère de HadSST2 par l'utilisation de données différentes et supplémentaires, par l'utilisation du jeu de données de l'ICOADS version 2.5 et par des procédures d'homogénéisation différentes.

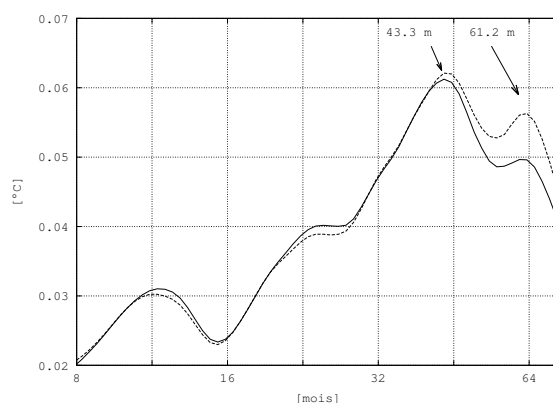


Figure 4.28 – Le spectre d'échelle des données d'anomalies de températures des océans HadSST3 en trait plein et HadSST2 en tireté.

La figure 4.28 est constituée des spectres des séries globales de HadSST3 et HadSST2.

Ces spectres ont une allure assez similaire mais celui de HadSST3 est inférieur à celui de HadSST2, surtout pour les cycles dont les périodes sont supérieures à 30 mois. Le cycle de 61.2 mois est à peine révélé sur le spectre de la série HadSST3, ce qui pourrait traduire la volonté de soustraire de la série temporelle HadSST3, les effets de l'oscillation australe. L'oscillation australe permet actuellement de proposer une explication de l'arrêt du réchauffement climatique de la planète.

Les données hémisphériques HadSST ont permis de calculer des spectres d'échelle qui composent la figure 4.29. Leurs morphologies sont assez semblables et elles montrent un *extremum* qui domine les autres et qui correspond à un cycle dont la période oscille légèrement autour de 43 mois. Mises à part les données de HadSST3 pour l'hémisphère sud,

4. NCEP Real-time Marine Observations. GTS = Global Telecommunications Systems.

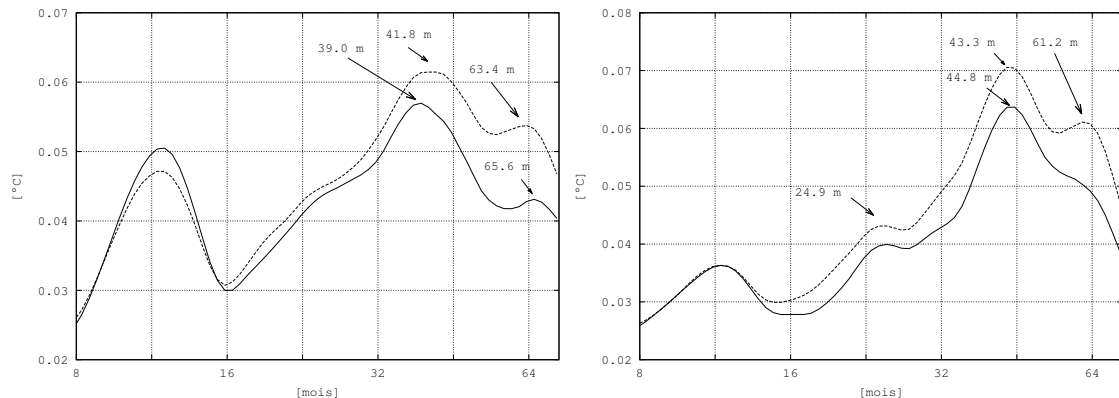


Figure 4.29 – Le spectre d'échelle des données d'anomalies de températures des océans HadSST3 en trait plein et HadSST2 en tireté. Le graphique de gauche concerne l'hémisphère nord et celui de droite l'hémisphère sud.

il apparaît également un cycle dont la période est légèrement supérieure à 60 mois.

De la comparaison des spectres de HadSST3 et HadSST2 (figure 4.29) pour l'hémisphère nord, il ressort une légère augmentation, pour HadSST3, de l'amplitude du cycle annuel et une baisse des amplitudes des cycles de 43 et de 60 mois.

De cette même comparaison pour les données de l'hémisphère austral (figure 4.29), il apparaît que l'amplitude du cycle annuel est constante pour les deux spectres d'échelle, que les amplitudes des cycles de HadSST3 sont inférieures à celles des cycles de HadSST2. Rappelons que le cycle de 60 mois n'apparaît plus sur le spectre de la série HadSST3.

Les méthodes d'ajustements utilisées pour l'établissement de la série HadSST3 semblent minimiser les amplitudes des cycles dont les périodes sont supérieures à 12 mois et même supprimer, pour la série relative à l'hémisphère sud, le cycle qui correspond à un des modes – celui de 60 mois – de l'oscillation australe. Ce cycle apparaît pourtant dans tous les autres spectres de HadSST3 et dans ceux de HadSST2.

Les données HadCRUT

Les séries de données HadCRUT combinent à la fois les anomalies de températures mensuelles mesurées sur les continents et celles mesurées à la surface des océans. Les données mondiales et hémisphériques HadCRUT sont composées à partir des séries de données CRUTEM et HadSST.

La série temporelle HadCRUT3 est réalisée avec les anciens jeux de données CRUTEM3 et HadSST2 [15] et celle de HadCRUT4 avec les nouvelles séries CRUTEM4 et HadSST3 [66].

Les données HadCRUT sont élaborées à partir des informations de température disponibles et ajustées [15]. Elles sont fournies aux cellules d'une grille dont la résolution est

de 5° de latitude et de longitude.

Le CRU et le Hadley Centre du UK Met Office offrent également sur la toile des séries de données qui limitent l'erreur d'estimation à partir du contrôle de la qualité des données. Les résultats ont été croisés et vérifiés avec les informations disponibles dans les données fournies par les réanalyses ERA-40. C'est ainsi qu'une analyse de la variance, qui est évidemment inversement proportionnelle au nombre de mesures et de stations qui ont servi aux calculs de la moyenne de l'anomalie à chaque cellule de la grille, a été réalisée afin de corriger les données interpolées. Cette manipulation vise l'obtention d'une variance homogène dans le temps et dans l'espace [15]. Ces données constituent les fichiers CRUTEM4v et HadCRUT4v. Pour des études globales ou régionales, Brohan [15] conseille d'utiliser les données non-ajustées.

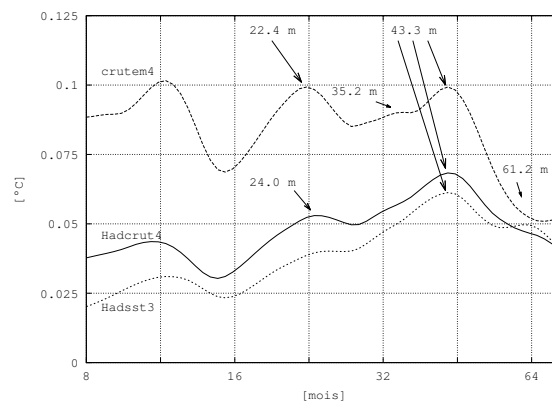


Figure 4.30 – Le spectre d'échelle des anomalies de températures HadCRUT4 en trait plein, de CRUTEM4 en tireté et de HadSST3 en pointillé.

La figure 4.30 montre les spectres d'échelles des séries globales d'anomalies de températures de HadCRUT4, CRUTEM4 et HadSST3. Les spectres de CRUTEM4 et de HadSST3 sont tracés afin de pouvoir les comparer à celui de HadCRUT4.

D'une manière générale, les morphologies des trois spectres ont des allures assez semblables. Il apparaît, sur le spectre de HadCRUT4, deux *maxima*, correspondant à des cycles de 24.0 mois et de 43.3 mois dont les amplitudes sont proches de 0.1°C . Des cycles correspondants sont également observés sur les spectres des séries de données CRUTEM4 et HadSST3.

Les spectres d'échelle des séries d'anomalies hémisphériques de HadCRUT4 font l'objet de la figure 4.31.

La comparaison des spectres d'échelle par hémisphère montre des morphologies assez semblables. Par contre, d'un hémisphère à l'autre, les allures des spectres d'échelle sont très différentes.

En effet, ce sont les cycles de 21.6 mois et de 41.8 mois dont les amplitudes sont proches

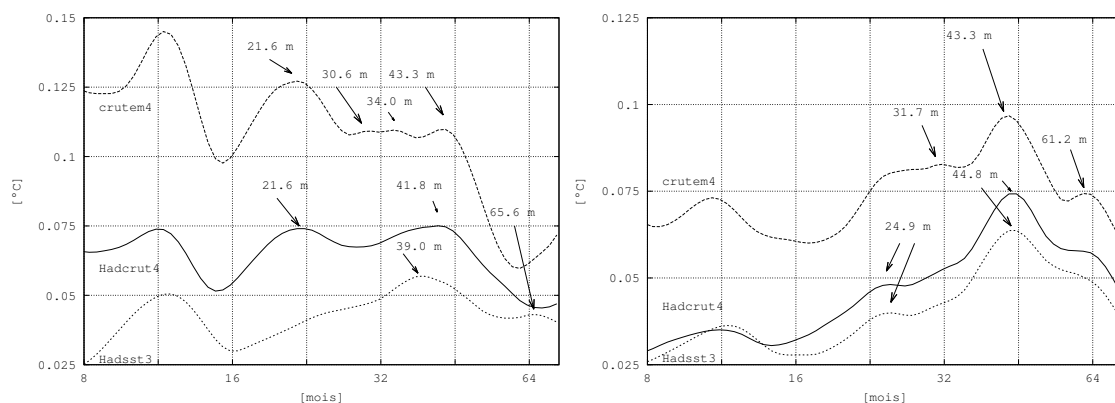


Figure 4.31 – Le spectre d’échelle des données d’anomalies de températures des océans HadCRUT4 en trait plein, CRUTEM4 en tireté et HasSST3 en pointillé. Le graphique de gauche concerne l’hémisphère nord et celui de droite l’hémisphère sud.

de 0.075°C qui dominant le spectre de la série HadCRUT4 de l’hémisphère nord. Quant au spectre de cette série concernant l’hémisphère sud, il révèle un cycle dominant de 43.3 mois caractérisé par une amplitude de 0.075°C .

Nous ne montrons pas ici les spectres obtenus pour la série globale et les séries hémisphériques de HadCRUT3 tant la similitude avec ceux de HadCRUT4 est importante. Il existe toutefois une différence qui concerne le cycle de 21.6 mois dans l’hémisphère nord qui est nettement mieux individualisé sur le spectre de la nouvelle série HadCRUT.

Les morphologies des spectres d’échelle établis pour les séries globales et hémisphériques HadCRUT4v, HadCRUT3v, CRUTEM4v et CRUTEM3v ne montrent pas de différences importantes avec celles des spectres réalisés respectivement pour les séries HadCRUT4, HadCRUT3, CRUTEM4 et CRUTEM3 et des conclusions identiques peuvent être formulées quant aux propriétés des cycles détectés.

Notons que, malgré la réalisation de séries temporelles d’anomalies de températures visant à retirer les effets saisonniers sur les températures, étonnamment, le cycle annuel est toujours bien observé sur les spectres d’échelle et il constitue même un des cycles dominants, notamment dans les séries temporelles relatives à l’hémisphère nord.

Bien que non étayée dans cette étude, l’hypothèse de la disposition et de la configuration différentes des continents et des océans sur les deux hémisphères qui induiraient des morphologies contrastées des spectres d’échelle calculés sur les séries temporelles hémisphériques d’anomalies de températures, est très vraisemblable.

4.5.2 Les données du GISS

Le GISS utilise, depuis 2011, les données non ajustées de la troisième version du jeu du GHCN (GHCN-v3) [62] et les données du « Scientific Committee on Antarctic Research » (SCAR) pour les températures continentales.

Hansen [31] explique qu'une moyenne glissante de 12 mois a été réalisée sur les données du GISS afin de leur soustraire l'oscillation annuelle.

Précisons que le GISS utilise ses propres méthodes d'ajustement des séries temporelles [31]. Pour la température des océans, le GISS utilise les données du Met Office Hadley Centre (SST version 1) et les données fournies par la NOAA (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, OISST version 2) issues des informations reçues des satellites qui mesurent la température de la surface des océans.

L'ensemble de ces informations de températures est utilisé pour confectionner des séries temporelles d'anomalies mensuelles de températures globales et hémisphériques.

Les séries de données qui sont disponibles sur le site du GISS et qui ont été exploitées dans le cadre de cette étude sont les données mensuelles d'anomalies thermiques continentales. La série temporelle GLBTs concerne l'ensemble de la planète et les séries NHTs et SHTs constituent les séries hémisphériques.

Les séries temporelles des anomalies thermiques mensuelles LOTI (Land-Ocean Temperature Index) combinent les anomalies de températures continentales et celles de la surface des océans. Ces anomalies représentent les écarts à la normale, estimée comme étant la moyenne des températures mensuelles calculées sur la période 1951-1980. Ces données sont fournies mensuellement au $(1/100)^\circ\text{C}$ selon une grille de résolution de 5° de latitude et de longitude.

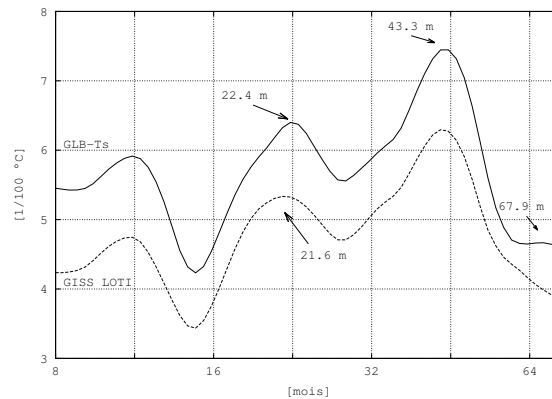


Figure 4.32 – Le spectre d'échelle des données de températures GLBTs en trait plein et celui de GLB-LOTI en tireté.

L'analyse du spectre d'échelle de la série GLBTs à la figure 4.32, montre deux *maxima*. L'amplitude la plus grande, 0.06°C , concerne le cycle de 43.3 mois et la plus petite, 0.065°C , celui de 22.4 mois. Notons aussi l'existence d'un cycle, peu visible, qui correspond à une période de 67.9 mois.

Le spectre de la série LOTI montre également deux *maxima* pour des cycles dont les

périodes sont de 21.6 mois et de 43.3 mois. Les amplitudes sont évidemment plus faibles que celles des cycles détectés sur le spectre de GLBTs et sont égales à 0.062°C pour le cycle de 43.3 mois et à 0.053°C pour celui de 21.6 mois.

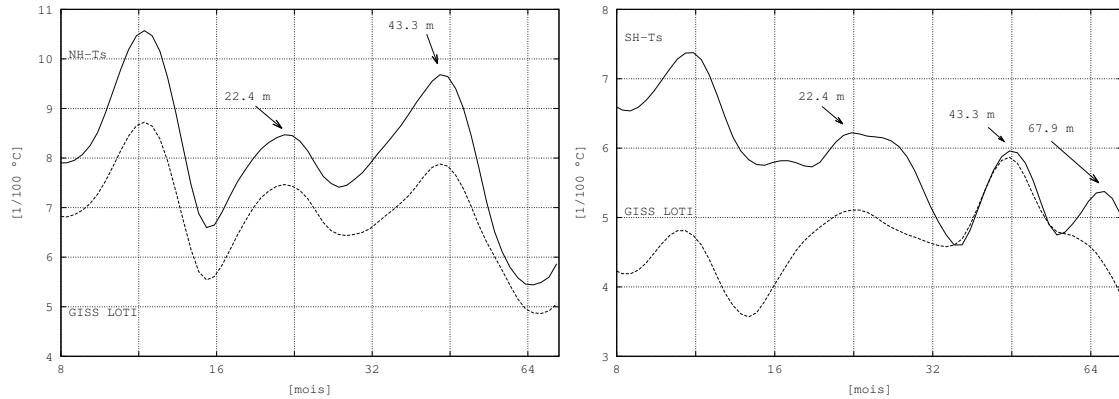


Figure 4.33 – Les spectres d'échelle des données hémisphériques de NHTs et SHTs en traits pleins et ceux de et sh-SST en tiretés.

Les spectres des séries hémisphériques sont dessinés à la figure 4.33. Ceux qui intéressent l'hémisphère nord sont comparables aux spectres des séries globales et permettent de détecter 2 cycles dont les périodes sont de 22.4 mois et de 43.3 mois. Leurs amplitudes sont respectivement égales à 0.083°C et 0.097°C pour la série des températures continentales et de 0.075°C et 0.079°C pour les séries LOTI.

Notons, sur les spectres de l'hémisphère nord, la présence très marquée d'un cycle de 12 mois, bien que les données aient été lissées par une moyenne glissante calculée sur une période de 12 mois.

Les spectres de l'hémisphère sud montrent aussi la présence de deux cycles de 22.4 et de 43.3 mois. Les amplitudes, qui sont plus faibles que celles relevées sur les spectres de l'hémisphère nord, sont respectivement de 0.062°C et 0.06°C pour la série SHTs et de 0.051°C et 0.049°C pour la série LOTI.

Un cycle, absent du spectre de la série LOTI, est bien différencié sur le spectre de la série SHTs. Sa période est de 67.9 mois et son amplitude est égale à 0.054°C .

4.5.3 Les données du NCDC

Nous utilisons les jeux de données d'anomalies mensuelles de températures mondiales et hémisphériques de la base de données du NCDC. Pour chacun de ces jeux, il y a 3 séries temporelles : une qui concerne les continents, une autre les océans et la dernière qui intéresse à la fois les continents et les océans.

Ces anomalies ont été calculées aux mailles d'une grille dont la résolution est de 5° de longitude et de latitude [101], à partir des moyennes évaluées sur la période qui s'étend

de 1901 à 2000⁵.

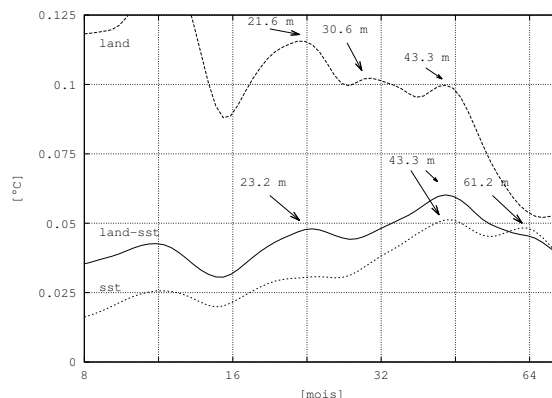


Figure 4.34 – Le spectre d'échelle des données globales de températures NCDC (continents et océans) en trait plein, celui de la température de la surface des océans en tireté et celui de la température de la surface des continents en pointillé.

La figure 4.34 contient les spectres des séries de données mondiales. Le spectre de la série des anomalies de températures établies sur les continents montre un *maximum* de 0.11°C correspondant à un cycle de 23.2 mois. Ce spectre montre également la présence de deux autres cycles, moins marqués, dont les périodes sont égales à 30.6 mois et 43.3 mois et caractérisés par des amplitudes de 0.1°C .

Le spectre des données océaniques montre deux *maxima*. Les périodes de ces deux cycles sont de 43.3 mois et de 61.2 mois. Leurs amplitudes sont proches de 0.05°C .

Le spectre qui est établi pour la série qui compile les anomalies de températures continentales et océaniques montre deux *maxima* : le premier concerne un cycle de 23.2 mois et le second de 43.3 mois, également commun aux deux autres spectres déjà décrits. Leurs amplitudes sont de 0.05°C et de 0.06°C .

La figure 4.35 intéresse les spectres des séries de données hémisphériques.

Le spectre calculé à partir de la série continentale de l'hémisphère nord possède une allure très similaire à celui établi pour la série continentale mondiale. Il montre la présence de deux cycles : un dont la période est de 22.6 mois (0.12°C) et l'autre, de plus faible amplitude (0.1°C), dont la période est de 43.3 mois. Le spectre qui concerne les données océaniques montre deux *maxima* qui correspondent aux cycle de 39.0 mois (0.06°C) et de 61.2 mois (0.05°C). Le spectre de la série qui combine les données continentales et océaniques comporte deux *maxima* : l'un qui correspond à un cycle de 22.6 mois (0.065°C) et l'autre à un cycle de 43.3 mois (0.07°C).

Les spectres réalisés pour les anomalies calculées pour l'hémisphère sud permettent de

5. [<http://www.ncdc.noaa.gov/cmb-faq/anomalies.php>]

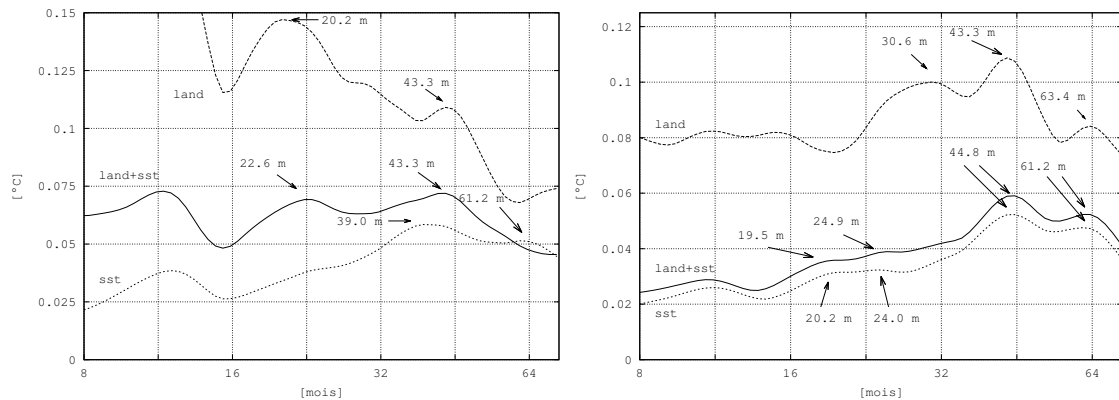


Figure 4.35 – Le spectre d'échelle des données hémisphériques de températures NCDC (continents et océans) en trait plein, celui de la température de la surface des océans en tireté et celui de la température de la surface des continents en pointillés.

détecter des cycles de 30.6, 43.3 et 63.4 mois pour les données relatives aux continents. Le spectre d'échelle de la série des anomalies de la température des océans est très similaire à celui de la série qui comprend les données continentales et océaniques. Des cycles de faibles amplitudes, de l'ordre de 0.035°C , sont observés pour des périodes de 20 et 24 mois. Des cycles plus prononcés (0.05°C) s'observent pour des périodes de 44.8 et de 61.2 mois.

4.5.4 Conclusions à propos des températures globales et hémisphériques

Des cycles d'environ 30, 43 et 60 mois sont observés dans la plupart des séries temporelles de températures globales et hémisphériques du CRU, du GISS et du NCDC.

Le tableau 4.3 concerne le cycle de 30 mois. Ce cycle est présent dans les séries de données de l'hémisphère nord, sauf dans celles qui sont fournies par le GISS. Les périodes détectées s'étalent de 30.6 à 35.2 mois.

Le cycle de 43 mois, d'après le tableau 4.4, est généralisé à l'ensemble des séries provenant des trois institutions et il se retrouve aussi bien dans les données globales et hémisphériques. Les périodes de ce cycle sont comprises entre 39.0 mois et 44.8 mois.

Enfin, le cycle de 60 mois environ, au tableau 4.5 est surtout présent dans les températures de la surface des océans et dans celles de l'air mesurées aux stations météorologiques de l'hémisphère sud. Le cycle de 60 mois environ est absent des séries continentales de l'hémisphère nord. Mis à part la série globale du GISS, ce cycle est absent des séries globales continentales et des séries globales combinées « continents-océans ».

		Stations	Océans	Stations + océans
Global	CRU	35.2 (9.0)		
	GISS			
	NCDC	30.6 (11.6)		
Hémisphère nord	CRU	30.6 (10.9)		
	GISS	34.0 (11.0)		
	NCDC			
Hémisphère sud	CRU	31.7 (8.3)		
	GISS			
	NCDC	30.6 (10.0)		

Table 4.3 – Ce tableau reprend les valeurs des périodes du cycle de 30 mois environ détectés dans les séries temporelles qui concernent les températures globales et hémisphériques de l’air et de la surface des océans. Le cycle de 30 mois est surtout présent dans l’hémisphère nord, sauf pour les données qui sont fournies par le GISS et qui ne contiennent pas ce cycle de 30 mois.

		Stations	Océans	Stations + océans
Global	CRU	43.3 (9.9)	43.3 (6.1)	43.3 (6.8)
	GISS	44.8 (7.8)	43.3 (6.8)	43.3 (6.3)
	NCDC	43.3 (10.0)	43.3 (5.1)	43.3 (6.0)
Hémisphère nord	CRU	43.3 (11.0)	39.0 (5.7)	41.8 (7.5)
	GISS	43.3 (9.7)	43.3 (7.9)	43.3 (7.9)
	NCDC	43.3 (10.9)	39.0 (5.8)	43.3 (7.2)
Hémisphère sud	CRU	43.3 (9.7)	44.8 (6.4)	44.8 (7.4)
	GISS	44.8 (6.0)	44.8 (6.8)	44.8 (5.9)
	NCDC	43.3 (10.9)	44.8 (5.2)	44.8 (5.9)

Table 4.4 – Le cycle de 43 mois est généralisé à l’ensemble des séries temporelles de données de la température de l’air et de celle de la surface des océans. Il n’y a pas de différence entre les deux hémisphères.

		Stations	Océans	Stations + océans
Global	CRU		61.2 (5.0)	
	GISS	67.9 (4.7)	61.2 (4.8)	
	NCDC			
Hémisphère nord	CRU		65.6 (4.3)	
	GISS		61.2 (5.1)	
	NCDC			
Hémisphère sud	CRU	61.2 (7.4)		
	GISS	67.9 (5.4)		
	NCDC	63.4 (8.4)	61.2 (4.8)	61.2 (5.2)

Table 4.5 – Le cycle de 60 mois environ se retrouve surtout dans les séries temporelles continentales de l’hémisphère sud et souvent dans les séries océaniques globales et hémisphériques. Il est absent des séries combinées « continents-océans » et des séries continentales de l’hémisphère nord.

4.6 Les données NCEP-NCAR

Afin de réaliser des documents planisphériques sur lesquels sont dessinées les zones qui connaissent les cycles de 30 et de 43 mois, nous utilisons les données maillées issues des réanalyses NCEP-NCAR. Ces données sont fournies par un modèle climatique dans lequel ont été assimilées, toutes les six heures, les informations météorologiques mesurées à la surface de la Terre et dans son atmosphère.

Les informations des réanalyses utilisées sont fournies, pour chaque mois, selon une grille dont la résolution est de 2.5° en latitude et en longitude [41, 114].

Le spectre d'échelle est établi pour les séries de données relatives à chacune des mailles de la grille des NCEP-NCAR et la position des *maxima* est relevée. Les planisphères concernant l'existence des cycles de 30 et 43 mois sont montrés aux figures 4.36 et 4.37.

À ces planisphères ont été ajoutées les stations dont les données de la série temporelle comportent également les cycles étudiés.

Représentation spatiale du cycle de 30 mois

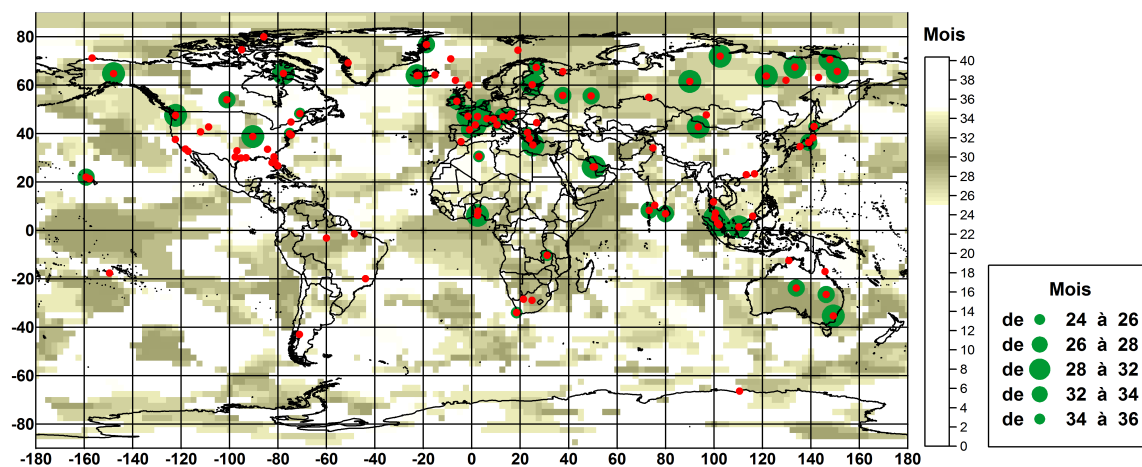


Figure 4.36 – Le cycle de 30 mois repéré pour chaque point de la grille des réanalyses NCEP-NCAR. Ce cycle est présent en Europe, dans le nord de l'Asie, au Groenland, en Alaska et en Australie.

C'est à la figure 4.36 que sont colorées les cellules de la grille dont les données connaissent le cycle de 30 mois.

Confirmant les informations fournies par les spectres d'échelle réalisés pour les séries de températures des stations météorologiques, le cycle de 30 mois est très présent en Europe, en Asie septentrionale et en Alaska. Il intéresse également l'océan glacial Arctique, les îles du nord du Canada et le Groenland.

Ce cycle est également très présent en Australie.

Le cycle de 30 mois ne s'observe aux États-Unis que le long d'une bande qui joint la ville de Seattle à celle de Saint-Louis.

Tous les océans sont, en partie, concernés par ce cycle. Il est bien présent aux latitudes équatoriales, dans l'océan Atlantique, dans l'océan Pacifique, dans l'océan Indien (au large de la Somalie et de l'Indonésie) et dans la mer de Chine au large de la Malaisie.

Il concerne également le nord de l'océan Pacifique et il est bien détecté le long des côtes du Pérou et du Chili.

Les points de grille dont les séries ne connaissent pas ce cycle sont localisées sur l'Antarctique et dans le nord de l'Amérique et au Mexique.

Représentation spatiale du cycle de 43 mois

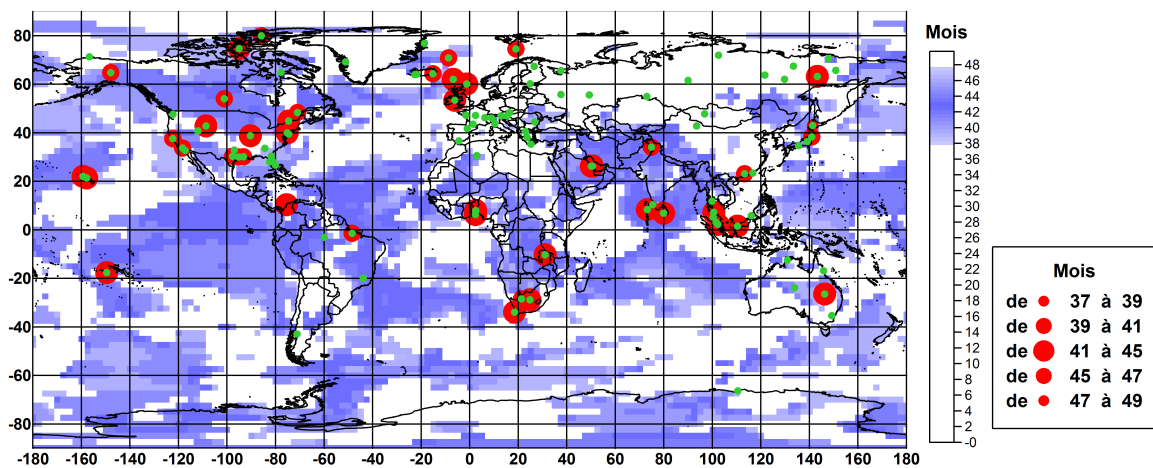


Figure 4.37 – Le cycle de 43 mois repéré dans les mailles de la grille des réanalyses NCEP-NCAR. Ce cycle est présent sur le continent américain et dans la bande intertropicale. Il est particulièrement absent en Europe occidentale, dans le nord de l'Asie et au Groenland.

Les cellules dont les séries de données sont composées du cycle de 43 mois illustrent la figure 4.37.

Sur les continents, le cycle de 43 mois intéresse l'Amérique, surtout le nord, sauf la région qui s'étend de Seattle à Saint-Louis, le Pérou, la Colombie et l'Équateur, l'Amazonie et l'est du Brésil. Ce cycle est aussi très présent en Afrique, au Moyen-Orient, en Inde, en Birmanie, en Thaïlande et au Japon.

En ce qui concerne les océans, les zones qui connaissent le cycle de 43 mois sont l'océan Pacifique intertropical, l'océan Atlantique, surtout au niveau des tropiques et dans sa

partie nord, l’océan Indien au nord et le long du tropique du Capricorne.

Si nous comparons les figures 4.36 et 4.37 nous pouvons distinguer des zones qui connaissent uniquement l’un ou l’autre cycle. Celles-ci concernent le Groenland, l’Europe occidentale, le nord de l’Asie, le nord du continent américain, l’océan Atlantique équatorial et une partie du continent Antarctique.

Par contre, la température du nord de l’océan Pacifique, celle de l’océan Pacifique intertropical et celle du centre de l’Australie montrent à la fois le cycle de 30 mois et celui de 43 mois.

Afin d’estimer la présence de ces cycles dans les données des réanalyses NCEP-NCAR, nous avons montré, dans [75], que 92.7% des cellules de la grille sont concernées par au moins l’un de ces deux cycles de 30 et de 43 mois.

Représentation spatiale du cycle de 63 mois

En utilisant la même procédure de traitement par l’analyse en ondelettes, Haenen [26] a publié le planisphère relatif à la présence du cycle de 63 mois dans les séries de données NCEP-NCAR issues des réanalyses.

Comme supposé, ce cycle concerne principalement la bande intertropicale et sa localisation est à mettre en étroite relation avec les effets de l’oscillation australe sur la température des océans.

4.7 Les cycles dans les indices du climat

4.7.1 Introduction

Les cycles de 30, 43 et 60 mois découverts dans les séries de températures de l’air et dans celles de la température de la surface des océans, nous incitent à établir et analyser les spectres d’échelle des séries temporelles liées aux principaux indices du climat.

Forts de ces résultats, nous pouvons alors analyser les sorties des réanalyses NCEP-NCAR afin de vérifier si les zones concernées par les téléconnexions liées aux indices connaissent également des cycles dont les périodes sont comparables.

Afin de permettre une localisation rapide des régions du globe qui sont concernées par les principaux indices climatiques, le nom de ceux-ci est reporté sur le planisphère de la figure 4.38 en fonction de l’origine des données qui servent à les calculer.

4.7.2 L’oscillation arctique

Les séries de données concernant l’oscillation arctique sont proposées par plusieurs centres de recherches du climat. Nous avons utilisé trois de ces séries, celles qui sont

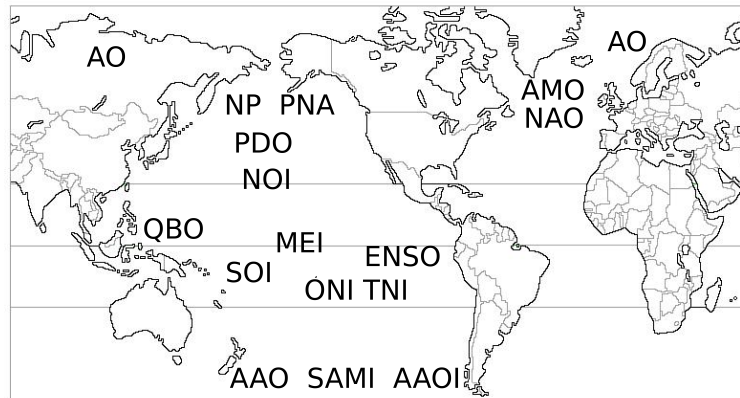


Figure 4.38 – Sur le planisphère figurent les noms des indices qui sont localisés en fonction de l’origine des données qui servent à les établir.

les plus couramment citées dans la littérature.

Les séries de données temporelles qui concernent cet indice sont disponibles sur le site du Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO)⁶.

Le JISAO définit l’oscillation arctique comme étant le modèle dominant, non saisonnier, de la variation de pression réduite au niveau de la mer au nord du vingtième parallèle [104]. L’indice est calculé mensuellement à partir des anomalies de pressions, réduites au niveau de la mer, calculées au nord du vingtième parallèle pour la période qui s’étend de 1899 à 2002.

La deuxième série provient également de l’Université de Washington. Elle couvre mensuellement la période qui s’étend de 1948 à 2010. L’indice est construit à partir du jeu de données NCEP-NCAR. Il est calculé en utilisant les anomalies de pression à la surface des océans (NCEP/NCAR), estimée sur la période couverte (1948-2010), au-delà du vingtième parallèle. La première des composantes principales constitue l’indice NAM. Cette composante explique 18.5% de la variance [117].

La troisième série est élaborée par le Climate Prediction Center (CPC)⁷. La série de données mensuelles, qui débute en janvier 1950, est élaborée à partir de l’analyse multivariée en composantes principales appliquée aux anomalies de la hauteur géopotentielle à 1000 hPa au-delà du vingtième parallèle en utilisant la matrice des covariances. Les données utilisées proviennent des séries de données des réanalyses NCEP-NCAR (grille de 2.5° de résolution en latitude et en longitude) pour la période de 1979 à 2000.

Le CPC calcule quotidiennement un indice AO en projetant les anomalies, à 0 heure GMT, de la hauteur géopotentielle à 1000 hPa, au nord du vingtième parallèle sur la matrice de projection, le « *loading pattern* », de l’AO. L’indice mensuel est construit à partir des moyennes mensuelles des hauteurs géopotentielles de la surface de 1000 hPa.

6. [<http://jisao.washington.edu/datasets/>]

7. National Weather Service, NOAA.

La matrice de projection « *Loading Pattern* » est définie comme étant la grille qui réalisée grâce à la première des composantes principales.

Précisons que le cycle saisonnier est retiré des moyennes mensuelles et qu'afin de limiter l'importance qui pourrait être donnée aux régions polaires en fonction du choix d'une grille régulière en latitude et en longitude, les nœuds de la grille sont pondérés par la racine carrée du cosinus de la latitude.

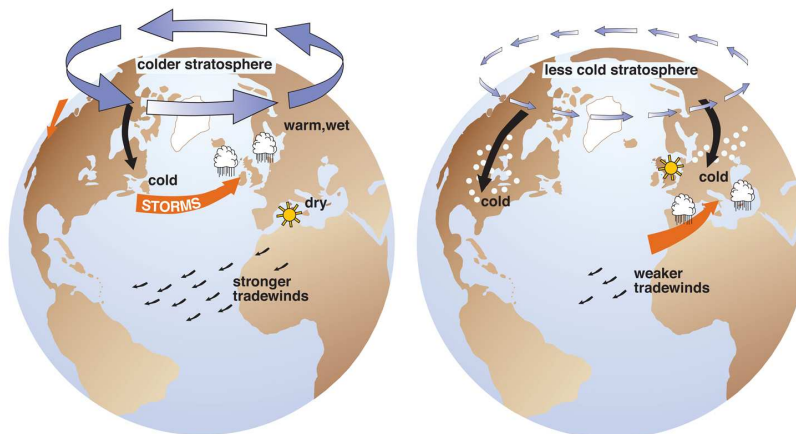


Figure 4.39 – La phase positive, à gauche, et la phase négative, à droite, de l'oscillation arctique. [Source : Wallace, J., University of Washington].

Les spectres d'échelle de ces trois indices de l'AO (figure 4.40) montrent très clairement une morphologie semblable et la présence d'un cycle dominant dont la période est proche de 30 mois (30.6 et 31.7 mois).

Le cycle annuel est à peine visible (sachant que le cycle saisonnier de ces indices a été retiré), sous forme d'une légère ondulation pour les indices du CPC et du JISAO. Un *maximum* est plus distinct sur le spectre d'échelle de PC1. Ce dernier montre également l'existence d'un cycle de 48 mois, alors que le spectre de la série du CPC révèle l'existence d'un cycle de 68 mois environ.

4.7.3 L'oscillation antarctique

Nous étudions trois indices (AAOI, SAMI et l'indice du CPC) relatifs à l'oscillation antarctique.

Le AAO index (AAOI) est défini par Wang [24] comme étant la différence de pression moyenne mensuelle, réduite au niveau de la mer, normalisée entre les régions de 40° de latitude sud et celle de 65° de latitude sud. Les données qui permettent les calculs de

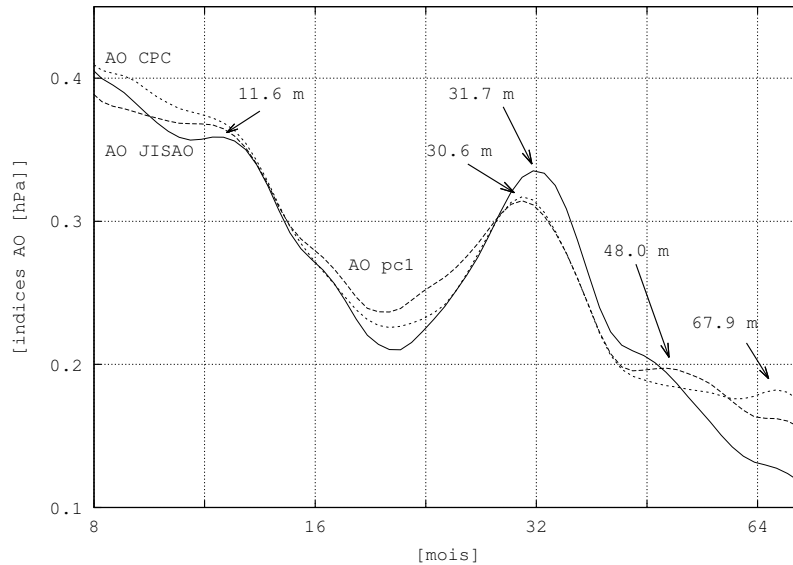


Figure 4.40 – Les spectres d'échelle des indices relatifs à l'oscillation arctique. Le spectre en trait continu concerne l'indice de la JISAO, celui en tireté est celui constitué de la première composante et celui en pointillé est celui de l'indice calculé par le CPC. Le cycle dominant des trois séries est celui qui correspond au pseudo-cycle dont la période est légèrement supérieure à 30 mois.

l'indice sont issues des réanalyses NCEP-NCAR.

Le SAM index, (Southern Hemisphere Annular Mode Index, SAMI) est défini par Nan [70] comme étant la différence normalisée de la pression réduite au niveau de la mer entre les régions des latitudes de 40° sud et de 70° sud. Les données qui permettent les calculs de l'indice sont issues du jeu de données HadSLP2 [3] du Hadley Center.

L'indice du CPC est au moyen d'une méthode très semblable à celle du calcul de l'indice de l'AO. L'indice mensuel est la moyenne des indices journaliers construits en projetant les anomalies de hauteurs de la surface 700 hPa à OZ au sud du 20ème parallèle sud sur le modèle établi à l'aide de la première composante principale de l'Oscillation Antarctique. Puisque la variabilité des hauteurs géopotentielle est plus importante en hiver, la première composante explique surtout les caractéristiques de la surface géopotentielle lors des hivers austraux [65]. Chaque valeur quotidienne est standardisée en utilisant l'écart-type calculé à partir des données mensuelles de l'indice pour la période de 1979 à 2000.

Les spectres d'échelle des indices de l'AAO

Les spectres d'échelle des indice de l'AAO constituent la figure 4.41.

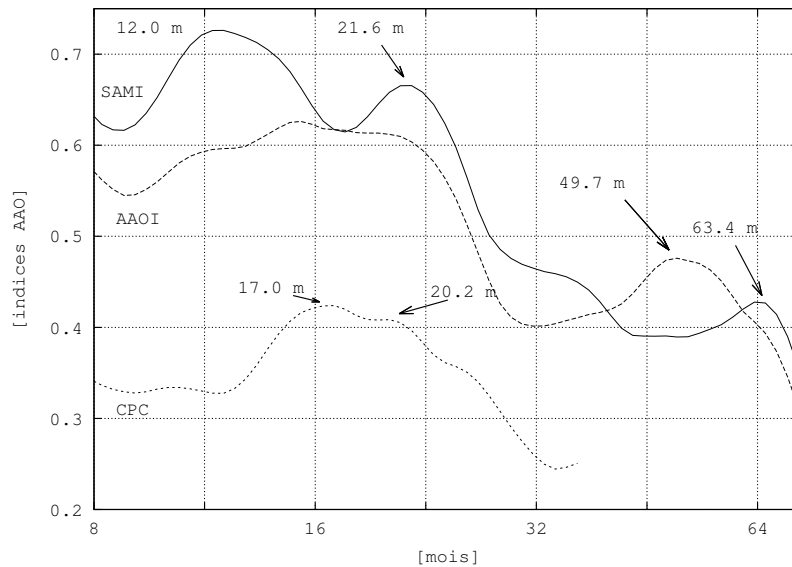


Figure 4.41 – Les spectres d'échelle des indices liés à l'oscillation antarctique. Le trait continu est le spectre d'échelle de la série SAMI, celui de la série AAOI est en tireté et celui du CPC figure en pointillé. La longueur de la série de données du CPC étant plus restreinte, seuls les cycles dont la période est inférieure à 32 mois sont repérables.

Le spectre de l'indice SAM (SAMI) montre deux *maxima* : le premier correspondant à un cycle de 21.6 mois et l'autre à celui dont la période est égale à 63.4 mois.

Il existe une très forte similitude de morphologie entre les spectres d'échelle de la série de l'indice du CPC et de celle qui concerne l'indice AAO (AAOI). Ces spectres laissent apparaître des *maxima* dont les périodes, qui sont très proches l'une de l'autre, sont comprises entre 14 et 21 mois. Rappelons que la série de données du CPC ne commence qu'en 1979 ce qui rend impossible la détection de cycle dont la période est supérieure à 32 mois. En ce qui concerne les fréquences qui nous intéressent, le spectre de la série AAOI comporte un *maximum* de 0.48 hPa pour une période de 50 mois.

Contrairement à ceux de l'hémisphère nord, les spectres d'échelle des indices qui concernent l'oscillation antarctique ne montrent pas de cycle d'une période proche de 30 mois.

4.7.4 L'oscillation nord-atlantique, la NAO

Nous avons utilisé trois indices liés à la NAO, celui de Hurrell, celui du CRU et celui du NCEP.

L'Indice NAO de Hurrell [35] est construit à partir de la différence des pressions réduites au niveau de la mer et mesurées aux stations météorologiques de Ponta Delgada aux Açores ou de Lisbonne, pour bénéficier d'une plus longue série de données, et de Stykkisholmur (Reykjavik) en Islande. Les pressions utilisées ont été normalisées et réduites en

utilisant les pressions moyennes et les écarts-types pour chacun des 12 mois. Les moyennes et les écarts-types ont été calculés à partir de la période de base qui s'étend de 1865 à 1984.

Pour la période qui s'étend de juin 2003 à février 2010, les mesures réalisées à la station des Açores ne sont pas disponibles. Elles sont remplacées, dans la série temporelle de l'indice NAO de Hurrell, par les données de la pression réduite au niveau de la mer pour le nœud de la grille des réanalyses NCEP/NCAR qui correspond au mieux à la station de Ponta Delgada. Une technique identique a été utilisée pour la station islandaise pour le mois de juillet 2012⁸.

L'Indice NAO du CRU est publié par le CRU qui utilise une méthode semblable à celle de Hurrell pour le calculer. Toutefois, les valeurs mensuelles de ces deux séries de données diffèrent légèrement l'une de l'autre.

Le CRU renvoie aux articles de Hurrell [35] et de Jones [36] dans lesquels est expliquée la méthode du calcul de cet indice NAO. Elles consiste à effectuer la différence des pressions réduites au niveau de la mer et normalisées, entre les Açores et l'Islande.

L'Indice NAO du CPC. La NAO est décrite par le CPC comme étant un dipôle, orienté nord-ouest/sud-est, d'anomalies de pressions entre une zone située sur le Groenland et une autre, plus au sud, localisée sur l'océan Atlantique entre le 35ème et le 40ème parallèle [10, 117].

L'indice NAO du CPC est calculé quotidiennement au moyen de l'analyse multivariée en composantes principales [10], à partir des anomalies des hauteurs de la surface géopotentielle à 500 hPa, pour l'hémisphère nord au-delà du 20ème parallèle⁹. La première des composantes principales correspond à la NAO, tandis que la deuxième se rapporte plutôt à l'oscillation du PNA (Pacific/North American).

Les spectres d'échelle des indices de la NAO

La figure 4.42 montre les 3 spectres d'échelle des 3 indices NOA utilisés. Parmi ceux-ci, les indices basés sur la différence des pressions mesurées dans les centres d'action de pressions, les indices de Hurrell et du CRU, montrent des spectres dont les morphologies sont très semblables. De légères différences existent cependant dans la position des *maxima* sur les spectres d'échelle des indices de Hurrell (24.9 mois) et du CRU (28.5). Le spectre d'échelle de l'indice de Hurrell montre un deuxième *maximum* correspondant à une période de 44.8 mois.

Quant au spectre de l'indice du CPC, il révèle également un cycle dont la période correspond à celle des cycles détectés sur les spectres d'échelle des deux autres indices de la NAO. Ce *maximum*, toutefois légèrement décalé, correspond à un cycle dont la période

8. [<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>]

9. [<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks>]

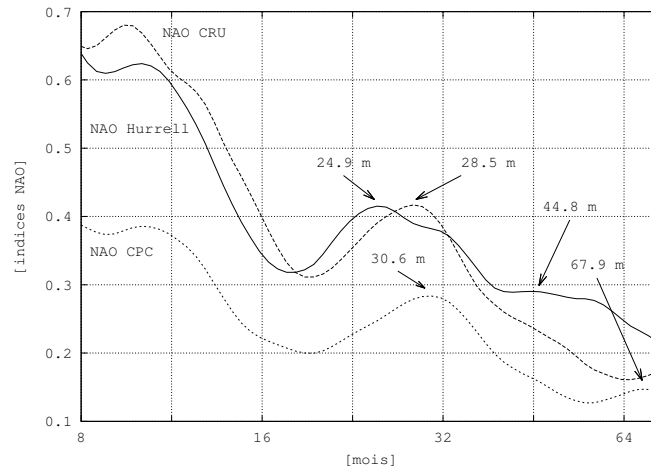


Figure 4.42 – Les spectres d'échelle des indices concernant l'oscillation nord atlantique. Le trait plein concerne l'indice calculé à partir de la méthode de Hurrell, celui en tireté est celui de l'indice du CRU et le spectre d'échelle dessiné en pointillé correspond à l'indice fourni par le NCEP

est de 30.6 mois. Cet indice du CPC montre aussi un *maximum* qui correspond à un cycle de plus basse fréquence, dont la période est de 68 mois environ.

Puisque nous avons à disposition les séries de pressions (daPa) mesurées aux stations de Ponta Delgada, de Gibraltar, et de Reykjavik, nous avons établi leur spectre d'échelle. De la sorte, nous pouvons vérifier si le cycle détecté dans les indices NAO de Hurrell et du CRU est dû aux pressions de l'une au de l'autre station. Ces spectres composent la figure 4.43.

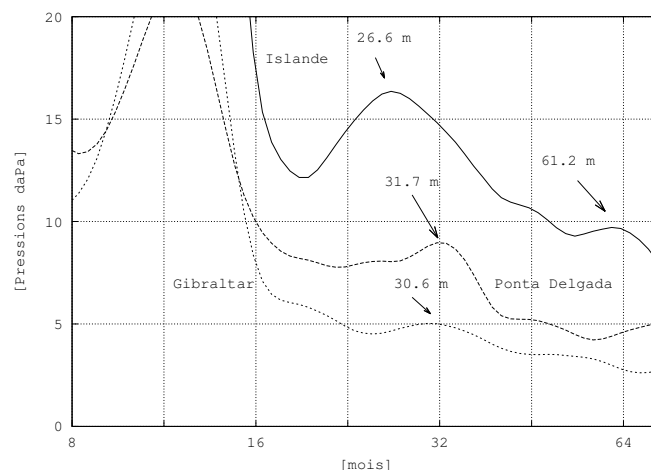


Figure 4.43 – Les spectres des pressions normalisées des stations islandaise (en trait plein), des Açores (en tireté) et de Gibraltar (en pointillé).

Les spectres des séries qui intéressent l'anticyclone des Açores montrent des *maxima* qui s'accordent avec des cycles dont les périodes sont d'environ 30 mois (30.6 mois pour

la station de Gibraltar et 31.7 mois pour celle de Ponta Delgada). Par contre, le spectre d'échelle de la série issue de la station islandaise montre l'existence d'un cycle de fréquence légèrement plus élevée (26.6 mois) mais dont l'amplitude est bien plus importante que celle des cycles repérés pour les stations situées dans les régions soumises directement à l'influence de la haute pression. Le cycle de 30 mois environ semble présent à la fois dans l'anticyclone des Açores et dans la dépression d'Islande.

Le spectre d'échelle de la série de la station islandaise montre, au contraire des stations proches du tropique du Cancer, un cycle dont la période est de 61.2 mois.

Les téléconnexions liées à la NAO

À propos des téléconnexions liées à l'oscillation nord-atlantique, des conclusions identiques à celles des téléconnexions de l'oscillation arctique peuvent être tirées pour l'océan Atlantique-nord et les régions qui le bordent.

Soulignons toutefois, à la figure 5.1, l'absence du cycle de 30 mois de la partie septentrionale de l'océan Atlantique alors que le contenu de la figure 2.5 montre bien l'impact que devraient avoir les phases de la NAO sur la température de la surface de l'océan Atlantique au nord du vingtième parallèle de l'hémisphère nord.

4.7.5 L'oscillation atlantique multidécennale

L'indice de l'AMO est calculé par la NOAA à partir des données mensuelles de la température de la surface du nord de l'océan Atlantique en utilisant le jeu de données *Kaplan SST V2*¹⁰. Il existe différentes séries temporelles de cet indice qui se différencient notamment par une version longue qui débute en 1856 et une version plus courte qui commence en 1948. Une moyenne glissante a été appliquée sur certaines de ces séries temporelles et une tendance linéaire ajustée au réchauffement de la température de la surface de l'océan a été retirée.

Dans le cadre de ce travail et afin de traiter les données disponibles les plus fiables qui constituent une série temporelle cohérente, nous avons utilisé la version courte des données de l'AMO calculées par la NOAA, sans application de la moyenne glissante afin de préserver les cycles de hautes fréquences.

Cette série temporelle est l'objet de la figure 4.45. Le graphique montre bien, en plus des cycles longs de plusieurs décennies, la présence de cycles de basses fréquences qui intéressent notre étude. Notons que la température de la surface de l'océan Atlantique a connu une baisse de près de 1°C entre 1950 et 1974 et une hausse de 1°C entre 1974 et 2013.

Le spectre d'échelle de l'AMO est dessiné à la figure 4.45. Il montre clairement la présence du cycle annuel et il révèle également deux autres cycles de 28.6 mois et de 39

10. [http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.kaplan_sst.html]

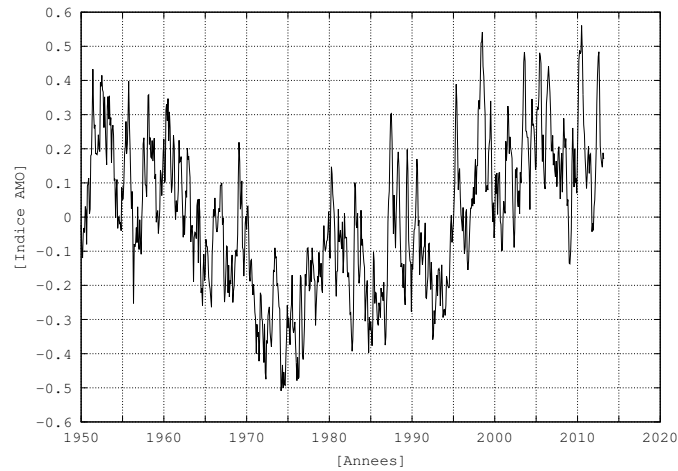


Figure 4.44 – La série temporelle de l'indice de l'AMO calculé par la NOAA. Le cycle, dont les *maxima* se sont produits en 1952 et en 2011, est bien visible mais n'apparaît pas sur le spectre d'échelle puisque sa période est trop longue par rapport à la longueur de la série de donnée. Les effets des cycles de plus hautes fréquences sont bien visibles.

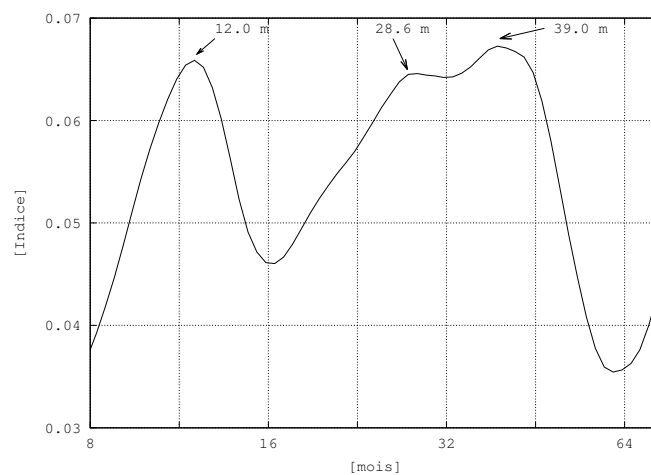


Figure 4.45 – Le spectre d'échelle de l'indice de l'AMO.

mois.

Rappelons encore que la longueur de la série temporelle, qui ne débute qu'en 1950, ne permet pas de détecter les cycles dont les périodes sont plus longues que 70 mois. Il n'est donc pas possible de détecter les cycles de l'AMO dont les fréquences sont très basses et les périodes longues de plusieurs dizaines d'années.

4.7.6 Le nord de l'océan Pacifique

L'indice PNA

Rappelons que les deux modes de l'indice PNA (Pacific/North American) expliquent la variabilité climatique qui règne sur le nord de l'océan Pacifique et le nord du continent américain.

Nous avons utilisé trois séries temporelles d'indices relatives à l'oscillation du PNA.

Le premier est réalisé grâce à la méthode de Wallace à partir des anomalies de la hauteur géopotentielle à 500 hPa au-dessus de 4 régions situées sur l'océan Pacifique et sur l'Amérique du nord.

Le deuxième indice est calculé au moyen de l'analyse factorielle en composantes principales des anomalies de hauteurs de la surface à 500 hPa (CPC).

Le troisième est réalisé à partir des anomalies de pressions réduites au niveau de la mer pour des latitudes supérieures et égales à 20°N, à l'aide de la deuxième des composantes principales (JISAO et l'Université de Washington).

La méthode de Wallace. Wallace et Gutzler [117] proposent une méthode de calcul d'un indice qui tient compte de la hauteur de la surface géopotentielle à 500 hPa au-dessus de 4 points qui sont situés sur quatre centres d'action de pression sur l'océan Pacifique et sur le continent américain. Si Z est la moyenne mensuelle de l'anomalie de la hauteur géopotentielle à 500 hPa, alors,

$$PNA_{Wallace} = \frac{1}{4}[Z_{(20^{\circ}N, 160^{\circ}W)} - Z_{(45^{\circ}N, 165^{\circ}W)} + Z_{(55^{\circ}N, 115^{\circ}W)} - Z_{(30^{\circ}N, 85^{\circ}W)}].$$

Pour faciliter l'interprétation des résultats fournis par le spectre d'échelle et pour une meilleure compréhension de l'existence des téléconnexions, cette formule s'écrit également comme ceci :

$$PNA = \frac{1}{4}[Z_{Hawaï} - Z_{sud\ des\ Aléoutiennes} + Z_{ouest\ du\ Canada} - Z_{Nouvelle\ Orléans}].$$

La période de référence, qui permet de calculer les anomalies mensuelles, s'étend de 1950 à 2000. Les données des hauteurs géopotentielles utilisées sont issues des réanalyses

NCEP/NCAR.

La méthode du CPC. L'indice proposé par le CPC est réalisé au moyen de l'analyse multivariée appliquée sur les anomalies des hauteurs de la surface géopotentielle à 500 hPa [10]. La méthode utilisée a déjà été décrite à propos de la constitution des séries temporelles relatives à l'AO et la NAO, réalisées également par le CPC.

La méthode du JISAO. Enfin, l'indice PNA est également calculé par le JISAO. Il correspond à la deuxième des composantes principales de l'analyse multivariée réalisée par l'Université de Washington, sur le champ des anomalies de pressions réduites au niveau de la mer (données du NCEP/NCAR). Le PNA ainsi calculé explique 10.3% de la variance du champ de pression.

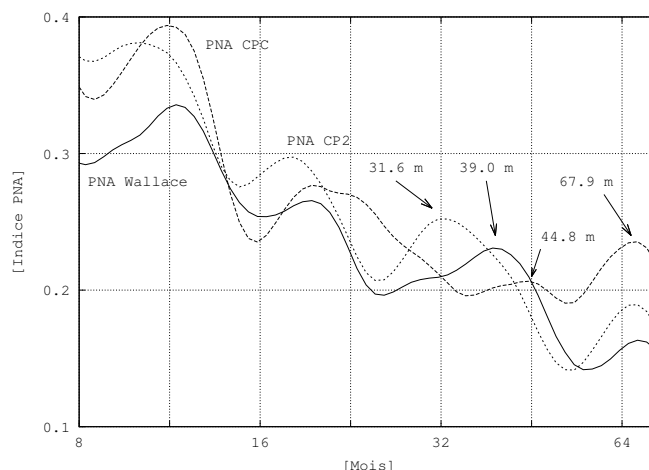


Figure 4.46 – Les spectres des indices PNA. En trait plein celui de Wallace, en tireté celui du CPC et en pointillé celui du JISAO.

Les spectres d'échelle des indices PNA composent la figure 4.46. Ils permettent de détecter trois groupes de *maxima* : le premier concerne les périodes d'une trentaine de mois (31.6 mois pour PNA_{CP2}), le deuxième les périodes d'une quarantaine de mois (39 mois pour $PNA_{Wallace}$ et 44.8 mois pour PNA_{CPC}) et le dernier, la période de 67.9 mois pour $PNA_{Wallace}$ et pour PNA_{CPC} .

L'indice NP

L'indice NP (North Pacific Index) a été mis au point par Trenberth et Hurrell [110].

Pour rappel, cet indice est établi à partir du champ de pression réduite au niveau de la mer au-dessus d'une zone océanique délimitée entre les parallèles dont les latitudes

sont de 30° et de 65° nord, ainsi qu'entre les méridiens de longitudes 140° ouest et 160° est.

Le spectre d'échelle de l'indice NP est représenté à la figure 4.47. La présence de trois *maxima* montre l'existence de trois cycles dont les périodes sont longues de 29,9, 39,0 et 67,9 mois.

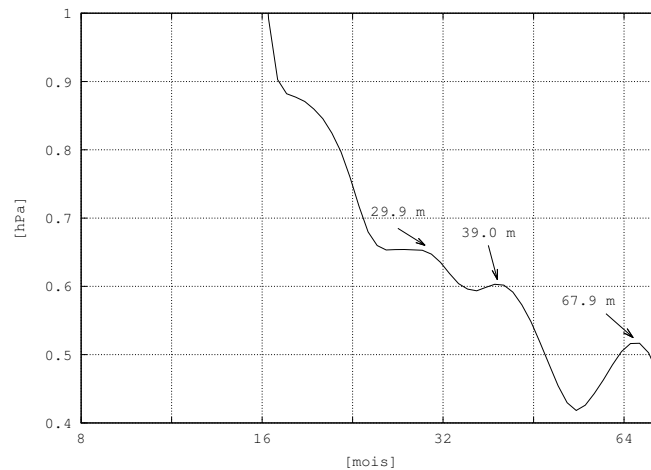


Figure 4.47 – Le spectre d'échelle de l'indice NP. Les cycles de 39 et 68 mois sont bien individualisés. Celui de 30 mois est à peine visible et il correspond plus à un point d'inflexion du spectre d'échelle.

L'oscillation décennale du Pacifique

La série temporelle de l'indice de la PDO est la composante principale des anomalies mensuelles de températures de la surface du nord de l'océan Pacifique, au-delà du 20ème parallèle.

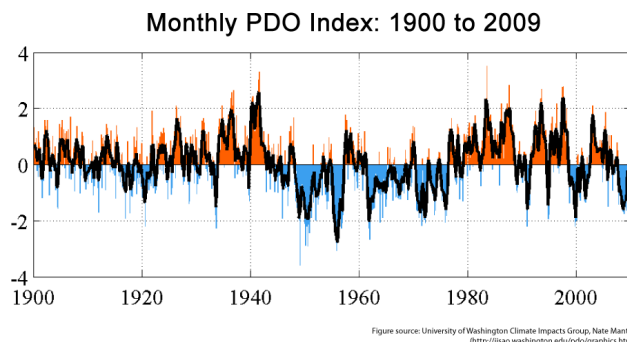


Figure 4.48 – Les cycles de l'indice PDO. L'objet de cette figure est de montrer que, malgré l'intérêt pour l'étude des cycles de basse fréquence, il existe aussi des oscillations dont les fréquences intéressent également notre étude. [JISAO]

Nous avons utilisé les données qui sont disponibles sur le site du JISAO¹¹ et qui sont issues de la première des composantes principales réalisée au moyen des températures de la surface des océans. Les anomalies mensuelles mondiales de la température de la surface des océans ont été retirées afin de soustraire les données des effets du réchauffement global du climat [60, 125].

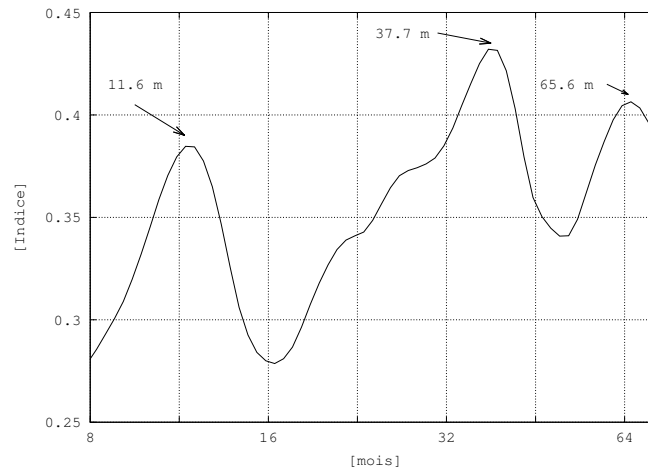


Figure 4.49 – Le spectre d'échelle de l'indice PDO. Les cycles de 37.7 mois et de 65.6 mois sont clairement visibles.

L'analyse du spectre d'échelle de l'indice de la PDO, à la figure 4.49, conduit à l'existence de deux cycles dont les périodes sont de 37.7 et 65.6 mois. Il existe un point d'inflexion correspondant à une période proche de 30 mois.

4.7.7 Conclusions à propos des indices des hautes et moyennes latitudes

Les cycles de 30, 43 et 60 mois sont détectés dans les séries temporelles relatives aux indices du climat qui règne aux hautes et moyennes latitudes. Le tableau 4.6 reprend les indices étudiés en leur associant les périodes des cycles détectés grâce aux spectres d'échelle réalisés à partir des séries temporelles qui les concernent.

Le cycle de 30 mois est généralisé à l'ensemble des indices, en exceptant ceux de l'oscillation Antarctique et les indices PNA de Wallace et du CPC.

Le cycle de 43 mois est moins présent que les deux autres.

Le cycle de 60 mois est détecté dans les séries des indices des oscillations arctique et nord-atlantique du CPC, ainsi que dans celles des indices relatifs aux oscillations relatives au nord de l'océan Pacifique.

11. [<http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>]

Indices	cycle 30 mois	cycle 43 mois	cycle 60 mois
AO JISAO	31.7		
AO pcl NAM	30.6	48.0	
AO CPC	30.6		67.9
AAO SAMI			63.4
AAOI		49.7	
NAO Hurrel	24.9	44.8	
NAO CRU	28.5		
NAO CPC	30.6		67.9
AMO	28.6	39.0	
PNA Wallace		39.0	67.9
PNA CPC		44.8	67.9
PNA	31.7		67.9
NP	29.9	39.0	67.9
PDO	37.7		65.6

Table 4.6 – Les cycles détectés dans les séries temporelles des principaux indices climatiques qui concernent les hautes et les moyennes latitudes. Le cycle de 30 mois, mis à part les indices PNA de Wallace et du CPC, est détecté dans les indices qui caractérisent l’oscillation arctique. Les cycles de 43 mois et de 60 mois sont un peu moins présents.

4.8 Les indices des latitudes intertropicales

4.8.1 L’indice Global-SST ENSO

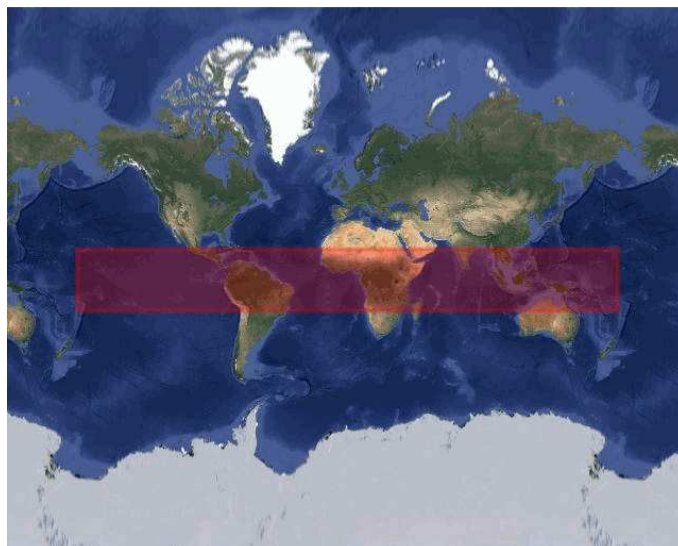
Même s’il n’est que la conséquence des modifications des circulations atmosphériques, ce sont les événements liés au phénomène *El niño* qui ont permis de révéler l’existence de l’oscillation australe. C’est la raison pour laquelle certains indices climatiques sont construits à l’aide de la température de la surface des océans.

L’indice Global-SST ENSO est un indice qui concerne l’ensemble des océans équatoriaux. Mis au point par le JISAO (Université de Washington) qui le qualifie d’expérimental, l’indice Global-SST est calculé à partir des températures de la surface des océans dans une zone visualisée à la figure 4.50.

Il est le résultat de la différence entre les anomalies moyennes des températures des eaux équatoriales, celles qui sont situées de part et d’autre de l’équateur jusqu’à 20° de latitude nord et sud, et les anomalies de températures moyennes des eaux océaniques situées au-delà du vingtième parallèle.

La période de référence, celle qui a servi pour calculer les températures moyennes et les anomalies thermiques, s’étend de 1950 à 1979. Les données disponibles et utilisées dans notre étude, concernent la période allant de janvier 1950 à février 2011.

La série de données est établie à partir de la version 2.5 [122] de l’ICOADS, pour la période de 1950 à 2007, et des données du NCEP, également de l’ICOADS, pour la période qui court de 2008 jusqu’à maintenant.



Google

Figure 4.50 – La zone des océans équatoriaux concernée par le Global-SST ENSO Index. [JISAO]

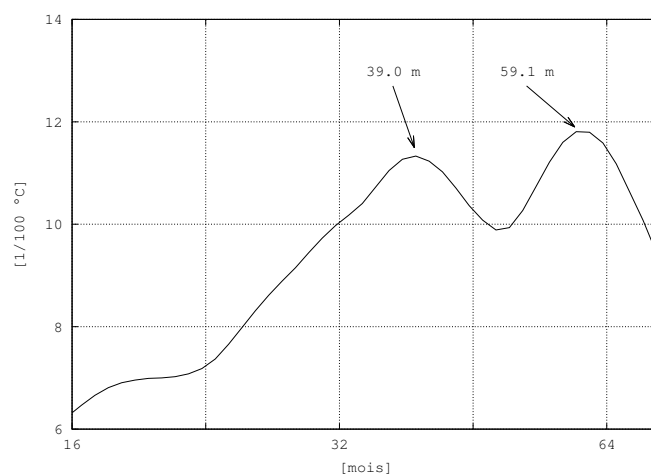


Figure 4.51 – Le spectres d'échelle du Global-SST ENSO Index. Le spectre montre 2 *maxima* dont les périodes sont de 39 et 59 mois environ et dont les amplitudes sont proches de 0.12°C.

Le spectre d'échelle du Global-SST ENSO, compose la figure 4.51. Son allure montre l'existence de deux cycles dont les amplitudes sont de l'ordre de 0.12°C . Les périodes de ces deux cycles sont longues de 39.0 et 59.1 mois.

4.8.2 Les indices de l'ENSO du CPC

Contrairement à l'indice Global-SST, les indices du CPC qui intéressent l'oscillation australe ne concernent que les eaux de surface de l'océan Pacifique.

Afin de mieux comprendre l'oscillation australe et d'étudier ses téléconnexions, le CPC a découpé l'océan Pacifique en plusieurs régions. Ces régions océaniques sont représentées à la figure 4.52¹².

Les régions de l'océan Pacifique.

L'océan Pacifique équatorial a été découpé, dans les années 1980, en quatre régions distinctes, les régions N1, N2, N3 et N4 (figure 4.52). Celles-ci ont servi pour établir des corrélations entre la température des eaux océaniques de surface et certains paramètres du temps mesurés dans les stations météorologiques (températures de l'air, précipitations).

La région *Niño* 1 est située le long des côtes péruviennes ($5\text{-}10^{\circ}\text{S}$, $80\text{-}90^{\circ}\text{O}$).

Celle de *Niño* 2 est située le long des côtes équatoriennes ($0\text{-}5^{\circ}\text{S}$, $80\text{-}90^{\circ}\text{O}$).

Niño 3 (N3) est celle où apparaît la plus grande variabilité de la température de la surface de l'océan pour des périodes de même durée que celle de l'oscillation australe.

Niño 4 (N4) correspond à la zone qui connaît des températures de la surface de l'océan au delà des 27.5°C . Ces températures importantes y favorisent les phénomènes convectifs et produisent d'importantes précipitations.

Afin d'améliorer les corrélations entre la température des ces régions de l'océan Pacifique et les téléconnexions établies à propos de l'oscillation australe, certaines régions ont été ajoutées. La région N1+2 résulte de la fusion des régions N1 et N2. En visant des objectifs semblables, une nouvelle région, la N3.4, a été créée de la fusion d'une partie de la région N3 et d'une partie de la région N4.

Ces régions sont délimitées comme suit : *Niño* 1+2 ($0\text{-}10^{\circ}\text{S}$) - (80°O - 90°O), *Niño* 3 (5°N - 5°S) - (150°O - 90°O), *Niño* 4 (5°N - 5°S) - (160°E - 150°O) et *Niño* 3.4 (5°N - 5°S) - ($170\text{-}120^{\circ}\text{O}$).

Les températures des eaux de surface de la région *Niño* 1+2 (N1+2) sont importantes puisque c'est cette région qui est située là où l'*upwelling* s'accomplit. C'est évidemment celle-ci qui connaît les prémices du réchauffement correspondant au phénomène *El Niño*.

12. [<http://www.bom.gov.au/climate/enso/indices/about.shtml>]

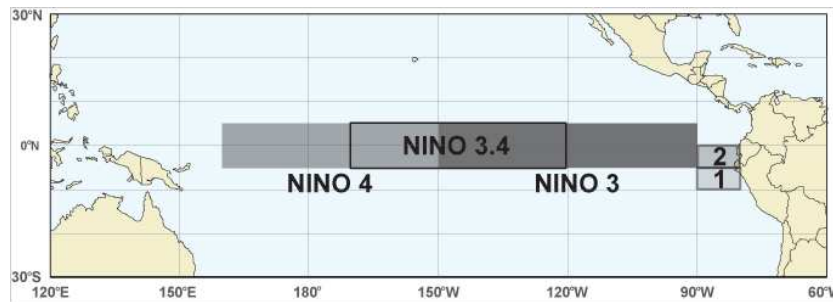


Figure 4.52 – Les régions de l’oscillation australe : N1+2 (entre 0 et 10° de latitude sud et entre 90 et 80° de longitude ouest), N3 (entre 5° de latitude nord et 5° de latitude sud, et entre 150° et 90° de longitude ouest), N4 (entre 5° de latitude nord et 5° de latitude sud, et entre 160° et 150° de longitude ouest) et N3.4 (entre 5° de latitude nord et 5° de latitude sud, et entre 170° et 120° de longitude ouest). [Bureau of Meteorology, Australia’s national weather]

La région *Niño* 3.4 (N3.4) connaît également une grande variabilité de la température de la surface de l’océan à l’échelle de temps du phénomène *El Niño* mais elle jouit aussi d’une plus grande proximité des précipitations qui sont enregistrées à l’ouest de l’océan Pacifique.

Précisons que c’est cette dernière région, la N3.4, qui est actuellement très souvent choisie dans les travaux qui concernent les téléconnexions de l’ENSO. C’est en effet la série des températures de surface qui offre les meilleures corrélations avec l’indice SOI¹³ et les séries temporelles composées des éléments du temps mesurés dans les régions du globe qui sont soumises à l’influence de l’oscillation australe.

Le CPC fournit 2 séries de données à propos de l’oscillation australe et de la température de la surface de l’océan Pacifique. L’une est assez courte et débute en 1982 (OISST.v2) et l’autre, qui est plus longue (ERSST.v3b), commence en 1950. Afin de respecter nos critères de sélection, nous utilisons la série qui jouit de la période la plus longue : celle qui commence en 1950.

La période de base qui sert à estimer les anomalies de températures s’étend de 1981 à 2010. Les séries de données (moyennes mensuelles) utilisées pour établir ces indices sont celles du jeu de données ERSST.V3B. La période de base est celle qui court de 1981 à 2010¹⁴.

Les spectres d’échelle relatifs aux températures de la surface des régions océaniques composent la figure 4.53.

L’analyse de leur morphologie permet de conclure à l’existence dans la région N1+2 de cycles dont les périodes sont longues de 24.9, 43.3 et 61.2 mois

13. [<http://www.srh.noaa.gov>]

14. [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>]

La série de données qui concerne la région N3 possède un *maximum* élargi entre 40.4 et 43.3 mois et un *maximum* correspondant à une période de 61.2 mois.

Un *maximum*, qui révèle l'existence d'un cycle d'une période de 30.6 mois, apparaît sur le spectre d'échelle de la série de données de la région N4. Une légère ondulation de l'allure du spectre révèle la présence d'un épaulement dont l'abscisse correspond à une période de 60 mois environ.

Enfin, la région N3.4 possède 3 *maxima* pour des cycles dont les périodes sont longues de 31.7, 44.8 et 61.2 mois.

Les séries de données de la température des eaux de surface à l'est de l'océan Pacifique sont concernées par des cycles dont les périodes sont proches de 43 et 61 mois environ. La partie occidentale connaît, en plus du cycle légèrement supérieur à 43 mois, un cycle de plus haute fréquence correspondant à une période d'à peu près 30 mois.

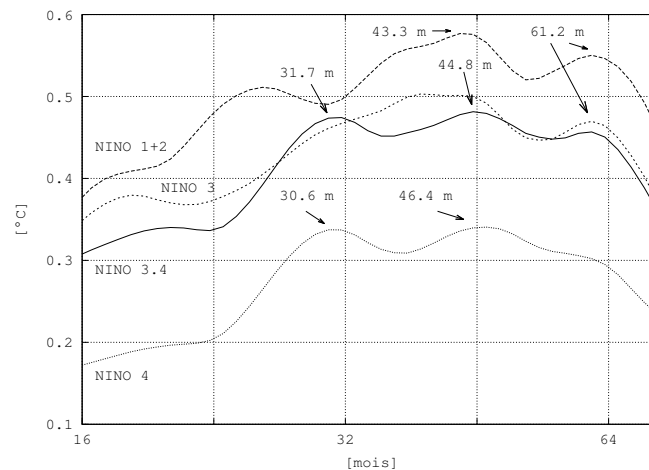


Figure 4.53 – Les spectres d'échelle de l'oscillation australe du CPC par région (N3.4, N1+2, N3 et N4).

Les spectres des séries du CPC qui nous intéressent particulièrement sont ceux des séries de données des régions N1+2 et N3.4. La région N1+2 connaît les amplitudes les plus importantes car cette région correspond à la localisation de l'*upwelling* émergeant au large de l'Amérique latine. Le spectre d'échelle de la série de données relative à la région N3.4 comprend trois *maxima* directement en relation avec les trois modes de l'oscillation australe, et dont les périodes sont longues de 32, 43 et 61 mois.

La raison pour laquelle l'indice calculé pour la région 3.4 est préféré aux autres indices du CPC pour les études relatives à l'oscillation australe est expliquée sur la page web de l'Earth Institute de l'université de Columbia¹⁵. Ainsi, afin de généraliser la variabilité climatique par l'étude des téléconnexions, il est établi que la série de données concernant la région Niño 3.4 connaît de meilleures corrélations avec les paramètres mesurés dans les

15. [<http://iri.columbia.edu/climate/ENSO/background/monitoring.html>]

stations météorologiques et qui servent à établir l'importance des téléconnexions.

Le Trans Niño Index

Trenberth [113] explique qu'il est nécessaire de se baser sur deux indices au moins afin d'analyser correctement les phénomènes liés à l'ENSO. Il propose d'utiliser l'indice de la région 3.4 et d'en calculer un second, le Trans Niño Index (TNI), qui est établi afin de mieux caractériser le gradient de température que connaît la région N3.4.

Le TNI est calculé en retirant des anomalies normalisées de la température moyenne de la surface de l'océan de la région N1+2, celles de la région N4. Cet indice est calculé au moyen des données HadSST1.1 jusqu'au mois de novembre 1981 et, ensuite, grâce à celles du NCEP NOAA OI [113]. Ces données sont disponibles via le site de la NOAA¹⁶.

Précisons que les données qui ont servi à réaliser le spectre d'échelle de la série concernant la région N3.4 à la figure 4.54 ne sont pas les mêmes que celles qui ont servi à réaliser le spectre de la figure 4.53. Rappelons que les sources de ces séries sont différentes, que la période de référence qui sert à calculer les moyennes et les écarts-types du TNI et de la température des eaux de surface de la région N3.4 s'étend de 1950 à 1979, et qu'une moyenne glissante de 5 mois a été appliquée.

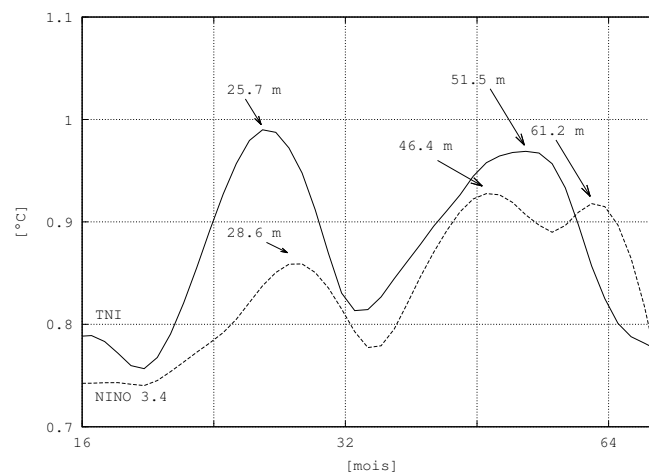


Figure 4.54 – Le spectres d'échelle du ENSO TNI du CPC en trait plein et celui de la région 3.4 en tireté.

De la comparaison de la morphologie des spectres d'échelle des deux indices CPC et TNI dans la région N3.4, à la figure 4.54, il apparaît des différences importantes des amplitudes des cycles et de légers décalages quant à leurs fréquences. Toutefois, les cycles dont les périodes sont proches de 30, 43 et 62 mois sont présents.

Quant à la morphologie du spectre d'échelle de la série de données du TNI, il convient de remarquer l'absence des cycles de 30 et 62 mois et l'apparition d'un cycle de 16 mois.

16. [http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/tni.long.data]

L'allure de ce spectre d'échelle montre la présence d'un *maximum* très étalé qui témoigne de l'existence d'un cycle qui pourrait avoir une période qui oscille entre 46 et 52 mois environ.

Le Oceanic Niño Index

Le CPC a conçu l'Oceanic Niño Index (ONI). Il est réalisé à partir de la moyenne glissante des anomalies de températures de la surface de l'océan Pacifique dans la région N3.4 calculée sur une période de trois mois. Le jeu de données utilisé est celui de la version 3b de ERSST.

C'est cet ONI qui sert au CPC pour distinguer les phases chaudes des phases froides de l'oscillation australe. Il est tenu compte de la tendance au réchauffement de la surface des océans. Les anomalies sont estimées à partir d'une période de base longue de trente ans et qui est adaptée tous les cinq ans.

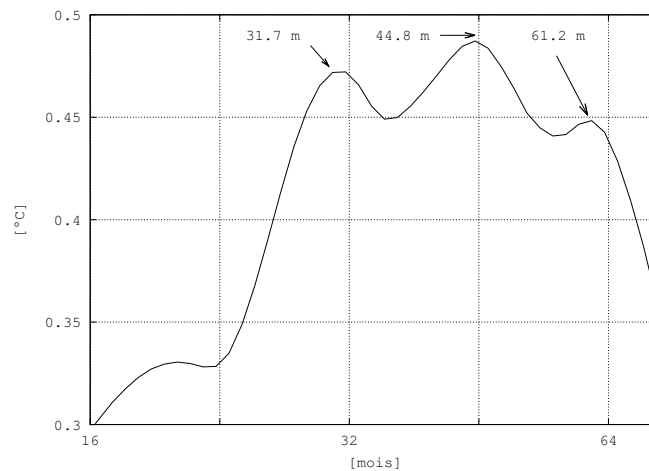


Figure 4.55 – Le spectre d'échelle du ENSO ONI montre 3 *maxima*.

Puisque l'outil ondelettes est insensible aux tendances, l'allure du spectre d'échelle (figure 4.55), malgré les ajustements de températures évoqués, ne diffère pas sensiblement des spectres d'échelle des autres indices de l'oscillation australe, notamment en ce qui concerne les périodes et les amplitudes des cycles détectés sur les 2 spectres des séries de données du Global-SST (figure 4.51).

Le spectre d'échelle à la figure 4.55 permet de déceler trois cycles dont les périodes sont longues de 31.7, 44.8 et 61.2 mois.

4.8.3 Le SOI du NCAR

Une autre façon de caractériser l'oscillation australe consiste à se soustraire des températures océaniques, qui, *in fine*, ne sont jamais que le reflet des conséquences des flux atmosphériques organisés par les centres de pression, et à s'intéresser directement aux

effets du champ de pression et aux flux troposphériques engendrés.

Le *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) propose 2 indices SOI dont les méthodes d'élaboration sont décrites dans [108].

Le premier indice *SOI* se rapporte directement au signal *El Niño*. Le second indice, appelé *l'indice du bruit*, est un signal propre aux cycles dont les fréquences sont plus hautes que celles que nous venons de décrire à propos de l'oscillation australe.

La pression atmosphérique a été mesurée depuis de nombreuses décennies aux stations météorologique de Tahiti (17,6° S, 149,6 O) et de Darwin (12,4 S, 130.9 E) (figure 2.7). De ces séries de données, qui débutent en janvier 1866, sont construites les anomalies moyennes des pressions atmosphériques réduites au niveau de la mer. Elles sont standardisées en utilisant l'écart-type des moyennes mensuelles et en tenant compte de la période de référence qui s'étend de 1951 à 1980 [17].

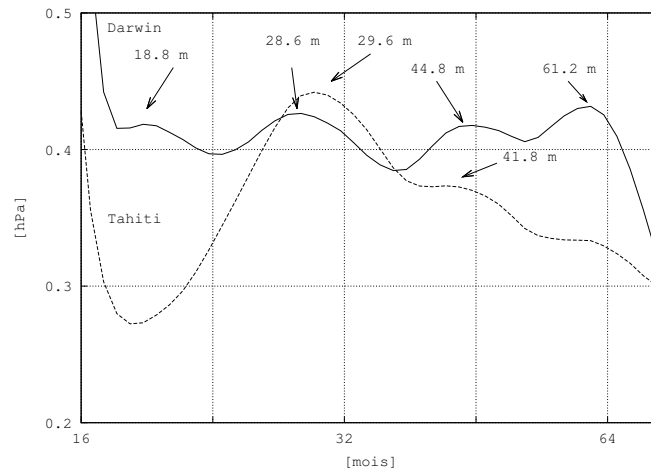


Figure 4.56 – Les spectres d'échelle des pressions mesurées aux stations de Darwin en trait plein et de Tahiti en tireté.

L'indice SOI du NCAR, en considérant que D soit la série de Darwin, et T celle de Tahiti, vaut

$$SOI_{[T-D]} = T - D.$$

L'indice du bruit est établi par

$$SOI_{noise[T+D]} = T + D.$$

Avant d'analyser les spectres d'échelle des indices SOI, analysons la figure 4.56 qui est constituée des spectres d'échelle des séries de données de pressions relevées aux stations météorologiques de Darwin et de Tahiti.

Les cycles détectés dont la période est supérieure à 16 mois sont caractérisés par des périodes de 29 et 43 mois environ. Le spectre de la station de Darwin montre également un

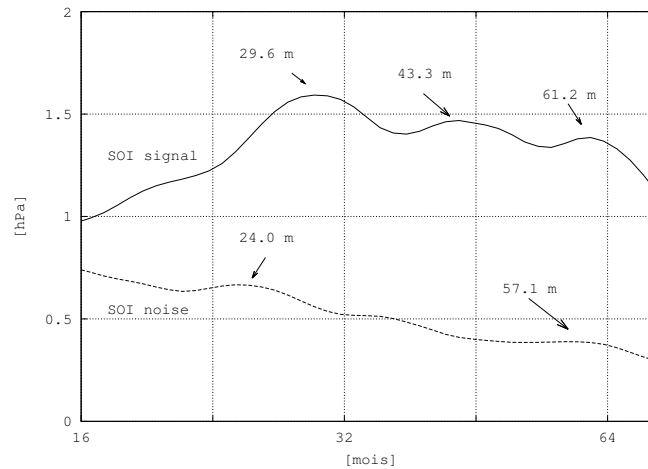


Figure 4.57 – Les spectres d'échelle de $SOI_{[T-D]}$ en trait plein et de celui de $SOI_{noise[T+D]}$ en tireté.

cycle dont la période est de 61 mois. À ce cycle de 5 ans correspond une légère ondulation sur la morphologie du spectre calculé pour la série temporelle des pressions mesurées à la station de Tahiti.

La figure 4.57 est consacrée aux spectres d'échelle des signaux $SOI_{[T-D]}$ et $SOI_{noise[T+D]}$. L'analyse des spectres d'échelle permet de conclure à l'existence des cycles qui ont déjà été repérés dans les indices de l'oscillation australe précédemment étudiés.

Le spectre de $SOI_{[T-D]}$ laisse apparaître des cycles de périodes 29.6, 43.3 et 61.2 mois.

L'allure du spectre de $SOI_{noise[T+D]}$ montre l'atténuation et/ou l'absence de certains *maxima* observés sur le spectre de la $SOI_{[T-D]}$.

Notons par contre que, conformément à l'intérêt déclaré du $SOI_{noise[T+D]}$, il existe sur le spectre d'échelle de sa série temporelle des *maxima* correspondant à des cycles de hautes fréquences dont les périodes sont inférieures à l'année et dont les amplitudes sont importantes. Le spectre d'échelle laisse apparaître un cycle de 2.3 mois dont l'amplitude est égale à 1.31 hPa et un autre cycle de 9.8 mois et dont l'amplitude est égale à 0.82 hPa. Le cycle annuel possède une amplitude de 0.81 hPa.

4.8.4 Les indices SOI, SOI* et NOI

Les séries de données disponibles à partir du mois de janvier 1948 sont réalisées à partir des anomalies de pression réduite au niveau de la mer fournies par les réanalyses du NCEP. La période qui sert à établir les anomalies s'étend de janvier 1948 à décembre 1997¹⁷.

17. [<http://www.pfeg.noaa.gov/products/pfel/modeled/indices/NOIx/compute.html>]

Notons que la méthode de calcul de ces indices n'est pas exactement celle que Cheliah [17] a utilisée pour les indices SOI précédemment étudiés.

Le PFEL calcule les indices comme suit :

$$SOI = SLP_{TAHITI} - SLP_{DARWIN},$$

$$SOI^* = SLP_{SPH} - SLP_{DARWIN},$$

$$NOI = SLP_{NPH} - SLP_{DARWIN},$$

avec SLP_{NPH} (North Pacific High) et SLP_{SPH} (South Pacific High) qui sont respectivement les anomalies de pressions aux centres des anticyclones dans l'hémisphère nord ainsi que dans celui du sud et qui correspondent respectivement à la position des points situés à 35° de latitude nord et 130° de longitude ouest et à 30° de latitude sud et 95° de longitude ouest.

SLP_{DARWIN} et SLP_{TAHITI} sont les anomalies de pression pour les points les plus proches des stations météorologiques de Darwin (10° de latitude sud et 130° de longitude est) et de Tahiti (18° de latitude sud et 150° de longitude ouest).

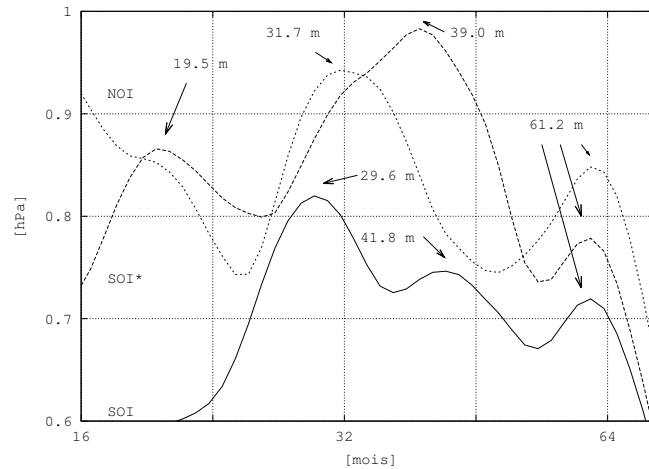


Figure 4.58 – Les spectres d'échelle des indices SOI (en trait plein), SOI* (en tireté) et NOI (en pointillé).

L'allure du spectre d'échelle du SOI, à la figure 4.58, est comparable à celui du SOI du NCAR de la figure 4.57. Seules les valeurs des amplitudes sont légèrement différentes, et la période de 40 mois environ présente un léger décalage vers les plus hautes fréquences.

Il existe par contre des différences bien plus nettes à propos de la morphologie des spectres des séries de NOI et SOI^* . Le spectre de NOI montre la présence d'un cycle d'une trentaine de mois, ce qui confirme les conclusions à propos de la présence de ce cycle dans les séries de pressions mesurées dans l'hémisphère nord. Celui de SOI^* révèle

la présence d'une oscillation dont la période est de l'ordre d'une quarantaine de mois.

Les spectres d'échelle des séries relatives aux indices du PFEL confirment ainsi les principales constatations déjà réalisées à propos de la présence de cycles dont les périodes caractérisent les deux hémisphères. Ainsi, les séries temporelles des données climatiques mesurées dans l'hémisphère nord comprennent souvent un cycle d'une trentaine de mois, alors que celles de l'hémisphère sud sont souvent composées d'un cycle dans la période est légèrement supérieure à 40 mois.

4.8.5 Le Multivariate Enso Index (MEI)

La série temporelle du MEI fournit des données mensuelles. Chaque donnée mensuelle est composée de la moyenne du mois pour lequel on la calcule et du mois qui précède. Ainsi, la première des données disponible est celle qui est calculée pour les mois de décembre 1949 et de janvier 1950¹⁸. Wolter [120] considère qu'il y a de la sorte 12 saisons différentes.

Le MEI est la première des composantes principales des six variables étudiées [1]. Les données de l'indice sont normalisées en utilisant, comme référence, la période qui s'étend de 1950 à 1993. Ainsi, pour cette période, les données ont une moyenne nulle et un écart-type égal à l'unité. Les données sont exprimées en pour mille de l'écart-type.

Notons qu'un MEI élevé correspond à un épisode « El Niño ».

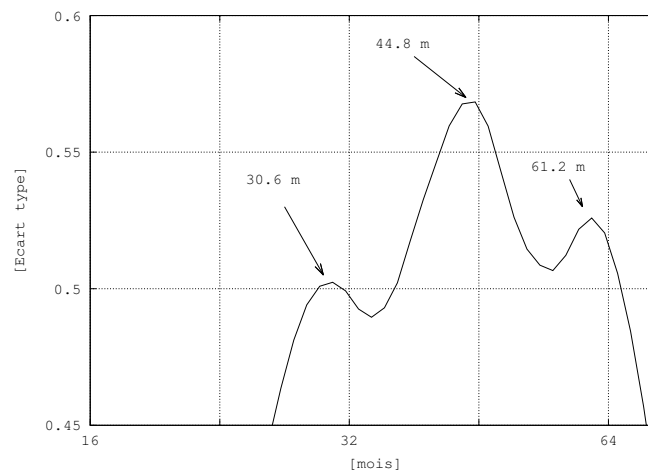


Figure 4.59 – Le spectre d'échelle du MEI. Les 3 *maxima* qui correspondent aux 3 cycles de l'oscillation australe (30, 43 et 60 mois) sont clairement visibles.

La figure 4.59 montre clairement trois *maxima* dont les amplitudes sont comparables (de 0.50 à 0.57) pour trois cycles dont les périodes sont longues de 30.6, 44.8 et 61.2 mois.

18. [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>]

Cet indice MEI, qui synthétise à la fois des températures de l’océan et de l’air à la surface et des circulations des masses d’air (pression et composantes U et V du vent), est naturellement et évidemment composé des trois cycles qui font l’objet de cette étude. Rappelons que, pour cet indice qui concerne l’océan Pacifique tropical, les amplitudes de ces trois cycles sont du même ordre de grandeur.

Si nous comparons ces résultats à ceux obtenus dans [75], nous remarquons que le spectre d’échelle s’est sensiblement modifié puisque le pic qui correspond au cycle de 44.8 mois est moins important (il passe de 0.75 à 0.57 de l’écart-type) et que celui de 61.2 mois est nettement mieux individualisé. Ces modifications sont issues de l’utilisation du nouveau jeu de données de l’ICOADS pour l’élaboration du MEI.

4.8.6 Conclusions à propos des indices des latitudes intertropicales

Les cycles de 30, 43 et 60 mois sont détectés et sont très présents dans les séries temporelles des principaux indices climatiques qui concernent l’oscillation australe. Ils figurent dans le tableau 4.7.

Indices de l’ENSO	cycle 30 mois	cycle 43 mois	cycle 60 mois
Global-SST ENSO		39.0	59.1
NINO 1+2	24.9	43.3	61.2
NINO 3	40.4	43.3	61.2
NINO 3.4	31.7	44.8	61.2
NINO 4	30.6	46.4	
ENSO TNI	25.7	51.5	
NINO 3.4 (TNI)	28.6	46.4	61.2
ENSO ONI	31.7	44.8	61.2
Darwin (pression)	28.6	44.8	61.2
Tahiti (pression)	29.6	41.8	61.2
SOI	29.6	41.8	61.2
SOI*		39.0	61.2
NOI	31.7		61.2
MEI	30.6	44.8	61.2

Table 4.7 – Tableau récapitulatif des indices liés à l’oscillation australe. Les trois cycles étudiés sont détectés dans pratiquement toutes leurs séries temporelles.

Il est aisé de conclure que l’oscillation australe est, *in fine*, modulée par les trois cycles de 30, 43 et 60 mois.

4.9 L’oscillation quasi biennale (QBO)

Pour rappel, la QBO consiste en une inversion du sens du déplacement zonal du vent équatorial à la base de la stratosphère (30 hPa).

L'indice de la QBO est calculé à partir du vent zonal à l'équateur qui règne à la pression de 30 hPa. Les données utilisées sont celles des réanalyses NCEP-NCAR.

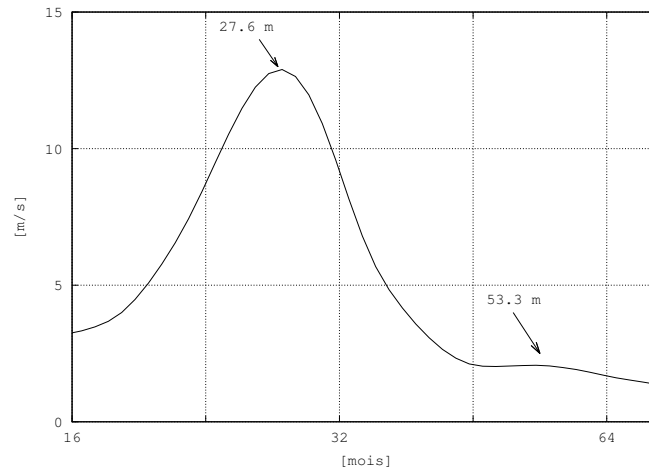


Figure 4.60 – Le spectre d'échelle de la QBO.

L'analyse du spectre de la QBO, à la figure 4.60, permet de vérifier la présence du cycle dominant dont la période est de 27.6 mois et dont l'amplitude est proche de 12.5 m/s. Notons aussi la présence d'un cycle dont l'amplitude, de l'ordre de 2 m/s, est bien plus faible que celle du cycle de 28 mois et qui possède une période de 53 mois environ.

4.10 Les cycles du Soleil

4.10.1 Introduction

Les séries de données étudiées dans ce chapitre sont celles qui se réfèrent directement ou indirectement à la mesure de l'activité solaire. Le nombre de taches, l'asymétrie solaire et le flux du rayonnement émis par le Soleil dans la gamme des ondes radio renseignent sur l'intensité des réactions. La mesure du champ magnétique terrestre fournit, par contre, des informations qui résultent indirectement des effets de ces réactions.

4.10.2 L'activité solaire

L'activité du Soleil se mesure de la Terre depuis que la lunette astronomique existe. Celle-ci permet de dénombrer les taches solaires dont la quantité témoigne de la puissance des réactions de fusion nucléaire qui se sont déroulées au cœur de l'astre.

L'activité du Soleil est estimée, depuis les années cinquante, à partir de la mesure de la puissance du rayonnement du Soleil dans le domaine des ondes radio.

Enfin, l'irradiance du Soleil est mesurée depuis la fin des années septante grâce aux radiomètres. Toutefois, les séries temporelles qui la concernent sont trop courtes et nous ne pouvons appliquer sur elles notre outil ondelettes.

Les taches solaires

Le nombre de Wolf est calculé grâce au nombre de taches solaires s et le nombre de groupements g de celles-ci. Cet indice est donné par

$$R = k(10g + s),$$

avec k , un coefficient de proportionnalité qui varie en fonction de la puissance optique de l'instrument utilisé, de l'observateur et du lieu de l'observation.

Les données utilisées dans cette étude sont accessibles sur le site du SIDC (Solar Influences Data Analysis Center) et ont été évaluées à l'observatoire Royal d'Uccle, grâce au projet USET (Uccle Solar Equatorial Table). Les données, journalières et mensuelles, sont disponibles depuis le mois de janvier 1749.

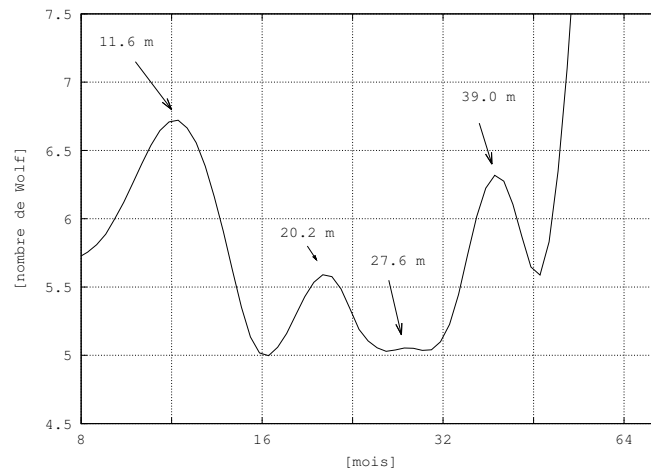


Figure 4.61 – Le spectre d'échelle du nombre de Wolf.

Le spectre d'échelle qui concerne la série temporelle du nombre de Wolf, depuis 1950, intéresse la figure 4.61. Étonnamment le cycle annuel est très présent mais son existence s'explique par une variation annuelle de la distance Terre-Soleil, entre l'aphélie et le périhélie, qui influe sur la qualité de l'observation des taches solaires et sur l'estimation du nombre de Wolf. La présence du cycle de 11 ans peut sans doute être présumée en fonction de la croissance importante du spectre d'échelle au-delà des abscisses qui intéressent les périodes supérieures à celle de 45 mois. Le *maximum* correspondant à cette période n'est malheureusement pas visible puisque la longueur de la série de données n'est pas suffisamment importante.

Il existe également 2 cycles de 20.2 et 27.6 mois. Ce cycle de 27.6 mois a déjà été observé par Palus et Novotna [81].

Enfin, le spectre d'échelle possède un *maximum* pour un cycle dont la période est de 39.0 mois.

L'asymétrie solaire

L'asymétrie solaire est mesurée à partir des observations de localisation des taches solaires. Le disque solaire est partagé en deux hémisphères (l'hémisphère sud et l'hémisphère nord) et un nombre de Wolf (sunspot number) est évalué pour chacun d'eux (S_N pour l'hémisphère nord et S_S pour l'hémisphère sud). L'asymétrie solaire est donnée par

$$A = \frac{(S_N - S_S)}{(S_N + S_S)}$$

Le nombre et la localisation des taches solaires sur la photosphère font apparaître la distribution des champs magnétiques dans la zone de convection et fournissent une preuve concrète de la théorie de la dynamo solaire [12].

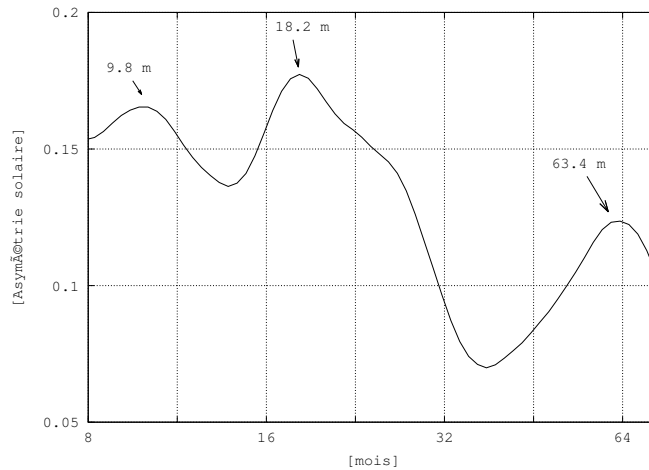


Figure 4.62 – Le spectre d'échelle de l'asymétrie solaire.

Le spectre d'échelle de la figure 4.62 montre deux *maxima* : l'un correspondant à une période de 18.2 mois et l'autre à une période de 63.4 mois.

Le flux solaire

Le flux radioélectrique solaire (Solar Flux) est émis continuellement par le Soleil. Il correspond à la densité du flux solaire mesuré pour une longueur d'onde $\lambda = 11.2\text{cm}$. Le flux solaire a d'abord été mesuré de 1947 jusqu'en 1990 dans la région d'Ottawa. Les mesures sont prises actuellement à Penticton (Canada). Les éruptions et les sursauts solaires engendrent des modifications dans ces émissions. C'est la puissance du rayonnement solaire ($\text{W}/\text{Hz}\cdot\text{m}^2$) pour la fréquence est de 2800 MHz ($\lambda = 11.2\text{cm}$) qui est mesurée.

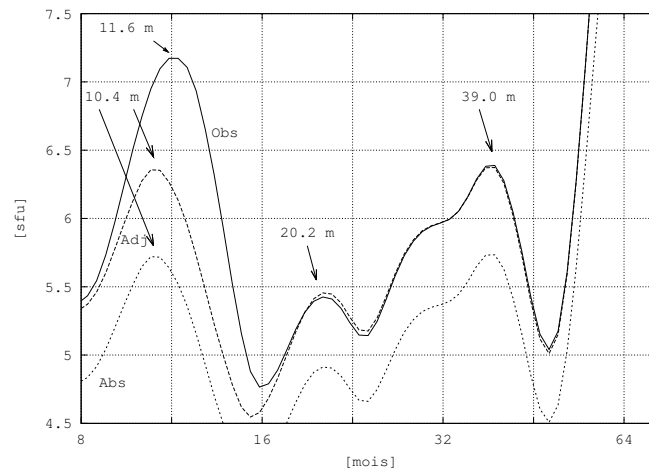


Figure 4.63 – Les spectres d'échelle du flux solaire ($\lambda = 10.7$ cm). Le spectre d'échelle des données brutes est dessiné en trait plein, celui des données ajustées l'est en tireté, et celui des données absolues figure en pointillé.

La figure 4.63 comprend trois spectres d'échelle : le premier concerne les mesures brutes, le deuxième les données ajustées, corrigées en tenant compte de la distance entre la Terre et le Soleil, et le troisième les valeurs absolues, celles qui correspondent à ce que le Soleil émet réellement. Les valeurs de ces dernières correspondent à peu près à 90% des valeurs ajustées.

Les cycles détectés sur les 3 spectres sont communs et correspondent à des cycles dont les périodes sont longues de 20.2 et de 39.0 mois. Notons que le *maximum* qui correspond au cycle annuel est moins important pour la série de données qui tient compte de l'évolution annuelle de la distance entre la Terre et le Soleil.

Notons que le cycle de 27.6 mois, à peine visible sur le spectre de la série du nombre de Wolf (figure 4.61), correspond, pour une période correspondante, à l'épaule qui caractérise les 3 spectres d'échelle du flux solaire.

4.10.3 Le champ magnétique terrestre

Ainsi, une manière détournée d'étudier les cycles concernant l'activité du Soleil est d'analyser les séries temporelles relatives au géomagnétisme.

Paquay [82] a utilisé les données de trois stations européennes dans lesquelles les mesures du géomagnétisme sont réalisées, à savoir celles d'Eskdalemuir (55°N , 3°O), de Hartland (51°N , 4°O) et de Chambon-La-Forêt (48°N , 2°E). Les données sont disponibles depuis 1957 sur les pages web du *World Data Centre for Geomagnetism* <http://www.wdc.bgs.ac.uk/>.

Paquay [82] a réalisé les spectres d'échelles des séries temporelles des différentes composantes de \vec{V} . Les résultats sont consignés dans le tableau 4.8.

Composantes du géomagnétisme	Eskdalemuir	Hartland	Chambon-La-Forêt
x	41.8	43.3	20.9 41.8
y	20.9		19.5
z	20.2	18.2 51.5	20.9 39.0 61.2
H	41.8 67.9	43.3	20.9 41.8
D			19.5
I	20.2 43.3 67.9	44.8	20.9 41.8
F	20.2 35.2	21.6	36.4

Table 4.8 – Tableau des périodes des cycles détectés [82] dans les séries temporelles des composantes du géomagnétisme mesurées aux stations d’Eskdalemuir, de Hartland et de Chambon-La-Forêt.

Les cycles détectés à partir des séries temporelles relatives à l’activité solaire, ceux de 20, 39 et 65 mois, sont également présents dans les composantes du champ magnétique terrestre.

4.10.4 Conclusions à propos des cycles de l’activité solaire

Les périodes des cycles détectés dans les séries temporelles concernant l’activité du Soleil composent le tableau 4.9.

Indices du Soleil	cycle 30 mois	cycle 43 mois	cycle 60 mois
Nombre de Wolf	27.6	39.0	
Asymétrie solaire			63.4
Flux solaire		39.0	
Géomagnétisme	35.2 - 36.0	41.8 - 43.3	61.2 - 67.9

Table 4.9 – Tableau récapitulatif des cycles détectés dans les séries temporelles relatives à l’activité solaire.

À l’analyse, les données de l’asymétrie solaire ne comprennent que le cycle de 60 mois. Par contre, le nombre de Wolf et le flux solaire intègrent un cycle de 39 mois.

4.11 Efficacité de la méthode

4.11.1 Introduction

Intéressons-nous plus particulièrement aux cycles de 30 et 43 mois qui ont été découverts dans les séries de données temporelles de températures de l'air et dans celles des séries de températures de la surface des océans [75].

Nous développons ici deux méthodes qui permettent de confirmer l'existence, rarement décrite dans la littérature, de ces cycles et de rejeter l'hypothèse que le spectre d'échelle pourrait révéler fortuitement des cycles qui n'existent pas dans la réalité.

4.11.2 Méthodes

La première méthode, particulièrement intuitive, consiste à déterminer le nombre d'écart-types au-delà de la moyenne auquel se situe le *maximum* observé sur le spectre d'échelle des séries temporelles analysées.

La seconde méthode, qui est basée sur un test statistique, fournit la probabilité d'obtenir un *maximum* dont l'amplitude est supérieure ou égale à celle observée sur le spectre d'échelle d'une série temporelle.

Pour la réalisation de ces deux méthodes, nous avons simulé des séries temporelles en recourant à un modèle du type AR(1) [76, 86].

Dans un modèle AR(1), la valeur de la variable x au temps n est fonction de la valeur de la variable au temps $n - 1$:

$$x_n = \alpha x_{n-1} + \sigma \eta_n \quad (4.1)$$

où η_n est un bruit blanc caractérisé d'une moyenne nulle et d'une variance égale à l'unité. Pour rappel, un bruit blanc constitue un signal qui n'est pas corrélé.

Les paramètres α et σ , qui sont propres à chacune des séries temporelles étudiées, sont calculés pour chacune d'elles.

Ce modèle AR(1) permet de simuler des séries temporelles qui sont autocorrélées [76].

Première méthode : l'inégalité de Tchebychev

Pour chacune des séries temporelles étudiées, nous déterminons les paramètres α et σ de l'équation 4.1.

Grâce au modèle AR(1), nous réalisons 10000 simulations de séries temporelles de températures ayant les mêmes caractéristiques que celles de la série temporelle étudiée.

Pour chacune de ces simulations, nous établissons un spectre d'échelle. À partir de ces derniers, nous calculons un spectre d'échelle moyen. Ce spectre moyen est comparé à celui réalisé pour la série temporelle étudiée.

Le caractère significatif d'un *maximum* du spectre d'échelle peut être objectivé, à partir de l'inégalité de Tchebychev, pour le plus grand k qui vérifie l'inéquation (4.2) avec un a correspondant à 30 ou 42 mois. Les valeurs de k et la probabilité correspondante d'appartenir à l'intervalle selon la loi normale, composent le tableau 4.10.

$$\Lambda(a) - (\bar{\Lambda}_N(a) + k\sigma_N(a)) > 0, \quad (4.2)$$

avec Λ , le spectre d'échelle de la variable étudiée, $\bar{\Lambda}_N$ le spectre moyen des simulations et σ_N l'écart type calculé pour l'ensemble des simulations.

k	Probabilité
1.0	0.6827
1.5	0.8664
2.0	0.9545
2.5	0.9876
3.0	0.9973
4.0	0.99994

Table 4.10 – Les valeurs de k et la probabilité d'appartenir à l'intervalle selon la loi normale.

Cette méthode a été appliquée aux séries temporelles de températures issues des stations météorologiques et des séries liées aux températures mondiales et hémisphériques [57].

Le tableau 4.11 reprend les valeurs de k pour quelques séries de données pour lesquelles des cycles de 30 ou de 40 mois ont été détectés. Ainsi, la probabilité de l'existence de ces cycles est très souvent supérieure à 99% [57].

Seconde méthode : les valeurs p

Afin de montrer le caractère significatif des cycles détectés à partir des données NCEP-NCAR et de localiser les régions du globe pour lesquelles les cycles de 30 et 43 mois existent réellement, nous réalisons des planisphères des figures (4.64) et (4.65).

Nous calculons la probabilité p (« valeur p ») d'obtenir au moins la même valeur du test si l'hypothèse nulle est vraie. Nous considérons que H_0 , l'hypothèse nulle, consiste à admettre que le cycle détecté est dû au hasard. Ainsi, plus la valeur obtenue de p est faible, plus le test est significatif et plus la probabilité que le cycle ne soit pas dû au hasard est grande.

Séries de données	cycles	k
Uccle	30.4	3.9
Zaragoza	28.4	3.14
The Pas	28.5/44.8	3.1/3.2
Fairbanks	28.5/40.4	3.5/3.5
Verhojansk	31.7	4.7
Jakutsk	28.6	7
San Francisco	41.8	4.2
Lander	41.8	4
Manaus	43.3	8.2
Belo Horizonte	41.8	8.2
Tahiti	41.8	8.6
Lihue	41.8	9.6
Colombo	44.5	8.4
Minicoy	41.8	3.6

Table 4.11 – Les valeurs du plus grand k qui satisfont l'inéquation 4.2 pour les cycles dont les périodes correspondent à 30 ou/et 42 mois.

Afin de calculer les probabilités p pour chaque maille de la grille, nous effectuons les actions suivantes sur chacune des séries temporelles concernées :

1. les tendances linéaires sont retirées,
2. les anomalies de températures sont calculées, pour chaque mois de la série, en retirant la moyenne évaluée pour le mois en question, sur toute la période disponible,
3. pour chaque série d'anomalies de températures, les paramètres α et σ de l'AR(1) (équation 4.1) sont estimés,
4. le bruit blanc simulé est ajouté à la moyenne mensuelle,
5. 10000 simulations sont construites,
6. le spectre d'échelle est établi pour chacune des réalisations et la distribution du plus grand *maximum* y_M compris entre 26 et 47 mois observé sur le spectre d'échelle et l'amplitude du cycle est reportée,
7. la probabilité p , d'obtenir un *maximum* supérieur à celui détecté sur le spectre d'échelle des séries temporelles, est estimée en utilisant la distribution obtenue au point 6.

Nous utilisons ensuite les données NCEP-NCAR afin de localiser, sur le planisphère, les cellules de la grille où les cycles de 30 et de 43 mois sont significatifs. Les planisphères correspondant au caractère significatif des cycles de 30 et 43 mois détectés pour chacune des maille de la grille, constituent les figures 4.64 et 4.65. Les zones colorées correspondent ainsi aux régions où le cycle est particulièrement significatif.

En examinant les distributions associées à la détection des plus hauts *maxima* relevés à partir des spectres d'échelle des séries simulées, nous observons que les fonctions de densité de probabilité sont unimodales et presque mesokurtiques. L'asymétrie (skewness)

est toujours inférieure à 0.5, et le test de D'Agostino conclut que 10% des fonctions de densité de probabilités sont compatibles avec une distribution gaussienne ($\alpha = 0.05$).

À l'analyse des résultats, et pour chacune des séries de données, nous constatons que lorsque qu'une des 10000 simulations est comparée aux 9999 autres, la probabilité p est presque toujours supérieure à 0,5. Nous observons aussi que seulement 0.3% des mailles de la grille sont associées à une valeur de p inférieure à 0.3.

Les valeurs de p relatives aux cycles de 30 et de 43 mois constituent les figures 4.64 et 4.65. Les planisphères obtenus sont très similaires à ceux obtenus par Nicolay [75] et révèlent le caractère significatif de l'existence des cycles correspondants.

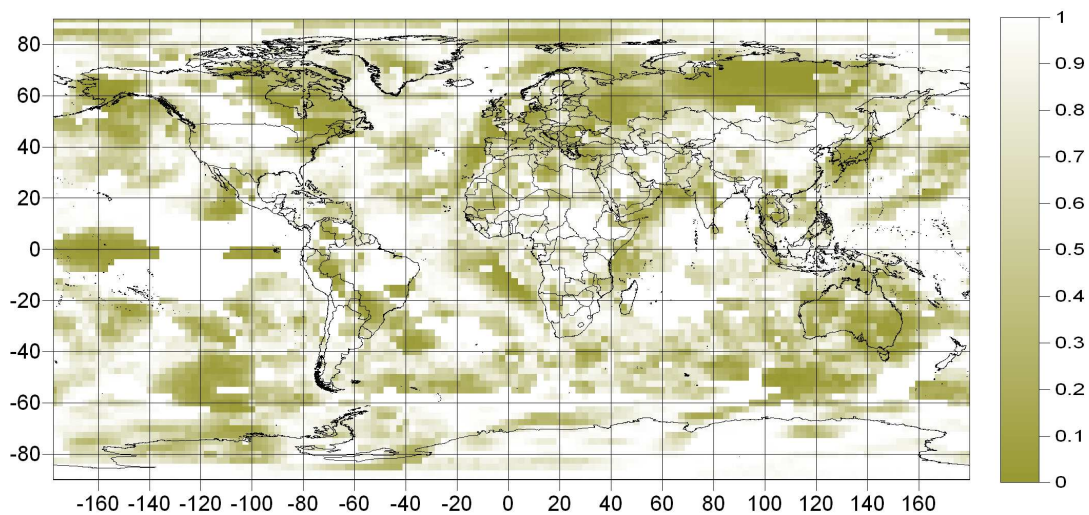


Figure 4.64 – La significativité du cycle de 30 mois. Ce cycle est présent au nord de l'Asie, en Europe occidentale, en Alaska, au Groenland et autour de la baie de Hudson, en Australie et dans les régions proches de l'Indonésie.

Le cycle de 30 mois est significatif pour les régions qui concernent la Sibérie, l'ouest de l'Europe, le Groenland, le nord-est de l'Amérique du Nord, l'Alaska, le Japon et l'Australie.

En ce qui concerne les océans, le cycle de 30 mois est significatif dans l'océan Pacifique, à l'ouest et au large des îles Galapagos, des îles Fidji aux îles Marquises et entre l'Australie et l'Antarctique.

Le cycle de 43 mois est généralisé sur l'ensemble de la planète. Il est significatif surtout dans le nord du continent nord-américain, dans le sud de l'Afrique, au nord de la Russie et sur l'Inde.

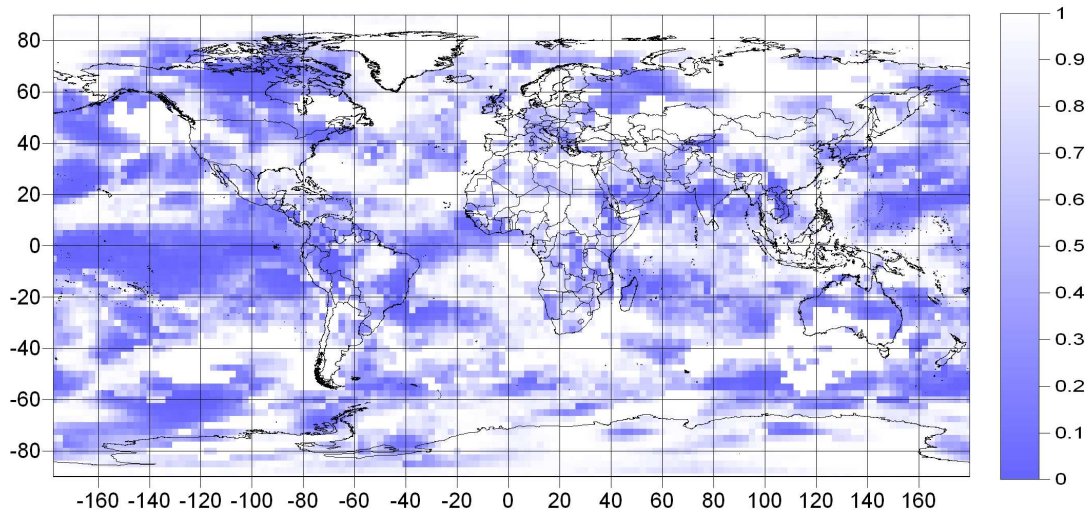


Figure 4.65 – La significativité du cycle de 43 mois. Ce cycle est confirmé sur l'ensemble de l'océan Pacifique, sur le centre du Canada, sur la Russie, l'Arabie, l'Inde et sur les régions situées entre les tropiques.

Sur les océans, le cycle de 43 est significatif pratiquement partout sur l'océan Pacifique, notamment sur une bande qui s'étend du nord de l'équateur jusqu'au tropique du Capricorne, et sur le nord de l'océan Indien.

4.12 Conclusions

Il existe des cycles d'environ 30, 43 et 60 mois dans les séries temporelles climatiques. Leur caractère significatif a été mesuré.

Ces cycles, détectés dans un premier temps dans les données de températures de l'air, s'observent également dans les séries de données de la température de la surface des océans et dans celles des principaux indices du climat.

Les séries temporelles climatiques qui concernent l'hémisphère nord connaissent principalement des cycles dont les périodes sont longues de 30 et de 60 mois, tandis que s'ajoute à celles de l'hémisphère sud, un cycle dont la période est de 43 mois environ.

Des cycles de caractéristiques comparables existent également dans les séries de données relatives à l'activité solaire.

L'objet du prochain chapitre consiste à discuter des liens qui unissent les cycles détectés dans les séries de températures à ceux qui s'observent dans les séries de données des indices du climat et à ceux observés dans l'activité du Soleil.

Chapitre 5

Discussion

5.1 Introduction

Forts des résultats obtenus grâce à l'analyse en ondelettes appliquée sur les séries climatiques de températures, sur les principaux indices climatiques et sur les séries relatives à l'activité du Soleil, nous revenons sur les hypothèses échafaudées à propos des mécanismes qui déterminent l'existence généralisée de ces cycles.

Pour chacun des indices climatiques étudiés, nous repérons, sur le spectre d'échelle, les périodes qui lui sont propres et nous observons à partir des données des réanalyses NCEP-NCAR, pour les régions du globe qui connaissent des téléconnexions à son propos si des cycles comparables y sont détectés également.

Les téléconnexions sont décrites dans la littérature et concernent essentiellement les précipitations et les températures. Elles sont souvent établies grâce aux calculs de corrélations entre des séries temporelles relatives à ces éléments du temps et celles qui concernent les indices étudiés [117].

Nous concluons ce chapitre par une réflexion à propos de l'action potentielle de l'activité du Soleil sur la présence de cycles dans les séries climatiques. La variation de cette activité n'engendre qu'une fluctuation très modérée de la quantité d'énergie reçue au sommet de l'atmosphère terrestre. Par contre, qu'en est-il réellement de son influence sur la dynamique des masses d'air dans la troposphère et dans la stratosphère, ainsi que sur la formation des nuages ?

Rappelons ici, que, si nous admettons l'existence de cycles dont les périodes oscillent légèrement autour d'une moyenne, qui sont révélés grâce aux spectres d'échelle établis aussi bien dans les données des éléments du temps mesurés que dans celles des indices du climat, rien ne garantit que des cycles comparables soient en phase et qu'ils possèdent exactement la même fréquence au même moment. Dans ce cas, nous devons admettre que les corrélations, calculées entre deux de ces séries temporelles déphasées, soient très mauvaises, alors que, toutefois, les spectres d'échelles présentent un *maximum* pour des fréquences quasi identiques¹.

1. Des signaux qui possèdent des cycles de même période mais qui sont déphasés sont non corrélés.

5.2 L'outil ondelettes

Revenons brièvement sur les qualités et les caractéristiques de ce nouvel outil mathématique.

Les ondelettes, leurs transformées et leurs spectres d'échelle sont des outils efficaces et qui sont encore très peu usités dans le monde de la climatologie. Les climatologues leur préfèrent toujours l'utilisation de la transformée de Fourier.

L'avantage des ondelettes consiste en la détection de cycles qui sont cachés de la transformée de Fourier parce que leurs périodes évoluent légèrement dans le temps ou que leurs amplitudes sont relativement petites par rapport à celles d'autres cycles. Nous pensons, par exemple, au cycle de 39 mois de l'activité solaire qui est assez méconnu et dont l'amplitude est bien plus faible que celle du cycle de 11 ans. Il a pourtant été détecté grâce aux ondelettes.

Les *maxima* du spectre d'échelle, défini comme la moyenne, par fréquence, des coefficients de la transformée en ondelettes, permettent ainsi de révéler les cycles présents dans les signaux étudiés. Rappelons que la position et la valeur des *maxima* fournissent la période et l'amplitude de ces cycles.

5.3 Les cycles dans les températures de l'air et de la surface des océans

À l'échelle du globe, des cycles d'environ 30, 43 et 60 mois sont détectés presque partout et leur caractère significatif a été mesuré.

Les séries temporelles de températures de l'air mesurées dans plus d'une centaine de stations météorologiques mondiales ont été analysées, celles des températures globales et hémisphériques également. Nous avons montré que le cycle de 30 mois est plutôt observé dans les régions situées au nord de l'Asie et à l'ouest de l'Europe, alors que le cycle de 43 mois est surtout présent dans les régions intertropicales et sur le continent américain.

La différence entre les cycles détectés dans les deux hémisphères pourrait s'expliquer par le rôle joué par la plus grande inertie thermique des eaux océaniques, liée à une répartition très différente des masses continentales entre les deux hémisphères.

De plus, les températures de l'air résultent souvent des advections des masses d'air. C'est la raison pour laquelle nous avons analysé les séries temporelles des indices climatiques qui caractérisent les mouvements de l'atmosphère.

5.4 Les cycles dans les indices du climat

En étudiant les topographies des surfaces géopotentielle à 500 hPa et en leur associant les records de températures enregistrés dans la station météorologique de Bierset (1966-

2006), nous avons montré, et c'est l'objet de prochaines publications, que les circulations d'altitude qui ont donné les records de froid dans les années soixante ne se sont plus produites par la suite. À l'encontre, nous avons également constaté que les circulations d'altitude qui ont donné des records de chaleur dans les années nonante ne se sont jamais produites auparavant.

Nous avons dès lors supposé qu'il existe des variations dans les régimes d'advections et qu'elles conduisent à la reproduction de cycles de mêmes caractéristiques, dans les données des séries temporelles de températures de l'air et dans celles de la surface des océans.

Et de fait, à l'analyse, il apparaît clairement que les cycles de 30, 43 et 60 mois sont bien présents dans les séries temporelles à propos des différents indices climatiques étudiés. C'est particulièrement le cas des indices qui concernent les régions intertropicales et l'oscillation australe puisque leurs signaux comportent également ces trois cycles étudiés.

Par contre, le cycle de 43 mois est relativement absent des indices caractérisant les mouvements des masses d'air aux hautes et aux moyennes latitudes, alors que celui de 30 mois y est bien plus présent et est souvent dominant.

Puisque des cycles comparables sont détectés, à la fois dans les séries temporelles des températures de l'air et dans celles des températures de la surface des océans et dans les séries relatives aux indices du climat, nous comparons les périodes des cycles détectés dans ces indices à celles des cycles repérés dans les températures de l'air (réanalyses NCEP-NCAR) des régions soumises aux téléconnexions.

5.5 Les téléconnexions

Revenons sur la difficulté d'obtenir de hautes corrélations entre deux signaux déphasés. Si la période du cycle étudié de l'un des deux signaux évolue dans le temps, la corrélation entre les deux séries temporelles va s'en trouver encore affaiblie. Il est donc impossible d'utiliser les valeurs des corrélations pour établir la relation qui existe entre les cycles détectés dans les indices du climat et dans ceux observés dans les régions soumises aux téléconnexions. Nous pouvons, tout au plus, admettre que la présence d'un cycle, dans les données d'un indice, dont la période est comparable à un autre cycle détecté dans une région soumise aux téléconnexions, est plus qu'une simple coïncidence.

Sur les planisphères qui sont utilisés à l'occasion de cette discussion sont localisées les stations météorologiques dont les séries de températures ont été utilisées dans cette étude. Elles sont localisées au moyen d'un point rouge sur les planisphères qui traitent du cycle de 30 mois et par un point vert sur ceux relatifs au cycle de 43 mois. Lorsqu'un cycle est détecté dans la série de données d'une station météorologique, un disque de couleur différente de celle du point est dessiné.

Quant aux cycles repérés dans les séries relatives aux données maillées des réanalyses NCEP-NCAR, les gammes de teintes, dans les tons de vert pour le cycle de 30 mois et dans ceux de bleu pour celui de 43 mois, sont utilisées pour localiser les pixels dont les

données de températures comportent un cycle significatif. Précisons aussi que les pixels colorés correspondent à une période dont le caractère significatif a été établi.

Notons enfin que la localisation des régions géographiques soumises aux téléconnexions de l'oscillation australe est directement tirée de la figure 2.8. Par contre, les régions qui connaissent des téléconnexions liées aux indices climatiques des moyennes latitudes ne font pas souvent l'objet, dans la littérature, d'une cartographie précise. Les régions concernées sont généralement localisées, sur nos planisphères, en fonction des régions dont les données servent à construire ces indices du climat.

5.5.1 Les téléconnexions liées à l'AO

Rappelons que le cycle dominant, sur le spectre d'échelle de l'indice de l'oscillation arctique (AO), est caractérisé par une période de 30 mois. Ce cycle est également détecté dans les séries de données de températures mesurées aux stations météorologiques situées en Europe et dans le nord du continent asiatique.

Sur le planisphère de la figure 4.39 est dessinée une ellipse orange qui délimite les régions qui sont influencées par l'oscillation arctique.

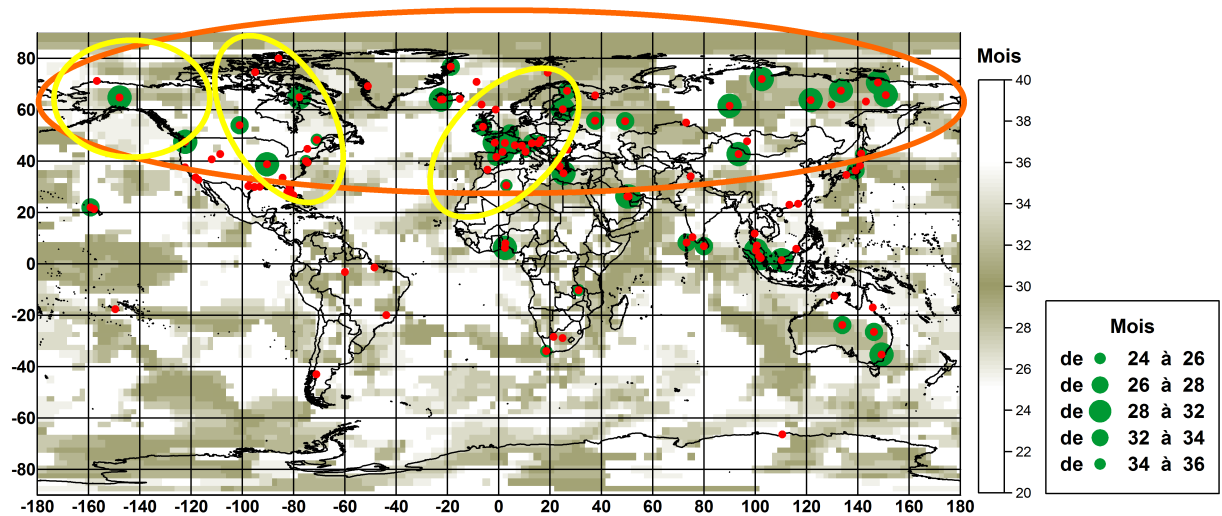


Figure 5.1 – L'influence de l'AO et de la NAO à l'échelle du globe en relation avec le cycle de 30 mois. L'ellipse orange englobe les régions influencées par l'oscillation arctique. Les ellipses jaunes délimitent les domaines qui connaissent les téléconnexions relatives à l'AO (figure 4.39) et à la NAO (figure 2.5).

À l'analyse de la figure 5.1, il apparaît que la majorité des cellules de la grille comprises dans l'ellipse orange est concernée par le cycle de 30 mois. C'est surtout vrai pour l'océan glacial Arctique, le nord de l'Asie, l'Europe occidentale, le Groenland et l'Alaska.

Par contre, les températures à la surface de l'océan Atlantique et les températures de l'air à l'est du Canada et aux États-Unis ne montrent pas une oscillation comparable en

fréquence.

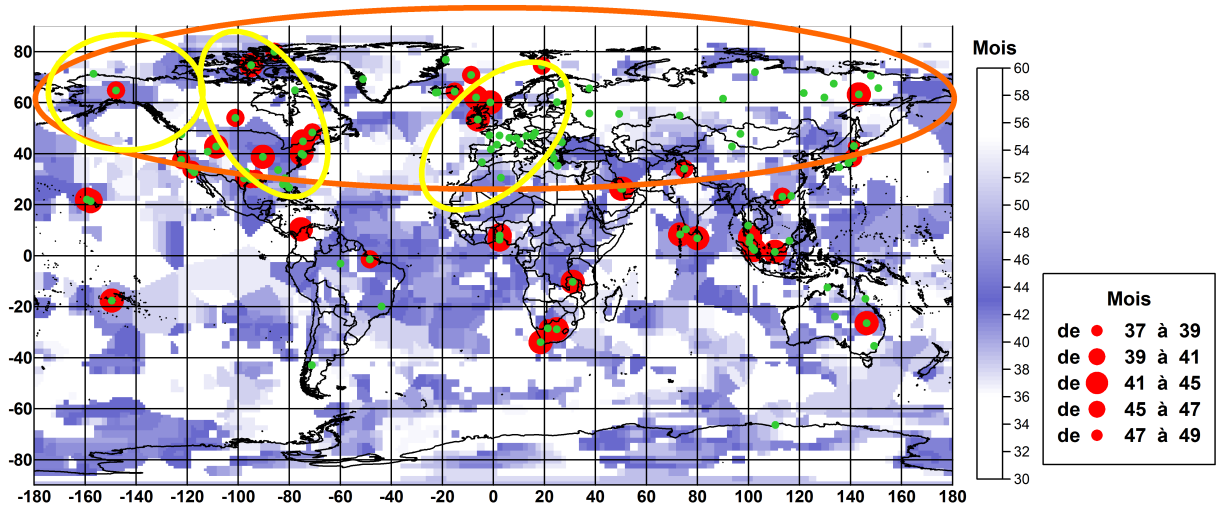


Figure 5.2 – L'influence de l'AO à l'échelle du globe et le cycle de 43 mois.

Analysons le planisphère qui concerne le cycle de 43 mois et qui compose la figure 5.2.

Dans les régions délimitées par l'ellipse orange, les régions de l'hémisphère nord qui connaissent ce cycle sont situées principalement, hormis le Canada, sur l'ensemble du continent nord-américain. Ce cycle est également détecté dans les données qui intéressent le sud du Sahara et l'ouest de l'Afrique du nord.

Le cycle de 43 mois est particulièrement absent du nord de l'Asie, du Groenland et de l'Europe occidentale.

Nous considérons qu'il existe bien un lien entre la variabilité de la température et celle de l'indice AO.

5.5.2 Les téléconnexions liées à la NAO

Le cycle dominant détecté dans les séries des indices de la NAO a une période de 30 mois environ. Celui de 43 mois est nettement moins prononcé.

Revenons sur les planisphères qui constituent les figures 5.1 et 5.2.

Des ellipses jaunes qui correspondent aux régions concernées par les téléconnexions de l'oscillation nord-atlantique (figure 4.39) ont été dessinées.

Des conclusions identiques à celles des téléconnexions de l'oscillation arctique peuvent être tirées pour l'océan Atlantique-nord et les régions qui le bordent.

Soulignons toutefois, à la figure 5.1, l'absence du cycle de 30 mois de la partie septentrionale de l'océan Atlantique alors que le contenu de la figure 2.5 suggère que les phases de la NAO influencent aussi la température de la surface de l'océan Atlantique au nord du vingtième parallèle de l'hémisphère nord.

Toutefois, l'existence du cycle d'environ 30 mois, à la fois dans les séries de données des réanalyses et des stations météorologiques situées dans les régions concernées, ainsi que dans celles des indices de la NAO, semble prouver la liaison qui les unit.

Remarquons que le cycle de 43 mois est très présent dans les données des stations météorologiques situées au nord de l'océan Atlantique.

5.5.3 Les téléconnexions liées à l'AAO

Deux cycles relatifs à l'oscillation antarctique ont été détectés. Le premier, dans la série de données de l'AAOI, possède une période de 50 mois, et le second, dans la série de données du SAMI, une période d'environ 63 mois.

Les téléconnexions de l'AAO intéressent principalement l'hémisphère sud, particulièrement les latitudes au-delà du tropique du Capricorne. Elles concernent le domaine Antarctique, les océans Pacifique et Indien, ainsi que l'Australie et la nouvelle Zélande.

Sur la figure 5.2 relative aux téléconnexions de l'AO liées au cycle de 43 mois, la présence de ce cycle est bien visible sur le continent Antarctique, notamment sur la péninsule antarctique et sur la mer de Weddell.

Ce cycle est également détecté dans les températures de l'air au sud de l'Afrique, en Australie et en Nouvelle Zélande, dans les températures de la surface de l'océan Indien tropical, de l'océan glacial Antarctique, de l'océan Pacifique au nord de la Terre Marie Byrd et de la mer d'Amundsen.

Par contre, le cycle de 43 mois est nettement moins présent au sud de l'Amérique latine et dans le sud de l'océan Indien.

5.5.4 Les téléconnexions de l'AMO

Le spectre d'échelle de l'indice de l'AMO montre la présence de deux cycles dont les périodes sont longues de 29 et 39 mois.

Tout comme les données qui servent à le calculer, les téléconnexions de l'AMO intéressent essentiellement le nord de l'océan Atlantique.

En ce qui concerne la présence des cycles découverts sur les planisphères des figures 5.1 et 5.2, nous remarquons que le cycle de 30 mois est particulièrement absent des données des réanalyses relatives à l'océan Atlantique. Ne le connaissent que les eaux du vingtième parallèle ainsi que celles qui sont situées au large de l'Afrique saharienne et de l'Europe

occidentale, entre ces continents et les îles des Açores et celles du Cap Vert. Ce cycle existe au large du continent nord-américain et aux Bermudes. Le cycle est également présent au niveau de la mer du Labrador et au large de la Scandinavie. Le cycle de 43 mois est présent dans les eaux océaniques situées entre l'équateur et le tropique du Cancer, au large de l'Islande et au sud du Groenland. Pour rappel, ce cycle est détecté dans les données des stations météorologiques établies sur les îles situées entre l'Europe et le Groenland.

5.5.5 Les téléconnexions liées à la PNA

Les cycles détectés sur les spectres d'échelle des séries des indices relatifs à la PNA ont des périodes de 31 mois pour les données du JISAO, de 39 mois pour celles de Wallace et de 44 mois pour la série du CPC.

À l'échelle globale, ces téléconnexions sont illustrées sur les figures 5.3 et 5.4 et les régions concernées par elles sont cernées par des cercles orange. Ces ellipses correspondent effectivement aux régions dont les données ont servi à composer la série de Wallace [117].

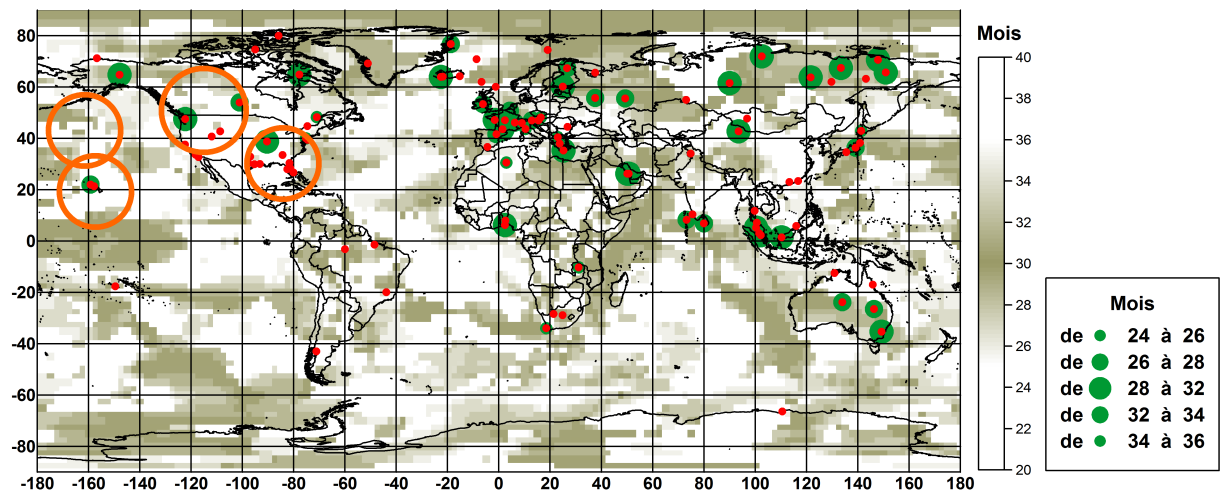


Figure 5.3 – L'influence de la PNA à l'échelle du globe en relation avec le cycle de 30 mois. Les ellipses orange englobent les régions directement influencées par l'oscillation PNA.

À la figure 5.3 le planisphère relatif au cycle d'environ 30 mois montre, sur le continent américain, sa présence très éparse dans les données des réanalyses NCEP-NCAR, à l'exception de celles qui concernent l'ouest du Canada et l'Alaska. Notons toutefois que ce cycle est bien présent dans les eaux du nord de l'océan Pacifique.

Par contre, le planisphère de la figure 5.4 montre bien la présence du cycle de 43 mois dans les quatre zones entourées par les cercles de couleur orange.

Précisons aussi que le cycle est bien présent sur l'ensemble des États-Unis, en Alaska et aux Antilles. Il est particulièrement absent au Canada, ainsi qu'à l'ouest et à l'est de

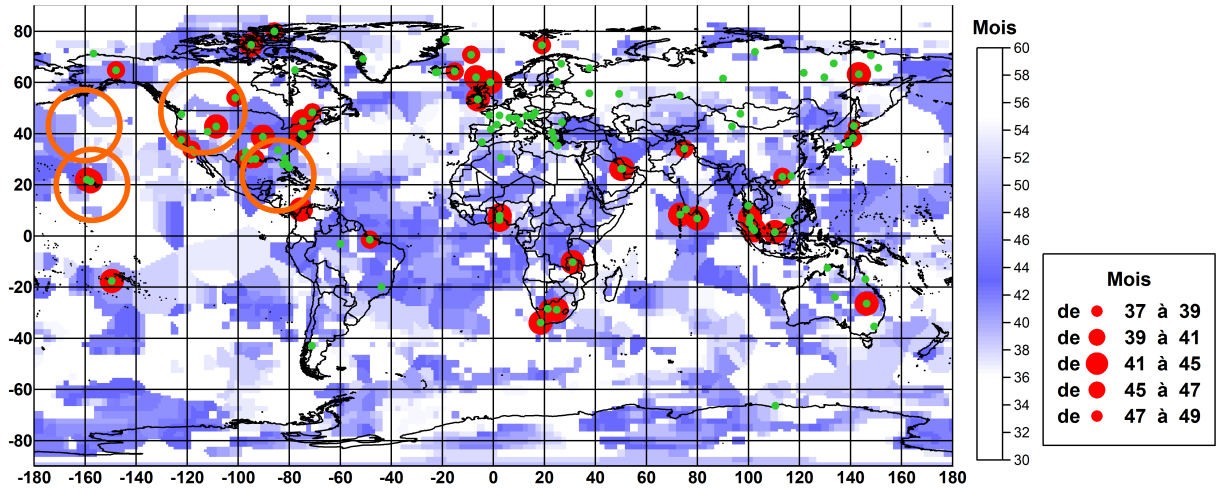


Figure 5.4 – L’influence de la PNA à l’échelle du globe en relation avec le cycle de 43 mois. Les ellipses orange englobent les régions directement influencées par l’oscillation PNA.

l’océan Pacifique.

5.5.6 Les téléconnexions liées à l’indice NP

Le spectre d’échelle de l’indice NP montre 3 *maxima*. Les mieux individualisés sont ceux qui correspondent aux périodes de 39 et 68 mois. Le troisième cycle est caractérisé par une période de 30 mois.

Rappelons que la zone océanique qui sert à la constitution de l’indice couvre essentiellement le nord de l’océan Pacifique, d’Hawaï à la Micronésie (30°N) au sud, jusqu’aux Aléoutiennes et à l’Alaska et jusqu’au détroit de Béring, au nord.

Les téléconnexions de cette oscillation du Pacifique nord correspondent aux régions pour lesquelles certains effets sont décrits par Trenberth et Hurrell qui soulignent notamment une relation très importante sur les températures relevées aux stations météorologiques situées sur la côte ouest du continent nord-américain [110].

L’analyse des planisphères des figures 5.3 et 5.4 déjà réalisée pour les indices PNA aboutit évidemment aux mêmes conclusions.

Notons que Trenberth [110] estime que l’efficacité de l’indice NP est supérieure à celle de l’indice PNA de Wallace. Trenberth conclut aussi que l’indice NP décrit mieux les oscillations qui règnent dans la partie septentrionale de l’océan Pacifique et la présence des 3 cycles détectés sur le spectre d’échelle de l’indice NP semble lui donner raison.

5.5.7 Les téléconnexions de la PDO

Le spectre d'échelle de la série relative à l'indice de la PDO montre un *maximum* bien individualisé qui correspond à un cycle dont la période est longue de 38 mois environ. Un second cycle de 66 mois est bien visible également.

Les téléconnexions de la PDO sont évidemment identiques à celles des indices NP et PNA. Elles se marquent essentiellement au niveau des latitudes moyennes du nord de l'océan Pacifique.

Mantua [60] décrit également que l'oscillation concerne les températures de l'air mesurées sur les continents situés sur le pourtour du nord de l'océan Pacifique, notamment en Alaska et en Californie. Le planisphère de la figure 5.4 lui donne raison. Il montre plus la présence de ce cycle dans les régions repérées par Mantua, que celle du cycle dans les données qui concernent le nord de l'océan Pacifique. Notons que le cycle de 43 mois est présent au large du Japon et dans une bande océanique qui s'étend des îles Carolines à celles de la Polynésie Française.

Les cycles de 30 et 43 mois sont très présents dans les séries de données du GISS qui concernent les stations météorologiques situées sur le pourtour de l'océan Pacifique et notamment celles qui sont localisées en Californie, en Alaska et au Japon.

Notons l'absence complète, hormis au large des Aléoutiennes, de ces deux cycles dans les eaux du nord de l'océan Pacifique, pour des latitudes supérieures à 40°.

5.5.8 Les téléconnexion de l'ENSO

Rappelons que les spectres d'échelle des séries de données des indices relatifs à l'oscillation australe montrent la présence des trois cycles de 30, 43 et 60 mois environ.

Sur les planisphères qui intéressent les figures 5.5 et 5.6 sont dessinées les limites qui englobent les régions du monde qui sont concernées par les conséquences climatiques de l'oscillation australe. Ces régions sont tirées de la figure 2.8. Le cadre orange délimite la bande intertropicale et les ellipses jaunes, les régions pour lesquelles des téléconnexions ont été établies [27].

À l'analyse de ces deux figures, il apparaît clairement que toutes les mailles de la grille des réanalyses NCEP-NCAR situées dans la zone intertropicale connaissent au moins l'un des deux cycles de 30 ou de 43 mois.

La figure 5.5 intéresse le cycle de 30 mois. Remarquons que les ellipses jaunes, mises à part celle située à l'ouest de l'Afrique sahélienne et celle localisée à l'est du Canada, coïncident généralement avec des mailles colorées de la grille NCEP-NCAR ainsi qu'avec les disques verts des stations météorologiques pour lesquelles le cycle a été détecté. Ceci confirme la présence du cycle de 30 mois dans les séries temporelles de données relatives aux régions qui sont soumises aux téléconnexions de l'ENSO.

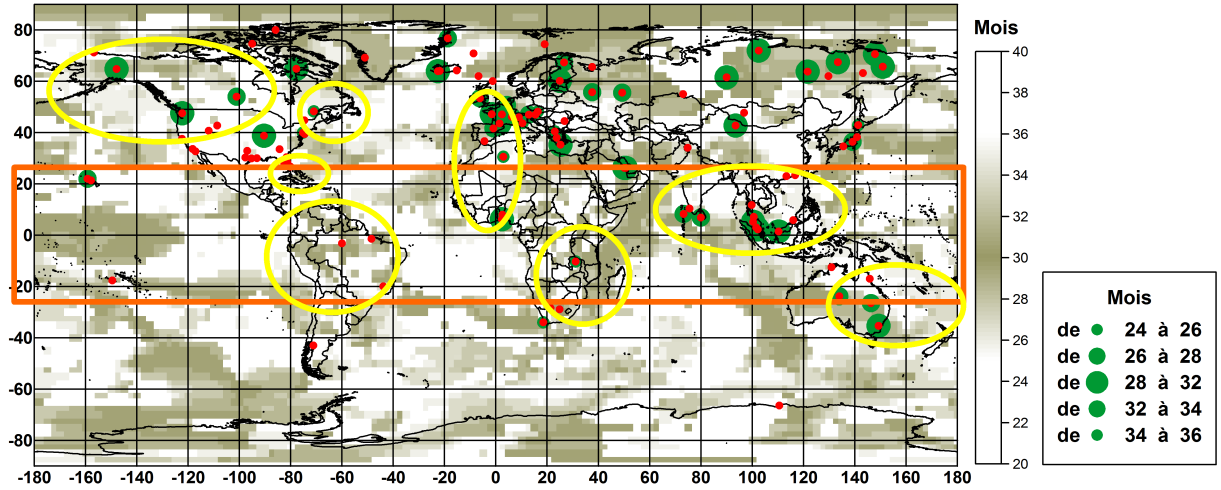


Figure 5.5 – Les téléconnexions liées à l’oscillation australe à l’échelle du globe, en relation avec le cycle de 30 mois. Le rectangle orange englobe les régions directement influencées par l’ENSO et les ellipses jaunes délimitent les régions qui sont concernées par les téléconnexions.

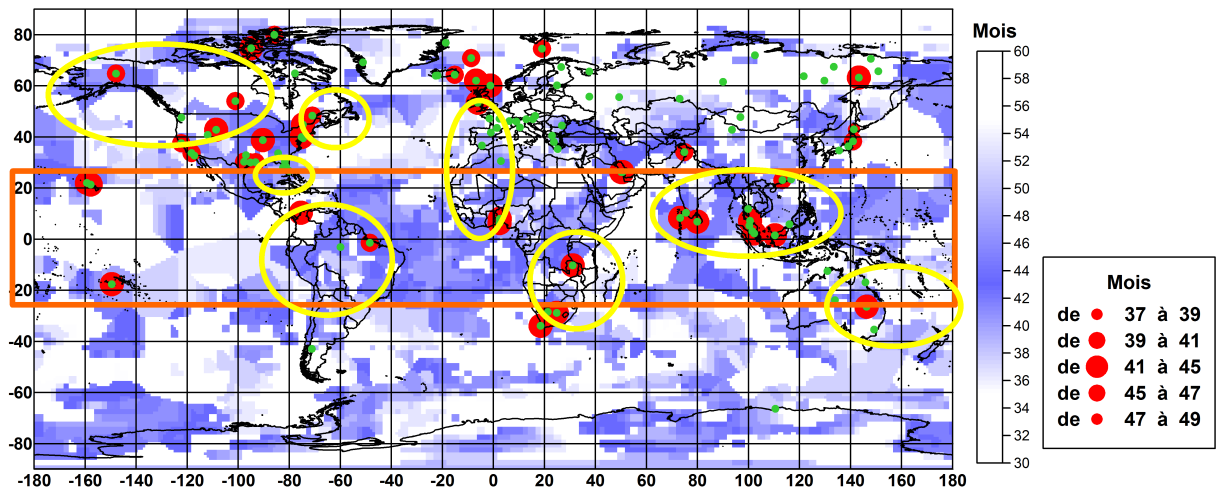


Figure 5.6 – Les téléconnexions liées à l’oscillation australe à l’échelle du globe, en relation avec le cycle de 43 mois. Le rectangle orange englobe les régions directement influencées par l’ENSO et les ellipses jaunes délimitent les régions qui sont concernées par les téléconnexions.

Le planisphère de la figure 5.6 concerne le cycle de 43 mois. Le cadre orange, qui correspond aux océans intertropicaux, contient bon nombre de mailles pour lesquelles ce cycle est détecté dans les séries de données des réanalyses. Les régions sur lesquelles se superposent les ellipses jaunes connaissent également ce cycle. Il est présent dans le sud de l'Alaska, le Canada, la Floride, l'Amérique latine équatoriale, l'ouest de l'Afrique sahélienne, le sud de l'Afrique, l'Inde. Il est toutefois peu présent en Australie et en Indonésie. Ce cycle de 43 mois n'apparaît ni en Europe occidentale ni au Maroc.

Les trois cycles détectés à propos de l'oscillation australe sont également présents, à l'échelle du globe, à propos des températures.

5.6 Les cycles dans l'activité solaire

La correspondance des cycles détectés dans les séries de données des températures, et celles des indices du climat, nous pousse à réfléchir sur l'existence de liens qui pourraient les unir à la variation de l'activité du Soleil.

Rappelons que l'analyse en ondelettes a permis de découvrir que les séries temporelles qui concernent l'activité du Soleil comprennent des cycles de différentes périodes. Celles-ci sont longues de 30 et 39 mois environ pour la série de données relatives au nombre de Wolf, de 39 mois pour celle du flux solaire dans les ondes radio et de 43 mois pour les séries de données liées à certaines composantes du géomagnétisme.

5.6.1 L'action du Soleil sur le climat

S'il existe des relations entre la variabilité climatique et celle de l'activité du Soleil, il nous apparaît opportun d'inventorier, dans la littérature, les différents mécanismes qui pourraient agir et de critiquer les résultats obtenus grâce à notre outil.

Il semble évident que l'impact des réactions de fusion nucléaire qui s'opèrent au cœur de l'étoile ne se résume pas seulement aux conséquences radiatives qui affectent les températures relevées sur la planète.

Si le Soleil fournit l'énergie destinée à chauffer la surface de la Terre, à son tour, cette surface cède une partie de cette énergie et chauffe les masses d'air qui circulent sur elle. Une fraction de l'énergie solaire sert alors aux mouvements convectifs des masses d'air qu'elle encourage. Ces mouvements s'effectuent à différentes échelles, de celle d'une petite cellule convective locale aux grandes cellules de Hadley, de Ferrel et de Walker, celles qui sont liées à la circulation générale des masses d'air.

D'un autre côté, les particules qui sont émises par les réactions de fusion nucléaire exercent une influence sur les températures et sur le climat de la Terre. À ce propos, nous pensons particulièrement à la formation de noyaux de condensation et à celle des nuages bas.

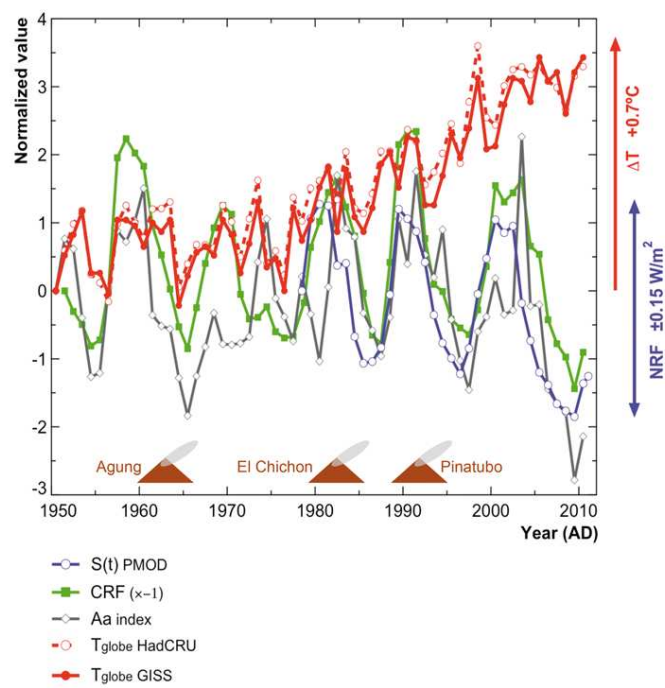


Figure 5.7 – Les relations entre la température du globe, le géomagnétisme et les rayons cosmiques. $S(t)$ représente l’irradiance solaire, CRF est le flux des rayons cosmiques, Aa index est un indice lié au géomagnétisme. Notons que l’auteur a également signalé, sur ce graphique, les principales éruptions volcaniques que la Terre a connues depuis 1950.

À la figure 5.7² Édouard Bard montre l'évolution, depuis 1950, des températures globales GISS et HadCRUT, ainsi que celle de certains paramètres liés à l'activité du Soleil à savoir l'irradiance solaire, le flux des rayons cosmiques et un indice relatif géomagnétisme, l'indice Aa .

L'analyse de cette figure montre clairement que la variation de l'activité du Soleil module également la quantité d'énergie que reçoit la Terre. En effet, la courbe de l'irradiance solaire et celles des températures globales évoluent conjointement, si l'effet du réchauffement global n'est pas pris en compte. Les *maxima* de $S(t)$ coïncident souvent avec ceux des températures GISS et HadCRUT.

En ce qui concerne les autres courbes, notons que l'indice géomagnétique Aa mesure la perturbation du champ magnétique terrestre causée par la variation de celui du Soleil. Notons que cet indice Aa ne peut évidemment pas être utilisé pour expliquer l'influence du géomagnétisme sur le climat, tant la relation qui le lie au climat reste encore assez floue. L'évolution des composantes du géomagnétisme semble plutôt être la conséquence de l'évolution du magnétisme solaire.

La figure 5.7 montre une évolution très comparable des courbes de $S(t)$ de l'irradiance solaire, de celle du CRF et de celle de l'indice Aa .

5.6.2 La quantité d'énergie reçue sur la Terre

Il est aisé d'expliquer que plus l'énergie provenant du Soleil est importante et plus le climat sur la Terre est chaud. C'est dans cet ordre d'idées que Milankovic [64] et Berger [13] ont expliqué l'origine astronomique des glaciations à partir des variations de certains paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Ces paramètres de l'orbite, qui éloignent ou rapprochent la Terre du Soleil, ont des périodes approximatives de 100000 ans, 40000 ans et 25 000 ans.

Pour des cycles qui intéressent des périodes bien plus courtes, comme celles qui nous intéressent dans ce travail, la relation devient nettement moins évidente puisque les variations de la quantité d'énergie reçue du Soleil sont si faibles – de 1 à 5 W/m² – qu'elles semblent ne pas permettre d'expliquer des variations de températures aussi importantes que celles qui ont été révélées au moyen de l'analyse en ondelettes.

L'influence exercée par cette variation d'énergie reçue du Soleil modifie le poste « Incoming Solar Radiation » de la figure 5.8.

Il vient ainsi à l'esprit que l'action du Soleil soit plus complexe et qu'elle s'exerce sur d'autres éléments du temps qui, à leur tour, influencent les températures. Il circule d'ailleurs, dans la littérature des scénarios qui décrivent ces relations.

Le premier concerne les noyaux de condensation et les nuages, un deuxième met en jeu la circulation des masses d'air troposphériques et stratosphériques.

2. [<http://lettre-cdf.revues.org/docannexe/image/1210/img-1.png>]

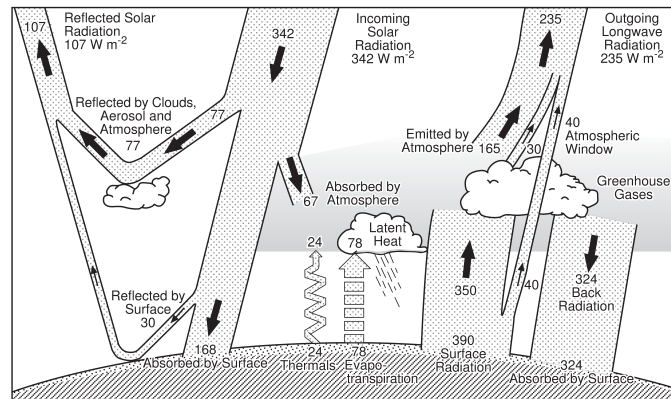


Figure 5.8 – Le bilan annuel du rayonnement [47]. L'unité utilisée est le W/m^2 . Les cycles détectés dans les séries temporelles liées à l'activité pourraient expliquer ceux qui sont présents dans les séries climatiques s'ils exercent une influence sur le rayonnement solaire direct ainsi que sur la nébulosité et l'altitude des nuages dans l'atmosphère (réflexion, absorption et réémission).

5.6.3 Les noyaux de condensation

Le Soleil engendre un champ magnétique interplanétaire assez complexe. Il émet des flux variables de diverses particules interagissant avec le champ magnétique terrestre [82] et, parfois, avec des éléments de l'atmosphère de la Terre. Le Soleil peut également être l'acteur principal de modifications observables du climat, sans pourtant faire intervenir une modification significative de la quantité d'énergie reçue.

Le rayonnement cosmique que nous recevons sur la Terre n'est pas constant dans le temps. Il est modulé par l'activité du Soleil. Plus cette dernière est importante et moins le rayonnement cosmique est efficace sur la formation des aérosols [102, 124] dans les basses couches de la troposphère. Ainsi, la quantité de nuages bas diminue ce qui tend à provoquer des températures de l'air, à la surface du globe, plus chaudes.

Cette diminution des nuages bas tend à abaisser l'albédo de la Terre. Ainsi, la surface terrestre reçoit plus d'énergie, ce qui a pour conséquence d'augmenter la température de la surface et de l'atmosphère de la planète. Dans ce cas, c'est le poste « Relected by Clouds » de la figure 5.8 qui est affecté.

Au contraire, une diminution de l'activité solaire engendre une augmentation du rayonnement cosmique. La formation des noyaux de condensation s'en trouve « boostée », ce qui provoque une augmentation de la nébulosité dans les basses couches sans toutefois occasionner une augmentation de l'effet de serre. Il apparaît dès lors une diminution des températures mesurées.

5.6.4 Le champ magnétique solaire

Pour rappel, Berdyugina [12] et Mursula [67] définissent le *solar flip-flop* et estiment sa période respectivement à 45 et à 39 mois environ.

La période correspondant à ce *solar flip-flop* est bien détectée sur les spectres calculés pour les séries temporelles du nombre de Wolf et du flux solaire dans la gamme des ondes radio.

Nous n'avons pas vu, dans la littérature, une description du mécanisme qui explique la relation entre le *solar flip-flop* et le climat.

Cette relation reste au stade de la description des évolutions conjointes. Celles-ci sont d'ailleurs bien visibles sur la figure 5.7.

5.6.5 Le soleil, la QBO, l'ENSO et le vortex polaire

Dans la mesure où la variabilité de l'activité solaire exerce un rôle important sur celles des mouvements des masses d'air stratosphériques et troposphériques, il est indéniable que le fonctionnement du Soleil influence également le climat général de la Terre.

La QBO et l'activité solaire semblent agir – pas toujours – de concert et elles exercent une influence sur la puissance des vortex polaires.

Ainsi, le vortex est soit affaibli, soit renforcé, ce qui induit des effets sur les oscillations arctique et antarctique, ainsi que sur les indices du climat relatif aux hautes et aux moyennes latitudes. Le cycle de la QBO se retrouve ainsi dans les séries de données de l'AO et de la NAO, par exemple.

La QBO influence probablement la circulation des masses d'air dans la cellule de Walker. En effet, à la figure 5.9, il est concevable qu'une QBO en phase ouest renforce la branche supérieure de la cellule de Walker, alors qu'une QBO en phase est en contrarie le mouvement.

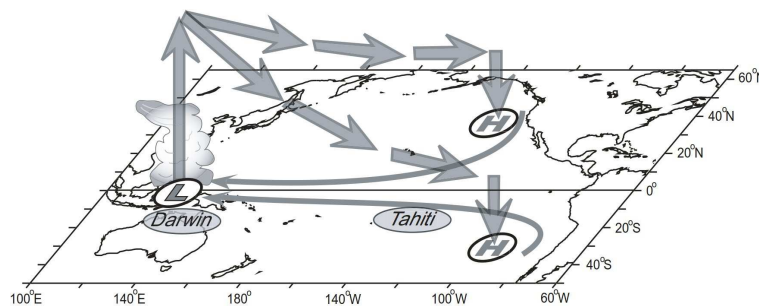


Figure 5.9 – Les centres d'action de pression qui contrôlent les flux troposphériques sur l'océan Pacifique pour les latitudes intertropicales. La QBO en phase d'ouest encourage les mouvements de masses d'air au niveau de la branche d'altitude de la cellule de Walker.

Chapitre 6

Conclusions

Les mathématiciens ont mis au point un nouvel outil qui vient s'ajouter à la panoplie du climatologue [59,73]. Ses performances sont très intéressantes puisque l'outil ondelettes permet de détecter des cycles qui sont cachés de la transformée de Fourier [57].

Grâce à cet outil, des cycles méconnus dont les périodes avoisinent 30, 43 et 60 mois sont détectés dans bon nombre de séries temporelles relatives au climat [75,77]. Les données de ces séries temporelles concernent la température de l'air et celle de la surface des océans, les principaux indices du climat et ceux liés à l'activité de notre astre [56,58].

Le caractère significatif de ces cycles a été mesuré [57,76].

Notons que, dans le monde de la climatologie, et dans celui du journalisme, la variabilité climatique inexplicée est souvent qualifiée de « naturelle ». Aussi, il apparaît, au terme de ce travail, que la variabilité climatique à propos des cycles longs d'une période de quelques dizaines de mois soit sensiblement mieux comprise. Il est imaginable que de la meilleure compréhension de cette variabilité climatique [74] il soit possible d'améliorer les prévisions à propos de l'évolution des indices du climat et de mieux appréhender les conséquences climatiques dans les régions qui sont soumises aux téléconnexions.

Il se révèle aussi que l'activité du Soleil soit très importante et qu'elle se répercute sur les variabilités qui ont été mises en évidence dans les séries de données dont il est question plus haut.

Cependant, dans la littérature liée au climat, il n'existe aucune certitude à propos des mécanismes qui expliquent comment la variabilité des réactions de fusion nucléaire aboutit, *in fine*, à la variabilité qui a été détectée dans les déplacements des masses d'air, qu'elles soient troposphériques et/ou stratosphériques. Ajoutée à la variation de l'énergie émise par le Soleil, ces variations conjointes modulent les températures de l'air relevées sur la surface de la Terre, ainsi que celles qui sont mesurées à la surface des océans.

À propos de ces mécanismes, nous en avons, dans ce travail, répertoriés et décrits quelques-uns.

Bibliographie

- [1] *Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index*, number proceedings of the 17th Climate Diagnostics Workshop. Norman, 1993.
- [2] R. Allan. *ENSO and Climatic Variability in the Past 150 Years*, pages 3–56. Cambridge University Press.
- [3] R. Allan and T. Ansell. A new globally-complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2) : 1850-2004. *Journal of Climate*, 19(22) :5816–5842, November 2006.
- [4] M. R. Allen and A. W. Robertson. Distinguishing modulated oscillations from coloured noise in multivariate datasets. *Climates Dynamics*, 12(11) :775–784, 1996.
- [5] P. André. Uccle et Thimister. Evolution comparative des températures mesurées dans un site urbain et un site rural. Dissertation de DEA, 1991.
- [6] J.K. Angell. Evidence of a relation between El Nino and QBO, and for an El Nino in 1991–92. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1992.
- [7] M. P. Baldwin, X. Cheng, and T. J. Dunkerton. Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies. *Geophysical Research Letters*, 21(12) :1141–1144, 1994.
- [8] M. P. Baldwin et al. The Quasi-Biennial Oscillation. *Review of Geophysics*, 39(2) :179–229, May 2001.
- [9] S. Baliunas, P. Frick, D. Sokoloff, and W. Soon. Time scales and trends in the central England temperature data (1659-1990) : A wavelet analysis. *Geophysical Research Letters*, 24(11) :1351–1354, 1997.
- [10] A.G. Barnston and R.E. Livezey. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115(612) :1083–1126, June 1987.
- [11] F. Bastin. *Mathématiques Générales B*. Université de Liège, 2007.
- [12] S. V. Berdyugina and I. G. Usoskin. Actives longitudes in sunspot activity : Century scale persistence. *Astronomy & Astrophysics*, 405 :1121–1128, 2003.
- [13] A. Berger and M. F. Loutre. Insolation values for the climate of the last 10000000 years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4) :297–317, 1991.
- [14] P. Brekke. *Le Soleil, notre étoile*. 2013.
- [15] P. Brohan, J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett, and P. D. Jones. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : A new data set from 1850. *Journal of Geophysical Research*, 111, 2006.

- [16] A Charlton and L. Polvani. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I : 604 Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20 :449–469, 2007.
- [17] M. Chelliah. The global climate for June–August 1989 : a season of near normal conditions in the tropical Pacific. *Journal of Climate*, 3 :158–160, 1990.
- [18] I. Daubechies. *Ten Lectures on Wavelets*. SIAM, Philadelphia, 1992.
- [19] G. R. Demarée, P.-J. Lachaert, T. Verhoeve, and E. Thoen. The Long-Term Daily Central Belgium Temperature (CBT) series (1767-1998) and Early Instrumental Meteorological Observations in Belgium. *Climatic Change*, 53 :269–293, 2002.
- [20] R. Eade, D. Smith, A. Scaife, E. Wallace, N. Dunstone, L. Hermanson, and N. Robinson. Do seasonal to decadal climate predictions underestimate the predictability of the real world? *Geophysical Research Letters*, DOI : 10.1002/2014GL061146, 2014.
- [21] D.B. Enfield, A.M. Mestas-Nunez, and P.J. Trimble. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental . *Geophysical Research Letters*, 28 :2077–2080, 2001.
- [22] M. Erpicum. *Variation temporelle des disparités locales de la température en Haute-Belgique. Analyse menée en fonction du milieu géographique et des variables météorologiques concomitantes*. thèse de doctorat, 1984.
- [23] P. Estienne and A. Godard. *Climatologie*. Armand Colin, Collection U, 1979.
- [24] D. Gong and S. Wang. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 26(4) :459–462, February 1999.
- [25] P. Goupillaud, A. Grossman, and J Morlet. Cycle-octave and related transforms in seismic signal analysis. *Geoplasma*, 23 :85–102, 1984.
- [26] P. Haenen. Analyse de signaux de températures par la décomposition modale.
- [27] M.S. Halpert and C.F. Ropelewski. Surface Temperature Patterns Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 53 :577–593, 1992.
- [28] J. Hansen and S. Lebedeff. Global trends of measured surface air temperature. *Journal of Geophysical Research*, 92 :13345–13372, 1987.
- [29] J. Hansen, R. Ruedy, J. Glascoe, and Mki. Sato. GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, (104) :30997–31022, 1999.
- [30] J. Hansen, R. Ruedy, M. Sato, M. Imhoff, W. Lawrence, D. Easterling, T. Peterson, and T. Karl. A closer look at United States and global surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 106(23) :23947–23963, 2001.
- [31] J. Hansen, R. Ruedy, M. Sato, and K. Lo. Global surface temperature change. *Review of Geophysics*, 48(RG4004), 2010.
- [32] I. Herceg-Bulić and F. Kucharski. North Atlantic SSTs as a Link between the Wintertime NAO and the Following Spring Climate. *Journal of Climate*, 27(10) :186–201, January 2014.
- [33] J Holton and H. Tan. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(10) :2200–2208, 1980.
- [34] N. E. Huang, S. R. Long, and Z. Shen. The mechanism for frequency downshift in nonlinear wave evolution. *Advances in applied mechanics*, 32 :59–117, 1996.

- [35] J. W. Hurrell. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269 :676–679, 1995.
- [36] P. D. Jones, T. Jonsson, and D. Weeler. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17 :1433–1450, 1997.
- [37] P. D. Jones, D. H. Lister, T. J. Osborn, C. Harpham, M. Salmon, and C. P. Morice. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations : An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research*, 117, 2012.
- [38] P. D. Jones and A. Moberg. Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations : An Extensive Revision and an Update to 2001. *Journal of Climate*, 16(2) :206–223, January 2003.
- [39] P. D. Jones, M. New, D. E. Parker, S. Martin, and I. J. Rigor. Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Review of Geophysics*, 37 :173–199, 1999.
- [40] J. Jouzel et al. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839) :793–797, 2007.
- [41] E. Kalnay et al. The NCP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3) :437–471, March 1996.
- [42] T. Karl, J. Tarpley, R. Quayle, H. Diaz, D. Robinson, and R. Bradley. The Recent Climate Record : What it Can and cannot Tell us. *Review of Geophysics*, 27(3) :405–430, 1989.
- [43] W. Keller. *Wavelets in Geodesy and Geodynamics*. de Gruyter, 2004.
- [44] J. J. Kennedy, N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850 : 1. Measurement and sampling uncertainties. *Journal of Geophysical Research*, 116(D14), 2011.
- [45] J. J. Kennedy, N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850 : 2. Biases and homogenization. *Journal of Geophysical Research*, 166(D14), 2011.
- [46] C. Keppenne and M. Ghil. Adaptive Filtering and Prediction of the Southern Oscillation Index. *Journal of Geophysical Research*, 97 :20449–20454, 1992.
- [47] J.T. Kiehl and K. E. Trenberth. Earth’s Annual Global Mean Energy Budget . *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 :197–208, 1997.
- [48] T. Klein et al. Daily Dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, 22 :1441–1453, 2002.
- [49] T. W. Korner. *Fourier analysis*. Cambridge Univ. Press, 1989.
- [50] R. Kronland-Martinet, J. Morlet, and A. Grossman. Analysis of sound patterns through wavelet transforms. *International Journal of Pattern Recognition and Artificial Intelligence* *J Pattern Recogn*, 1 :273–302, 1987.
- [51] K. Labitzke. Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the North Polar region . *Geophysical Research Letters*, 14(5839) :535–537, may 1987.

- [52] K. Labitzke and M. Kunze. Variability in the stratosphere : The sun and the QBO. pages 257–278.
- [53] E. Le Roy Ladurie, D. Rousseau, and A. Vasak. *Les Fluctuations du climat de l'an mil à aujourd'hui*. Fayard, 2011.
- [54] M. Leroy. La Mesure au sol de la température et des précipitations. *La Météorologie*, 39 :52–56, Novembre 2002.
- [55] F. Ljungqvist. *A Regional Approach to the Medieval Warm Period and the Little Ice Age* . Suzanne simard edition.
- [56] G. Mabille, X. Fettweis, M. Erpicum, and S. Nicolay. Étude fréquentielle de données via la transformée en ondelette : application aux cycles climatiques. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 58 :5–15, 2012.
- [57] G. Mabille and S. Nicolay. Multy-year cycles observed in air temperature data and proxy series. *European Physical Journal. Special Topics*, 174 :135–145, 2009.
- [58] G. Mabille and S. Nicolay. Découverte d'un nouveau cycle du climat Langue du document : . *Penser l'Espace*, 2012.
- [59] S. Mallat. *A wavelet tour of signal processing*. Academic Press, New-York, 1999.
- [60] N.J. Mantua, S.R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R.C. Francis. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(612) :1069–1079, June 1997.
- [61] R. McKittrick. A Critical Review of Global Surface Temperature Data Products. *SSRN*, August 2010.
- [62] M. J. Menne and C. N. Williams Jr. Homogenization of temperature series via pairwise comparisons. *Journal of Climate*, 22(7) :1700–1717, 2009.
- [63] R. T. Merrill, M. W. McElhinny, and P. L. McFadden. *The Magnetic Field of the Earth : Paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle*, volume 63. 1996.
- [64] M. Milanković. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. R. Serb. Acad., Belgrade, 1941.
- [65] K. C. Mo. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13 :3599–3610, 2000.
- [66] C. P. Morice, J. J. Kennedy, N. A. Rayner, and P. D. Jones. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates : The HadCRUT4 dataset. *Journal of Geophysical Research*, 117 :1–22, 2012.
- [67] K. Mursula. Bashful ballerina : The asymmetric Sun viewed from the heliosphere. *Advances in Space Research*, 40(7) :1034–1041, 2007.
- [68] K. Mursula and T. Hiltula. Systematically asymmetric heliospheric magnetic field : Evidence for a quadrupole mode and non-axisymmetry with polarity flip-flops. *Sol. Phys.*, 224 :133–143, 2004.
- [69] K. Mursula and I. Virtanen. The last dance of the bashful ballerina? *Astronomy & Astrophysics*, 525 :5p, January 2011.
- [70] S. Nan and J. Li. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophysical Research Letters*, 30(24) :4p, December 2003.

- [71] R.E. Newell. Climate and the Ocean. *American Scientist*, 67(4) :405–416, 1979.
- [72] S. Nicolay. Analyse multirésolution et applications. Dissertation de DEA, 2000-2001.
- [73] S. Nicolay. *Analyse de séquences ADN par la transformée en ondelettes : extraction d'informations structurelles, dynamiques et fonctionnelles*. thèse de doctorat, Université de Liège, 2006.
- [74] S. Nicolay. A wavelet-based mode decomposition. *Eur. Phys. J. B.*, 80 :223–232, 2011.
- [75] S. Nicolay, G. Mabilie, X. Fettweis, and M. Erpicum. 30 and 43 months period cycles found in air temperature time series using the Morlet wavelet method. *Climates Dynamics*, 33 :1117–1129, 2009.
- [76] S. Nicolay, G. Mabilie, X. Fettweis, and M. Erpicum. A Statistical validation for the cycles found in air temperature data using a Morlet wavelet-based method. *Non Linear Process in Geophysics*, 17 :269–272, 2010.
- [77] S. Nicolay, G. Mabilie, X. Fettweis, and M. Erpicum. *Multi-Months Cycles Observed in Climatic Data*, pages 27–44. Sciyo, simard, suzanne edition, 2010.
- [78] T. J. Osborn, K.R. Briffa, S. F. B. Tett, P. D. Jones, and R.M. Trigo. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climates Dynamics*, 15 :685–702, 1999.
- [79] M. Palus and D. Novotna. Enhanced Monte Carlo Singular System Analysis and detection of period 7.8 years oscillatory modes in the monthly NAO index and temperature records. *Non Linear Progress in Geophysics*, 11 :721–729, 2004.
- [80] M. Palus and D. Novotna. Common oscillatory modes in geomagnetic activity, NAO index and surface air temperature records. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69 :2405–2415, 2007.
- [81] M. Palus and D. Novotna. *Detecting oscillations hidden in noise : common cycles in atmospheric, geomagnetic and solar data* , pages 327–353. Springer, 2008.
- [82] C. Paquay. L'Influence de l'activité solaire sur le champ magnétique terrestre. Dissertation de DEA.
- [83] D. E. Parker. Effects of changing exposure of thermometers at land stations. *International Journal of Climatology*, 14 :1–31, 1994.
- [84] D. E. Parker. Climate : Large-scale warming is not urban. *Nature*, 432 :290, November 2004.
- [85] D. E. Parker, T. P. Legg, and C. K. Folland. A new daily Central England temperature series, 1772-1991. *International Journal of Climatology*, 12 :317–342, 1992.
- [86] D. B. Percival and A. T. Walden. *Spectral analysis for physical applications*. Cambridge Univ. Press, 1993.
- [87] T. C. Peterson and R. S. Vose. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 :2837–2849, 1997.
- [88] T. C. Peterson and R. S. Vose. Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *International Journal of Climatology*, 18 :1169–1179, 1998.

- [89] D. Pozo-Vásquez, M.J. Estenban-Parra, F.S. Rodrigo, and Y. Castro Díez. An Analysis of the Variability of the North Atlantic Oscillation in the Time and the Frequency Domains. *International Journal of Climatology*, 20 :1675–1692, 2000.
- [90] R. Quadrelli and J. M. Wallace. A Simplified Linear Framework for Interpreting Patterns of Northern Hemisphere Wintertime Climate Variability. *Journal of Climate*, 17 :3728–3744, 2004.
- [91] R. G. Quayle, T. C. Peterson, C. Thomas, A. N. Basist, and C. S. Godfrey. An operational near-real-time global temperature index. *Geophysical Research Letters*, 26(3) :333–336, 1999.
- [92] A. Quételet. *Sur le Climat de la Belgique*. Hayez, 1845.
- [93] E.M. Rasmusson and T.H. Carpenter. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110 :354–384, 1982.
- [94] N. A. Rayner, P. Brohan, D. E. Parker, C. K. Folland, J. J. Kennedy, M. Vanicek, T. Ansell, and S. F. B. Tett. Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century : the HadSST2 dataset. *Journal of Climate*, 19 :446–469, 2006.
- [95] N. A. Rayner, D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan. Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871–2000. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2003.
- [96] J. C. Rogers. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112(10) :1999–2015, 1984.
- [97] C.F. Ropelewski and M.S. Halpert. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115 :1606–1626, 1987.
- [98] M.E. Schlesinger and N. Ramankutty. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367(6465) :723–726, 1994.
- [99] F.B. Schwing, T. Murphree, and P.M. Green. The Northern Oscillation Index (NOI) : a new climate index for the northeast Pacific. *Progress in Oceanography*, 53(2-4) :115–139, 2002.
- [100] A. Piyush Shanker and R. S. Nanjundiah. Morlet wavelet analysis of tropical convection over space and time : Study of poleward propagations of Intertropical Convergence Zone (ITCZ). *Geophys. Res. Lett.*, 3, 2004.
- [101] T. M. Smith, R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore. Improvements to NOAA’s Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, 21(10) :2283–2296, May 2008.
- [102] H. Svensmark. Cosmoclimatology : a new theory emerges. *Astronomy & Geophysics*, 48 :1.18–1.24, February 2007.
- [103] D. W. J. Thompson, J. J. Kennedy, J. M. Wallace, and P. D. Jones. A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, 453(29), May 2008.

- [104] D. W. J. Thompson and J. M. Wallace. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature field. *Geophysical Research Letters*, 25(9) :1297–1300, may 1998.
- [105] D. W. J. Thompson and J. M. Wallace. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I : Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13 :1000–1016, 2000.
- [106] D. W. J. Thompson and J. M. Wallace. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode. *Science*, 293 :85–89, July 2001.
- [107] C. Torrence and P. J. Webster. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8) :2679–2690, 1999.
- [108] K. E. Trenberth. Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112 :326–332, 1984.
- [109] K. E. Trenberth, G.W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N-C. Lau, and C.F. Ropelewski. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 103(7) :14291–14324, 1998.
- [110] K. E. Trenberth and J. W. Hurrell. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climates Dynamics*, 9 :303–319, 1994.
- [111] K. E. Trenberth and D. A. Paolino Jr. The Northern Hemisphere sea-level pressure data set : Trends, errors and discontinuities. *Monthly Weather Review*, 108 :855–872, 1980.
- [112] K. E. Trenberth and D. J. Shea. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33 :4, 2006.
- [113] K. E. Trenberth and D.P. Stepaniak. Indices of El Niño Evolution. *Journal of Climate*, 14 :1697–1701, 2001.
- [114] S. M. Uppala. The ERA-40 re-analysis. *The Quartely Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612) :2961–3012, 2005.
- [115] I. G. Usoskin, S. K. Solankin, M. Schussler, K. Mursula, and K. Alanko. Millennium-Scale Sunspot Number Reconstruction : Evidence for an Unusually Active Sun since the 1940s. *Physical Review Letters*, 91(21), November 2003.
- [116] G.T. Walker and E.W. Bliss. World Weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, IV(36) :53–84, 1932.
- [117] J. M. Wallace and D. S. Gutzler. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109(4) :784–812, April 1981.
- [118] P.A.G. Watson and L.J. Grey. How does the quasi-biennial oscillation affect the stratospheric polar vortex? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2013.
- [119] K. Wolter. The Southern Oscillation in surface oscillation and climate over the Atlantic, eastern Pacific, and Indian Oceans, as captured by cluster analysis. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26 :540–558, 1987.
- [120] K. Wolter and S.M. Timlin. El Nino-Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index. *International Journal of Climatology*, 31 :1074–1087, 2011.

- [121] S. D. Woodruff, H. F. Diaz, E. C. Kent, and R. W. Reynolds. The Evolving SST Record from ICOADS. Dans *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*, volume 33, pages 63–83. Springer, 2008.
- [122] S. D. Woodruff, S.J. Worley, S. Lubker, Z. Ji, J.E. Freeman, D.I. Berry, P. Brohan, E.C. Kent, R.W. Reynolds, S.R. Smith, and C. Wilkinson. ICOADS Release 2.5 : extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *International Journal of Climatology*, 31(7) :951–967, 2010.
- [123] X. Yang and T. DelSole. Systematic Comparison of ENSO Teleconnection Patterns between Models and Observations. *Journal of Climate*, 25(2) :425–446, 2012.
- [124] F. Yu and G. Luo. Effect of solar variations on particle formation and cloud condensation nuclei. *Environ. Res. Lett.*, 9 :7pp, 2014.
- [125] Y. Zhang, J. M. Wallace, and D. S. Battisti. ENSO-like Interdecadal Variability : 1900–93. *Journal of Climate*, 10 :1004–1020, 1997.

Glossaire

- AAO** Antarctic Oscillation. 28, 29, 49, 106, 143
- AAOI** Antarctic Oscillation Index. 106
- AMO** Atlantic Multidecadal Oscillation. 28, 31, 110, 112, 143
- AO** Arctic Oscillation. 28, 29, 49, 104, 106, 113, 141–143, 152
- CPC** Climate Prediction Center. 32, 35, 104, 106, 108, 112, 113, 115, 118, 120–122, 144
- CRU** Climatic Research Unit. 22, 23, 94, 99, 107, 108
- CRUTEM** Série de données d’anomalies de températures globales continentales du CRU. 89–91, 93–95
- ENSO** El Nino Southern Oscillation. 38, 47, 49, 119, 121, 146
- EPICA** European Project for Ice Coring in Antarctica. 10
- ERSST** Extended Reconstructed Sea Surface Temperature. 24, 119, 122
- GHCN** Global Historical Climatology Network. 20–22, 24, 96
- GISS** Goddard Institute for Space Studies. 22, 23, 69, 86, 96, 99, 146, 150
- GLBTs** Série de données d’anomalies de températures globales continentales du GISS. 96, 97
- Global-SST** Série de données de températures de la surface des océans tropicaux. 116, 118, 122
- Global-SST ENSO Index** Un indice de l’oscillation australe. 35
- HadCRUT** Série de données d’anomalies de températures combinées continentales et océaniques (CRU et Met Office). 89, 93–95, 150
- HadSST** Série de données d’anomalies de températures océaniques du UK Met Office (Hadley Centre). 89, 92–94, 121
- ICOADS** International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. 23, 24, 92, 116, 127
- JISAO** Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean Land-Ocean. 103, 104, 112–114, 116
- LOTI** Land-Ocean Temperature Index, série de données d’anomalies de températures continentales et océaniques du GISS. 97
- MEI** Multivariate Enso Index. 35, 49, 126, 127

- NAM** Northern Annular Mode. 28, 29, 104
- NAO** North Atlantic Oscillation. 28, 31, 48, 49, 107, 108, 110, 113, 142, 152
- NCAR** National Center for Atmospheric Research. 7, 24, 35, 37, 49, 69, 101, 103, 104, 107, 112, 122, 123, 125, 138, 140, 144, 146
- NCDC** National Climatic Data Center. 21–24, 97, 99
- NCEP** National Centers for Environmental Prediction. 7, 24, 35, 49, 69, 92, 101, 103, 104, 107, 112, 116, 124, 138, 140, 144, 146
- NHTs** Série de données d’anomalies de températures continentales de l’hémisphère nord du GISS. 96
- NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration. 21, 22, 96, 104, 110
- NP** North Pacific. 28, 32, 49, 113, 145, 146
- OISST** Optimum Interpolation Sea Surface Temperature. 96, 119
- OMM** Organisation météorologique mondiale. 14, 16, 18
- ONI** Oceanic Niño Index. 122
- PDO** Pacific Decadal Oscillation. 28, 32, 33, 49, 114, 115, 146
- PNA** Pacific/North American. 28, 32, 49, 108, 112, 113, 115, 144–146
- QBO** Quasi-biennial oscillation. 37, 38, 127, 152
- SAM** Southern Annular Mode. 28, 29, 106
- SAMI** Southern Hemisphere Annular Mode Index. 106
- SHTs** Série de données d’anomalies de températures continentales de l’hémisphère sud du GISS. 96, 97
- SOI** Southern Oscillation Index. 35, 49, 122–125
- TNI** Trans Niño Index. 121
- ZCIT** La zone de convergence intertropicale. 26, 33