



HAL
open science

Les observations spatiales historiques permettent elles d'évaluer le bilan énergétique du climat et d'estimer la sensibilité climatique? Une tentative avec les observations de géodésie spatiale

Benoit Meyssignac

► To cite this version:

Benoit Meyssignac. Les observations spatiales historiques permettent elles d'évaluer le bilan énergétique du climat et d'estimer la sensibilité climatique? Une tentative avec les observations de géodésie spatiale. Climatologie. Université Toulouse-III-Paul-Sabatier, 2021. tel-03700636

HAL Id: tel-03700636

<https://hal.science/tel-03700636>

Submitted on 24 Jun 2022

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

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

Les observations spatiales historiques permettent elles
d'évaluer le bilan énergétique du climat et d'estimer la
sensibilité climatique?

Une tentative avec les observations de géodésie spatiale.

Benoit Meyssignac

Manuscrit présenté en vue de l'obtention de l'habilitation à diriger des
recherches.

Date de soutenance : 10 décembre 2021
Etablissement soutenance : UNIVERSITE TOULOUSE III
Jury : M. OLIVIER BOUCHER, Président du jury, DIRECTEUR DE RECHERCHE CNRS
CNRS PARIS
Mme PASCALE BRACONNOT, Rapporteur du jury, DIRECTEUR DE RECHERCHE
CEA GIF/YVETTE
M. JEAN-LOUIS DUFRESNE, Rapporteur du jury, DIRECTEUR DE RECHERCHE CNRS
UNIVERSITE PARIS 6
Mme ISABELLE PANET, Rapporteur du jury, CHARGE DE RECHERCHE
UNIVERSITE PARIS 7
Mme ANNY CAZENAVE, Membre du jury, INGENIEUR CNES
UNIVERSITE TOULOUSE III
M. MARTIN GIARD, Membre du jury, DIRECTEUR DE RECHERCHE CNRS
CNRS
M. JEAN-MICHEL LEMOINE, Membre du jury, INGENIEUR CNES
CNES TOULOUSE
M. REMY ROCA, Membre du jury, DIRECTEUR DE RECHERCHE CNRS
UNIVERSITE TOULOUSE III
Ecole doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace - UPS

Table des matières

Introduction	1
1 Le bilan énergétique de la Terre et les flux d'énergie dans le système climatique	5
1.1 Bilan d'énergie du système climatique	5
1.2 Les flux d'énergie dans le système climatique	6
1.3 La représentation du cycle de l'énergie du système climatique	9
2 Mon approche du problème	13
2.1 Ma démarche scientifique	13
2.2 Les observations satellites	14
2.3 Un travail en collaboration	15
3 Le bilan d'énergie globale aux échelles de temps interannuelles à séculaires	17
3.1 La dynamique du système climatique	17
3.2 Le forçage radiatif effectif	19
3.3 Les rétroactions du climat	21
3.4 La réponse transitoire de la température de surface et la pénétration de la chaleur dans l'océan	23
3.5 La réponse asymptotique de la température de surface et la sensibilité climatique	27
4 Les limites de la représentation actuelle du bilan d'énergie globale aux échelles de temps interannuelles à séculaires	31
4.1 Un problème non-observable	31
4.2 Un bilan d'énergie approximatif	32
4.2.1 Une dépendance non-linéaire à la température de surface globale	32
4.2.2 Une dépendance à la structure géographique de la température de surface	33
4.2.3 Un état de référence hors équilibre	34
4.3 Un problème stochastique	35
5 Mes recherches : Estimer et contraindre le bilan d'énergie par observations. Premiers résultats	37

5.1	Le lien entre le contenu en chaleur de l’océan et les variations du niveau de la mer et du champ de gravité de la Terre (branche rouge de la figure 7.1)	38
5.2	Développer les observations du niveau de la mer et du champ de gravité terrestre en estimant précisément les incertitudes associées (branche orange et jaune figure 7.1)	41
5.3	Appliquer la contrainte observationnelle et analyser les premiers résultats sur la sensibilité climatique	46
6	Perspectives	49
7	Les autres aspects de mes recherches depuis ma thèse	53

Introduction

Ça a débuté comme ça. Par une discussion avec Anny (Cazenave) dans son bureau au Legos, à la fin de l'année 2013. Nous devions écrire un nouveau projet de recherche pour répondre à l'appel d'offre du CNES sur la valorisation des données des satellites altimétriques (Topex/Jason 1 et 2). Depuis plusieurs années, nos études montraient que le bilan du niveau de la mer, tant à l'échelle globale que régionale, fermait avec une précision de quelques dixièmes de mm/an. Ceci était devenu possible grâce en particulier à l'avènement récent des systèmes d'observation ARGO (pour la température océanique) et GRACE (pour le champ de gravité de la Terre). Avec ces performances, le système d'observation du niveau de la mer dans son ensemble (i.e. altimétrie radar, ARGO, GRACE et marégraphie) était à maturité. Nous savions que la précision limite du système n'était pas loin (de l'ordre de ± 0.1 mm/an) et qu'il n'y avait donc pas beaucoup de marges pour progresser plus sur ces questions. Ce jour-là, nous discutons donc de nouvelles voies à explorer avec l'altimétrie radar. Anny proposa d'étudier le niveau de la mer à la côte. Cela représentait un nouveau défi car les mesures d'altimétrie radar nécessitaient le développement d'un traitement dédié pour s'accommoder de la proximité des régions émergées. Je proposais de mon côté de m'orienter vers les questions d'énergie et d'utiliser les mesures d'altimétrie radar pour évaluer la composante océanique du bilan d'énergie du système climatique.

L'idée de regarder le bilan d'énergie me taraudait depuis plus d'un an déjà. Mes conversations répétées avec Remy (Roca) et son invitation au workshop CERES de 2014 m'avaient fait découvrir la communauté qui travaillait sur le bilan radiatif de la planète et plus largement sur les flux d'énergie à la surface de la Terre et dans l'atmosphère. En même temps que je découvrais cette communauté, je découvrais les questions scientifiques associées au cycle de l'énergie dans le système climatique. Je ne m'attendais pas à ça ! Des questions fondamentales, vieilles de plus de 35 ans comme celles de la sensibilité climatique étaient encore ouvertes (*National Research Council* [1979]). En y regardant bien, on trouvait même des questions posées dans les années 1960 (comme celle de la diffusion de la chaleur dans l'océan abordée par *Munk* [1966] par exemple) encore âprement débattues. Les théories et les modèles donnaient bien (et donnent encore) des interprétations à ces problèmes mais les observations étaient limitées et l'information qu'elles donnaient ne corroborait pas les modèles. Par exemple, la sensibilité climatique observée était significativement plus petite que la sensibilité climatique modélisée (*Stocker et al.* [2013]). De même les mesures de la diffusion diapycnale dans l'océan étaient trop petites pour expliquer la diffusion verticale de chaleur dans l'océan avec la représentation de Munk (e.g. Ledwell 1998). En résumé, le climat nous proposait ici des questions scientifiques fondamentales encore largement ou-

vertes et qui, comme chacun le sait, sont extrêmement importante pour la société. Bref, un sujet passionnant !

En cette fin d'année 2013, ma thèse était déjà loin. C'était le moment pour moi de choisir une nouvelle orientation à mes recherches et l'occasion se présentait de regarder le bilan d'énergie en y apportant un nouveau point de vue : celui des observations géodésiques de niveau de la mer et du champ de gravité. L'occasion était trop belle ! J'avais envie de participer à cet effort de recherche pour comprendre ce qui s'y jouait, les problèmes scientifiques qui se posaient et les enjeux associés. Et puis qui sait ? Peut-être que l'approche géodésique pourrait apporter une pierre à l'édifice et pourrait participer (même si c'est modestement) à une meilleur compréhension de ces « vieux » problèmes de la science du climat (je dis « vieux » ici car ces problèmes ont plusieurs dizaines d'années quand la science du climat a tout au plus 150 ans).

Je me suis donc lancé. Et 7 ans plus tard, je présente dans ce manuscrit mon analyse du problème du bilan énergétique du climat tel qu'il est posé dans la littérature ainsi que les premiers résultats de mes recherches sur ce sujet.

La question du bilan d'énergie du climat est une question vaste et complexe qui recouvre une très grande variété de processus. Ces processus couvrent les échelles spatiales du micron (pour les processus radiatifs par exemple) à la dizaine de millier de km (l'échelle planétaire) et les échelles temporelles de la seconde au milliard d'années. Au cours des huit dernières années qui me séparent de ma soutenance de thèse, je me suis concentré sur le bilan d'énergie à l'échelle globale et sur des temps caractéristiques de l'année au séculaire car c'est a priori sur ces échelles de temps que la contrainte observationnelle spatiale est la plus pertinente. Dans ce manuscrit je discute donc essentiellement du bilan d'énergie à ces échelles spatio-temporelles. Je commence par présenter rapidement le cycle de l'énergie du système climatique, les problèmes scientifiques associés et mon approche scientifique du sujet (chapitre 1 et chapitre 2). Je décris ensuite plus particulièrement la compréhension actuelle du bilan d'énergie global aux échelles interannuelles à séculaires et sa représentation dans la littérature (chapitre 3). J'analyse les limites de cette représentation (chapitre 4) et j'explique comment mon travail permet de répondre à certaines de ces limites (chapitre 5). Je propose enfin des perspectives futures pour ces recherches (chapitre 6). Je termine par une courte section dans laquelle je montre succinctement les autres aspects de ma recherche depuis ma thèse, c'est à dire ceux qui n'ont pas concerné le bilan d'énergie du climat (7).

Dans la communauté scientifique nous avons souvent l'occasion de présenter le détail de nos travaux à travers les publications, les conférences , les ateliers et les discussions. D'ailleurs l'ensemble des resultats que je présente dans ce document sont tous publiés et disponibles dans la litterature. En revanche, il est rare que nous ayons l'occasion de montrer la démarche qui nous anime ou la direction de recherche que l'on développe. Pourtant je crois que c'est tout aussi important. Je saisi dans ce manuscrit l'occasion de le faire. Du coup, plutot que de présenter par le menu le contenu de mes publications, j'ai préféré présenter ici ma démarche et comment mon travail s'inscrit dans une dynamique scientifique communautaire qui cherche à répondre à des questions fondamentales. Je passe donc beaucoup de temps à faire une présentation critique du problème scientifique auquel je m'intresse (10 pages environ), à en livrer une lecture personnel d'un point de vue des sciences de l'observation et à expliquer ce que mes travaux apportent dans ce contexte (20

pages environ). Je passe moins de temps (15 pages environ) à expliquer le contenu de mes articles (que vous pouvez de toute façon trouver dans la littérature). Ne soyez pas surpris !

Avant de commencer, je veux remercier les gens avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler sur ce sujet. Il y a bien sûr les gens avec qui j'ai collaboré scientifiquement. Leur contribution a été essentielle et je les remercie un peu plus bas dans la section 2.3 en rappelant le rôle qu'ils ont joué. Il y a ensuite les gens qui partagent ma vision du problème et permettent les projets comme Thierry Guinle, Nicolas Picot, Gérald Dibarboure, Gilles Larnicol et Joël Dorandeu, . Enfin il y a les gens qui veillent au bon déroulement des choses et sans qui rien ne serait possible comme Philippe Kubik, Eric Boussarie, Juliette Lambin, Selma Cherchali, Anne Lifermann, Annick Sylvestre Baron, Mioara Manda, Nadine Lacroux, Agathe Baritaud, Brigitte Cornou et Martine Mena. Et puis je voudrais aussi remercier spécialement ma femme et mes enfants pour la patience et le soutien qu'ils me témoignent au jour le jour.

Chapitre 1

Le bilan énergétique de la Terre et les flux d'énergie dans le système climatique

1.1 Bilan d'énergie du système climatique

Dans ce manuscrit, je considère le système climatique terrestre en tant que système formé par l'atmosphère, l'océan, la cryosphère et les continents. Par « cryosphère » je désigne l'ensemble des zones englacées qui sont à la surface de la Terre (e.g. glaciers de montagnes, calottes polaires, petites calottes) et par « continents » la partie de la croûte terrestre émergée qui est active hydrologiquement et énergétiquement (i.e. qui échange de l'eau et/ou de l'énergie avec l'atmosphère, l'océan ou la cryosphère). Par ailleurs, je m'intéresse aux variations de ce système aux échelles interannuelles à séculaires. A ces échelles de temps l'influence des cycles biogéochimiques sur le système climatique est faible par rapport à l'influence des processus physiques (voir par exemple *Heinze et al.* [2019]). Je ne considère donc que la physique du système climatique.

Le système climatique n'est pas isolé. Il échange de l'énergie avec l'extérieur. Se trouvant à la surface de la Terre, il échange de l'énergie avec l'Espace d'une part et avec la Terre interne d'autre part. Les échanges d'énergie avec l'Espace se font en haut de l'atmosphère sous forme radiative (on considère les échanges de matière en haut de l'atmosphère comme négligeables et les échanges d'énergie qui y sont associés comme négligeables aussi). Le système climatique reçoit du soleil un flux radiatif R_i qui couvre tout le spectre lumineux (le flux est maximum dans le visible) et réémet vers l'espace un flux radiatif R_o dans la bande infrarouge du spectre. Sur le plancher océanique et en bas de la couche hydrologiquement active des continents, le système climatique reçoit de la Terre interne un flux d'énergie F_G sous forme essentiellement radiatif et sensible. On appelle ce flux d'énergie le flux géothermique (e.g. *Pollack et al.* [1993]).

En appliquant le premier principe de la thermodynamique au système climatique dans un référentiel terrestre fixe par rapport à la croûte terrestre, on établit le bilan d'énergie du système climatique sur un temps infinitésimal dt , selon l'équation suivante :

$$dE = dE_c + dE_p + dU = \delta W + \delta Q = \delta W + R_i dt - R_o dt + F_G dt$$

Avec E l'énergie totale du système climatique, E_c son énergie cinétique, E_p son énergie potentielle, U son énergie interne, W le travail des forces du milieu extérieur sur le système

(essentiellement les forces de marée et des astres du système solaire) et Q la quantité de chaleur échangée avec le milieu extérieur.

Ici je m'intéresse au bilan d'énergie du système climatique actuel (i.e. depuis l'ère préindustrielle) et à ses variations sur des temps caractéristiques de quelques années à quelques centaines d'années (ce sont typiquement les temps caractéristiques qui sont considérés dans les scénarios du GIEC, *Stocker et al.* [2013]). Pour l'étude de cette période et de ces temps caractéristiques, on définit souvent comme état de référence dans la littérature, le système climatique moyen autour de 1860 (moyenné environ sur une vingtaine d'années), c'est-à-dire au début de l'accélération des émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Les variables du système sont définies comme des anomalies par rapport à cet état de référence moyen autour de 1860.

Aux échelles interannuelles à séculaires, la position moyenne des astres du système solaire change très peu ainsi que la géométrie des bassins océaniques et des continents. Donc les anomalies de force de marée changent très peu et l'on peut négliger le terme δW de l'équation de bilan d'énergie. Le flux géothermique dépend du gradient thermique généré par la différence de température entre le manteau et la croûte, de la radioactivité des roches de la croûte terrestre et localement des changements de phase des matériaux ainsi que de l'activité tectonique. F_G s'élève actuellement typiquement à $0.09W.m^{-2}$ (e.g. *Davies and Davies* [2010]) et il évolue très peu sur des temps caractéristiques de la centaine d'année (moins de 1%). Les anomalies de F_G sont donc très petites et négligeables devant les anomalies de R_i et R_o et de E . Nous les négligeons et nous écrivons le bilan d'énergie du système climatique actuel en anomalies selon l'équation suivante

$$\frac{dE}{dt} = R_i - R_o$$

Dans cette équation E , R_i et R_o représentent maintenant des anomalies. J'ai gardé cependant la même notation des variables qu'auparavant, pour plus de simplicité.

1.2 Les flux d'énergie dans le système climatique

Le flux d'énergie total reçu du soleil, R_i , est la différence entre le flux solaire reçu en haut de l'atmosphère, Q , et le flux réfléchi par l'albédo de la Terre, $\alpha.Q$. L'albédo de la Terre dépend essentiellement de la couverture nuageuse et des caractéristiques des nuages (taille des gouttes d'eau, forme et tailles des cristaux de glaces...), de la couverture de neige et de glace à la surface, de la concentration de vapeur d'eau et d'aérosols présents dans l'atmosphère et de la température de l'atmosphère et de la surface. Dans l'état actuel du système climatique, la partie du flux solaire réfléchi par l'albédo de la Terre s'élève à 29% du flux total reçu, de telle sorte que le flux solaire net reçu par le système climatique moyenné sur dix ans, R_i , s'élève typiquement à $240.2 \pm 2W.m^{-2}$ (cf figure 1.1 tirée de *Stephens et al.* [2012], voir aussi *Trenberth et al.* [2015]; *Wild et al.* [2015]; *L'Ecuyer et al.* [2015]).

Le rayonnement thermique émis par la Terre, R_o , dépend essentiellement de la température de la surface de la Terre et de l'atmosphère, de la concentration en vapeur d'eau et en gaz à effet de serre (GES) (essentiellement CO_2 , CH_4 , N_2O et O_3), de la couverture nuageuse et des caractéristiques des nuages. R_o moyenné sur dix ans s'élève actuellement

typiquement à $239.7 \pm 3.3 W.m^{-2}$ (cf figure 1.1 et *Stephens et al.* [2012]; *Trenberth et al.* [2015]; *Wild et al.* [2015]; *L'Ecuyer et al.* [2015]) .

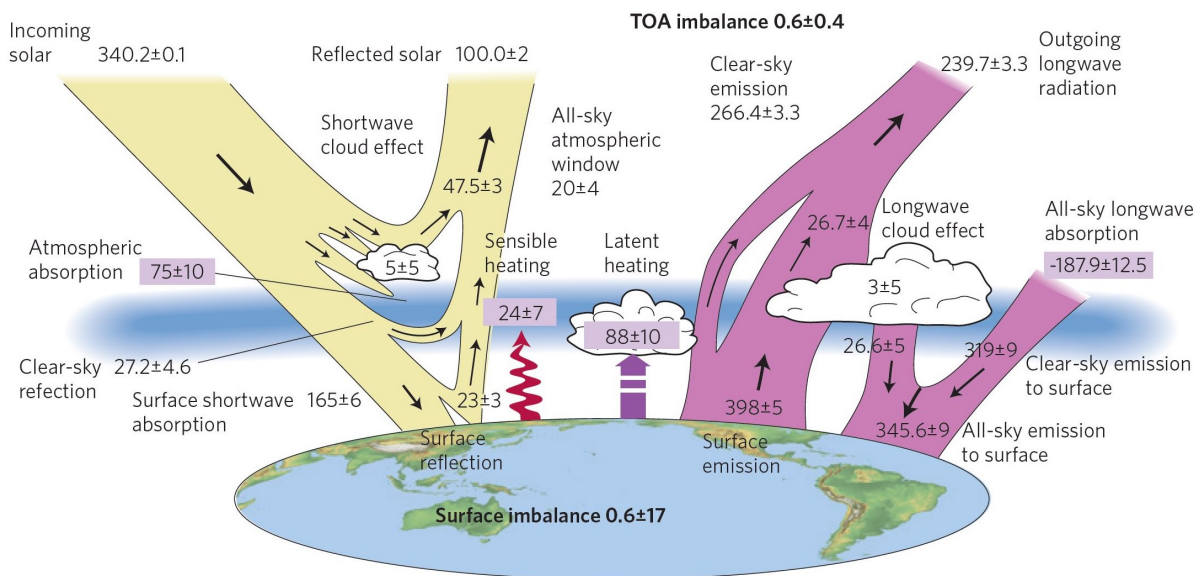


Figure 1.1 – représentation des flux d'énergie dans l'atmosphère et à la surface. Moyenne sur 2000-2010. D'après *Stephens et al.* [2012]

Quand R_i et R_o ne sont pas égaux, le système climatique reçoit le flux d'énergie $N = dE/dt$. Ce flux d'énergie moyenné sur 10 ans est actuellement typiquement de l'ordre de $+0.5$ à $+1 W.m^{-2}$ (e.g. *von Schuckmann et al.* [2016]; *Loeb et al.* [2018]; *Meysignac et al.* [2019]). Sur les dernières décennies, ce sont les émissions anthropiques de gaz à effet de serre qui sont principalement responsables de ce déséquilibre radiatif entre R_i et R_o (e.g. *Tokarska et al.* [2019]; *Charles et al.* [2020]).

Le système climatique est dissipatif si bien que rapidement (typiquement en quelques jours, une fois la variabilité synoptique dissipée) la grande majorité du flux d'énergie résultant du déséquilibre radiatif se cumule dans l'énergie interne sous forme de chaleur. Aux échelles interannuelles, la chaleur accumulée par le système climatique finit par s'accumuler à plus de 90% dans l'océan car la capacité calorifique de l'océan est de plusieurs ordres de grandeur supérieure à la capacité calorifique du reste du système climatique. 6% de la chaleur est stockée dans les continents, 3% dans la cryosphère et moins d'1% dans l'atmosphère (e.g. *von Schuckmann et al.* [2020]). La couche de mélange océanique est en équilibre thermodynamique avec les basses couches de l'atmosphère aux échelles interannuelles et plus longues. Quand elle se réchauffe, elle fait augmenter la température de surface en environ un à deux ans et modifie le rayonnement thermique R_i de la surface de la Terre. Sous la couche de mélange, la partie supérieure de l'océan qui est ventilée et qui se trouve au-dessus de la pycnocline, est en équilibre thermodynamique avec la couche de mélange aux échelles interannuelles. Sur la dernière décennie cette couche supérieure de l'océan (au-dessus de la pycnocline) a capté environ 70% des $0,5 - 1,0 W.m^{-2}$ de l'énergie absorbé par le système climatique en réponse au déséquilibre énergétique de la Terre (e.g. *Levitus et al.* [2012]). La partie de l'océan située sous la pycnocline est beaucoup plus grande que la partie supérieure (cinq à dix fois plus grande selon la profondeur de la pycnocline) et elle est quasiment isolée de la surface (sauf aux pôles, cf figure 1.2) si bien que

le temps caractéristique de sa mise en équilibre avec l'atmosphère et de son influence sur le rayonnement thermique de la surface (qui se font essentiellement par l'intermédiaire de la couche supérieure de l'océan) est beaucoup plus long, de l'ordre de plusieurs centaines à milliers d'années. Sur la dernière décennie, elle a capté environ 30% des $0,5 - 1,0 W.m^{-2}$ de l'énergie absorbée par le système climatique en réponse au déséquilibre énergétique de la Terre. Ce sont les capacités calorifiques relatives de la partie supérieure et de la partie inférieure de l'océan et le flux de chaleur entre les deux qui déterminent les temps caractéristiques d'ajustement à l'atmosphère et à la surface. Ces capacités calorifiques relatives et ce flux de chaleur sont déterminés par la profondeur de la pycnocline qui résulte de l'équilibre entre la diffusion diapycnale de chaleur (due à la turbulence de petite échelle) d'une part, et le soulèvement des eaux froides du fond de l'océan par l'intensité de la circulation thermohaline d'autre part (e.g. *Munk [1966]*; *Gnanadesikan [1999]*; *Marshall and Zanna [2014]*). L'intensité de la circulation thermohaline est pilotée essentiellement par les échanges océan-atmosphère dans les régions polaires (surtout le vent et l'activité tourbillonnaire dans l'océan austral et la production d'eau profonde en arctique cf figure 1.2 et par ex *Gnanadesikan [1999]*; *Gregory [2000]*; *Held et al. [2010]*; *Marshall and Zanna [2014]*)

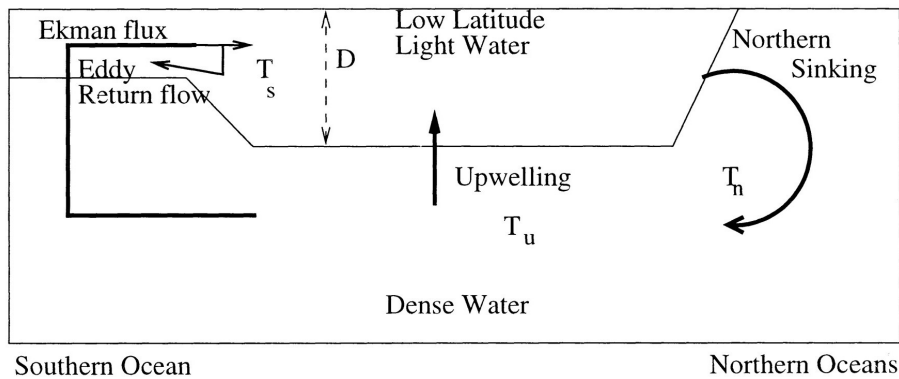


Figure 1.2 – représentation des processus qui déterminent la position de la pycnocline dans l'océan. T_u représente le soulèvement des eaux abyssales. Additionné au transport méridien des eaux de surface de l'océan austral T_s , T_u compense le taux de production d'eau profonde dans l'arctique T_h . Sur la verticale, l'équilibre entre la diffusion diapycnale et le soulèvement des eaux abyssales détermine la position de la pycnocline. D'après *Gnanadesikan [1999]*

A mesure que l'océan et les autres composantes du système absorbent la chaleur générée par le déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère, le système dans son ensemble se réchauffe avec des temps et des échelles spatiales caractéristiques multiples (comme on vient de voir pour l'océan). En réponse, R_o et R_i qui dépendent entre autre de la température de l'atmosphère et de la surface, s'ajustent dynamiquement. Cet ajustement tend à diminuer la différence $R_o - R_i$ et à amener le système vers un nouvel état d'équilibre car, dans sa configuration actuelle (i.e. avec le taux moyen préindustriel de CO_2 dans l'atmosphère, la gamme de température moyenne de la Terre, la taille des calottes polaire, la position des continents, etc.), le système climatique est stable aux échelles de temps séculaires (en effet, il se trouve sur la branche chaude d'un état qui est bistable à l'échelle de temps des glaciations-déglaciations, cf par exemple *Budyko [1969]*; *Sellers [1969]*; *North [1975]*; *Ghil and Childress [1987]*). Le nouvel état d'équilibre vers lequel le système tend sera plus chaud pour compenser l'effet du forçage du CO_2 anthropique qui est la source majeure du déséquilibre énergétique actuel entre R_o et R_i (*Stocker et al. [2013]*).

1.3 La représentation du cycle de l'énergie du système climatique

Un enjeu majeur de la science du climat d'aujourd'hui est de comprendre la trajectoire énergétique du système climatique décrit dans les deux sections précédentes. Comme je l'ai montré très rapidement, le système climatique est un système dynamique forcé, dissipatif, non-linéaire, hétérogène (i.e. avec des constituants sous différentes phases). Par ailleurs, ce système est complexe dans le sens qu'il dépend d'un très grand nombre de variables et qu'il fait intervenir des processus à toutes les échelles de temps et d'espace du cm à 10^4 km et de la seconde au million d'années (cf par exemple *Stommel* [1963]; *Ghil and Lucarini* [2020]). Par ailleurs, quand on s'intéresse à la trajectoire énergétique du système, un problème supplémentaire s'impose. Le problème vient du fait que le système est actuellement hors équilibre thermodynamique et que ce déséquilibre, qui est de l'ordre de $+1W.m^{-2}$, est 2 à 3 ordres de grandeur plus petit que les échanges moyens d'énergie qui se développent entre les composantes du système climatique (par exemple, les échanges annuels entre l'océan et l'atmosphère sont typiquement de l'ordre de la centaine de $W.m^{-2}$). Pour pouvoir représenter les effets d'une anomalie d'énergie si petite dans le système, il faut s'assurer d'une représentation complète et conservative (au sens de la conservation de l'énergie) du cycle de l'énergie du système. Ceci n'est possible qu'avec une représentation globale du système climatique.

Les premières représentations globales du système climatique en déséquilibre remontent à 1969. Elles ont été faites de manières indépendantes par *Budyko* [1969] en URSS et *Sellers* [1969] aux États-Unis. Ces représentations sont des modèles conceptuels, dits 0-D, qui représentent le système climatique par les variations de sa température de surface globale en réponse au déséquilibre radiatif en haut de l'atmosphère. Rapidement, des modèles de complexité croissante en dimension 1-D ont été proposés. Deux types de modèles 1-D sont apparus. D'une part, les modèles 1-D qui développent les équations de l'énergie le long de la latitude (voir *North and Kim* [2017] et les références citées dedans) et qu'on appelle les modèles d'équilibre énergétique (Energy Balance Models ou EBM en anglais). Ces modèles représentent le transport méridional de chaleur et sont suffisamment simples pour être résolus analytiquement. D'autre part, les modèles 1-D qui développent les équations de l'énergie le long de la verticale dans l'atmosphère (voir *Ramanathan and Coakley* [1978] et publications postérieures) et qu'on appelle les modèles radiatifs-convectifs en référence au rôle clé joué par la convection dans le transfert vertical de chaleur. Les modèles radiatifs-convectifs sont trop complexes pour être résolus analytiquement et c'est par la simulation numérique qu'on les exploite. La puissance informatique grandissante dans les années 1970 a permis des simulations numériques avec de plus en plus de variables et a donc permis l'apparition de modèles 2-D. Il y a essentiellement deux types de modèles 2-D. Ceux qui développent les équations sur l'horizontale pour résoudre la circulation grande échelle horizontale dans l'atmosphère et les modèles qui combinent EBM et modèles radiatif-convectif pour résoudre le transport vertical et méridien d'énergie (cf par e.g. *Randall* [2000] et références dedans). Aujourd'hui, on trouve des modèles de circulation générale (« General Circulation Model » en anglais, GCM) qui développent les équations sur les trois dimensions x,y et z et couplent les différentes composantes du système climatique.

La complexité croissante des modèles a permis d'atteindre un niveau inégalé de détail

dans la représentation des composantes du système climatique. Cette augmentation de résolution permet une simulation réaliste de nombreux aspects de la dynamique climatique et cela confère aux GCM un très grand intérêt pratique (avec la haute résolution, les modèles 3-D sont maintenant utilisés intensément pour des services climatiques tels que le développement de simulation prédictives à l'échelle locale). Cependant, en même temps que les GCM sont devenus plus réalistes sur certains aspects, ils sont aussi devenus plus complexes. Leur complexité aujourd'hui est telle, que quand les GCM divergent il devient difficile de déterminer les raisons des divergences et d'en tirer un enseignement ou une explication. De ce fait, pour un certain nombre de questions, les GCMs perdent leur vertu explicative (voir par exemple *Hoskins* [1983]; *Held* [2005]; *Palmer and Stevens* [2019]; *Emanuel* [2020] pour une réflexion sur différents aspects de ce sujet).

Ce problème est particulièrement aigu quand on s'intéresse à des questions scientifiques qui mettent en jeu des processus (et leur interaction avec la variabilité grande échelle) qui ne sont pas correctement compris et pour lesquels il n'y a pas de consensus dans la communauté scientifique sur la manière de les représenter dans les GCM. Un bon exemple est celui de la question de la sensibilité climatique qui dépend entre autres de la formation des nuages bas. La représentation dans les GCM des processus responsables des nuages bas et de leur interaction avec la variabilité climatique est aujourd'hui loin du consensus. Il en résulte différentes manières de les représenter dans les GCM, qui amènent chacune des estimations très différentes de la sensibilité climatique (voir par exemple *Bony and Dufresne* [2005]). Comment ces représentations différentes aboutissent-elles à des sensibilités climatiques différentes ? Est-ce dû à des processus physiques mal représentés ou non représentés dans la formation des nuages bas ? dans leur interaction avec la variabilité grande échelle ou dans les deux ? S'agit-il de problèmes dans la représentation de la géométrie des nuages ou dans leurs propriétés optiques ou les deux ? Il est difficile de répondre à ces questions avec les GCMs car le comportement physique des paramétrisations qui y sont incorporées est mal compris. Pour cette raison, sur cette question précise, les GCM n'ont pas permis à ce jour d'améliorer significativement notre compréhension au-delà de ce que la théorie physique ou les modèles simples expliquent (cf par exemple *Pierrehumbert* [1995]; *Miller* [1997]; *Bony et al.* [2013])

Cette perte de vertu explicative des GCM pose un problème aux scientifiques comme moi qui s'appuient en premier lieu sur les observations et voient dans les modèles un outil efficace qui permet d'appréhender le fonctionnement du système climatique et de découvrir la juste manière d'interpréter les observations. Ce problème a été en fait, identifié très tôt (*Schneider and Dickinson* [1974]). Il est devenu un problème central dans la communauté climat récemment (cf par ex les discussions durant l'atelier "The Modeling Hierarchies Workshop" créé conjointement par le « WCRP Grand Challenge on Clouds, Circulation and Climate Sensitivity » et le « Working Group on Coupled Models » à Princeton en 2016). La solution à apporter à ce problème n'est pas évidente et aujourd'hui deux voies sont explorées dans la littérature. Certains militent pour une approche qui cherche à la fois à simuler et prédire le climat avec des modèles globaux exhaustifs tels que les GCMs et qui en même temps cherche à comprendre les mécanismes en jeu dans ces GCMs par le développement de modèles plus simples (e.g. *Emanuel* [2020]). Comprendre les mécanismes se ferait par le développement d'une hiérarchie de modèles des plus simples vers les plus compliqués qui permette d'interpréter comment la dynamique du système climatique change à mesure que l'on ajoute (ou enlève) dans les modèles des éléments source de complexité (e.g. *Held*

[2005]). D'autres, en revanche, militent pour une augmentation de résolution des GCMs qui permettrait de résoudre certains processus clefs encore paramétrés tels que la convection profonde et ils proposent une approche stochastique afin de modéliser de manière exhaustive l'incertitude associée aux processus encore trop petite échelle pour être résolus (voir *Franzke et al.* [2015]; *Berner et al.* [2017]; *Palmer and Stevens* [2019], voir aussi *Palmer and Williams* [2009] et références dedans,).

Chapitre 2

Mon approche du problème

2.1 Ma démarche scientifique

Mon approche scientifique s'appuie en premier lieu sur les observations. Je cherche à expliquer les observations à l'aide des lois de la physique. Au quotidien, je cherche à comprendre et expliquer les observations en les comparant aux résultats des théories les plus récentes (j'entends par « théorie » un ensemble de lois et de représentations de la réalité qui, mises ensembles, ont une vertu explicative d'un phénomène donné.). Si les théories sont confirmées je cherche alors à les raffiner et si elles sont infirmées je cherche à en déterminer les limites. Pour cela je m'appuie sur l'analyse d'observations et de sorties de modèles de complexités différentes (par « modèle », j'entends un système d'équations écrites avec les formules mathématiques usuelles ou écrites avec des codes informatiques de telle sorte qu'on peut calculer analytiquement ou numériquement des réalisations de la théorie). Pour les modèles simples et de complexité intermédiaire je participe moi-même au développement des modèles et des simulations. Pour les GCM, je m'appuie sur des collaborations avec des modélisateurs qui développent les GCM.

Cette approche qui a un but explicatif peut s'éloigner parfois des approches qui s'appuient préférentiellement sur de la modélisation haute résolution (avec des GCM par exemple) et qui privilégient le but prédictif. C'est parce que, comme on l'a vu plus haut (avec la perte de vertu explicative), même s'ils sont bien adaptés aux calculs de projections, les GCM ne sont parfois pas l'outil le plus adapté pour expliquer les observations sur certains aspects du bilan d'énergie. L'approche prédictive est néanmoins très généralement répandue dans la communauté des sciences du climat du fait de son intérêt pratique et sociétal (pour la fourniture de services climatiques et l'anticipation des risques associés au changement climatique). Je m'appuie sur des collaborations pour intégrer cette approche prédictive dans ma démarche.

Depuis ma thèse, mon activité de recherche vise à approfondir la compréhension du cycle de l'énergie du système climatique dans le contexte du changement climatique actuel. Une caractéristique de mon travail est l'utilisation massive des observations satellitaires pour comprendre ce cycle de l'énergie.

2.2 Les observations satellites

Les observations satellitaires sont très bien adaptées à l'étude du cycle de l'énergie car elles sont globales avec une forte répétitivité temporelle. Pour l'étude du cycle de l'énergie j'utilise les données de géodésie spatiale qui comprennent les mesures de niveau de la mer par altimétrie radar (e.g. *Legeais et al.* [2018]; *Benveniste and Bonnefond* [2021]) et les mesures du champ de gravité variable par gravimétrie spatiale (e.g. *Wouters et al.* [2014]). J'utilise aussi les données du bilan radiatif de la Terre en haut de l'atmosphère (e.g. *Loeb et al.* [2018]). Je participe directement au développement des données de niveau de la mer en collaboration avec CLS (Collecte Localisation Satellite) à partir des mesures des quatorze satellites altimétriques que sont TOPEX, Envisat, ERS1,2, Altikaa, HY3A, HY3B, Jason 1,2,3, Cryosat, Sentinel 3a,b et Sentinel6-MF. Je participe aussi directement au développement des mesures de la masse de l'océan et de la perte de masse des continents en collaboration avec le GET/GS (Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale du laboratoire Geophysique Environnement Toulouse) à partir des mesures des dix satellites LAGEOS1,2 Etalon1,2, Starlette, Stella, Ajisai, BEC, GRACE et GRACE-FO. Pour les données du bilan radiatif en haut de l'atmosphère j'utilise les données des instruments CERES qui sont placés sur les satellites Terra, Aqua et SNPP. Je participe à des études d'évaluations du bilan radiatif moyen à l'échelle globale pour permettre de recalibrer les données du bilan radiatif de CERES en partenariat avec le projet ARGO de mesure in situ des températures de l'océan (projet GEWEX/GDAP du WCRP sur l'évaluation du déséquilibre énergétique moyen de la planète). Pour illustration, la figure 2.1 montre les observations de l'anomalie de bilan d'énergie radiatif en haut de l'atmosphère sur la période 2014-2017 mesurées par les instruments CERES sur Terra, Aqua et SNPP et recalée en flux moyen par les observations d'altimétrie radar et ARGO.

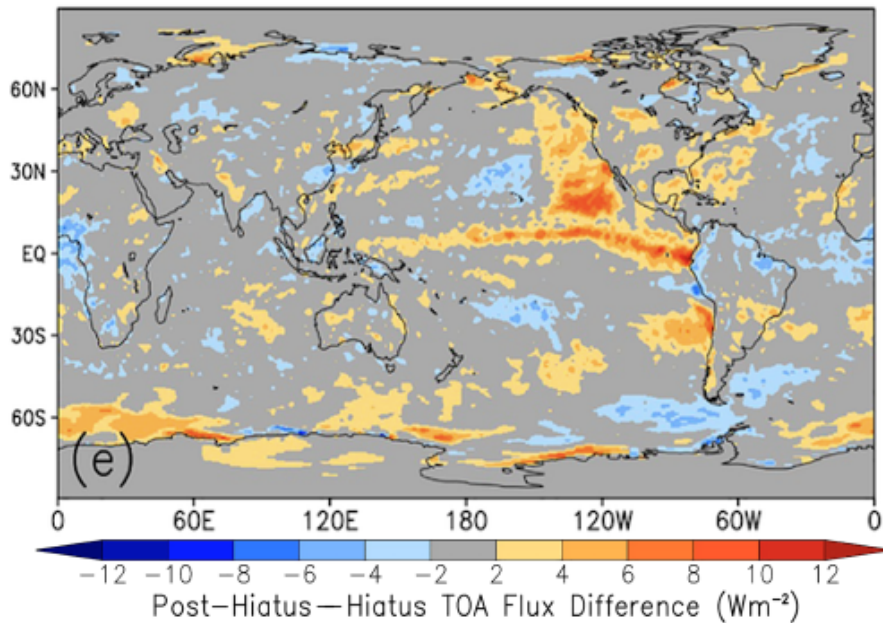


Figure 2.1 – Observations de l'anomalie de bilan d'énergie radiatif en haut de l'atmosphère sur la période 2014-2017 mesurées par les instruments Terra aqua et SNPP de l'expérience CERES et recalées en flux moyen par les observations d'altimétrie radar et ARGO. D'après *Loeb et al.* [2020]

Ce jeu de données satellitaires donne un ensemble d'observations pertinentes par sa couverture spatio-temporelle, pour traiter les questions scientifiques sur le transport d'énergie et son stockage dans le système climatique.

2.3 Un travail en collaboration

Au cours des huit années qui se sont écoulées depuis ma thèse, j'ai consacré la majorité de mon travail à traiter les données de géodésie spatiale et leurs incertitudes afin d'en dériver une contrainte observationnelle sur le bilan d'énergie. Je commence aujourd'hui à pouvoir exprimer cette contrainte sur le bilan global d'énergie aux échelles interannuelles à séculaires. Je n'ai pas encore eu le temps de regarder les échelles régionales ou des échelles temporelles plus courtes et plus longues. Ce manuscrit ne traite donc que des aspects globaux du bilan d'énergie de la planète aux échelles interannuelles à séculaire. Dans la suite je décris le détail de ce bilan global d'énergie, j'explique les limitations que j'ai identifiées dans la compréhension de ce bilan d'énergie et je décris les recherches que j'ai menées pour tenter d'y remédier.

Avant de rentrer dans le détail je voudrais rappeler que je n'ai pas réalisé tout seul, le travail que je présente ici. J'ai bénéficié de la collaboration continue et efficace de nombreux collègues. De la part d'Anny Cazenave et des ingénieurs du CNES de CLS et de Magellium, en particulier M. Ablain, S. Padilla, P. Prandi, L. Zawadsky, J.F. Legeais, A. Guerou, R. Jugier, Y. Faugère et S. Labroue, pour le traitement des données satellites altimétriques et leur analyse scientifique. De la part de Jean Michel Lemoine, S. Bourgoigne, F. Mercier, A. Couhert et P. Gegout pour le traitement des données satellites de gravimétrie et leur analyse scientifique. De la part de Sara Fleury pour l'analyse des données de glace de mer. De la part d'Aurélien Ribes pour les analyses statistiques et le traitement des incertitudes. De la part de R. Roca pour l'utilisation des données satellites de bilan radiatif et pour l'interprétation scientifique du bilan d'énergie. Par ailleurs, j'ai bénéficié du travail sérieux, efficace et indispensable de trois chercheurs que j'ai encadrés en post-doctorat , A. Melet, E. Charles, W. Llovel, de trois étudiants que j'ai encadré (ou que j'encadre aujourd'hui) en thèse A. Blazquez, J. Chenal et R. Guillaume-Castel et de deux étudiants que j'ai co-encadré en thèse H. Palanisamy et H. Dieng. Enfin, j'ai eu beaucoup de plaisir à interagir et collaborer avec les collègues nationaux et internationaux comme Goneri Le Cozannet, Thierry Penduff, Pascal Bonnefond, Olivier Boucher, Seiji Kato, Tim Boyer, John Church, Tristan L'Ecuyer, Rui Ponte, Norman Loeb, Felix Landerer, Josh Willis, Detlef Stammer et bien d'autres encore...

Chapitre 3

Le bilan d'énergie globale aux échelles de temps interannuelles à séculaires

3.1 La dynamique du système climatique

On a vu dans la section 1.1 qu'à l'échelle globale la cause des variations d'énergie du système climatique est le déséquilibre radiatif. La très grande majorité du déséquilibre radiatif se transforme en chaleur, modifiant la température du système qui modifie elle-même en retour le déséquilibre radiatif. Dans ce cycle dynamique, la variable centrale est la température. A l'échelle globale, aux échelles de temps mensuelles (et plus longues), l'atmosphère est en équilibre radiatif convectif. C'est à dire que le bilan radiatif global de chaque couche atmosphérique est en équilibre avec la convection atmosphérique qui redistribue l'énergie dans la colonne atmosphérique (depuis la surface vers les couches supérieures). Ceci fixe le gradient vertical moyen de température de telle sorte qu'à l'échelle globale, la température moyenne à toute altitude varie au premier ordre comme la température de surface. On peut alors réduire la dépendance en température de R_i et R_o à une dépendance à la température de surface T et au gradient de température F_{GT} de telle sorte que R_i et R_o s'écrivent :

$$\begin{aligned} R_i &= R_i(Q_0, \alpha(T, F_{ve}(T), F_{GT}(T), F_n(T), F_c(T), F_a(T))) \\ R_o &= R_o(G_k, T, F_{ve}(T), F_{GT}(T), F_n(T), F_c(T), F_a(T)) \end{aligned}$$

Où Q_0 représente la constante solaire ($340W.m^{-2}$, cf figure 1.1), α l'albédo de la Terre, G_k la concentration en GES k dans l'atmosphère, F_{GT} le gradient de température vertical moyen dans l'atmosphère, F_{ve} une mesure de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, F_n une mesure de la surface couverte de glace et de neige à la surface, F_c une mesure de l'effet radiatif des nuages et F_a une mesure des effets radiatifs de tous les autres paramètres environnementaux (qui sont à priori au moins un ordre de grandeur plus petit aux échelles spatiales et temporelles qui nous intéressent ici, cf section 3.3 pour une discussion la dessus).

Aux échelles de temps interannuelles (et plus longues) et à l'échelle globale, la couche limite atmosphérique est en équilibre avec la couche de mélange océanique si bien que la température de surface correspond à la température moyenne de la couche limite atmosphérique et de la couche de mélange océanique. A mesure que la chaleur due au déséquilibre radiatif N en haut de l'atmosphère pénètre la couche de mélange océanique et la couche limite atmosphérique, elle fait augmenter la température de surface. La ca-

capacité calorifique de la couche limite atmosphérique étant négligeable devant celle de la couche de mélange océanique on peut négliger la quantité de chaleur qui pénètre la couche limite atmosphérique. Le bilan d'énergie de la couche de mélange océanique détermine les variations de température de surface selon l'équation :

$$C \frac{dT}{dt} + \Phi(k, w, h_p, F_{GT_p}) = N \quad (3.1)$$

et N vérifie

$$N = R_i(Q_0, \alpha(T, F_{ve}, F_{GT}, F_n, F_c, F_a)) - R_o(G_k, T, F_{ve}, F_{GT}, F_n, F_c, F_a) \quad (3.2)$$

où C représente la capacité calorifique de la couche de mélange océanique, Φ représente le flux de chaleur de la couche de mélange océanique vers les couches inférieures, h_p représente la profondeur de la pycnocline, k la diffusion diapycnale, w la vitesse de soulèvement des eaux profondes et F_{GT_p} une mesure du gradient de température à la base de la couche de mélange océanique.

Les équations 3.1 et 3.2 représentent l'évolution dynamique du système climatique à l'échelle globale en interannuel et à plus longues périodes. Elles permettent d'analyser l'évolution du système climatique global en réponse aux déséquilibres énergétiques causés par la variabilité interne ou par les forçages externes tels que les variations de l'ensoleillement et de l'activité volcanique ou l'augmentation de concentration en GES due à l'activité humaine. Aux échelles interannuelles à séculaires les variations du forçage externe sont petites par rapport à leurs valeurs moyennes. Pour analyser l'effet de ces variations, on fait un développement de Taylor de l'équation 3.2 à l'ordre 1 en δQ_0 et δG_k par rapport à l'état de référence. Il en va de même pour la variabilité interne. A l'échelle globale, l'effet radiatif des variations de la variabilité interne est petit par rapport aux flux moyens. Pour analyser cet effet sur la dynamique climatique, on fait un développement de Taylor de l'équation 3.2 à l'ordre 1 en $T, F_{ve}, F_{GT}, F_n, F_c$. Ces développements de Taylor sont similaires et, ils sont additifs à l'ordre 1 (par linéarité).

On considère une perturbation d'ordre 1 en concentration en GES δG_k et en constante solaire δQ_0 . Ces perturbations génèrent une perturbation d'ordre 1 δT qui génère elle-même une perturbation d'ordre 1 de F_{ve}, F_{GT}, F_n, F_c et F_a de telle sorte que la réponse radiative du système s'écrit

$$\begin{aligned} R_i - R_o &= \frac{\partial R_i}{\partial Q_0} \delta Q_0 + \sum_n \frac{\partial R_i}{\partial F_n} \frac{\partial F_n}{\partial T} \delta T - \sum_k \frac{\partial R_o}{\partial G_k} \delta G_k - \frac{\partial R_o}{\partial T} \delta T \\ &- \sum_n \frac{\partial R_o}{\partial F_n} \frac{\partial F_n}{\partial T} \delta T R F_{Q_0} + \sum_k R F_{G_k} + (1 - \sum_n f_n) P \delta T \end{aligned} \quad (3.3)$$

On peut donc écrire l'équation de la dynamique du système climatique à l'ordre 1 de la façon suivante :

$$C \frac{d(\delta T)}{dt} + \Phi(k, w, h_p, F_{GT_p}) = R F_{Q_0} + \sum_k R F_{G_k} + (1 - \sum_n f_n) P \delta T \quad (3.4)$$

Où $RF_{Q_0} = \frac{\partial R_i}{\partial Q_0} \delta Q_0$ est le forçage radiatif du aux variation d'ensoleillement, $RF_{G_k} = -\frac{\partial R_o}{\partial G_k} \delta G_k$ est le forçage radiatif du à l'augmentation en concentration du GES k, $P\delta T = -\frac{\partial R_o}{\partial T} \delta T$ est la réponse radiative de corps noir du système climatique et $f_n = \frac{1}{P} \left(\frac{\partial R_i}{\partial F_n} - \frac{\partial R_o}{\partial F_n} \right) \frac{\partial F_n}{\partial T}$ est la rétroaction climatique sur le paramètre F_n induite par l'augmentation δT générée par la réponse de corps noir du système climatique. Dans la littérature on trouve souvent l'équation 2 réécrite de manière plus simple sous la forme

$$C \frac{d(\delta T)}{dt} + \Phi(k, w, h_p, F_{GT_p}) = RF + \lambda \delta T \quad (3.5)$$

Ou $RF = RF_{Q_0} + \sum_k RF_{G_k}$ représente la somme des forçages radiatifs, $\lambda = (1 - \sum_n f_n)P = \sum_n \lambda_n \delta T$ est le paramètre de rétroaction climatique qui contient l'effet de toutes les rétroactions (y compris la réponse radiative de corps noir ici) et $\lambda_n = -f_n P$ est le paramètre de rétroaction associé au paramètre d'environnement n (comme la concentration en vapeur d'eau, la couverture nuageuse, la couverture de glace, etc.).

Dans l'équation 3.4 et dans l'équation 3.5, on retrouve que le système climatique est un système dynamique forcé dissipatif. Dans ces équations, le membre de gauche, qui est établi à partir de la physique océanique, contient la dépendance en temps et détermine la structure temporelle de la réponse du système climatique au forçage (en particulier le temps caractéristique de la réponse). Le membre de droite, qui est établi à partir de la physique de l'atmosphère et de la surface, contient le forçage et les rétroactions climatiques en jeu et détermine la réponse à l'équilibre (en particulier l'amplitude caractéristique du régime permanent après retour à l'équilibre).

3.2 Le forçage radiatif effectif

L'ensoleillement et ses variations représente l'unique forçage extérieur au système Terre (*Matthes et al.* [2017]). Les autres forçages sont émis de l'intérieur (i.e. développés au sein du système Terre). Ils incluent les émissions anthropiques de GES (*Meinshausen et al.* [2017]) et d'aérosols dans l'atmosphère en conséquence de la combustion du carburant fossile et des biocarburants et dus au transport et aux activités industrielles et agricoles. Ils comprennent aussi les changements d'utilisation des terres induits par l'homme (*Hurtt et al.* [2011]) qui affectent de nombreux paramètres climatiques (albédo de surface, bilan énergétique de surface, cycle hydrologique etc.). Les concentrations atmosphériques de GES et d'aérosols peuvent aussi être modifiées par des processus naturels, tels que les cycles glaciaire-interglaciaire (*Lüthi et al.* [2008]; *Siegenthaler et al.* [2005]) et les éruptions volcaniques (e.g. *Thompson* [1995]). Dans l'ensemble, les émissions de GES et d'aérosols d'origine humaine et les changements d'utilisation des terres conduit à un forçage radiatif net continu et de plus en plus positif dans l'atmosphère. Depuis 1860 ce forçage s'élève environ à $2.4 \pm 0.7 W.m^{-2}$ (95% CL) (*Stocker et al.* [2013]). L'incertitude sur ce forçage est grande ($\pm 30\%$) et vient essentiellement de la contribution des aérosols anthropiques dont l'impact radiatif (sur les nuages en particulier) est mal compris et mal contraint observationnellement (voir par exemple *Bellouin et al.* [2020]).

Le changement de flux radiatif instantané induit par une perturbation du forçage fait apparaître des ajustements rapides (typiquement en quelques jours) de la stratosphère. Ces

ajustements modifient en retour le forçage avant même que la température de surface ne commence à changer (e.g. *Hansen et al.* [2005b]). Ces ajustements de très haute fréquence ne sont pas représentés dans les équations 3.1 et 3.2 du système dynamique globale car elle sont coupées en fréquence en dessous de l'année. Afin de définir des flux radiatifs issus du forçage, qui soient pertinents pour la représentation du système climatique global (comme décrit dans les équations 3.1 et 3.2), une nouvelle définition des forçage radiatifs a été proposée. Le forçage radiatif a été défini comme le changement de flux radiatif à la tropopause après que la température stratosphérique se soit ajustée à la perturbation radiative (e.g. voir *Myhre et al.* [2013]). Cette définition inclus donc la rétroaction rapide de la stratosphère au forçage. Plus récemment, il est apparu que l'ajout instantané d'un gaz à effet de serre à l'atmosphère induit aussi des ajustements rapides de plusieurs variables troposphériques (en particulier les caractéristiques des nuages, et le gradient vertical de température) qui modifient le bilan radiatif de la Terre sans modifier la température de surface. Ces ajustements sont significatifs en dessous du mois. Leur signature s'étend au-delà du mois jusqu'aux périodes interannuelles mais elle est de taille négligeable par rapport aux rétroactions déclenchés par la réponse de la température de surface (e.g. *Sherwood et al.* [2015]). Ces processus d'ajustement ne jouent pas de rôle dynamique dans le système qui couple le forçage radiatif à la température de surface. D'ailleurs, par construction, ces processus d'ajustement troposphériques ne peuvent pas être représentés dans les modèles globaux du système climatique qui ne dépendent que de la température de surface (telle que ceux de l'équation 3.4 et 3.5 ou des modèles plus complexes). Pour ces raisons, un nouveau concept de forçage radiatif a été proposé : le forçage radiatif effectif (Effective Radiative Forcing, ERF en anglais, voir par exemple *Myhre et al.* [2013]; *Sherwood et al.* [2015]; *Forster et al.* [2013]; *Zelinka et al.* [2013]). L'ERF est défini à la tropopause et il est calculé en maintenant toutes les composantes de la température du sol (terre, glace et océan) fixes à leurs niveaux de l'état de référence. L'ERF est alors le forçage radiatif qui résulte à la tropopause une fois que tous les ajustements rapides de la température (y compris le domaine stratosphérique), de la vapeur d'eau, de l'albédo de surface et des nuages sont pris en compte en réponse à un changement d'un agent de forçage tel que l'augmentation des concentrations de GES. Dans la pratique, souvent seule la température de surface de la mer est en fait fixée (par exemple *Shine et al.* [2003]).

Donc, dans le cas des ERF, les modifications dynamiques des flux radiatifs, qui sont indépendantes de la température de surface, et qui sont significatives en dessous du mois, ont été incorporées au terme de forçage. Si bien que la définition du forçage en terme d'ERF est adaptée à la représentation du système climatique comme un système dynamique qui ne dépend que de la température globale. En effet, dans ce cas les rétroactions climatiques correspondent bien aux changements du flux radiatif qui se développent en réponse à l'évolution de la température de surface (soit directement, soit au travers d'autres variables climatiques sensibles à la température de surface telles que la vapeur d'eau ou autres).

Une difficulté apparaît, c'est que l'ERF ne peut être calculé qu'avec un modèle type GCM. De plus l'estimation des ERF dépend du modèle, car il dépend de la simulation des ajustements rapides spécifiques au modèle (*Forster et al.* [2013]; *Zelinka et al.* [2013]). Une procédure de calcul de l'ERF est donnée dans *Pincus et al.* [2016] au sein de RFMIP (Radiative Forcing Model Intercomparison Project). Mais, malgré cette procédure unique, différents modèles donnent différentes estimations des ERF ce qui ajoute une incertitude supplémentaire aux estimations du forçage.

3.3 Les rétroactions du climat

La réponse radiative du système climatique à une perturbation est atteinte lorsque les divers constituants du système climatique qui influencent le bilan radiatif en haut de l’atmosphère se sont ajustés. Comprendre le bilan d’énergie du système climatique et sa réponse à une perturbation revient donc à comprendre (i) la réponse du système au forçage radiatif de la perturbation (RF dans l’eq 3.5) et (ii) les changements dans les divers constituants du système climatique qui produisent la réponse radiative ΔR du système. Les réponses de ces constituants radiativement actifs sont appelées rétroactions. Ces rétroactions sont définies comme la modification du bilan radiatif en haut de l’atmosphère induite par l’ajustement du constituant radiativement actif. Par définition, à l’ordre 1 en δT , la rétroaction du constituant F_n s’écrit donc de la manière suivante $\lambda_n = -(\frac{\partial R_i}{\partial F_n} - \frac{\partial R_o}{\partial F_n}) \frac{\partial F_n}{\partial T}$ (cf équation 3.5 pour la dérivation de cette écriture) ou encore $\lambda_n = -\frac{\partial N}{\partial T} \Big|_{f_{i \neq n} = 0}$ en faisant intervenir N le déséquilibre radiatif total en haut de l’atmosphère. Cette dernière écriture est intéressante car elle donne une méthode pour déterminer la rétroaction du constituant n par observation (en observant le déséquilibre radiatif en haut de l’atmosphère et en appliquant la méthode des « Kernel », voir *Soden et al.* [2008] et *Loeb et al.* [2020] par exemple). En général, évaluer les rétroactions n’est pas simple car elles font intervenir une multitude d’échelles de temps et d’espace. Hormis la méthode observationnelle, les deux approches les plus répandues pour évaluer les rétroactions sont i) l’étude des processus en jeu dans les rétroactions et leur simulation dans les GCM pour en évaluer la signature radiative ou ii) la caractérisation par la méthode « emerging constraint » (voir *Sherwood et al.* [2020] pour une revue là-dessus). On trouve aujourd’hui quatre constituants radiativement actifs dont la réponse au réchauffement du système est significative aux échelles de temps interannuelles à séculaires : le rayonnement de corps noir (ou rétroaction de Planck), l’augmentation de la vapeur d’eau et l’ajustement du gradient thermique (qui sont souvent comptés ensembles dans la littérature), la réponse de l’albédo de surface et la réponse des nuages. La somme des rétroactions de chacun de ces constituants forme la rétroaction totale du système, λ . (Voir par ex. *Sherwood et al.* [2020]; *Heinze et al.* [2019] et figure 3.1 ci-dessous).

La rétroaction de Planck représente l’émission infrarouge vers l’espace résultant d’un réchauffement de la surface et de l’atmosphère sans changement de composition. Les estimations de cette rétroaction par les GCM (*Caldwell et al.* [2016]; *Colman and Hanson* [2017]; *Vial et al.* [2013]) et par les observations de variabilité interannuelle (*Dessler* [2013]) sont en accord et donnent une valeur de $\lambda_{Planck} \simeq -4\epsilon\sigma T^3 \simeq -3,3 \pm 0,04 W.m^{-2}.K^{-1}(1\sigma)$ pour les conditions actuelles. L’incertitude de $\pm 0,04$ provient d’incertitudes dans la structure spatiale du réchauffement de surface, des distributions climatologiques des nuages et de la vapeur d’eau qui déterminent l’émissivité planétaire (ϵ).

La rétroaction de la vapeur d’eau représente les émissions visible et infrarouge vers l’espace dues au changement de concentration de vapeur d’eau atmosphérique générées par un changement de la température de surface moyenne globale. Cette rétroaction radiative se produit parce que la vapeur d’eau absorbe à la fois en visible et en infrarouge et sa concentration augmente exponentiellement avec la température. En effet, selon la loi de Clausius-Clapeyron la pression de vapeur saturante augmente exponentiellement avec la température et comme l’humidité relative globale reste constante (e.g. *Ingram* [2010]) la

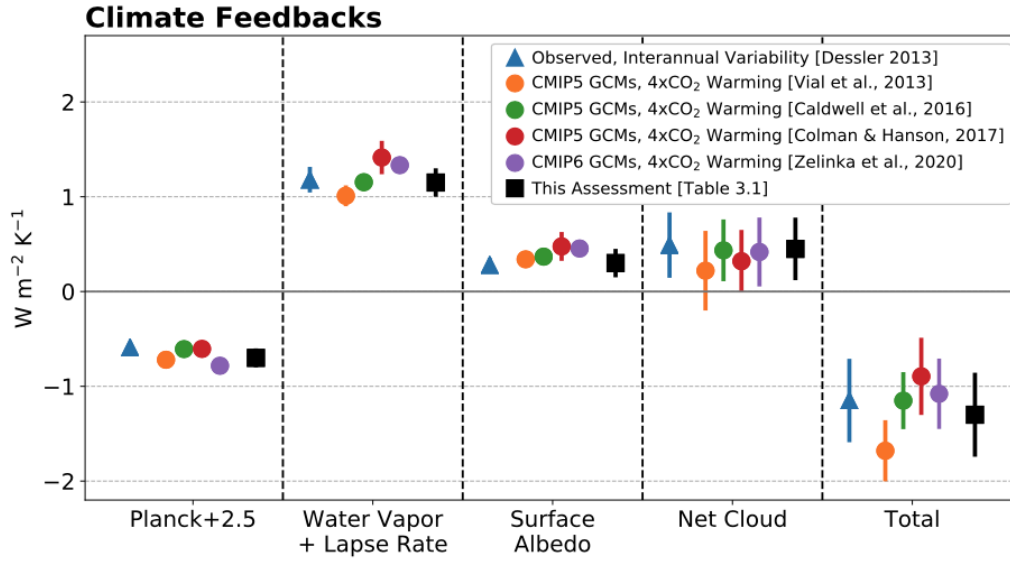


Figure 3.1 – Estimation des rétroactions climatiques globales par observations de la variabilité interannuelle, étude de processus et par analyse bayésienne. D’après *Sherwood et al.* [2020]

pression de vapeur partielle (i.e. la concentration en vapeur d’eau) augmente exponentiellement aussi avec la température. La rétroaction du gradient vertical de température représente le changement du rayonnement infrarouge émis vers l’espace résultant des changements de température verticaux non-uniformes. Cette émission infrarouge vers l’espace dépend à la fois de la température de surface et de la température atmosphérique. Les deux rétroactions, de la vapeur d’eau et du gradient vertical de température sont fortement anti corrélées parce que le rayonnement vers l’espace dépend essentiellement de l’humidité relative, qui est quasiment constante avec le réchauffement (*Zhang et al.* [1994]; *Held and Shell* [2012]; *Soden and Held* [2006]). C’est pour cette raison que ces deux rétroactions sont comptées souvent ensemble dans la littérature. La somme de ces deux rétroactions est évaluée à $1,1 W.m^{-2}.K^{-1}$ avec une incertitude de l’ordre de $\pm 0,2 W.m^{-2}.K^{-1}$ (1σ). La rétroaction de l’albédo de surface est due principalement au rétrécissement des surfaces enneigées et englacées ce qui expose au flux solaire des surfaces moins réfléchissantes. Ce sont essentiellement les hautes latitudes qui déterminent l’amplitude de cette rétroaction. L’amplitude dépend principalement de la sensibilité du rétrécissement de la neige et de la glace à la température moyenne globale, du contraste d’albédo entre les surfaces gelées et non gelées, et de la transmissivité de l’atmosphère dans le visible. Sa valeur actuelle évaluée par observation de la variabilité interannuelle et par les GCMs est typiquement de l’ordre de $0,3 W.m^{-2}.K^{-1}$ avec une incertitude de l’ordre de $\pm 0,15 W.m^{-2}.K^{-1}$. La rétroaction des nuages est la plus incertaine des rétroactions. Son estimation fait l’objet d’une activité intense de recherche depuis plus de 30 ans. La rétroaction des nuages est particulièrement difficile à estimer car elle fait intervenir divers processus liés à la formation des nuages qui sont difficiles à observer et à représenter dans les GCM. On distingue trois grands paramètres dont les variations sont responsables de la rétroaction des nuages : la couverture nuageuse (la fraction nuageuse), l’altitude des nuages, et les propriétés optiques des nuages (l’opacité des nuages). D’une manière générale, les GCM s’accordent pour prédire une rétroaction positive globale des nuages, dont plus de la moitié est due aux nuages bas. Ils montrent que la rétroaction des nuages moyens et haut est positive et essentielle-

ment due aux changements d’altitude de ces nuages. Ils montrent aussi que la rétroaction des nuages bas est positive, mais ceci est dû à la réduction de leur fraction nuageuse. Les GCM trouvent une rétroaction négative des nuages seulement à $60^{\circ}S$ et celle-ci est principalement due à une augmentation de l’opacité, en particulier pour les nuages bas. Le niveau de validation par les observations de cette réponse radiative et le niveau de compréhension que l’on en a, sont très variables avec le type de nuage en jeu et le type de processus à l’œuvre. La littérature est très abondante sur ce sujet et je renvoie le lecteur intéressé par ce sujet aux nombreuses revues disponibles (voir par exemple *Stephens* [2005] pour une revue critique sur le sujet). Au total, quand les différents processus et leurs incertitudes sont pris en compte la rétroaction des nuages est considérée comme positive avec des valeurs de l’ordre de $0,5W.m^{-2}.K^{-1}$ mais très incertaine avec une incertitude de l’ordre $\pm 0,33W.m^{-2}.K^{-1}$ (à 1σ , voir par e.g. *Sherwood et al.* [2020]). Au total, lorsque l’on somme les quatre rétroactions de la vapeur d’eau et du gradient thermique vertical, de l’effet Planck, de l’albédo de surface et des nuages, on trouve une rétroaction totale de l’ordre de $-1,4W.m^{-2}.K^{-1}$ avec une incertitude de l’ordre de $\pm 0,4W.m^{-2}.K^{-1}$. Cette estimation de la rétroaction totale correspond à l’estimation directe, faite par observation de la variabilité interannuelle du bilan radiatif en haut de l’atmosphère et de la température de surface. En effet *Forster* [2016] et *Loeb et al.* [2016], qui ont fait une revue des études observationnelles indiquent des valeurs de λ allant de $-1,13 \pm 0,5$ à $-1,25 \pm 0,5W.m^{-2}.K^{-1}(1\sigma)$. Ceci est cohérent, dans les barres d’erreurs, avec la somme des estimations des rétroactions individuelles (*Dessler* [2013]; *Donohoe et al.* [2014]; *Murphy et al.* [2009]; *Trenberth et al.* [2015]). Cet accord est important. Il montre qu’aucune rétroaction importante n’a été oubliée et que si une rétroaction a été oubliée son amplitude ne dépasse pas quelques dixièmes de $W.m^{-2}.K^{-1}$. Notons, par ailleurs, que la rétroaction totale du système climatique est bien négative donc que le système climatique dans sa configuration actuelle est bien stable aux petites variations de forçage et de température. Notons aussi que l’incertitude totale sur la rétroaction est très forte, de l’ordre de $\pm 30\%$, et que cela est une source d’incertitude importante dans l’estimation de la réponse énergétique du système climatique aux perturbations. De plus cette incertitude est potentiellement biaisée basse. En effet, elle a été validée en comparaison avec les observations de la variabilité interannuelle actuelle du système. Il est possible qu’à mesure que le système se réchauffe de nouvelles rétroactions apparaissent. Ces rétroactions ne peuvent être validées par les observations actuelles et sont donc de nouvelles sources d’incertitudes potentielles (même si les GCMs suggèrent que de telles rétroactions ne surgiraient que pour des réchauffements élevés de 4° ou plus, voir par exemple *Bloch-Johnson et al.* [2015]).

3.4 La réponse transitoire de la température de surface et la pénétration de la chaleur dans l’océan

Sur des temps caractéristiques courts de l’ordre de l’annuel au pluriannuel, c’est essentiellement la couche de mélange océanique qui répond au forçage de surface. Les échanges avec les couches plus profondes de l’océan, en bas de la couche de mélange, sont négligeables et l’équation 3.5 peut s’écrire

$$C \frac{d(\delta T)}{dt} - \lambda \delta T = RF \quad (3.6)$$

Cette équation est une équation différentielle linéaire, forcée, du premier ordre avec pour temps caractéristique $\tau = \frac{C}{\lambda}$ (qui est de l'ordre de 5 ans). La solution de cette équation est la somme d'un terme asymptotique (intégrale particulière) qui tend vers la température forcée $\frac{RF}{C}$, et d'un terme transitoire (solution de l'équation homogène) qui diminue exponentiellement vers 0 en quelques τ .

Depuis 150 ans, le forçage radiatif du au CO_2 d'origine anthropique augmente approximativement linéairement avec le temps sous la forme $RF(t) = \gamma t$ (car il dépend logarithmiquement de la concentration atmosphérique en CO_2 qui elle-même augmente approximativement exponentiellement avec le temps du fait des émissions anthropiques). La réponse de la température de surface à ce forçage est déterminée par l'équation 3.6 et s'écrit

$$\delta T(t) = \underbrace{-\frac{\gamma}{\lambda}\tau e^{-\frac{t}{\tau}}}_{\text{solution transitoire}} - \underbrace{\frac{\gamma}{\lambda}(t - \tau)}_{\text{solution asymptotique}}$$

Cette solution montre que la température de surface s'ajuste rapidement (en l'espace de quelques τ i.e. 15 ans à 20 ans typiquement) au forçage CO_2 . Après ajustement, la température de surface atteint un état asymptotique dans lequel elle suit une évolution linéaire comme celle du forçage en CO_2 (mais avec un décalage de 5 ans). Le temps caractéristique d'ajustement de 15 à 20 ans se fait sentir au début du forçage mais aussi à sa fin. Imaginons que les émissions anthropiques de GES s'arrêtent à t_0 et qu'elles deviennent constantes au niveau $RF(t > t_0) = \gamma t_0$ alors la température de surface vérifiera :

$$\delta T(t > t_0) = -\frac{\gamma t_0}{\lambda}(1 - e^{-\frac{t-t_0}{\tau}})$$

Dans cette situation la température tend bien vers le nouvel équilibre $\delta T_{eq} = \frac{\gamma t_0}{\lambda}$ correspondant au nouveau forçage permanent γt_0 dû à la concentration élevée en CO_2 . Mais l'ajustement n'est pas immédiat à $t = t_0$. La température continue à augmenter après t_0 et mets 15 à 20 ans (i.e. plusieurs fois le temps caractéristique τ) à atteindre la température d'équilibre δT_{eq} . La différence entre la température à t_0 et la température d'équilibre est ce que l'on appelle la « persistance » (le « commitment » en anglais), c'est à dire le réchauffement supplémentaire après stabilisation des émissions de GES, qu'il reste à réaliser pour atteindre l'équilibre radiatif.

L'équation 3.6 de la réponse de la température de surface au forçage radiatif RF suggère un autre élément intéressant. On a vu que cette réponse contenait une solution transitoire qui diminue en quelques τ vers zéro. Donc, si l'on observe l'amortissement de la courbe de température de surface vers la solution asymptotique, suite à une perturbation radiative (soit sur 10 ans suite à une éruption volcanique soit sur 150 ans suite à l'augmentation anthropique de GES) il semble possible d'estimer τ et donc d'obtenir une estimation de la sensibilité climatique λ (il s'agit ici d'une application basique du théorème de fluctuation-dissipation). Mais pour cela il faut observer la réponse de la température de surface sur des périodes de 10 ans et plus. Or à ces temps caractéristiques il faut tenir compte les couches plus profondes de l'océan.

Une approche simple pour prendre en compte l'océan profond consiste à représenter l'océan avec 2 couches (i.e. 1 couche profonde située en dessous de la couche de mélange) qui échangent entre elles de la chaleur essentiellement de manière diffusive et donc proportionnellement à leur différence de température. C'est un modèle particulièrement simple mais

qui permet de mettre en lumière les processus clefs et les échelles de temps caractéristiques de la pénétration de la chaleur dans l'océan (voir par exemple *Gregory* [2000]; *Held et al.* [2010] ou *Geoffroy et al.* [2013a,b] pour plus de détails sur la représentativité de ce modèle simple). Les équations de ce modèle sont simplement les équations précédentes augmentées d'un flux diffusif vertical et d'une équation pour la température de la couche inférieure :

$$\begin{cases} C \frac{d(\delta T)}{dt} - \lambda \delta T + k(\delta T - \delta T_p) & = RF \\ C_p \frac{d(\delta T_p)}{dt} - k(\delta T - \delta T_p) & = 0 \end{cases} \quad (3.7)$$

avec T_p qui représente la température de la couche inférieure, k le coefficient de couplage des deux couches (lié à la diffusion diapycnale) et C_p la capacité calorifique de la couche inférieure. k est appelé dans la littérature l'efficacité océanique d'absorption de chaleur (ocean heat uptake efficiency en anglais). Ce système de deux équations différentielles est linéaire, du premier ordre, et non homogène. La solution est donc comme précédemment, la somme d'une solution transitoire qui tend vers 0 et d'une solution asymptotique. Dans le cas du forçage linéaire en CO_2 , la solution asymptotique est elle aussi linéaire. En revanche, la solution transitoire fait apparaître deux temps caractéristiques un temps court τ_m et un temps long τ_p

$$\begin{cases} \tau_m & = \frac{(-\lambda C_p + k C_p + k C) - \sqrt{(-\lambda C_p + k C_p + k C)^2 + 4 \lambda k C C_p}}{2 C C_p} \\ \tau_p & = \frac{(-\lambda C_p + k C_p + k C) + \sqrt{(-\lambda C_p + k C_p + k C)^2 + 4 \lambda k C C_p}}{2 C C_p} \end{cases} \quad (3.8)$$

Dans le cas limite de faible couplage entre la couche profonde et la couche de mélange (i.e. $k/C \ll 1$, ce qui est le cas réaliste), le temps court τ_m caractérise la réponse de la couche de mélange au forçage radiatif et le temps long τ_p caractérise l'ajustement lent de la couche inférieure qui doit se faire par diffusion à travers la couche de mélange. La réponse de la température de surface est une combinaison linéaire de ces deux réponses. Dans la réalité, k est typiquement de l'ordre de $2.5 W.m^{-2}.K^{-1}$, τ_m est de l'ordre de 1.4 ans et τ_p est de l'ordre de 61 ans. Si bien que maintenant, du fait de la prise en compte de l'océan profond, la réponse de la température de surface fait apparaître des temps caractéristiques beaucoup plus longs, de l'ordre du siècle. Cet ajustement lent est « l'effet climatique récalcitrant » que *Held et al.* [2010] ont détecté dans leur simulation, après la stabilisation des émissions de GES. Il correspond à la longue période de temps nécessaire à la couche océanique inférieure pour évacuer la chaleur stockée vers la couche supérieure et pour que cette chaleur irradie ensuite vers le haut de l'atmosphère. Cet effet lié à l'océan profond augmente aussi significativement la durée de la « persistance » (i.e. le « commitment » qui n'était que de 15 à 20 ans quand on ne considérait que la couche de mélange). Ce modèle simple à deux couches révèle que le couplage k entre la couche de mélange océanique et l'océan profond est clef dans la réponse temporelle de la température de surface. Plus il est petit plus la réponse de l'océan est lente et plus l'effet de persistance et de « climat récalcitrant » dure longtemps après stabilisation des émissions de GES. Cela a un impact aussi quand on veut estimer la sensibilité climatique λ en analysant la réponse transitoire de la température de surface et son temps caractéristique τ (comme suggéré précédemment, par l'utilisation du théorème de fluctuation-dissipation). En effet, dans ce cas, il faudra prendre en compte le couplage k car la réponse de la température de surface en dépend fortement comme le montre la Figure 3.2 (voire aussi *North and Kim* [2017]). Ceci complique les choses car k est mal connu (voir plus bas section 4.1).

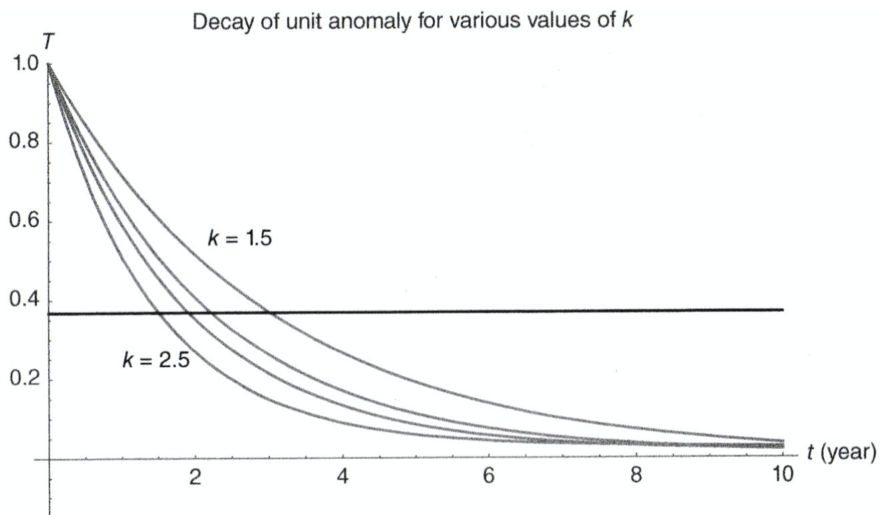


Figure 3.2 – Réponse de la température de surface à une anomalie unitaire à $t=0$ pour différentes valeurs de l'efficacité océanique d'absorption de chaleur k allant de 1.5 à $2.0 W.m^{-1}.K^{-1}$ par intervalles de 0.5 . D'après *North and Kim* [2017].

Aux échelles annuelles à décennales, le modèle à deux couches représente bien la réponse de la température de surface de la Terre et celle de l'océan au-dessus de la pycnocline telle que simulée par les GCM. En revanche il montre des limites dans la représentation de la température de surface aux échelles séculaire ainsi que dans celle de la température de l'océan sous la pycnocline et celle du déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère (e.g. *Geoffroy et al.* [2013a,b]). Ceci vient de la non-prise en compte de la ventilation des eaux abyssales en eaux denses et froides par la circulation thermohaline, qui soulève les couches d'eau froides du fond de l'océan à la vitesse w et limite la diffusion de la chaleur sous la pycnocline. *Hoffert et al.* [1980]; *Harvey and Schneider* [1985]; *Morantine and Watts* [1994]; *Raper et al.* [2001] ont utilisé des modèles qui introduisent ce terme de soulèvement. On peut résumer cette approche par les équations simples suivantes :

$$\begin{cases} ch \frac{\partial(\delta T)}{\partial t} - \lambda \delta T - cw \delta T + ck \frac{\partial(\delta T)}{\partial z} = RF & , z = 0 \\ h \frac{\partial(\delta T)}{\partial t} + w \frac{\partial(\delta T)}{\partial z} - k \frac{\partial^2(\delta T)}{\partial z^2} = 0 & , z < 0 \end{cases}$$

où $z = 0$ représente le bas de la couche de mélange, c la capacité calorifique de l'eau de mer par unité de volume, h l'épaisseur de la couche de mélange, k est le coefficient de diffusion diapycnale et w est la vitesse vertical de soulèvement. Dans cette formulation k/c est typiquement de l'ordre de 2000 à $6000 m^{-2}.yr^{-1}$ et w/c vaut typiquement quelque $m.yr^{-1}$.

Cette représentation simple s'est révélée beaucoup plus réaliste que les modèles diffusifs à couches. Elle présente naturellement une pycnocline à la profondeur k/w (entre $400m$ et $1000m$) qui est le résultat de la compétition entre la diffusion diapycnale et le soulèvement des eaux froides. Elle montre une réponse de l'océan dominée par la réponse de la couche au-dessus de la pycnocline et donne une estimation réaliste des températures de l'océan profond. En réponse au forçage historique de CO_2 ce modèle donne une réponse asymptotique en température de surface qui est linéaire comme le forçage radiatif mais avec un décalage en temps de l'ordre de la centaine d'année (le temps pour la couche au-dessous

de la pycnocline de s'ajuster). Un élément important de ce modèle est qu'il fait apparaître l'importance de la vitesse de soulèvement des eaux profondes w . En particulier, il montre que la variabilité naturelle décennale de w , peut modifier temporairement la réponse de la température de surface avec des amplitudes comparables à celles du forçage en CO_2 (*Morantine and Watts* [1994]). La limite de ce modèle simple est que la diffusivité effective du mélange diapycnal requise pour compenser la remontée d'eau froide est généralement un ordre de grandeur plus grand que les valeurs déduites des mesures in situ de la diffusion (à petite échelle *Polzin et al.* [1997], ou à grande échelle *Ledwell et al.* [1998]) dans la partie supérieure de l'océan. Même si des niveaux élevés de mélange diapycnal ont été observés dans l'océan abyssal où les ondes internes se dispersent sur la topographie du fond (*Polzin et al.* [1997]; *Garabato et al.* [2004]), il n'est pas clair que le mélange diapycnal soit le processus dominant compensant la remontée d'eau froide et contrôlant la stratification moyenne de l'océan (*Wunsch and Ferrari* [2004]) et donc l'absorption de chaleur en régime transitoire (par exemple, *Gregory* [2000]; *Banks and Gregory* [2006]; *Xie and Vallis* [2012]). Il semble que le transport d'Ekman et le transport tourbillonnaire dans l'océan austral ainsi que la production d'eaux denses dans le Nord atlantique jouent aussi un rôle important dans la modulation de la vitesse de remontée des eaux (en particulier dans l'océan profond, voir *Gnanadesikan* [1999] et *Marshall and Zanna* [2014]) et donc dans la stratification de l'océan et la réponse transitoire de la température de surface. Le modèle récent de *Marshall and Zanna* [2014] inclut ces effets et il reproduit correctement la structure verticale de la température de l'océan avec des profils verticaux de mélange diapycnal plus réalistes que les modèles précédents. *Marshall and Zanna* [2014] trouvent que l'absorption de chaleur par l'océan aux échelles séculaires se fait essentiellement dans la couche supérieure de l'océan ($> 2000m$ de profondeur) et qu'elle est pilotée en premier lieu par le transport d'Ekman induit par le vent dans l'océan Austral. Le temps caractéristique de réponse de cette absorption de chaleur aux modifications du transport d'Ekman dans l'austral est quant à lui déterminé principalement par le transport des tourbillons de l'océan Austral et par la sensibilité de la formation des eaux profondes arctiques aux changements de stratification. Ces représentations récentes du bilan d'énergie de l'océan montrent le rôle important des processus dynamiques à hautes latitudes et de leurs variations sur la stratification globale de l'océan, la distribution verticale de la chaleur dans l'océan et sur l'absorption de chaleur par l'océan.

3.5 La réponse asymptotique de la température de surface et la sensibilité climatique

Aux temps longs (quand $t \rightarrow +\infty$) la température de surface de la Terre tend vers la solution asymptotique de l'équation 3.6 qui est un point d'équilibre stable. La température de surface s'écrit alors $\delta T_{eq} = -\frac{RF}{\lambda}$. Le cas où le forçage radiatif correspond à celui d'un doublement de CO_2 dans l'atmosphère définit la « sensibilité climatique » (equilibrium climate sensitivity, ECS en anglais, *National Research Council* [1979]). L'ECS est donc la température d'équilibre du système climatique après le doublement de CO_2 dans l'atmosphère.

$$ECS = -\frac{RF_{2CO_2}}{\lambda} = -\frac{RF_{2CO_2}}{(1-f)P} \quad (3.9)$$

L'ECS détermine, au premier ordre, l'amplitude du réchauffement climatique en réponse à l'augmentation du CO_2 . La plupart des variables thermodynamiques du système climatique (comme par exemple la température, le contenu global en vapeur d'eau, le contenu en chaleur de l'océan etc) montrent, aux échelles décennales à séculaire, une réponse au forçage dont la structure spatiale est quasi-constante et l'amplitude temporelle augmente linéairement avec l'ECS (C'est ce qu'on appelle le « pattern scaling, voir par exemple *Mitchell* [2003]; *Perrette et al.* [2013]; *Grose et al.* [2018]). Cette caractéristique fait de l'ECS une métrique simple qui permet de représenter au premier ordre la réponse climatique non seulement à l'échelle globale mais aussi à l'échelle régionale. Ainsi, évaluer précisément la valeur de l'ECS permet de mieux évaluer les risques des divers scénarios d'émissions anthropique de GES (*Weitzman* [2009]; *Hope* [2015]). Ceci représente un intérêt sociétal énorme et il y a aujourd'hui beaucoup d'enjeux à réduire l'incertitude sur les estimations de l'ECS.

Bien qu'utile, le concept ECS présente des difficultés en pratique, car sa définition suppose que le climat atteint un nouvel état stationnaire après application du forçage. Ceci implique que toutes les réponses transitoires ont été amorties. Or, le système climatique est un système multi-échelle à la fois dans le temps et dans l'espace et il est difficile de trouver un temps caractéristique de coupure après lequel toutes les réponses transitoires à toutes les échelles spatiales ont été amorties. Par exemple, 100 ans est un temps caractéristique long pour les processus atmosphériques, mais court pour les processus océaniques qui impliquent l'océan profond. 5 000 ans est long pour les processus océaniques, mais court pour les processus cryosphériques qui sont impliqués dans la dynamique des calottes polaires. De nombreux autres temps caractéristiques encore plus longs (réponse du cycle du carbone, forçage solaire, forçage de la tectonique des plaques etc) existent dans le système climatique. Ainsi, dans la réalité, il est probable que le système climatique n'a jamais eu l'occasion de relaxer vers un état d'équilibre entre deux variations des forçages externes (*Duplessy and Ramstein* [2013]) et que donc l'ECS n'a jamais été atteinte. Pour contourner cette difficulté, dans la littérature quand on définit l'ECS on attache cette définition à une échelle de temps de référence. En choisissant une référence de temps, on peut sélectionner un sous ensemble de processus en jeu dans le système climatique, estimer pour ce sous ensemble l'état asymptotique attendu et en déduire une ECS. Par exemple, dans les rapports du GIEC, ce sont les échelles de temps multiséculaires qui sont choisies. A ces échelles de temps les calottes glaciaires et la végétation peuvent être considérées comme fixes. En revanche la circulation abyssale de l'océan doit être prise en compte. Sur la base de ces hypothèses on peut construire des GCM qui modélisent les processus en jeu ou chercher dans le passé des époques paléoclimatiques qui sont cohérentes avec cette représentation et en déduire une estimation de l'ECS correspondante (voir par exemple *National Research Council* [1979], ou *Stocker et al.* [2013]).

Dans ce manuscrit je considère les échelles de temps annuelles à séculaires. En choisissant ces échelles de temps ma définition de la sensibilité climatique est différente de la définition traditionnelle de l'ECS par le GIEC (*National Research Council* [1979]). En effet dans ma définition je néglige les processus plus lents qui aux échelles millénaires participent à l'ajustement du système tels que la circulation océanique abyssale ou l'émergence d'une dépendance lente des rétroactions à la température. La sensibilité climatique qui est considérée ici est comparable à celle qui est utilisée pour évaluer les GCM et qui est estimée à partir des 150 premières années des simulations d'un quadruplement abrupt du

CO_2 . Cette définition est largement utilisée dans la communauté et est appelée « sensibilité climatique effective » et notée S . Les valeurs de S et de l'ECS sont proches (par exemple, *Danabasoglu and Gent* [2009]), mais la quantification exacte de la distance entre les deux reste une question ouverte et fait l'objet de recherches intenses. Les récentes simulations longues des GCM (1000 ans et plus, cf *Rugenstein et al.* [2019, 2020]) confirme que l'ECS est très proche de S mais suggèrent que l'ECS est $6 \pm 20\%$ plus élevé que S (e.g. *Sherwood et al.* [2020]).

Que ce soit l'ECS ou S , les deux métriques restent un indicateur très pertinent pour représenter au premier ordre la réponse du système climatique aux échelles annuelles à séculaire. La figure 3.3 montre la corrélation de S avec la température en 2100 selon 3 scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (un scénario avec faibles réductions de GES -RCP8.5- un scénario avec des réductions moyennes -RCP4,5- et un scénario avec des réductions drastiques -RCP2,6-). Dans tous les cas et pour tous les modèles, le réchauffement en 2100 est bien corrélé à S . Les corrélations ne sont pas aussi fortes pour les cas de forçage plus faible pour lequel la variabilité interne du système climatique joue un rôle relatif plus important. La figure 3.3 montre aussi la corrélation de S avec l'ECS, et la réponse transitoire du climat (aussi appelée TCR. C'est la température à 70 ans lors d'une augmentation de CO_2 de 1% par an) telle qu'estimée par les GCM. S est très bien corrélée à l'ECS (0,94) et légèrement moins bien corrélée à la TCR (0,81) parce que la TCR ne dépend pas seulement de la réponse à l'équilibre mais aussi de l'absorption de chaleur par l'océan.

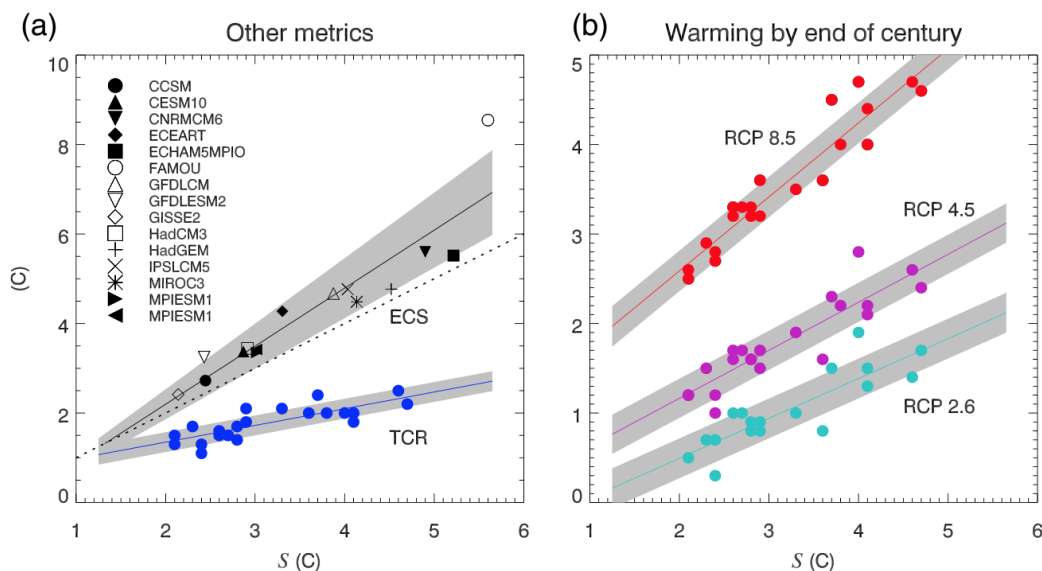


Figure 3.3 – relation entre S et plusieurs métriques du réchauffement climatique dont l'ECS, la TCR et le réchauffement en 2100 pour 3 scénarios : un scénario avec faibles réductions de GES (scénario RCP8.5), un scénario avec des réductions moyennes de GES (scénario RCP4,5) et un scénario avec des réductions drastiques de GES (scénario RCP2,6). D'après *Sherwood et al.* [2020].

L'ECS et S sont généralement estimées à partir de données instrumentales collectées sur la période historique, de proxy paléoclimatiques et de modèles climatiques de différents niveaux de complexité. Depuis le rapport *National Research Council* [1979] la gamme

estimée de l'ECS n'a pas beaucoup changé malgré des efforts de recherche massifs. Le GIEC (*Stocker et al.* [2013]) estime que la sensibilité climatique se situe dans la plage de $1,5^{\circ}\text{C}$ à $4,5^{\circ}\text{C}$ (66%CL), ce qui est sensiblement la même plage donnée par le rapport *National Research Council* [1979].

Il y a des raisons structurelles derrière ces incertitudes difficiles à réduire. La première raison est que la variable qui intervient dans le bilan d'énergie et que l'on peut donc estimer par observations ou par modélisation c'est le paramètre climatique $f = \sum_n f_n$ (ou de manière équivalente la rétroaction climatique globale λ). Ce n'est pas directement la sensibilité climatique S . Or S est une fonction inverse de f (ou de λ) si bien que S est très sensible aux incertitudes de f . En effet, supposons que l'on connaît f avec une incertitude gaussienne de type $P_f = N(f, \sigma_f)$ alors la densité de probabilité de S s'écrit $P_S(x) = \frac{P_f(\frac{x-1}{x})}{x^2}$. Cette densité de probabilité n'est pas gaussienne. Elle est asymétrique et présente une queue de distribution vers les valeurs haute de S . A mesure que l'incertitude sur f augmente, la queue de distribution vers les valeurs hautes de S grossit rapidement indiquant que des valeurs élevées de S deviennent possibles pour des incertitudes relativement faibles sur f . De plus, en général, comme la densité de probabilité de f s'étend au-delà de 1, la moyenne de S et ses moments plus élevés divergent. (voir *Andronova and Schlesinger* [2001] et *Roe and Baker* [2007] pour plus de détails). Ceci rend le problème de l'estimation de S particulièrement délicat.

La deuxième raison structurelle pour laquelle la sensibilité climatique est très sensible aux incertitudes vient du fait que la somme des rétroactions f (vapeur d'eau plus albédo plus nuage) vaut entre 0.6 et 0.7. Ceci est déjà proche de 1, si bien que toutes incertitudes qui s'ajoutent à f , même si elle est petite, rapproche f de 1 et a beaucoup d'influence sur S (voir equation 3.9), en particulier sur la queue de distribution vers les hautes valeurs de S . Ainsi toute incertitude sur la rétroaction f va être démultipliée dans l'estimation de S . (voir *Held and Soden* [2000, 2006] pour plus de détails sur ce sujet). Pour répondre à ce problème, il faut soit réduire drastiquement l'incertitude sur les différentes rétroactions et en particulier sur la rétroaction des nuages (car c'est la rétroaction la plus incertaine, *Bony et al.* [2015]; *Schneider et al.* [2017]) soit réduire l'incertitude sur la somme totale des rétroactions en proposant par exemple une contrainte observationnelle sur f total (ou λ total). C'est cette dernière voie que je poursuis depuis ma thèse.

Chapitre 4

Les limites de la représentation actuelle du bilan d'énergie globale aux échelles de temps interannuelles à séculaires

4.1 Un problème non-observable

L'idée d'une contrainte observationnelle qui permette de déterminer f (ou λ) n'est pas nouvelle. Elle est apparue tôt et proposait de s'appuyer sur les enregistrements de température de surface, d'en évaluer le temps caractéristique d'amortissement (soit dans la réponse à un forçage abrupt tel qu'une éruption volcanique soit dans la réponse à un forçage historique lent comme celui des émissions anthropiques de CO_2) et d'en déduire λ et donc la sensibilité climatique. Mais cette approche s'est heurtée rapidement à deux problèmes d'observabilité. Le premier problème d'observabilité a été identifié par Lindzen et collègues (*Lindzen* [1994] et *Lindzen and Giannitsis* [1998]). Ils ont montré (avec un modèle simple d'océan à deux couches, similaire à celui qui est décrit par les équations 3.7) que le temps caractéristique de réponse de la température de surface n'était pas déterminé uniquement par λ et la capacité calorifique de la couche de mélange océanique (comme dans le modèle simple de l'océan à 1 couche, décrit par l'équation 3.6) mais qu'il couple λ avec k le coefficient de diffusion à la base de la couche de mélange (cf figure 3.2). Le problème est que k est un coefficient mal connu avec une forte incertitude. Par conséquent, les observations de température de surface à elles seules ne permettent de contraindre qu'une combinaison des deux termes incertains que sont λ et k . Donc, sans autre observation indépendante de λ ou de k on ne peut lever l'ambiguïté et préciser l'estimation de λ .

Le deuxième problème d'observabilité vient de l'incertitude sur les estimations historiques du forçage radiatif et en particulier du forçage radiatif des aérosols (car c'est le plus incertain parmi tous les forçages). Le forçage aérosol est globalement négatif et quasi-linéaire sur le 20^{ème} siècle (*Stocker et al.* [2013]). Il compense une partie du forçage du CO_2 . Le problème est qu'une erreur sur le forçage quasi-linéaire des aérosols a un effet similaire sur le calcul de δT qu'une erreur sur le coefficient de diffusion vertical de la chaleur k (cf équation 3.9). Ceci est dû au fait que δT augmente aussi quasi-linéairement sur le 20^{ème} siècle. Il y a donc une autre ambiguïté qui apparaît sur la période historique entre le forçage incertain des aérosols et la diffusion verticale de chaleur dans l'océan. Cette ambiguïté a pour conséquence qu'à sensibilité climatique donnée (i.e. λ ou f donné) on peut

trouver tout une famille de couples [forçage aérosol, coefficient de diffusion vertical dans l'océan] qui reproduise la courbe de température de surface (voir *Hansen et al.* [2011] et la littérature associée pour plus de détails sur ce problème). Dans ce cas aussi, sans autre observation indépendante du forçage des aérosols ou de k on ne peut lever l'ambiguïté et préciser l'estimation de k et donc de λ .

Une solution à ces deux problèmes peut venir de l'estimation du contenu en chaleur de l'océan (*Hansen et al.* [2005a, 2011]) comme je le décris plus bas dans les premiers résultats de mes recherches.

4.2 Un bilan d'énergie approximatif

La représentation actuelle du bilan d'énergie global du système climatique (i.e. telle que décrite dans l'équation 3.4) est une description approximative du bilan d'énergie réel. Cette représentation est trop grossière pour répondre à certaines questions scientifiques comme celle de la sensibilité climatique. Il apparaît aujourd'hui trois limitations importantes à l'équation 3.4.

4.2.1 Une dépendance non-linéaire à la température de surface globale

La première limitation vient du fait que dans l'équation 3.4 on fait l'approximation que la réponse radiative de la Terre à une perturbation dépend linéairement des variations de température globale. Or, on sait depuis longtemps que cette hypothèse est fautive aux échelles de temps longues ($> 1000ans$), dans le cas de variations importantes de la température de surface globale. En effet, on sait par exemple depuis 1969 que la rétroaction de la couverture neigeuse est une fonction non linéaire de la température de surface (cf *Budyko* [1969] et *Sellers* [1969]) et qu'il faut prendre en compte cet effet si l'on veut expliquer les changements paléoclimatiques intenses comme ceux qui sont responsables de la succession des ères glaciaires et interglaciaires. A priori cette dépendance non-linéaire aux variations de température ne nous concerne pas ici, car nous ne nous intéressons qu'aux échelles interannuelles à séculaires. Cependant plusieurs études récentes, basées sur les GCM, suggèrent que dans l'hypothèse d'un important forçage en CO_2 (quadruplement ou sextuplement des concentrations atmosphériques par rapport au niveau préindustriel) la rétroaction des nuages montre une dépendance non-linéaire à la température (*Caballero and Huber* [2013]; *Tan et al.* [2016]; *Frey and Kay* [2018]; *Bloch-Johnson et al.* [2015]) et que cette dépendance se manifesterait beaucoup plus tôt que celle liée à la couverture neigeuse. Sous quadruplement des concentrations de CO_2 , elle serait significative dès les échelles de temps multiséculaires. Aujourd'hui il n'y a pas d'observations qui permettent de confirmer ou d'infirmer ces résultats.

4.2.2 Une dépendance à la structure géographique de la température de surface

La deuxième limitation vient du fait que dans l'équation 3.4, on fait l'approximation que la réponse radiative de la Terre à une perturbation ne dépend que de la moyenne globale de la température de surface. Or de nombreux travaux récents, basés sur les GCM, ont montré que la réponse radiative de la Terre varie significativement d'une simulation à l'autre même quand ces simulations montrent les mêmes variations de la température de surface globale (e.g. *Andrews et al.* [2015]; *Armour* [2017]; *Ceppi et al.* [2018]; *Geoffroy et al.* [2013a]; *Knutti and Rugenstein* [2015]; *Li et al.* [2013]; *Proistosescu and Huybers* [2017]; *Rose et al.* [2014]; *Rugenstein et al.* [2016]). Ceci s'explique par le fait que la réponse radiative de la Terre ne dépend pas que de la moyenne globale de la température de surface mais aussi de sa structure géographique (« effet pattern » en anglais, e.g. *Andrews et al.* [2018]; *Andrews and Webb* [2018]; *Armour et al.* [2013]; *Gregory and Andrews* [2016]; *Marvel et al.* [2018]; *Paynter and Frölicher* [2015]). Et cette structure géographique dépend entre autre de la structure géographique de la pénétration de la chaleur dans l'océan (e.g., *Marshall et al.* [2015]; *Rugenstein et al.* [2016]; *Stouffer* [2004]), de la structure géographique des différents forçages radiatifs (*Hansen et al.* [2005b]; *Marvel et al.* [2015]; *Shindell* [2014]) et de la variabilité interne. Elle change donc d'une simulation à l'autre même pour des simulations qui montrent les mêmes variations de température de surface globale.

Les GCM montrent que l'effet pattern est significatif dans les tropiques. Dans les tropiques, le réchauffement de l'ouest des bassins océaniques (en particulier dans le Pacifique) où se situent les zones de convection atmosphérique tend à réchauffer la troposphère sur toute sa hauteur. La circulation atmosphérique propage cette chaleur dans la troposphère libre sur l'ensemble des tropiques, ce qui fait augmenter la stabilité de la troposphère dans toute la région. En réponse, la quantité de nuages bas augmente ainsi que la radiation d'énergie visible (par réflexion, due à l'augmentation des nuages bas) et infrarouge (due au réchauffement de la troposphère libre) vers l'espace. Le réchauffement de l'est des bassins océaniques produit l'effet inverse. Dans ces régions de subsidence, le réchauffement reste localisé dans la basse troposphère, il diminue la stabilité troposphérique et diminue la quantité de nuages bas générant une diminution des radiations vers l'espace (e.g., *Andrews and Webb* [2018]; *Ceppi et al.* [2018]; *Wood and Bretherton* [2006]; *Dong et al.* [2019]). En revanche, à hautes latitudes, les GCM montrent qu'un réchauffement régional produit une réponse radiative faible car la rétroaction positive du gradient de température et de la glace de mer est compensée par l'augmentation de la couverture nuageuse (e.g. *Dong et al.* [2019]; *Po-Chedley et al.* [2018]; *Rose and Rayborn* [2016]; *Rose et al.* [2014]). Aux échelles de temps interannuelles à décennales les observations par satellite confirment que dans les tropiques le réchauffement régional impacte la couverture des nuages bas et la stabilité troposphérique et que cela influe sur le bilan radiatif global en haut de l'atmosphère (e.g. *Zhou et al.* [2016]; *Loeb et al.* [2018]; *Ceppi et al.* [2018]; *Fueglistaler* [2019] et *Loeb et al.* [2020]). Ceci confirme la nécessité de prendre en compte l'effet pattern dans le bilan d'énergie global du système climatique. Ce point est particulièrement difficile car, pour comprendre l'effet pattern, il faut comprendre d'une part les processus régionaux qui gouvernent la pénétration de chaleur dans l'océan et leur impact sur la température de surface, et d'autre part la réponse régionale de l'atmosphère (et en particulier des nuages) à ces modifications de température de surface.

4.2.3 Un état de référence hors équilibre

La troisième limitation vient du fait que l'équation 3.4 est définie par rapport à un état de référence à l'équilibre. L'« état à l'équilibre » est l'état stationnaire qu'atteindrait le système climatique si les forçages restaient constants à une valeur fixe, donnée. Cet état asymptotique est un attracteur dans l'espace des phases vers lequel le système climatique tend avec le temps puisque le système climatique est un système dynamique dissipatif. Or, cet état n'a probablement jamais été atteint dans l'histoire de la Terre d'une part parce que les forçages ont changé au cours du passé à des temps caractéristiques plus courts que les temps caractéristiques de relaxation du système climatique vers l'attracteur et d'autre part parce que les caractéristiques du système climatique (telles que la position des continents, l'orientation de l'axe de rotation de la Terre, etc.) ont elles-mêmes changé, faisant changer l'attracteur. L'hypothèse d'un état de référence à l'équilibre est donc fautive et si l'écart à l'équilibre est significatif ceci peut amener à des erreurs dans l'évaluation du bilan énergétique du climat.

En général, pour l'analyse du bilan énergétique du climat aux échelles interannuelles à séculaires on choisit une période préindustrielle comme 1850-1900 comme référence car au cours de cette période les émissions anthropiques (qui sont le principal facteur de l'évolution décennale à séculaires du climat aujourd'hui) étaient encore à des taux faibles et leur impact radiatif était négligeable par rapport aux forçages naturels. Nous avons peu d'observations sur cette période pour évaluer l'état du système climatique. Mais le peu d'observations que l'on a montrent clairement que le système était en déséquilibre parce que l'océan était encore en train de s'ajuster en profondeur à l'optimum médiéval et en surface au petit âge glaciaire (e.g. *Gebbie and Huybers* [2019]) et aux éruptions volcaniques du Tambora de 1815 (*Stenchikov et al.* [2009]), et du Krakatoa de 1883 (*Gleckler et al.* [2006]). Par exemple, la reconstruction dynamique de température océanique depuis 1850 qui utilise les mesures du HMS Challenger faites entre 1872 et 1876 (*Gebbie and Huybers* [2019]) montre, dans la deuxième moitié du 19^{ème} siècle, une anomalie globale de température dans la couche de mélange océanique de -0.15° tandis qu'au-dessous, la température qui répond encore à l'optimum médiéval est plus chaude et montre une anomalie de température proche de 0° (cf figure 2 de *Gebbie and Huybers* [2019]). Si l'on considère un coefficient de couplage k (cf equation 3.9) de l'ordre de $1 \pm 0.5 W.m^{-2}.K^{-1}$ (*Gregory* [2000]; *Gregory and Forster* [2008]; *Dufresne and Bony* [2008]) ce gradient de température correspond à un import net de chaleur dans la couche de mélange de $0.15 \pm 0.08 W.m^{-2}$. Ceci correspondrait à un déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère de l'ordre de $-0.15 \pm 0.1 W.m^{-2}$ ce qui n'est pas négligeable en comparaison avec le déséquilibre radiatif actuel. L'impact est significatif en particulier sur les estimations de la sensibilité climatique. En effet, la prise en compte d'un déséquilibre radiatif négatif à l'époque préindustrielle de $-0.15 \pm 0.1 W.m^{-2}$ augmente la sensibilité d'environ 15% (pour une sensibilité de 2.2°). L'impact serait encore plus fort si l'on considère comme *Winton et al.* [2010] un k sensiblement supérieur à 1. L'inversion du gradient de température entre la couche de mélange et l'océan profond par rapport à aujourd'hui suppose aussi un « pattern » de température de surface différent du « pattern » actuel et donc potentiellement un bilan d'énergie qui s'écrit différemment (cf section 4.2.2). Ces éléments doivent être pris en compte si l'on veut évaluer précisément les variations du bilan d'énergie depuis l'ère préindustrielle. Et c'est dans la structure verticale de la température océanique historique que l'on pourra trouver les éléments qui

permettront d'évaluer et de quantifier le déséquilibre énergétique dans lequel se situait le climat à l'ère préindustrielle.

4.3 Un problème stochastique

La représentation actuelle du bilan d'énergie global du système climatique (par exemple telle que dans l'équation 3.4) ne décrit que la variabilité prédictible du système global c'est à dire la variabilité qui répond au forçage. Elle ne prend pas en compte la variabilité non-prédictible qui est générée à plus petite échelle par les non-linéarités du système. Cette variabilité non-prédictible qu'on appelle « variabilité interne » existe même quand le système n'est pas forcé. Elle joue un rôle important dans la variabilité de la température de surface (et donc dans la variabilité du bilan d'énergie) aux échelles interannuelles à multi-décennale. Elle pose un problème particulier quand on veut estimer les caractéristiques du bilan d'énergie global à partir des observations actuelles car les observations ne couvrent que quelques décennies. Sur ces échelles de temps la variabilité interne peut masquer la réponse forcée et donc biaiser significativement les estimations observationnelles des caractéristiques du bilan d'énergie global telles que la sensibilité climatique ou l'efficacité de l'absorption de chaleur océanique (par ex. *Gregory et al.* [2020]; *Andrews et al.* [2018]). Pour répondre à ce problème, l'approche la plus répandue dans la littérature consiste à garder une représentation déterministe du bilan d'énergie et à descendre en échelles spatio-temporelles pour inclure dans les équations du bilan la dynamique plus petite échelle, qui est responsable de la variabilité interne. C'est cette voie qui est suivie dans le développement des GCM et plus généralement dans le développement des hiérarchies de modèles (*Held* [2005]). Une difficulté dans cette approche est de déterminer les variables clés à prendre en compte et les fréquences spatio-temporelle de coupure associées à ces variables (voir par ex *Ghil and Lucarini* [2020]). De plus il est difficile de représenter correctement à chaque échelle spatio-temporelle la variabilité interne en particulier à cause de sa composante non-linéaire. C'est un problème difficile et malgré des efforts importants de recherche dans cette direction, les résultats sont encore limités. D'ailleurs, les modèles actuels peinent à représenter la variabilité interne observée aux échelles globales et régionales. Par exemple, la variabilité interne des modèles ne montre pas à l'échelle globale de hiatus de l'intensité semblable à celui qui a été observé entre 1998 et 2010 (voir par exemple *Meehl et al.* [2014]). De même, aucun modèle ne représente à l'échelle régionale, l'intensité de l'effet « pattern » observé sur la période historique (voir par exemple *Sherwood et al.* [2020] et les références dedans).

Une solution alternative pour répondre à ce problème consiste à adopter une représentation stochastique du bilan d'énergie dans laquelle le comportement de la variabilité interne est représenté par une variable aléatoire. L'équation 3.6 s'écrit alors sous la forme

$$Cd(\delta T) = (RF + \lambda\delta T)dt + Vdt \quad (4.1)$$

où V est une variable aléatoire qui représente la variabilité interne dans la réponse radiative de la Terre. Cette variabilité interne V émerge typiquement de la variabilité interne dans la couverture nuageuse, dans la température de surface (par la remontée d'eau froide de l'océan profond par exemple) ou dans l'albédo. L'introduction de la variabilité aléatoire V

fait de l'équation 4.1 une équation différentielle stochastique de type équation de Langevin . En conséquence, δT devient une variable aléatoire dont le comportement aléatoire dépend du temps. En appliquant le lemme de Ito dans le cas d'une variabilité interne Vdt en forme de bruit blanc, on peut déduire de l'équation 4.1, l'équation différentielle qui gouverne la loi de probabilité de δT , $P(\delta T, t)$ et déduire directement l'évolution temporelle de $P(\delta T, t)$ en fonctions des paramètres de l'équation 4.1 (*Gardiner* [2009]). L'équation qui gouverne la loi de probabilité $P(\delta T, t)$ est une équation de Fokker-Planck qui s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial P(\delta T, t)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial(\delta T)}[(RF + \lambda\delta T)P(\delta T, t)] + \frac{1}{2}\frac{\partial^2}{\partial(\delta T)^2}[P(\delta T, t)]$$

Cette représentation a été introduite en 1976 par *Hasselmann* [1976]) dans le cas du bruit blanc (d'un bruit blanc de variabilité interne ou d'un bruit blanc sur le forçage). *Hasselmann* [1976] en a déduit dans ce cas, que l'ensemble des solutions de température de surface de la Terre suit une courbe qui a la date t est une gaussienne qui a pour espérance la solution déterministe de l'équation 3.6 et pour écart type $\frac{\sigma_V}{\sqrt{2\lambda C}}\sqrt{1 - e^{-\frac{2\lambda}{C}t}}$. En particulier, à l'équilibre la solution est une gaussienne d'espérance la sensibilité climatique et d'écart-type $\frac{\sigma_V}{\sqrt{2\lambda C}}$. Cette représentation est très utile pour la comparaison avec les observations car elle donne directement l'évolution temporelle de l'ensemble des solutions de température de surface en incluant l'effet de la variabilité interne. Elle peut donc être utilisée sur l'ensemble de la période d'observation et être comparée directement avec l'observation de la réalisation du climat réel. Pourtant, elle a été peu utilisée jusqu'à maintenant (voir par exemple *North and Kim* [2017] chapitre 1 pour une courte discussion là-dessus et voir aussi *Mahadevan and Deutch* [2010] pour une des rares applications dans cette direction). Une des raisons est que l'approximation de bruit blanc est une limitation importante. En effet, le bruit lié à la variabilité interne est plutôt caractérisé par un processus aléatoire autorégressif d'ordre 1 ou 2. Mais depuis 1976 des méthodes ont été développées pour déterminer l'équation de Fokker-Planck dans un cas de bruit non-blanc telle que l'élimination adiabatique ou la théorie des perturbations de Bloch (e.g. *Gardiner* [2009]). Ces approches pourraient ouvrir aujourd'hui de nouvelles perspectives pour la contrainte observationnelle (cf chapitre 6).

Chapitre 5

Mes recherches : Estimer et contraindre le bilan d'énergie par observations. Premiers résultats

Depuis ma thèse, l'objectif de mon travail est d'apporter une contrainte observationnelle sur le cycle global de l'énergie. Dans la pratique, cela revient à considérer une représentation du cycle global de l'énergie (la plus pertinente possible dans les représentations actuelles), quantifier les paramètres clés de cette représentation par contrainte observationnelle, évaluer ensuite la capacité de ce cycle de l'énergie estimé à représenter les variations du climat observées et, selon les résultats, confirmer ou infirmer la pertinence de la représentation considérée et potentiellement proposer des modifications à cette représentation pour la raffiner (ou éventuellement la corriger). Bien sûr, cette approche a été tentée de nombreuses fois et par de nombreux collègues depuis *Budyko* [1969] et *Sellers* [1969]. Mais dans mes travaux, il y a plusieurs éléments originaux par rapports aux travaux précédents.

La première originalité est que j'aborde le problème du bilan d'énergie depuis le point de vue des observations (en particulier celui des observations satellitaires) et que j'apporte une nouvelle contrainte observationnelle : celle des observations géodésiques de niveau de la mer et de variations temporelles du champ de gravité. Ces observations me permettent d'estimer l'expansion thermique de l'océan et d'en déduire les variations du contenu en chaleur total de l'océan N .

La deuxième originalité est qu'avec cette estimation des variations du contenu en chaleur de l'océan je peux transformer le système d'équation couplées 3.9 en un nouveau système d'équation (comme suit) :

$$\begin{cases} N = RF + \lambda\delta T \\ C_p \frac{d(\delta T_p)}{dt} - k(\delta T - \delta T_p) = N \end{cases} \quad (5.1)$$

De cette manière, le problème de la diffusion verticale de la chaleur k dans l'océan et le problème de la rétroaction climatique λ sont séparés dans deux équations différentes et je peux donc lever le problème d'observabilité identifié dans la section précédente. En effet avec les observations de N et de δT je peux maintenant d'une part apporter une contrainte sur la rétroaction climatique λ en utilisant la première équation du système 5.1 et d'autre part apporter une contrainte sur la diffusion verticale de chaleur dans l'océan en utilisant la deuxième équation du système 5.1 .

La troisième originalité est que dans mes travaux j'ai cherché à quantifier précisément les incertitudes de la contrainte observationnelle afin de développer une contrainte quantitative sur le bilan d'énergie qui soit aussi utilisable dans le cas d'une représentation stochastique du problème (comme identifiée dans la section précédente).

Pour réaliser cet objectif, mon travail s'est développé selon trois axes.

- 1) Tout d'abord j'ai déterminé quantitativement le lien entre le contenu en chaleur de l'océan et les variations du niveau de la mer et du champ de gravité terrestre afin d'introduire la nouvelle contrainte observationnelle géodésique sur le bilan d'énergie de la Terre. (cet axe correspond à la branche rouge sur la figure 7.1)
- 2) J'ai développé les observations du niveau de la mer et du champ de gravité terrestre en estimant précisément les incertitudes associées (cet axe correspond à la branche jaune et à la branche orange sur la figure 7.1)
- 3) Enfin j'ai appliqué la contrainte observationnelle sur le bilan d'énergie et analysé les premiers résultats sur la sensibilité climatique (premier résultats très récents , en cours de publication à la date de rédaction de ce manuscrit et donc absents de la figure 7.1)

J'ai réalisé en parallèle les axes 1 et 2 depuis la fin de ma thèse en octobre 2012. Je n'ai pu commencer à aborder l'axe 3 que depuis 2019 avec la thèse de Jonathan Chenal.

5.1 Le lien entre le contenu en chaleur de l'océan et les variations du niveau de la mer et du champ de gravité de la Terre (branche rouge de la figure 7.1)

L'équation d'état de l'eau de mer TEOS 2010 (*Millero et al.* [2008]) indique que la thermodynamique de l'eau de mer dépend de quatre variables : la température, la densité, la salinité et la pression. A l'échelle globale la salinité est constante (car les variations de salinité de l'océan dépendent des apports de sel par l'érosion continentale qui varie significativement seulement à des temps caractéristiques du million d'année et plus) et les variations de pression sont négligeables (car l'eau est très peu compressible et les variations du niveau de la mer global aux échelles séculaires sont très petites de l'ordre de quelques dizaines de mm/an). Donc à l'échelle globale, les variations du contenu en chaleur de l'océan ne peuvent se traduire que par des variations de température ou de densité de l'océan. L'approche la plus répandue pour observer les variations du contenu en chaleur de l'océan est de mesurer les variations de température de l'océan avec des instruments in situ. Jusque dans les années 2000, ces mesures étaient faites par des campagnes océanographiques ou par des mesures d'opportunité avec des instruments jetables (Expandable Bathythermograph) lancés à l'arrière des navires marchands le long des grandes routes commerciales. A partir des années 2000, elles sont faites en grande partie par les profileurs autonomes du projet ARGO qui sont déployés régulièrement et sillonnent les océans au gré des courants marins. Ce sont ces instruments que nous utilisons dans mon équipe pour mesurer les variations de chaleur dans l'océan responsables de l'expansion thermique (*Llovel et al.* [2013]; *Cazenave et al.* [2014]; *Dieng et al.* [2015b,a]). Cette approche a des limitations pour évaluer le contenu global en chaleur de l'océan car plusieurs régions ne sont pas couvertes. L'océan profond n'est pas de couvert en dessous de 700m avant les années 2000-2005 et il est couvert seulement jusqu'à 2000m depuis les années 2000-2005. Les mers marginales ne sont pas couvertes non plus (pour des raisons politiques) et l'océan sous la glace est très

peu couvert car très peu de flotteurs ARGO peuvent s’accommoder de la couverture de glace en surface. Enfin l’océan austral n’a connu qu’une très faible couverture avant le déploiement du système ARGO. Ces limitations du système ARGO sont décrites dans le papier communautaire que j’ai piloté en 2019 (*Meyssignac et al.* [2019]).

Il existe une autre approche pour observer les variations du contenu en chaleur de l’océan qui consiste à observer les variations de la densité de l’océan. Ces variations de densités causent l’expansion thermique de l’océan et sont observables depuis l’espace. J’ai commencé à développer cette approche durant ma thèse en montrant que les redistributions de chaleur dans l’océan étaient responsables de variations de densités de l’eau de mer et causaient les variations régionales du niveau de la mer aux échelles climatiques (*Meyssignac et al.* [2011]; *Marcos et al.* [2011]; *Llovel et al.* [2011]; *Meyssignac et al.* [2012b,a]). Mais en comparant les simulations des modèles de climat avec les observations du niveau de la mer (altimétrie spatiale, marégraphie et reconstructions), j’ai montré que les variations régionales du contenu thermique de l’océan observées actuellement, résultent essentiellement de la variabilité climatique naturelle interne, en lien avec les grands modes de variabilité océan-atmosphère (tels que El Nino et l’Oscillation Pacifique Décennale, voir *Meyssignac et al.* [2012b]). Ceci a révélé que l’impact des émissions de gaz à effet de serre et du déséquilibre énergétique de la Terre sur les variations régionales du niveau de la mer étaient encore trop faibles pour y être détectable (*Meyssignac et al.* [2012b]; *Palanisamy et al.* [2015b,a]).

Après ma thèse, ces résultats m’ont convaincu de me tourner vers des échelles spatiales plus grandes pour lesquelles le signal climatique naturel est plus faible que le signal anthropique et masque moins l’effet du déséquilibre énergétique de la Terre. Mon objectif était de déterminer et d’évaluer la pénétration de chaleur dans l’océan due au déséquilibre énergétique de la Terre afin d’établir la relation qui quantifie son rôle sur la hausse du niveau de la mer. Mais aux grandes échelles spatiales, les variations du niveau de la mer ne sont plus directement liées aux redistributions de chaleur dans l’océan comme à l’échelle régionale. Elles dépendent aussi des redistributions de masse (*Llovel et al.* [2013]; *Meyssignac et al.* [2013]). En effet à l’échelle globale le niveau de la mer résulte de l’expansion thermique de l’océan (en réponse à la pénétration de chaleur causée par le déséquilibre énergétique planétaire), et de l’augmentation de masse de l’océan (en réponse à la fonte des glaces continentales et à la variation du stock d’eau liquide continentale). Il faut donc corriger les variations globales du niveau de la mer des effets de masse pour déterminer l’expansion thermique de l’océan (*Cazenave et al.* [2014]; *Dieng et al.* [2015b, 2014]; *Meyssignac et al.* [2017a]) et en déduire les variations du contenu en chaleur de l’océan.

Pour m’assurer que cette approche fonctionnerait, je l’ai testée sur les GCM entre 2014 et 2017. J’ai d’abord réuni une équipe internationale de scientifiques à l’Institut International de Science Spatiales de Bern (ISSI) pour valider la capacité des GCM à reproduire les variations du niveau de la mer et du champ de gravité de la Terre. Avec cette équipe nous avons établi la méthode pour calculer les variations du niveau de la mer et du champ de gravité à partir des sorties des modèles de climats. Nous avons appliqué cette méthode sur les simulations historiques et nous avons validé la capacité des GCM à reproduire les variations historiques du niveau de la mer et du champs de gravité par comparaison avec les observations spatiales et in situ (*Meyssignac et al.* [2017b] et *Slangen et al.* [2017]). En parallèle de cette validation, j’ai analysé le bilan d’énergie global dans les GCM pour confir-

mer que, dans les GCM comme dans la réalité, les variations du déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère se traduisaient (aux échelles interannuelles) à plus de 90% en variations du contenu en chaleur de l'océan et que ces dernières étaient observables dans l'expansion thermique de l'océan et donc dans les variations du niveau de la mer (*Melet and Meyssignac* [2015]). Cette analyse m'a aussi permis de confirmer que, dans les GCM comme dans les équations du bilan global d'énergie, la quantité de chaleur absorbée par l'océan en réponse aux émissions anthropique de GES était directement liée à la sensibilité climatique et à l'efficacité océanique à absorber la chaleur (*Melet and Meyssignac* [2015] et voir Figure 5.1). Ceci confirmait par les GCM que la mesure précise de l'expansion thermique permettrait bien à terme de contraindre d'une part la sensibilité climatique et les rétroactions climatiques (comme dans la première équation du système 5.1) et d'autre part l'efficacité océanique à absorber la chaleur et la diffusion verticale diapycnale (comme dans la deuxième équation du système 5.1).

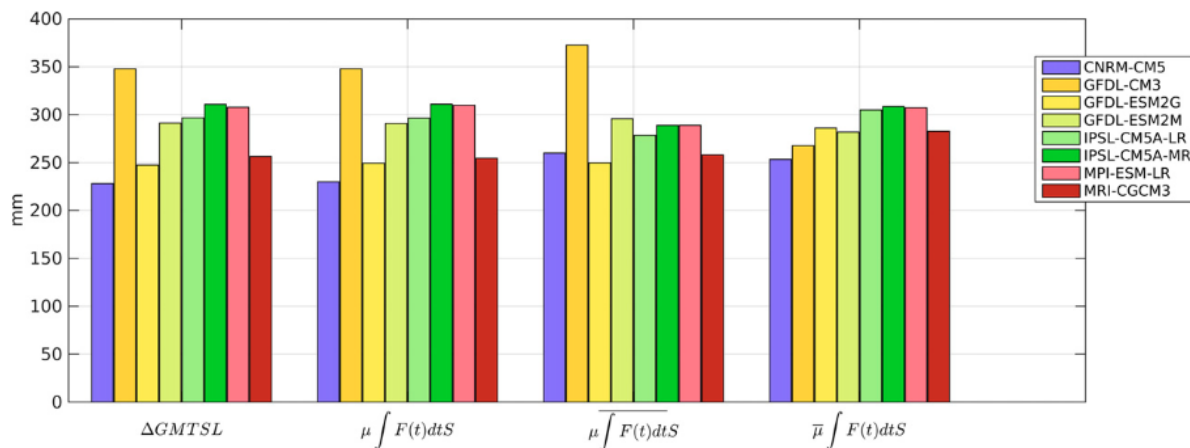


Figure 5.1 – Comparaison entre l'expansion thermique ($\Delta GMTSL$) et la pénétration océanique de chaleur due au déséquilibre radiatif $\mu \int F dt$ dans les simulation RCP85 des GCM (en mm entre 2006 et 2099). La constante μ est la réponse thermostérique transitoire. Elle est calculée à partir de la sensibilité climatique et de l'efficacité océanique d'absorption de chaleur. Les barres indiquent une moyenne intermodèle. On voit que dans les GCM, l'expansion thermique de l'océan s'explique précisément par la pénétration de chaleur causée par le déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère et que la variabilité inter-modèle en expansion thermique est essentiellement due aux différences de μ entre les modèles (i.e. aux différences de sensibilité climatique et d'efficacité océanique d'absorption de chaleur). Voir *Melet and Meyssignac* [2015] pour plus de détails .

A partir de 2017 j'ai donc cherché à estimer par observation l'expansion thermique globale de l'océan en utilisant les mesures du niveau de la mer et en les corrigeant de l'effet de masse mesuré par gravimétrie spatiale. Le niveau de la mer est mesuré précisément et régulièrement à l'échelle globale par les satellites d'altimétrie radar (avec une précision de $\pm 5mm$ tous les 10j et $< \pm 0.35mm/an$ aux échelles décennales et plus longues, voir section suivante). Le champ de gravité de la Terre est mesuré aussi précisément à l'échelle globale par les satellites de gravimétrie spatiale et donne accès, par inversion, à l'estimation de la masse de l'océan (avec une précision de $\pm 7mm$ ENM (équivalent niveau de la mer) tous les mois et $< \pm 0.4mm/an$ aux échelles décennales et plus longues, voir section suivante). Dans un travail de l'ensemble de la communauté scientifique du niveau de la mer, que nous avons piloté avec Anny Cazenave, nous avons montré qu'il était possible à partir de ces données

satellites de niveau de la mer et du champ de gravité de la Terre de séparer la composante masse de la composante expansion thermique dans les variations du niveau de la mer, avec une précision $< \pm 0,4 \text{ mm/an}$, sur des échelles de temps décennales à plus longue (Group [2018]). J'ai ensuite montré qu'avec cette estimation du signal d'expansion thermique il est possible d'estimer les variations du contenu en chaleur de l'océan global sur toute la profondeur de l'océan, de $82^\circ N$ à $82^\circ S$ aux échelles interannuelles (von Schuckmann et al. [2016]). En comparant ces estimations du contenu en chaleur de l'océan avec les mesures CERES du bilan radiatif en haut de l'atmosphère j'ai confirmé par les observations que les variations de l'expansion thermique de l'océan sont représentatives des variations du déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère (Dieng et al. [2017b]; Meyssignac et al. [2019]).

Enfin, en étudiant le rôle de chaque forçage dans les simulations historiques des GCM (avec les simulations de détection et attribution) et en comparant avec les observations depuis 1961, j'ai montré que les variations du contenu en chaleur de l'océan sur les dernières décennies sont bien causées (à plus de 70%) par le déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère généré par les émissions anthropiques (Richter et al. [2020]; Charles et al. [2020]). J'ai aussi montré que les émissions anthropiques de GES à elles seules auraient causé un déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère significativement plus important que celui qui est observé depuis 1961 mais les émissions anthropiques d'aérosols ont compensé 40% de l'effet radiatifs des GES à l'échelle globale et ont donc permis de limiter jusqu'à maintenant le réchauffement de l'océan (voir figure 5.2 et Charles et al. [2020]). Ce dernier résultat permet en particulier de conclure que les observations de géodésie spatiale (i.e. ici niveau de la mer et champs de gravité) sont pertinentes pour contraindre les équations du bilan d'énergie global en réponse au forçage anthropique (comme celui qui est décrit par toutes les équations des sections 1 à 6 ci dessus).

5.2 Développer les observations du niveau de la mer et du champ de gravité terrestre en estimant précisément les incertitudes associées (branche orange et jaune figure 7.1)

D'un point de vue pratique, l'approche géodésique qui s'appuie sur les mesures du niveau de la mer et du champ de gravité pour estimer les variations du contenu en chaleur de l'océan est complémentaire de l'approche in-situ qui utilise les mesures de température. Elle couvre l'océan sur toute sa profondeur, de $82^\circ N$ à $82^\circ S$ avec une résolution spatiale de 3° par 3° et une résolution temporelle mensuelle (les mesures in situ ont une résolution de 4° par 4° avec une revisite de 40 à 50 j environ). De plus, contrairement aux mesures in situ, l'approche géodésique a l'avantage de s'appuyer sur un nombre limité d'instruments (les 14 satellites d'altimétrie radar et les 10 satellites de gravimétrie) ce qui permet de dériver plus facilement un bilan d'erreur complet et une représentation exhaustive des incertitudes. Pendant ma thèse, je participais déjà à l'amélioration des observations satellites du niveau de la mer et du champ de gravité terrestre. A la suite de ma thèse j'ai continué à travailler sur ces observations satellites mais j'ai concentré mon travail sur le bilan d'erreur et l'estimation des incertitudes. Mon objectif depuis la thèse est de caractériser au mieux les

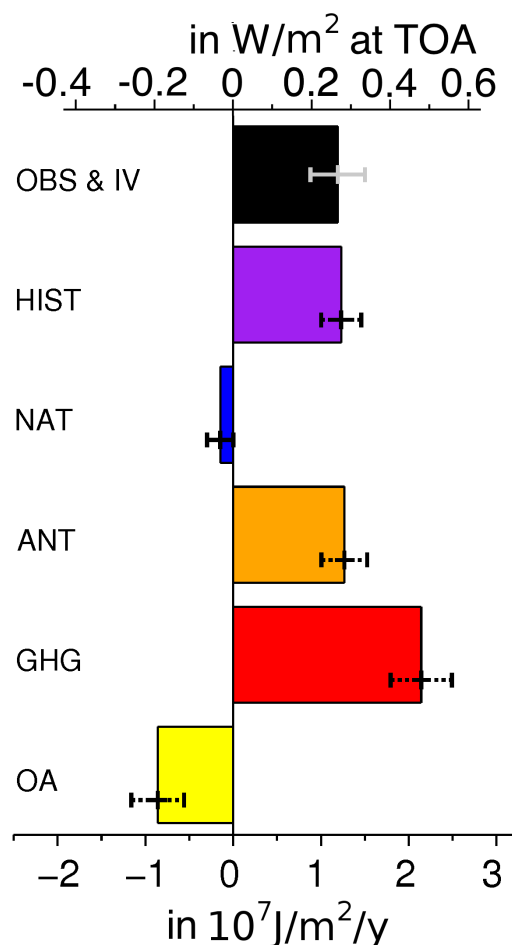


Figure 5.2 – tendances sur 1971-2005 des anomalies de contenu en chaleur de l’océan observées (OBS) et simulées par les GCM (HIST). Ces tendances simulées sont ensuite attribuées à la variabilité naturelle du climat (NAT), aux émissions anthropiques de GES (GHG) et aux émissions anthropiques autre (essentiellement les aérosols, OA). La somme des anomalies de contenu en chaleur de l’océan due à NAT, GHG et OA est égale aux anomalies totales de contenu en chaleur de l’océan HIST. La somme totale des anomalies de contenu en chaleur de l’océan due aux activités anthropiques (i.e. GHG + OA) est représentée par la barre ANT.

incertitudes et leur structure spatio-temporelle afin de pouvoir porter sur le bilan d’énergie une contrainte observationnelle quantitative.

En ce qui concerne les observations du niveau de la mer par altimétrie radar (branche jaune de la Figure 7.1), nous avons travaillé avec Anny Cazenave depuis 2012 à l’amélioration des estimations du niveau de la mer global pour permettre de mieux fermer le bilan du niveau de la mer et de séparer plus précisément la composante masse de la composante expansion thermique (Cazenave et al. [2019]). Deux résultats importants sont sortis de ces travaux. D’abord, nous avons montré que la méthode de moyennation géographique des données du niveau de la mer était la source la plus importante de différence (en particulier aux échelles interannuelles et plus basses) entre les estimations du niveau de la mer global des différents groupes de recherche autour du monde. En utilisant les sorties de réanalyses océaniques nous avons établi une méthode de moyennation dont l’erreur est 10

fois plus petite que la précision actuelle des observations du niveau de la mer global (*Henry et al.* [2014]). Cette méthode est aujourd’hui utilisée comme référence dans les produits AVISO, CCI et Copernicus de niveau de la mer. Ensuite nous avons identifié une dérive dans les mesures de niveau de la mer faites par le premier satellite Topex-Poseidon. En comparant les observations du niveau de la mer global de Topex-Poseidon avec l’expansion thermique observée par ARGO et la perte de masse des calottes polaires et des glaciers observée par altimétrie spatiale, imagerie visible et donnée in-situ nous avons mis en évidence une dérive anormale de l’instrument Topex sur la période 1993-1998. En utilisant un bilan du niveau de la mer nous avons évalué cette dérive anormale à plus de 2mm/an et montré que cela était cohérent avec un dysfonctionnement d’un mode de calibration interne de l’instrument Topex (mode cal-2) entre 1993 et 1998 (*Dieng et al.* [2017a]). Par ailleurs j’ai travaillé à l’évaluation des incertitudes des mesures de niveau de la mer. J’ai d’abord travaillé avec M. Ablain à l’établissement du bilan d’erreur du système de mesure altimétrique. Nous avons considéré l’ensemble du système de mesure altimétrique, depuis la mesure de la distance radar entre le satellite et la surface de la mer jusqu’à la mesure de l’orbite du satellite. En prenant en compte toutes les sources d’erreur nous avons évalué (ou modélisé quand nous ne pouvions directement mesurer l’erreur) l’amplitude de chaque source d’erreur et établi un bilan total des erreurs sur la tendance et les échelles interannuelles du niveau de la mer global (*Ablain et al.* [2015]). Cette évaluation du bilan d’erreur a été confirmée par comparaison avec les mesures in-situ des marégraphes (*Ablain et al.* [2015]). En 2019, nous avons amélioré le bilan d’erreur en prenant en compte la covariance temporelle des erreurs dans le bilan. Cela nous a permis d’estimer la matrice de variance-covariance des erreurs du niveau de la mer global sur toute la période altimétrique (1993-2018). Cette matrice de variance-covariance des erreurs permet maintenant de dériver les incertitudes sur tout type de métrique associée au niveau de la mer global comme l’incertitude sur la tendance du niveau de la mer, son accélération ou encore sa dérivée (voir figure 5.3 et *Ablain et al.* [2019]). Cette matrice de variance-covariance des erreurs est essentielle, c’est l’outil qui nous permet maintenant de propager sur les estimations du contenu en chaleur de l’océan l’erreur commise par les incertitudes sur les estimations du niveau de la mer.

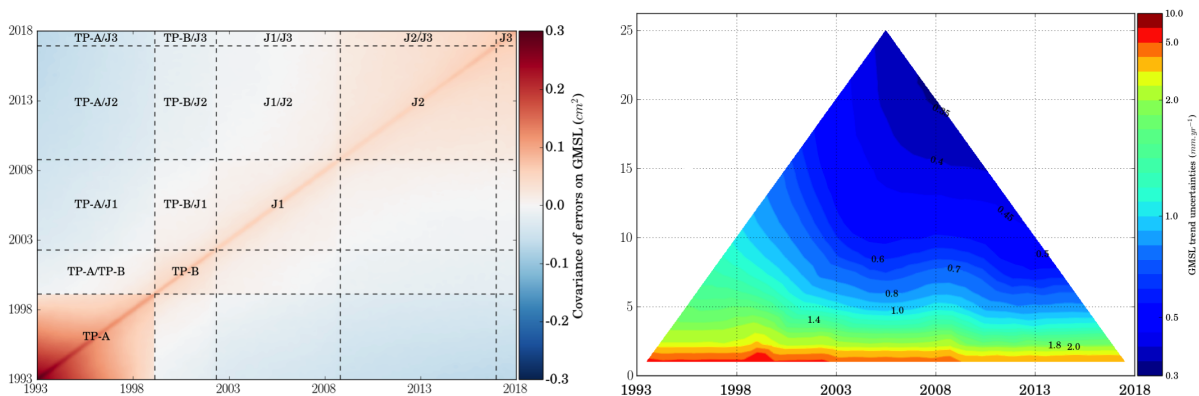


Figure 5.3 – Gauche : matrice de variance-covariance des erreurs du niveau de la mer global sur la période 1993-2018. Droite : Estimation de l’incertitude sur les tendances du niveau de la mer global à partir de la matrice de variance-covariance d’erreur. Pour le calcul de la tendance, toutes les périodes entre 1993 et 2018 sont représentées. L’abscisse indique la date centrale de la période. L’ordonnée indique la durée de la période et la couleur indique la valeur de la tendance. Voir *Ablain et al.* [2019] pour plus de détails.

J'ai aussi travaillé avec T. Penduff, afin d'évaluer le rôle de la variabilité intrinsèque de l'océan dans les variations du niveau de la mer. La variabilité intrinsèque de l'océan est générée de manière chaotique par la dynamique océanique en l'absence d'anomalie de forçage atmosphérique. Elle ne répond donc pas au déséquilibre énergétique de la planète et doit être supprimée si l'on veut utiliser les variations du niveau de la mer pour contraindre le bilan d'énergie global tel que décrit par les équations de la section 1 à 6. A l'aide d'un ensemble de 50 simulations d'un modèle océanique forcé par le forçage observé depuis 1954 et perturbé par des conditions initiales différentes (établie à partir d'une simulation de contrôle forcé par un atmosphère climatologique), nous avons évalué l'amplitude de la variabilité intrinsèque de l'océan dans les variations du niveau de la mer régional et global. Nous avons montré que dans certaines régions (essentiellement sur les bords ouest des bassins océaniques), même sur les échelles interannuelles à multidécennales, cette variabilité était au-dessus de l'incertitude instrumentale et devait être corrigée. Sur la base des simulations numériques nous avons quantifié cette variabilité et sa structure spatio-temporelle afin de la prendre en compte dans les estimations du contenu en chaleur de l'océan (*Sérazin et al.* [2016]; *Llovel et al.* [2018]).

En ce qui concerne les observations des variations du champ de gravité de la Terre (branche orange de la Figure 7.1), je travaille avec Jean-Michel Lemoine depuis 2012 à l'amélioration des estimations de la masse de l'océan pour permettre de mieux corriger le niveau de la mer et de séparer plus précisément la composante expansion thermique. Nous avons d'abord analysé les harmoniques sphériques de bas degrés (en l'occurrence les degrés 2) qui définissent les variations grande échelle du champ de gravité terrestre et qui donc jouent un rôle important dans l'estimation de la masse de l'océan. Ces bas degrés (en dessous du degrés 3) sont mal résolus par les satellites GRACE et GRACE-FO. Nous nous sommes donc tournés vers les mesures de ces bas degrés par technique laser (Satellite Laser Ranging ou SLR en anglais) avec les satellites LAGEOS 1,2 Etalon 1,2, Starlette, Stella, Ajisai et BEC. Nous avons montré que la technique SLR permettait de résoudre de manière cohérentes les variations de ces bas degrés avec une résolution temporelle entre le mois et l'année. Ceci nous a permis de mettre en évidence des variations grandes échelles de la masse de l'océan en réponse aux événements El Nino Southern Oscillation (ENSO) qui sont mal résolus par les satellites GRACE et GRACE-FO (*Meysignac et al.* [2013]). Nous avons montré que ces variations grande échelle de masse de l'océan sont dues à des modifications grande échelles des précipitations dans les bassins tropicaux par les événements ENSO. Au cours des événements La Nina, le déplacement des zones de convections plus proches des continents entraîne une plus grande quantité de précipitation au-dessus des continents que durant les événements El Nino. L'eau sur les continents pénètre les réservoirs de surface et les aquifères et prend plusieurs mois (voir années) pour ruisseler et retourner vers l'océan. Cette séquestration temporaire anormale de l'eau par les continents durant les événements Nina entraîne une diminution de la masse de l'océan (*Dieng et al.* [2014]). Ce signal de masse doit être corrigé des variations du niveau de la mer pour isoler l'expansion thermique (*Dieng et al.* [2015c]). Un élément important de ces études est qu'elles nous ont permis de corriger des erreurs dans les champs de dealiasing appliqués aux solutions SLR quand elles sont associées aux mesures GRACE pour l'inversion et l'estimation de la masse de l'océan.

Comme pour les observations du niveau de la mer, j'ai aussi cherché à quantifier les incertitudes dans les observations du champ de gravité terrestre en développant un bilan d'erreur complet du système de mesure satellite SLR-GRACE. Contrairement aux mesures

5.2 Développer les observations du niveau de la mer et du champ de gravité terrestre en estimant précisément les incertitudes associées (branche orange et jaune figure 7.1)

de niveau de la mer qui sont directes, les mesures de la masse de l’océan par SLR-GRACE sont indirectes et se font par inversion du champ de gravité de la Terre. De plus, une fois inversées, les estimations de variations de masse de la Terre doivent être corrigées de plusieurs effets (mouvement du géocentre, rebond post-glaciaire, aplatissement de la Terre etc) pour donner une estimation des masses d’eau à la surface. Or, il n’y a pas aujourd’hui de consensus sur les meilleures corrections à apporter aux champs de masse évalués par SLR-GRACE. Le fait que l’on utilise un processus d’inversion pour évaluer les masses d’eau et le manque de consensus dans la communauté sur les corrections post-traitement rendent difficile l’estimation des différentes sources d’incertitude dans le cas du système de mesure SLR-GRACE. Pour pallier à ce problème j’ai développé avec A. Blazquez une approche ensembliste dans laquelle nous avons calculé un ensemble de 1600 solutions de masse de l’océan (et de masse d’eau continentale) à partir des inversions et des post-traitements disponibles dans la littérature. Avec cet ensemble nous avons analysé les différences induites sur les estimations de la masse de l’océan et nous les avons attribuées aux différences dans les post-traitements et dans les méthodes d’inversion. De cette manière nous avons pu explorer pour la première fois de manière complète les sources d’incertitudes dans les observations GRACE-SLR et les quantifier (voir figure 5.4 et *Blazquez et al.* [2018]). Pour la masse de l’océan c’est l’incertitude sur la position en Z (i.e. le long de l’axe de rotation de la Terre) du géocentre et sur la signature gravimétrique du rebond post-glaciaire qui sont les sources majeurs d’incertitude.

Table 1. Uncertainties in trend over 2005–2015 of GRACE estimates of the global water budget components (mm yr^{-1}).

(mm yr^{-1} SLE)	Ocean mass		Greenland		Antarctica		Arctic islands		Glacier & TWS	
Mean trend	1.63		0.80		0.63		0.29		-0.09	
Processing centre	0.09	(5 per cent)	0.02	(2 per cent)	0.06	(9 per cent)	0.01	(3 per cent)	0.12	(137 per cent)
Geocentre motion	0.21	(13 per cent)	0.01	(2 per cent)	0.05	(8 per cent)	0.02	(5 per cent)	0.23	(255 per cent)
$C_{2,0}$	0.02	(1 per cent)	<0.01	(<1 per cent)	0.02	(3 per cent)	<0.01	(1 per cent)	<0.01	(6 per cent)
Filtering	0.02	(1 per cent)	0.03	(3 per cent)	0.01	(1 per cent)	0.02	(8 per cent)	<0.01	(10 per cent)
Leakage correction	0.08	(5 per cent)	<0.01	(<1 per cent)	<0.01	(<1 per cent)	<0.01	(1 per cent)	0.09	(103 per cent)
GIA	0.12	(7 per cent)	<0.01	(<1 per cent)	0.12	(19 per cent)	0.01	(4 per cent)	0.03	(30 per cent)
Total uncertainty	0.27		0.04		0.15		0.04		0.27	
Quadratic sum of individual uncertainties	0.27		0.04		0.15		0.04		0.27	
Interaction	<0.01		<0.01		<0.01		<0.01		<0.01	

All uncertainties are given at 1.65σ (i.e. 90 per cent CL assuming a Gaussian distribution). Relative uncertainties are provided in per cent and calculated using the mean trend value. Total uncertainty is computed as the $1.65 \times \text{RMS}$ of the whole ensemble.

Figure 5.4 – incertitudes sur les estimations de la masse de l’océan du groenland, de l’antarctique des îles de l’arctique et des glaciers et eaux continentales (Glacier and TWS) par le système SLR-GRACE. On utilise ici une approche ensembliste. les estimations sont données en ENM (Sea Level Equivalent ou SLE en anglais). Voir *Blazquez et al.* [2018] pour plus de détails.

Contrairement aux mesures du niveau de la mer il n’existe pas de mesures in-situ suffisamment grande échelle de la masse de l’océan pour pouvoir valider le bilan d’erreur et les incertitudes que nous avons estimées pour le système SLR-GRACE. Pour répondre à ce problème, J’ai proposé en 2019 à W. Llovel d’utiliser le bilan d’eau douce développé par W. Munk en 2003 pour évaluer de manière indépendante la masse de l’océan et valider nos estimations des incertitudes. Les variations de la masse de l’océan sont dues uniquement à des apports d’eau douce depuis les continents car le contenu en sel de l’océan est constant aux

échelles de temps multi-millénaires (comme indiqué plus haut). Ces apports d'eau douce diminuent la concentration de sel et signent donc dans la salinité globale de l'océan. En utilisant les mesures in-situ de la salinité de l'océan il est possible d'estimer les variations de masse de l'océan. Mais la salinité de l'océan varie au cours du temps pas seulement en réponse aux apports d'eau douce continentaux mais aussi en réponse aux variations de volume de glace de mer. En effet, en se formant, la glace de mer rejette le sel dans l'océan et augmente la concentration de sel dilué dans l'eau de mer. Il faut donc corriger la salinité de l'océan des variations de glaces de mer pour pouvoir évaluer la masse de l'océan. C'est ce que nous avons fait dans l'article *Llovel et al.* [2019]. Nous avons évalué la salinité de l'océan à l'aide des mesures in-situ ARGO et des mesures des campagnes océanographiques en Arctique. Nous avons évalué les variations de volume de glace de mer en utilisant une réanalyse océanique débiaisée et recalée par les mesures satellitaires de volume de glace de mer. En combinant les données nous avons trouvé une masse de l'océan cohérente avec les mesures SLR-GRACE mais avec une incertitude quatre fois supérieure. L'incertitude est grande du fait de l'incertitude importante sur la salinité de l'océan Arctique. Ces résultats ne permettent pas encore de valider les incertitudes sur les variations de masse de l'océan estimées par le système SLR-GRACE car elles sont trop imprécises. Mais ils montrent que la méthode est applicable et devrait donner des résultats dans les années à venir avec les mesures systématiques de la salinité dans l'Arctique par les futurs profileurs ARGO adapté à la glace de mer.

5.3 Appliquer la contrainte observationnelle et analyser les premiers résultats sur la sensibilité climatique

En 2019, j'ai pu enfin combiner les estimations du niveau de la mer et celles de la masse de l'océan pour produire la première mondiale des variations du contenu en chaleur de l'océan et le déséquilibre énergétique de la planète à partir des mesures de géodésie spatiale (voir figure 5.5 et *Meyssignac et al.* [2019]). Grâce aux estimations des incertitudes de chaque jeu d'observation j'ai pu dériver les premières incertitudes complètes (incluant en particulier la covariance temporelle des erreurs) sur l'estimation des variations du contenu en chaleur de l'océan et sur le déséquilibre énergétique de la planète. J'ai validé par ailleurs mes estimations par géodésie spatiale en comparaison avec les estimations basées sur les observations in-situ de température. J'ai enfin montré de cette manière que les variations du déséquilibre énergétique de la Terre valaient en moyenne $0.7 \pm 0.4 W.m^{-2}$ (95%CL) au cours des deux dernières décennies et qu'elles montraient des variations significatives de l'ordre de plusieurs dixième de $W.m^{-2}$ aux échelles annuelles et plus longues (voir figure 5.5 et *Meyssignac et al.* [2019]).

A partir de ces résultats, j'ai utilisé les observations du déséquilibre énergétique de la planète pour estimer la sensibilité climatique et évaluer les rétroactions climatiques. Je réalise ce travail avec Jonathan Chenal depuis 2020. Nous avons utilisé les équations du bilan d'énergie global (équations 5.1) pour estimer par contrainte observationnelle la rétroaction climatique globale λ . Nous avons utilisé deux approches : 1) une différence du bilan énergétique entre la période récente 2005-2015 et une période de base 1869-1982

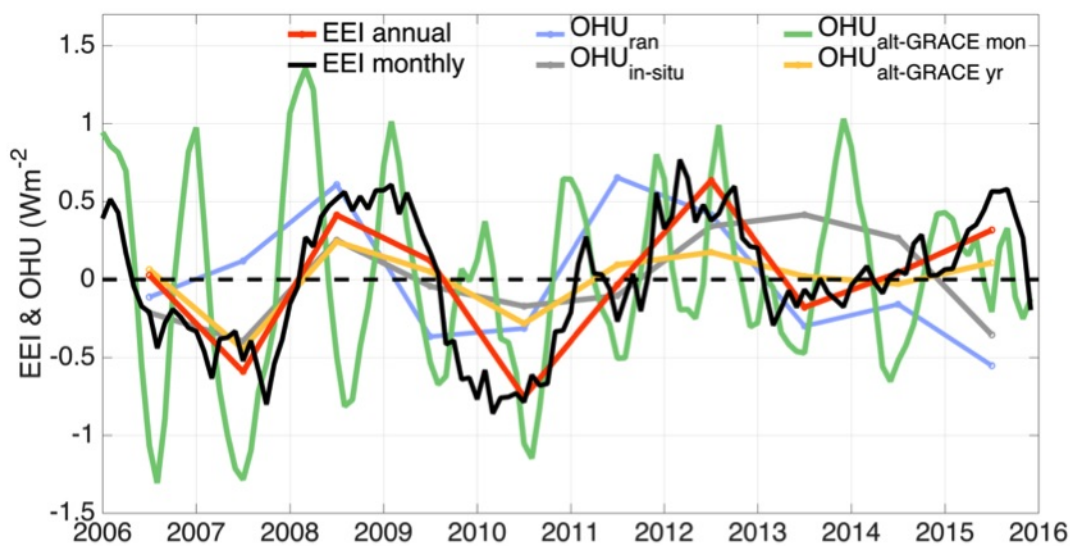


Figure 5.5 – Variations du contenu en chaleur de l’océan (OHU en anglais) estimé par géodésie spatiale (courbe jaune et courbe verte) en comparaison avec les estimations des variations du déséquilibre énergétique en haut de l’atmosphère (EEI en anglais) par les données spatiales de CERES (courbe rouges et courbe noire). La corrélation entre la courbe jaune et la courbe rouge est de 0,89. Voir *Meyssignac et al.* [2019] pour plus de détails.

(avant les émissions de gaz à effet de serre) en suivant l’approche de *Lewis and Curry* [2018] et 2) une régression de la forme différentielle du bilan énergétique sur la période 1955-2017 en suivant l’approche de *Gregory et al.* [2020]. Ces estimations de la sensibilité climatique sur la période historique sont représentatives de la réponse radiative du système climatique et de la rétroaction climatique effective au cours du 20^{ème} siècle. En prenant en compte l’incertitude du forçage, des estimations de la température de surface globale et des estimations de l’absorption de chaleur océanique par l’approche géodésique ainsi que l’incertitude due à la variabilité interne du système, nos premiers résultats montrent que la sensibilité climatique effective (effCS) du 20^{ème} siècle se trouve dans l’intervalle [0,90-8,36]K (à 95% CL) avec une médiane de 1,77K. Cette contrainte observationnelle donne une distribution d’effCS possibles asymétrique avec une queue de distribution lourde aux grandes valeurs. Cette queue de distribution lourde est essentiellement due à l’incertitude sur le forçage historique. L’incertitude sur l’absorption de chaleur océanique joue un rôle significatif dans la queue lourde mais il est moins important que celui de l’incertitude sur le forçage. Cette estimation est cohérente avec les études précédentes (par exemple *Lewis and Curry* [2018] et *Sherwood et al.* [2020]). Elle montre un résultat équivalent à une contrainte observationnelle dérivée avec les données ARGO seulement. En utilisant la même approche basée sur des observations historiques mais en tenant compte cette fois-ci de la dépendance de λ à l’effet pattern (que nous avons quantifié dans les GCM) nous dérivons une nouvelle plage de contraintes observationnelles sur l’effECS. Théoriquement, si le bilan d’énergie est correctement représenté dans les GCM, cette plage de contrainte s’applique aussi à la sensibilité climatique d’équilibre puisque la dépendance en température et au pattern (telle que représentée dans les GCM) est prise en compte. Nous constatons que l’ajout de la dépendance à la température et au pattern décale vers le haut la médiane de l’effECS et

augmente considérablement la plage d'incertitude. Pour la méthode des différences (avec les mesures géodésiques), la médiane est maintenant de 2,07 K et la plage d'incertitude de [0,98-11,9]K . Pour la méthode de régression avec observations in situ, la médiane est maintenant de 2,0 K et la plage d'incertitude est de [1,2- 4,7] K ((5-95%). A ce jour on voit que la méthode des régressions qui utilise toutes les données de température de l'océan depuis 1955 reste la plus contraignante. On voit aussi que le fait de prendre en compte l'effet pattern élargit la plage des solutions possibles. Ces premiers résultats observationnels (qui utilisent pour la première fois une estimation de l'effet pattern) sont intéressants car ils sont proches des estimations faites uniquement avec les modèles de climat. Ceci réconcilie les estimations de l'ECS basée sur les observations et sur les modèles. Par ailleurs, le fait que nos résultats montrent que la méthode de régression est plus efficace pour contraindre la sensibilité climatique d'équilibre, suggère que de longues périodes d'observation sont plus efficaces pour contraindre le bilan d'énergie. Enfin, dans nos résultats, la principale source d'incertitudes provient de l'effet pattern et des différences dans la simulation par les GCM de cet effet pattern. Cette source d'incertitude dans l'estimation de la sensibilité climatique est bien plus forte que l'incertitude issue des erreurs observationnelles. Ceci suggère que dans le futur, pour améliorer les estimations de la sensibilité climatique, il faut faire porter l'effort sur l'estimation de cet effet pattern, la manière de le représenter dans les équations du bilan d'énergie et la manière de le prendre en compte dans les contraintes observationnelles sur le bilan d'énergie.

Chapitre 6

Perspectives

En résumé je vois jusqu'ici deux contributions importantes de ma recherche à la question scientifique de l'estimation du cycle globale de l'énergie :

- 1) La démonstration que l'on peut utiliser les données géodésiques spatiales (niveau de la mer et champ de gravité) pour lever le problème d'observabilité identifié au chapitre 4 et apporter une contrainte observationnelle sur le bilan d'énergie
- 2) La première estimation du déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère avec des incertitudes précises robustes et complètes (et ceci grâce aux données de géodésie spatiale) ce qui permet d'apporter une contrainte physique quantitative sur le bilan d'énergie et ouvre la voie en particulier à l'utilisation du formalisme stochastique (tel qu'identifié au chapitre 4) pour contraindre le bilan d'énergie avec des observations.

Ces deux contributions sont encore peu visibles parmi les nombreux travaux réalisés récemment sur le sujet du bilan d'énergie (cf chapitres 1 à 3). Mais je crois qu'elles sont significatives car elles ouvrent des voies encore inexplorées qui pourraient apporter dans le futur des informations nouvelles sur le problème. Dans les années qui viennent je vais continuer à explorer ces voies pour voir si elles finissent par apporter des éléments importants à la compréhension du cycle global de l'énergie. J'identifie aujourd'hui trois directions majeures pour ma future recherche.

Tout d'abord je pense qu'il faut améliorer encore les estimations du contenu en chaleur de l'océan. Je crois que cela passera par une estimation optimale du contenu en chaleur de l'océan qui combine les données in situ (ARGO et autres) avec les données de géodésie spatiale (niveau de la mer et champ de gravité). De cette manière nous pourrions tirer le meilleur parti des points forts de chaque type de données (profilage vertical, profondeur temporelle et précision des mesures des données in situ vs couverture et résolution spatio-temporelle des données de géodésie spatiale). Ce travail est conséquent et va durer probablement plus d'une dizaine d'années car il nécessite la mise en place d'un système cohérent de traitement des données in situ et spatiales ainsi que de leurs incertitudes, d'un système d'interpolation optimal qui prennent en compte les différentes données et leurs incertitudes et d'une stratégie de validation aux différentes échelles spatio-temporelles. Par ailleurs cet effort devra se faire de manière concertée avec les autres efforts nationaux et internationaux d'amélioration des estimations des différents flux et stock du bilan d'énergie global. C'est quelque chose que j'ai déjà engagé en participant au projet de la NASA

NEWTex qui vise à évaluer la cohérence des flux du cycle global de l'énergie et en pilotant l'initiative « EEI assessment » du groupe GEWEX du World Climate Research Program. Une telle approche ouvre la voie au développement d'un jeu d'observations cohérentes des différentes composantes du cycle global de l'énergie comme décrit sur la figure 1.1 . A terme cela permettrait d'apporter une contrainte observationnelle sur le cycle global de l'énergie à l'échelle régionale. Naturellement cette activité inclue le développement et l'accompagnement des anciennes et nouvelles missions spatiales qui participent au système d'observation du cycle de l'énergie. Je pense en particulier aux missions d'altimétrie radar en cours et à venir et aux missions de gravimétrie spatiales dont MARVEL/NGGM que je copilote avec quelques collègues français et européens.

Ensuite je pense qu'il faut continuer à tirer les fruits de l'application de la nouvelle contrainte observationnelle géodésique sur le cycle global de l'énergie. Nous pouvons améliorer la contrainte sur la sensibilité climatique en prenant en compte plus précisément l'effet pattern (en utilisant par exemple des contraintes observationnelles sur l'effet pattern). Nous pouvons aussi utiliser la contrainte observationnelle pour estimer d'autres caractéristiques du cycle global de l'énergie telle que la sensibilité climatique transitoire ou encore la réponse radiative du système qui n'est pas liée à la température de surface globale. Je pense aussi qu'il faut utiliser la contrainte observationnelle non seulement pour estimer les caractéristiques du cycle de l'énergie en surface et dans l'atmosphère mais aussi pour estimer les caractéristiques de la réponse océanique en particulier l'efficacité océanique de l'absorption de chaleur et peut être aussi contraindre la diffusion diapycnale grande échelle. Cette voie permettrait d'obtenir de nouvelles informations sur l'état du climat actuel, dans sa phase transitoire et sur les caractéristiques temporelles de sa réponse. Enfin je pense qu'il faudra à terme envisager le couplage des cycles eau et énergie pour obtenir une vision complète de la réponse physique du système climatique. Cet aspect se fera en coopération avec R.Roca.

Enfin je pense qu'il est important de développer l'approche stochastique du bilan d'énergie du système climatique. C'est une approche alternative et rigoureuse pour prendre en compte la variabilité interne. Elle s'adapte très bien aux observations car elle permet de porter une contrainte sur l'ensemble des solutions possibles du système climatique à partir de l'observation d'une unique réalisation du système. De plus elle peut prendre en compte les incertitudes observationnelles. Enfin, comme l'approche stochastique se fait avec des équations différentielles elle permet de représenter l'évolution du bilan d'énergie et donc la contrainte observationnelle peut s'appliquer directement sur les séries temporelles qui décrivent le bilan d'énergie et non sur des états moyens ou des différences d'états moyens. Appliquer la contrainte observationnelle sur l'évolution temporelle du bilan d'énergie pourrait permettre de contraindre beaucoup plus précisément les caractéristiques du bilan d'énergie en particulier dans sa phase transitoire. Ce travail est conséquent et prendra au moins plusieurs années car il faut introduire un bruit non-blanc dans les équations différentielles du bilan d'énergie, déterminer l'équation de Fokker-Planck associée (par exemple par des théories des perturbations comme celle de Bloch 1995), résoudre cette équation de manière analytique ou numérique et enfin proposer une méthode pour y introduire la contrainte observationnelle.

Dans le futur il faudra aussi régionaliser la contrainte observationnelle sur le bilan d'énergie. Mais à l'échelle régionale l'hypothèse d'équilibre radiatif convectif n'est plus

respectée. Il faut alors prendre en compte la dynamique régionale et locale (à la fois verticale et horizontale) du système et ceci rend le problème beaucoup plus complexe. Une première étape serait de considérer la région inter-tropicale où, en moyenne sur toute la région, l'équilibre radiatif convectif est respecté au premier ordre.

Chapitre 7

Les autres aspects de mes recherches depuis ma thèse

Au cours de ma thèse mon travail s'est concentré sur la variabilité régionale du niveau de la mer. L'objectif était d'améliorer la connaissance de la variabilité régionale du niveau de la mer aux échelles climatiques, de déterminer les processus qui en sont responsables et de permettre les études d'impacts de la montée du niveau de la mer à la côte. Comme on vient de le voir, ces études m'ont permis après ma thèse de faire émerger une nouvelle contrainte observationnelle sur le bilan d'énergie global, issue des mesures du niveau de la mer. Cette activité a absorbé la très grande majorité de mon temps depuis la fin de ma thèse. Mais en même temps que je travaillais sur le bilan global d'énergie, de nombreux collègues m'ont demandé de l'aide sur des problèmes scientifiques liés à mon travail de thèse c'est à dire lié à la variabilité régionale du niveau de la mer (branche verte claire de la figure 7.1) ou lié au niveau de la mer à la côte pour conduire des études d'impact (branche verte foncée de la figure 7.1). J'ai accompagné ces collègues dans cet effort, ce qui a donné la production scientifique décrite en vert dans la figure 7.1. Cette production scientifique correspond à la continuation (et la fin?) du cycle de recherche que j'avais engagé en thèse. Je ne le présente pas dans ce manuscrit. J'ai préféré me concentrer ici sur le cycle de recherche qui a débuté après ma thèse (en jaune orange et rouge sur la figure 7.1) et qui est aujourd'hui en croissance.

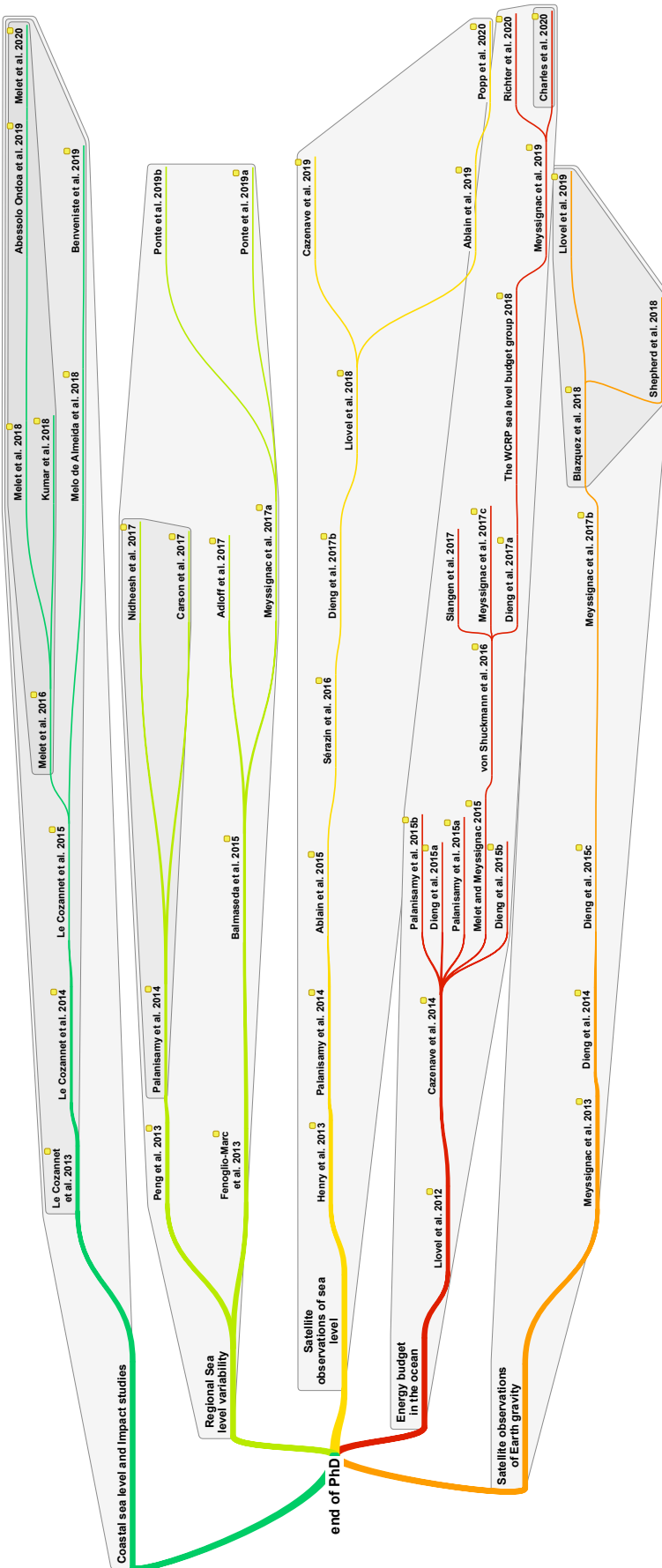


Figure 7.1 – production scientifique depuis ma thèse en articles publiés dans des revues de rang A. Les branches représentent des groupes d'articles cohérents, de la même thématique (ensemble gris clair), que je développe ou que j'accompagne depuis ma thèse. Les branches jaunes, orange et rouge sont les thématiques que je développe dans le cadre de l'analyse du bilan d'énergie de la Terre et que je présente dans ce manuscrit. Les branches verte clair et verte foncée représentent des branches que j'ai développées durant ma thèse et que je continue d'accompagner à la demande de collègues. Les ensembles gris foncés représentent la production scientifique faite avec les jeunes chercheurs (A.Melet, E.Charles, W.Lioué) et avec les thésards (H.Palanisamy, A.Blazquez) que j'ai encadré et la production scientifique que je fais en soutient à des collègues (G.LeCozannet).

Bibliographie

- Ablain, M., A. Cazenave, G. Larnicol, M. Balmaseda, P. Cipollini, Y. Faugère, M. J. Fernandes, O. Henry, J. A. Johannessen, P. Knudsen, O. Andersen, J. Legeais, B. Meyssignac, N. Picot, M. Roca, S. Rudenko, M. G. Scharffenberg, D. Stammer, G. Timms, and J. Benveniste, Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project, *Ocean Science*, *11*(1), 67–82, doi :10.5194/os-11-67-2015, publisher : Copernicus GmbH, 2015.
- Ablain, M., B. Meyssignac, L. Zawadzki, R. Jugier, A. Ribes, G. Spada, J. Benveniste, A. Cazenave, and N. Picot, Uncertainty in satellite estimates of global mean sea-level changes, trend and acceleration, *Earth System Science Data*, *11*(3), 1189–1202, doi : 10.5194/essd-11-1189-2019, publisher : Copernicus GmbH, 2019.
- Andrews, T., and M. J. Webb, The Dependence of Global Cloud and Lapse Rate Feedbacks on the Spatial Structure of Tropical Pacific Warming, *Journal of Climate*, *31*(2), 641–654, doi :10.1175/JCLI-D-17-0087.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2018.
- Andrews, T., J. M. Gregory, and M. J. Webb, The Dependence of Radiative Forcing and Feedback on Evolving Patterns of Surface Temperature Change in Climate Models, *Journal of Climate*, *28*(4), 1630–1648, doi :10.1175/JCLI-D-14-00545.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2015.
- Andrews, T., J. M. Gregory, D. Paynter, L. G. Silvers, C. Zhou, T. Mauritsen, M. J. Webb, K. C. Armour, P. M. Forster, and H. Titchner, Accounting for Changing Temperature Patterns Increases Historical Estimates of Climate Sensitivity, *Geophysical Research Letters*, *45*(16), 8490–8499, doi :https://doi.org/10.1029/2018GL078887, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018GL078887, 2018.
- Andronova, N. G., and M. E. Schlesinger, Objective estimation of the probability density function for climate sensitivity, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *106*(D19), 22,605–22,611, doi :https://doi.org/10.1029/2000JD000259, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JD000259, 2001.
- Armour, K. C., Energy budget constraints on climate sensitivity in light of inconstant climate feedbacks, *Nature Climate Change*, *7*(5), 331–335, doi :10.1038/nclimate3278, number : 5 Publisher : Nature Publishing Group, 2017.
- Armour, K. C., C. M. Bitz, and G. H. Roe, Time-Varying Climate Sensitivity from Regional Feedbacks, *Journal of Climate*, *26*(13), 4518–4534, doi :10.1175/JCLI-D-12-00544.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2013.

- Banks, H. T., and J. M. Gregory, Mechanisms of ocean heat uptake in a coupled climate model and the implications for tracer based predictions of ocean heat uptake, *Geophysical Research Letters*, 33(7), doi :<https://doi.org/10.1029/2005GL025352>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005GL025352>, 2006.
- Bellouin, N., J. Quaas, E. Gryspeerdt, S. Kinne, P. Stier, D. Watson-Parris, O. Boucher, K. S. Carslaw, M. Christensen, A.-L. Daniau, J.-L. Dufresne, G. Feingold, S. Fiedler, P. Forster, A. Gettelman, J. M. Haywood, U. Lohmann, F. Malavelle, T. Mauritsen, D. T. McCoy, G. Myhre, J. Mülmenstädt, D. Neubauer, A. Possner, M. Rugenstein, Y. Sato, M. Schulz, S. E. Schwartz, O. Sourdeval, T. Storelvmo, V. Toll, D. Winker, and B. Stevens, Bounding Global Aerosol Radiative Forcing of Climate Change, *Reviews of Geophysics*, 58(1), e2019RG000,660, doi :<https://doi.org/10.1029/2019RG000660>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019RG000660>, 2020.
- Benveniste, J., and P. Bonnefond, Preface : 25 years of progress in radar altimetry, *Advances in Space Research*, doi :10.1016/j.asr.2021.01.020, 2021.
- Berner, J., U. Achatz, L. Batté, L. Bengtsson, A. d. l. Cámara, H. M. Christensen, M. Colangeli, D. R. B. Coleman, D. Crommelin, S. I. Dolaptchiev, C. L. E. Franzke, P. Friederichs, P. Imkeller, H. Järvinen, S. Juricke, V. Kitsios, F. Lott, V. Lucarini, S. Mahajan, T. N. Palmer, C. Penland, M. Sakradzija, J.-S. v. Storch, A. Weisheimer, M. Weniger, P. D. Williams, and J.-I. Yano, Stochastic Parameterization : Toward a New View of Weather and Climate Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3), 565–588, doi :10.1175/BAMS-D-15-00268.1, publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society, 2017.
- Blazquez, A., B. Meyssignac, J. Lemoine, E. Berthier, A. Ribes, and A. Cazenave, Exploring the uncertainty in GRACE estimates of the mass redistributions at the Earth surface : implications for the global water and sea level budgets, *Geophysical Journal International*, 215(1), 415–430, doi :10.1093/gji/ggy293, 2018.
- Bloch-Johnson, J., R. T. Pierrehumbert, and D. S. Abbot, Feedback temperature dependence determines the risk of high warming, *Geophysical Research Letters*, 42(12), 4973–4980, doi :<https://doi.org/10.1002/2015GL064240>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015GL064240>, 2015.
- Bony, S., and J.-L. Dufresne, Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models, *Geophysical Research Letters*, 32(20), doi :<https://doi.org/10.1029/2005GL023851>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005GL023851>, 2005.
- Bony, S., G. Bellon, D. Klocke, S. Sherwood, S. Fermepin, and S. Denvil, Robust direct effect of carbon dioxide on tropical circulation and regional precipitation, *Nature Geoscience*, 6(6), 447–451, doi :10.1038/ngeo1799, number : 6 Publisher : Nature Publishing Group, 2013.
- Bony, S., B. Stevens, D. M. W. Frierson, C. Jakob, M. Kageyama, R. Pincus, T. G. Shepherd, S. C. Sherwood, A. P. Siebesma, A. H. Sobel, M. Watanabe, and M. J. Webb, Clouds, circulation and climate sensitivity, *Nature Geoscience*, 8(4), 261–268, doi :10.1038/ngeo2398, number : 4 Publisher : Nature Publishing Group, 2015.

- Budyko, M. I., The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth, *Tellus*, 21(5), 611–619, doi :<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1969.tb00466.x>, eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.2153-3490.1969.tb00466.x>, 1969.
- Caballero, R., and M. Huber, State-dependent climate sensitivity in past warm climates and its implications for future climate projections, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(35), 14,162–14,167, doi :10.1073/pnas.1303365110, publisher : National Academy of Sciences Section : Physical Sciences, 2013.
- Caldwell, P. M., M. D. Zelinka, K. E. Taylor, and K. Marvel, Quantifying the Sources of Intermodel Spread in Equilibrium Climate Sensitivity, *Journal of Climate*, 29(2), 513–524, doi :10.1175/JCLI-D-15-0352.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2016.
- Cazenave, A., H.-B. Dieng, B. Meyssignac, K. von Schuckmann, B. Decharme, and E. Berthier, The rate of sea-level rise, *Nature Climate Change*, 4(5), 358–361, doi :10.1038/nclimate2159, number : 5 Publisher : Nature Publishing Group, 2014.
- Cazenave, A., B. Hamlington, M. Horwath, V. R. Barletta, J. Benveniste, D. Chambers, P. Döll, A. E. Hogg, J. F. Legeais, M. Merrifield, B. Meyssignac, G. Mitchum, S. Nerem, R. Pail, H. Palanisamy, F. Paul, K. von Schuckmann, and P. Thompson, Observational Requirements for Long-Term Monitoring of the Global Mean Sea Level and Its Components Over the Altimetry Era, *Frontiers in Marine Science*, 6, doi :10.3389/fmars.2019.00582, publisher : Frontiers, 2019.
- Ceppi, P., G. Zappa, T. G. Shepherd, and J. M. Gregory, Fast and Slow Components of the Extratropical Atmospheric Circulation Response to CO₂ Forcing, *Journal of Climate*, 31(3), 1091–1105, doi :10.1175/JCLI-D-17-0323.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2018.
- Charles, E., B. Meyssignac, and A. Ribes, Observational Constraint on Greenhouse Gas and Aerosol Contributions to Global Ocean Heat Content Changes, *Journal of Climate*, 33(24), 10,579–10,591, doi :10.1175/JCLI-D-19-0091.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2020.
- Colman, R., and L. Hanson, On the relative strength of radiative feedbacks under climate variability and change, *Climate Dynamics*, 49(5), 2115–2129, doi :10.1007/s00382-016-3441-8, 2017.
- Danabasoglu, G., and P. R. Gent, Equilibrium Climate Sensitivity : Is It Accurate to Use a Slab Ocean Model?, *Journal of Climate*, 22(9), 2494–2499, doi :10.1175/2008JCLI2596.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2009.
- Davies, J. H., and D. R. Davies, Earth’s surface heat flux, *Solid Earth*, 1(1), 5–24, doi :10.5194/se-1-5-2010, publisher : Copernicus GmbH, 2010.
- Dessler, A. E., Observations of Climate Feedbacks over 2000–10 and Comparisons to Climate Models, *Journal of Climate*, 26(1), 333–342, doi :10.1175/JCLI-D-11-00640.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2013.

- Dieng, H. B., A. Cazenave, B. Meyssignac, O. Henry, K. v. Schuckmann, H. Palanisamy, and J. M. Lemoine, Effect of La Niña on The Global Mean Sea Level And North Pacific Ocean Mass Over 2005-2011, *Journal of Geodetic Science*, 4(1), doi :10.2478/jogs-2014-0003, publisher : De Gruyter Open Section : Journal of Geodetic Science, 2014.
- Dieng, H. B., A. Cazenave, K. von Schuckmann, M. Ablain, and B. Meyssignac, Sea level budget over 2005–2013 : missing contributions and data errors, *Ocean Science*, 11(5), 789–802, doi :10.5194/os-11-789-2015, publisher : Copernicus GmbH, 2015a.
- Dieng, H. B., N. Champollion, A. Cazenave, Y. Wada, E. Schrama, and B. Meyssignac, Total land water storage change over 2003–2013 estimated from a global mass budget approach, *Environmental Research Letters*, 10(12), 124,010, doi :10.1088/1748-9326/10/12/124010, publisher : IOP Publishing, 2015b.
- Dieng, H. B., H. Palanisamy, A. Cazenave, B. Meyssignac, and K. von Schuckmann, The Sea Level Budget Since 2003 : Inference on the Deep Ocean Heat Content, *Surveys in Geophysics*, 36(2), 209–229, doi :10.1007/s10712-015-9314-6, 2015c.
- Dieng, H. B., A. Cazenave, B. Meyssignac, and M. Ablain, New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach, *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3744–3751, doi :<https://doi.org/10.1002/2017GL073308>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL073308>, 2017a.
- Dieng, H. B., A. Cazenave, B. Meyssignac, K. v. Schuckmann, and H. Palanisamy, Sea and land surface temperatures, ocean heat content, Earth’s energy imbalance and net radiative forcing over the recent years, *International Journal of Climatology*, 37(S1), 218–229, doi :<https://doi.org/10.1002/joc.4996>, _eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.4996>, 2017b.
- Dong, Y., C. Proistosescu, K. C. Armour, and D. S. Battisti, Attributing Historical and Future Evolution of Radiative Feedbacks to Regional Warming Patterns using a Green’s Function Approach : The Preeminence of the Western Pacific, *Journal of Climate*, 32(17), 5471–5491, doi :10.1175/JCLI-D-18-0843.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2019.
- Donohoe, A., K. C. Armour, A. G. Pendergrass, and D. S. Battisti, Shortwave and long-wave radiative contributions to global warming under increasing CO₂, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(47), 16,700–16,705, doi :10.1073/pnas.1412190111, 2014.
- Dufresne, J.-L., and S. Bony, An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models, *Journal of Climate*, 21(19), 5135–5144, doi :10.1175/2008JCLI2239.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2008.
- Duplessy, J.-C., and G. Ramstein, *Paléoclimatologie*, 2013.
- Emanuel, K., The Relevance of Theory for Contemporary Research in Atmospheres, Oceans, and Climate, *AGU Advances*, 1(2), doi :10.1029/2019AV000129, 2020.

- Forster, P. M., Inference of Climate Sensitivity from Analysis of Earth's Energy Budget, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44(1), 85–106, doi :10.1146/annurev-earth-060614-105156, _eprint : <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105156>, 2016.
- Forster, P. M., T. Andrews, P. Good, J. M. Gregory, L. S. Jackson, and M. Zelinka, Evaluating adjusted forcing and model spread for historical and future scenarios in the CMIP5 generation of climate models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(3), 1139–1150, doi :<https://doi.org/10.1002/jgrd.50174>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jgrd.50174>, 2013.
- Franzke, C. L. E., T. J. O'Kane, J. Berner, P. D. Williams, and V. Lucarini, Stochastic climate theory and modeling, *WIREs Climate Change*, 6(1), 63–78, doi :<https://doi.org/10.1002/wcc.318>, _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/wcc.318>, 2015.
- Frey, W. R., and J. E. Kay, The influence of extratropical cloud phase and amount feedbacks on climate sensitivity, *Climate Dynamics*, 50(7), 3097–3116, doi :10.1007/s00382-017-3796-5, 2018.
- Fueglistaler, S., Observational Evidence for Two Modes of Coupling Between Sea Surface Temperatures, Tropospheric Temperature Profile, and Shortwave Cloud Radiative Effect in the Tropics, *Geophysical Research Letters*, 46(16), 9890–9898, doi :<https://doi.org/10.1029/2019GL083990>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019GL083990>, 2019.
- Garabato, A. C. N., K. L. Polzin, B. A. King, K. J. Heywood, and M. Visbeck, Widespread Intense Turbulent Mixing in the Southern Ocean, *Science*, 303(5655), 210–213, doi :10.1126/science.1090929, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 2004.
- Gardiner, C., *Stochastic Methods : A Handbook for the Natural and Social Sciences*, Springer Series in Synergetics, 4 ed., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2009.
- Gebbie, G., and P. Huybers, The Little Ice Age and 20th-century deep Pacific cooling, *Science*, 363(6422), 70–74, doi :10.1126/science.aar8413, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 2019.
- Geoffroy, O., D. Saint-Martin, G. Bellon, A. Voldoire, D. J. L. Olivié, and S. Tytéca, Transient Climate Response in a Two-Layer Energy-Balance Model. Part II : Representation of the Efficacy of Deep-Ocean Heat Uptake and Validation for CMIP5 AOGCMs, *Journal of Climate*, 26(6), 1859–1876, doi :10.1175/JCLI-D-12-00196.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2013a.
- Geoffroy, O., D. Saint-Martin, D. J. L. Olivié, A. Voldoire, G. Bellon, and S. Tytéca, Transient Climate Response in a Two-Layer Energy-Balance Model. Part I : Analytical Solution and Parameter Calibration Using CMIP5 AOGCM Experiments, *Journal of Climate*, 26(6), 1841–1857, doi :10.1175/JCLI-D-12-00195.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2013b.

- Ghil, M., and S. Childress, *Topics in Geophysical Fluid Dynamics : Atmospheric Dynamics, Dynamo Theory, and Climate Dynamics*, Applied Mathematical Sciences, Springer-Verlag, New York, doi :10.1007/978-1-4612-1052-8, 1987.
- Ghil, M., and V. Lucarini, The physics of climate variability and climate change, *Reviews of Modern Physics*, *92*(3), 035,002, doi :10.1103/RevModPhys.92.035002, publisher : American Physical Society, 2020.
- Gleckler, P. J., T. M. L. Wigley, B. D. Santer, J. M. Gregory, K. AchutaRao, and K. E. Taylor, Krakatoa's signature persists in the ocean, *Nature*, *439*(7077), 675–675, doi : 10.1038/439675a, number : 7077 Publisher : Nature Publishing Group, 2006.
- Gnanadesikan, A., A Simple Predictive Model for the Structure of the Oceanic Pycnocline, *Science*, *283*(5410), 2077–2079, doi :10.1126/science.283.5410.2077, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 1999.
- Gregory, J. M., Vertical heat transports in the ocean and their effect on time-dependent climate change, *Climate Dynamics*, *16*(7), 501–515, doi :10.1007/s003820000059, 2000.
- Gregory, J. M., and T. Andrews, Variation in climate sensitivity and feedback parameters during the historical period, *Geophysical Research Letters*, *43*(8), 3911–3920, doi :https://doi.org/10.1002/2016GL068406, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016GL068406, 2016.
- Gregory, J. M., and P. M. Forster, Transient climate response estimated from radiative forcing and observed temperature change, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *113*(D23), doi :https://doi.org/10.1029/2008JD010405, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008JD010405, 2008.
- Gregory, J. M., T. Andrews, P. Ceppi, T. Mauritsen, and M. J. Webb, How accurately can the climate sensitivity to CO_2 be estimated from historical climate change?, *Climate Dynamics*, *54*(1), 129–157, doi :10.1007/s00382-019-04991-y, 2020.
- Grose, M. R., J. Gregory, R. Colman, and T. Andrews, What Climate Sensitivity Index Is Most Useful for Projections?, *Geophysical Research Letters*, *45*(3), 1559–1566, doi :https://doi.org/10.1002/2017GL075742, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL075742, 2018.
- Group, W. G. S. L. B., Global sea-level budget 1993–present, *Earth System Science Data*, *10*(3), 1551–1590, doi :10.5194/essd-10-1551-2018, publisher : Copernicus GmbH, 2018.
- Hansen, J., L. Nazarenko, R. Ruedy, M. Sato, J. Willis, A. D. Genio, D. Koch, A. Lacis, K. Lo, S. Menon, T. Novakov, J. Perlwitz, G. Russell, G. A. Schmidt, and N. Tausnev, Earth's Energy Imbalance : Confirmation and Implications, *Science*, *308*(5727), 1431–1435, doi :10.1126/science.1110252, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Research Article, 2005a.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, L. Nazarenko, A. Lacis, G. A. Schmidt, G. Russell, I. Aleinov, M. Bauer, S. Bauer, N. Bell, B. Cairns, V. Canuto, M. Chandler, Y. Cheng,

- A. D. Genio, G. Faluvegi, E. Fleming, A. Friend, T. Hall, C. Jackman, M. Kelley, N. Kiang, D. Koch, J. Lean, J. Lerner, K. Lo, S. Menon, R. Miller, P. Minnis, T. Novakov, V. Oinas, J. Perlwitz, J. Perlwitz, D. Rind, A. Romanou, D. Shindell, P. Stone, S. Sun, N. Tausnev, D. Thresher, B. Wielicki, T. Wong, M. Yao, and S. Zhang, Efficacy of climate forcings, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D18), doi :<https://doi.org/10.1029/2005JD005776>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005JD005776>, 2005b.
- Hansen, J., M. Sato, P. Kharecha, and K. von Schuckmann, Earth's energy imbalance and implications, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24), 13,421–13,449, doi :10.5194/acp-11-13421-2011, publisher : Copernicus GmbH, 2011.
- Harvey, L. D. D., and S. H. Schneider, Transient climate response to external forcing on 100–104 year time scales part 1 : Experiments with globally averaged, coupled, atmosphere and ocean energy balance models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 90(D1), 2191–2205, doi :<https://doi.org/10.1029/JD090iD01p02191>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JD090iD01p02191>, 1985.
- Hasselmann, K., Stochastic climate models Part I. Theory, *Tellus*, 28(6), 473–485, doi :<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00696.x>, _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00696.x>, 1976.
- Heinze, C., V. Eyring, P. Friedlingstein, C. Jones, Y. Balkanski, W. Collins, T. Fichfet, S. Gao, A. Hall, D. Ivanova, W. Knorr, R. Knutti, A. Löw, M. Ponater, M. G. Schultz, M. Schulz, P. Siebesma, J. Teixeira, G. Tselioudis, and M. Vancoppenolle, ESD Reviews : Climate feedbacks in the Earth system and prospects for their evaluation, *Earth System Dynamics*, 10(3), 379–452, doi :10.5194/esd-10-379-2019, publisher : Copernicus GmbH, 2019.
- Held, I. M., The Gap between Simulation and Understanding in Climate Modeling, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11), 1609–1614, doi :10.1175/BAMS-86-11-1609, publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society, 2005.
- Held, I. M., and K. M. Shell, Using Relative Humidity as a State Variable in Climate Feedback Analysis, *Journal of Climate*, 25(8), 2578–2582, doi :10.1175/JCLI-D-11-00721.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2012.
- Held, I. M., and B. J. Soden, Water Vapor Feedback and Global Warming, *Annual Review of Energy and the Environment*, 25(1), 441–475, doi :10.1146/annurev.energy.25.1.441, _eprint : <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.25.1.441>, 2000.
- Held, I. M., and B. J. Soden, Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming, *Journal of Climate*, 19(21), 5686–5699, doi :10.1175/JCLI3990.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2006.
- Held, I. M., M. Winton, K. Takahashi, T. Delworth, F. Zeng, and G. K. Vallis, Probing the Fast and Slow Components of Global Warming by Returning Abruptly to Preindustrial Forcing, *Journal of Climate*, 23(9), 2418–2427, doi :10.1175/2009JCLI3466.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2010.

- Henry, O., M. Ablain, B. Meyssignac, A. Cazenave, D. Masters, S. Nerem, and G. Garric, Effect of the processing methodology on satellite altimetry-based global mean sea level rise over the Jason-1 operating period, *Journal of Geodesy*, 88(4), 351–361, doi :10.1007/s00190-013-0687-3, 2014.
- Hoffert, M. I., A. J. Callegari, and C.-T. Hsieh, The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forcing, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 85(C11), 6667–6679, doi :<https://doi.org/10.1029/JC085iC11p06667>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JC085iC11p06667>, 1980.
- Hope, C., The \$10 trillion value of better information about the transient climate response, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2054), 20140,429, doi :10.1098/rsta.2014.0429, publisher : Royal Society, 2015.
- Hoskins, B. J., Dynamical processes in the atmosphere and the use of models, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109(459), 1–21, doi :<https://doi.org/10.1002/qj.49710945902>, _eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.49710945902>, 1983.
- Hurttt, G. C., L. P. Chini, S. Froking, R. A. Betts, J. Feddema, G. Fischer, J. P. Fisk, K. Hibbard, R. A. Houghton, A. Janetos, C. D. Jones, G. Kindermann, T. Kinoshita, K. Klein Goldewijk, K. Riahi, E. Shevliakova, S. Smith, E. Stehfest, A. Thomson, P. Thornton, D. P. van Vuuren, and Y. P. Wang, Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100 : 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands, *Climatic Change*, 109(1), 117, doi : 10.1007/s10584-011-0153-2, 2011.
- Ingram, W., A very simple model for the water vapour feedback on climate change, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(646), 30–40, doi :<https://doi.org/10.1002/qj.546>, _eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.546>, 2010.
- Knutti, R., and M. A. A. Rugenstein, Feedbacks, climate sensitivity and the limits of linear models, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2054), 20150,146, doi :10.1098/rsta.2015.0146, publisher : Royal Society, 2015.
- Ledwell, J. R., A. J. Watson, and C. S. Law, Mixing of a tracer in the pycnocline, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C10), 21,499–21,529, doi :<https://doi.org/10.1029/98JC01738>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/98JC01738>, 1998.
- Legeais, J.-F., M. Ablain, L. Zawadzki, H. Zuo, J. A. Johannessen, M. G. Scharffenberg, L. Fenoglio-Marc, M. J. Fernandes, O. B. Andersen, S. Rudenko, P. Cipollini, G. D. Quartly, M. Passaro, A. Cazenave, and J. Benveniste, An improved and homogeneous altimeter sea level record from the ESA Climate Change Initiative, *Earth System Science Data*, 10(1), 281–301, doi :10.5194/essd-10-281-2018, 2018.

- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, O. K. Baranova, H. E. Garcia, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, J. R. Reagan, D. Seidov, E. S. Yarosh, and M. M. Zweng, World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010, *Geophysical Research Letters*, *39*(10), n/a–n/a, doi :10.1029/2012GL051106, 2012.
- Lewis, N., and J. Curry, The Impact of Recent Forcing and Ocean Heat Uptake Data on Estimates of Climate Sensitivity, *Journal of Climate*, *31*(15), 6051–6071, doi :10.1175/JCLI-D-17-0667.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2018.
- Li, C., J.-S. von Storch, and J. Marotzke, Deep-ocean heat uptake and equilibrium climate response, *Climate Dynamics*, *40*(5), 1071–1086, doi :10.1007/s00382-012-1350-z, 2013.
- Lindzen, R. S., Climate Dynamics and Global Change, *Annual Review of Fluid Mechanics*, *26*(1), 353–378, doi :10.1146/annurev.fl.26.010194.002033, publisher : Annual Reviews, 1994.
- Lindzen, R. S., and C. Giannitsis, On the climatic implications of volcanic cooling, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *103*(D6), 5929–5941, doi :https://doi.org/10.1029/98JD00125, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/98JD00125, 1998.
- Llodel, W., B. Meyssignac, and A. Cazenave, Steric sea level variations over 2004–2010 as a function of region and depth : Inference on the mass component variability in the North Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters*, *38*(15), doi :https://doi.org/10.1029/2011GL047411, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2011GL047411, 2011.
- Llodel, W., I. Fukumori, and B. Meyssignac, Depth-dependent temperature change contributions to global mean thermosteric sea level rise from 1960 to 2010, *Global and Planetary Change*, *101*, 113–118, doi :10.1016/j.gloplacha.2012.12.011, 2013.
- Llodel, W., T. Penduff, B. Meyssignac, J.-M. Molines, L. Terray, L. Bessières, and B. Barnier, Contributions of Atmospheric Forcing and Chaotic Ocean Variability to Regional Sea Level Trends Over 1993–2015, *Geophysical Research Letters*, *45*(24), 13,405–13,413, doi :https://doi.org/10.1029/2018GL080838, _eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018GL080838, 2018.
- Llodel, W., S. Purkey, B. Meyssignac, A. Blazquez, N. Kolodziejczyk, and J. Bamber, Global ocean freshening, ocean mass increase and global mean sea level rise over 2005–2015, *Scientific Reports*, *9*(1), 17,717, doi :10.1038/s41598-019-54239-2, number : 1 Publisher : Nature Publishing Group, 2019.
- Loeb, N. G., W. Su, and S. Kato, Understanding Climate Feedbacks and Sensitivity Using Observations of Earth’s Energy Budget, *Current Climate Change Reports*, *2*(4), 170–178, doi :10.1007/s40641-016-0047-5, 2016.
- Loeb, N. G., T. J. Thorsen, J. R. Norris, H. Wang, and W. Su, Changes in Earth’s Energy Budget during and after the “Pause” in Global Warming : An Observational Perspective, *Climate*, *6*(3), 62, doi :10.3390/cli6030062, number : 3 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2018.

- Loeb, N. G., H. Wang, R. P. Allan, T. Andrews, K. Armour, J. N. S. Cole, J.-L. Dufresne, P. Forster, A. Gettelman, H. Guo, T. Mauritsen, Y. Ming, D. Paynter, C. Proistosescu, M. F. Stuecker, U. Willén, and K. Wyser, New Generation of Climate Models Track Recent Unprecedented Changes in Earth's Radiation Budget Observed by CERES, *Geophysical Research Letters*, 47(5), e2019GL086705, doi :<https://doi.org/10.1029/2019GL086705>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019GL086705>, 2020.
- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, and T. F. Stocker, High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present, *Nature*, 453(7193), 379–382, doi :10.1038/nature06949, number : 7193 Publisher : Nature Publishing Group, 2008.
- L'Ecuyer, T. S., H. K. Beaudoin, M. Rodell, W. Olson, B. Lin, S. Kato, C. A. Clayson, E. Wood, J. Sheffield, R. Adler, G. Huffman, M. Bosilovich, G. Gu, F. Robertson, P. R. Houser, D. Chambers, J. S. Famiglietti, E. Fetzer, W. T. Liu, X. Gao, C. A. Schlosser, E. Clark, D. P. Lettenmaier, and K. Hilburn, The Observed State of the Energy Budget in the Early Twenty-First Century, *Journal of Climate*, 28(21), 8319–8346, doi :10.1175/JCLI-D-14-00556.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2015.
- Mahadevan, L., and J. M. Deutch, Influence of feedback on the stochastic evolution of simple climate systems, *Proceedings of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 466(2116), 993–1003, doi :10.1098/rspa.2009.0449, publisher : Royal Society, 2010.
- Marcos, M., F. M. Calafat, W. Llovel, D. Gomis, and B. Meyssignac, Regional distribution of steric and mass contributions to sea level changes, *Global and Planetary Change*, 76(3), 206–218, doi :10.1016/j.gloplacha.2011.01.007, 2011.
- Marshall, D. P., and L. Zanna, A Conceptual Model of Ocean Heat Uptake under Climate Change, *Journal of Climate*, 27(22), 8444–8465, doi :10.1175/JCLI-D-13-00344.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2014.
- Marshall, J., J. R. Scott, K. C. Armour, J.-M. Campin, M. Kelley, and A. Romanou, The ocean's role in the transient response of climate to abrupt greenhouse gas forcing, *Climate Dynamics*, 44(7), 2287–2299, doi :10.1007/s00382-014-2308-0, 2015.
- Marvel, K., M. Zelinka, S. A. Klein, C. Bonfils, P. Caldwell, C. Doutriaux, B. D. Santer, and K. E. Taylor, External Influences on Modeled and Observed Cloud Trends, *Journal of Climate*, 28(12), 4820–4840, doi :10.1175/JCLI-D-14-00734.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2015.
- Marvel, K., R. Pincus, G. A. Schmidt, and R. L. Miller, Internal Variability and Disequilibrium Confound Estimates of Climate Sensitivity From Observations, *Geophysical Research Letters*, 45(3), 1595–1601, doi :<https://doi.org/10.1002/2017GL076468>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL076468>, 2018.
- Matthes, K., B. Funke, M. E. Andersson, L. Barnard, J. Beer, P. Charbonneau, M. A. Clilverd, T. Dudok de Wit, M. Haberleiter, A. Hendry, C. H. Jackman, M. Kretzschmar,

- T. Kruschke, M. Kunze, U. Langematz, D. R. Marsh, A. C. Maycock, S. Misios, C. J. Rodger, A. A. Scaife, A. Seppälä, M. Shangguan, M. Sinnhuber, K. Tourpali, I. Usoskin, M. van de Kamp, P. T. Verronen, and S. Versick, Solar forcing for CMIP6 (v3.2), *Geoscientific Model Development*, 10(6), 2247–2302, doi :10.5194/gmd-10-2247-2017, publisher : Copernicus GmbH, 2017.
- Meehl, G. A., H. Teng, and J. M. Arblaster, Climate model simulations of the observed early-2000s hiatus of global warming, *Nature Climate Change*, 4(10), 898–902, doi : 10.1038/nclimate2357, number : 10 Publisher : Nature Publishing Group, 2014.
- Meinshausen, M., E. Vogel, A. Nauels, K. Lorbacher, N. Meinshausen, D. M. Etheridge, P. J. Fraser, S. A. Montzka, P. J. Rayner, C. M. Trudinger, P. B. Krummel, U. Beyerle, J. G. Canadell, J. S. Daniel, I. G. Enting, R. M. Law, C. R. Lunder, S. O’Doherty, R. G. Prinn, S. Reimann, M. Rubino, G. J. M. Velders, M. K. Vollmer, R. H. J. Wang, and R. Weiss, Historical greenhouse gas concentrations for climate modelling (CMIP6), *Geoscientific Model Development*, 10(5), 2057–2116, doi :10.5194/gmd-10-2057-2017, publisher : Copernicus GmbH, 2017.
- Melet, A., and B. Meyssignac, Explaining the Spread in Global Mean Thermosteric Sea Level Rise in CMIP5 Climate Models, *Journal of Climate*, 28(24), 9918–9940, doi :10.1175/JCLI-D-15-0200.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2015.
- Meyssignac, B., F. M. Calafat, S. Somot, V. Rupolo, P. Stocchi, W. Llovel, and A. Cazenave, Two-dimensional reconstruction of the Mediterranean sea level over 1970-2006 from tide gage data and regional ocean circulation model outputs, *Global and Planetary Change*, 77(1), 49–61, doi :10.1016/j.gloplacha.2011.03.002, 2011.
- Meyssignac, B., M. Becker, W. Llovel, and A. Cazenave, An Assessment of Two-Dimensional Past Sea Level Reconstructions Over 1950-2009 Based on Tide-Gauge Data and Different Input Sea Level Grids, *Surveys in Geophysics*, 33(5), 945–972, doi : 10.1007/s10712-011-9171-x, 2012a.
- Meyssignac, B., D. Salas y Melia, M. Becker, W. Llovel, and A. Cazenave, Tropical Pacific spatial trend patterns in observed sea level : internal variability and/or anthropogenic signature?, *Climate of the Past*, 8(2), 787–802, doi :10.5194/cp-8-787-2012, publisher : Copernicus GmbH, 2012b.
- Meyssignac, B., J. M. Lemoine, M. Cheng, A. Cazenave, P. Gégout, and P. Maison-grande, Interannual variations in degree-2 Earth’s gravity coefficients C_{2,0}, C_{2,2}, and S_{2,2} reveal large-scale mass transfers of climatic origin, *Geophysical Research Letters*, 40(15), 4060–4065, doi :https://doi.org/10.1002/grl.50772, eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/grl.50772, 2013.
- Meyssignac, B., X. Fettweis, R. Chevrier, and G. Spada, Regional Sea Level Changes for the Twentieth and the Twenty-First Centuries Induced by the Regional Variability in Greenland Ice Sheet Surface Mass Loss, *Journal of Climate*, 30(6), 2011–2028, doi :10.1175/JCLI-D-16-0337.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2017a.

- Meyssignac, B., A. B. A. Slangen, A. Melet, J. A. Church, X. Fettweis, B. Marzeion, C. Agosta, S. R. M. Ligtenberg, G. Spada, K. Richter, M. D. Palmer, C. D. Roberts, and N. Champollion, Evaluating Model Simulations of Twentieth-Century Sea-Level Rise. Part II : Regional Sea-Level Changes, *Journal of Climate*, 30(21), 8565–8593, doi :10.1175/JCLI-D-17-0112.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2017b.
- Meyssignac, B., T. Boyer, Z. Zhao, M. Z. Hakuba, F. W. Landerer, D. Stammer, A. Köhl, S. Kato, T. L'Ecuyer, M. Ablain, J. P. Abraham, A. Blazquez, A. Cazenave, J. A. Church, R. Cowley, L. Cheng, C. M. Domingues, D. Giglio, V. Gouretski, M. Ishii, G. C. Johnson, R. E. Killick, D. Legler, W. Llovel, J. Lyman, M. D. Palmer, S. Piotrowicz, S. G. Purkey, D. Roemmich, R. Roca, A. Savita, K. v. Schuckmann, S. Speich, G. Stephens, G. Wang, S. E. Wijffels, and N. Zilberman, Measuring Global Ocean Heat Content to Estimate the Earth Energy Imbalance, *Frontiers in Marine Science*, 6, doi :10.3389/fmars.2019.00432, publisher : Frontiers, 2019.
- Miller, R. L., Tropical Thermostats and Low Cloud Cover, *Journal of Climate*, 10(3), 409–440, doi :10.1175/1520-0442(1997)010<0409:TTALCC>2.0.CO;2, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 1997.
- Millero, F. J., R. Feistel, D. G. Wright, and T. J. McDougall, The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale, *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 55(1), 50–72, doi :10.1016/j.dsr.2007.10.001, publisher : Elsevier Limited, 2008.
- Mitchell, T. D., Pattern Scaling : An Examination of the Accuracy of the Technique for Describing Future Climates, *Climatic Change*, 60(3), 217–242, doi :10.1023/A:1026035305597, 2003.
- Morantine, M. C., and R. G. Watts, Time scales in energy balance climate models : 2. The intermediate time solutions, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 99(D2), 3643–3653, doi :https://doi.org/10.1029/93JD01866, eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/93JD01866, 1994.
- Munk, W. H., Abyssal recipes, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 13(4), 707–730, doi :10.1016/0011-7471(66)90602-4, 1966.
- Murphy, D. M., S. Solomon, R. W. Portmann, K. H. Rosenlof, P. M. Forster, and T. Wong, An observationally based energy balance for the Earth since 1950, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D17), doi :https://doi.org/10.1029/2009JD012105, eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JD012105, 2009.
- Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Breton, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura, and H. Zhang, *Anthropogenic and Natural Radiative Forcing*, 659-740 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, doi :10.1017/CBO9781107415324.018, 2013.
- National Research Council, *Carbon Dioxide and Climate : A Scientific Assessment*, The National Academies Press, Washington, DC, doi :10.17226/12181, 1979.

- North, G. R., Theory of Energy-Balance Climate Models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(11), 2033–2043, doi :10.1175/1520-0469(1975)032<2033:TOEBCM>2.0.CO;2, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of the Atmospheric Sciences, 1975.
- North, G. R., and K.-Y. Kim, *Energy Balance Climate Models*, John Wiley & Sons, google-Books-ID : 1zwtDwAAQBAJ, 2017.
- Palanisamy, H., A. Cazenave, T. Delcroix, and B. Meyssignac, Spatial trend patterns in the Pacific Ocean sea level during the altimetry era : the contribution of thermocline depth change and internal climate variability, *Ocean Dynamics*, 65(3), 341–356, doi : 10.1007/s10236-014-0805-7, 2015a.
- Palanisamy, H., B. Meyssignac, A. Cazenave, and T. Delcroix, Is anthropogenic sea level fingerprint already detectable in the Pacific Ocean?, *Environmental Research Letters*, 10(8), 084,024, doi :10.1088/1748-9326/10/8/084024, publisher : IOP Publishing, 2015b.
- Palmer, T., and B. Stevens, The scientific challenge of understanding and estimating climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(49), 24,390–24,395, doi :10.1073/pnas.1906691116, publisher : National Academy of Sciences Section : Perspective, 2019.
- Palmer, T., and P. Williams, *Stochastic Physics and Climate Modelling*, Cambridge University Press, google-Books-ID : 9kCFtAEACAAJ, 2009.
- Paynter, D., and T. L. Frölicher, Sensitivity of radiative forcing, ocean heat uptake, and climate feedback to changes in anthropogenic greenhouse gases and aerosols, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(19), 9837–9854, doi :https://doi.org/10.1002/2015JD023364, eprint : https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015JD023364, 2015.
- Perrette, M., F. Landerer, R. Riva, K. Frieler, and M. Meinshausen, A scaling approach to project regional sea level rise and its uncertainties, *Earth System Dynamics*, 4(1), 11–29, doi :10.5194/esd-4-11-2013, 2013.
- Pierrehumbert, R. T., Thermostats, Radiator Fins, and the Local Runaway Greenhouse, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(10), 1784–1806, doi :10.1175/1520-0469(1995)052<1784:TRFATL>2.0.CO;2, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of the Atmospheric Sciences, 1995.
- Pincus, R., P. M. Forster, and B. Stevens, The Radiative Forcing Model Intercomparison Project (RFMIP) : experimental protocol for CMIP6, *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3447–3460, doi :10.5194/gmd-9-3447-2016, publisher : Copernicus GmbH, 2016.
- Po-Chedley, S., K. C. Armour, C. M. Bitz, M. D. Zelinka, B. D. Santer, and Q. Fu, Sources of Intermodel Spread in the Lapse Rate and Water Vapor Feedbacks, *Journal of Climate*, 31(8), 3187–3206, doi :10.1175/JCLI-D-17-0674.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2018.

- Pollack, H. N., S. J. Hurter, and J. R. Johnson, Heat flow from the Earth's interior : Analysis of the global data set, *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267–280, doi :<https://doi.org/10.1029/93RG01249>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/93RG01249>, 1993.
- Polzin, K. L., J. M. Toole, J. R. Ledwell, and R. W. Schmitt, Spatial Variability of Turbulent Mixing in the Abyssal Ocean, *Science*, 276(5309), 93–96, doi :10.1126/science.276.5309.93, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 1997.
- Proistosescu, C., and P. J. Huybers, Slow climate mode reconciles historical and model-based estimates of climate sensitivity, *Science Advances*, 3(7), e1602,821, doi :10.1126/sciadv.1602821, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Research Article, 2017.
- Ramanathan, V., and J. A. Coakley, Climate modeling through radiative-convective models, *Reviews of Geophysics*, 16(4), 465–489, doi :<https://doi.org/10.1029/RG016i004p00465>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/RG016i004p00465>, 1978.
- Randall, D., General Circulation Model Development, Volume 70 - 1st Edition, 2000.
- Raper, S. C. B., J. M. Gregory, and T. J. Osborn, Use of an upwelling-diffusion energy balance climate model to simulate and diagnose A/OGCM results, *Climate Dynamics*, 17(8), 601–613, doi :10.1007/PL00007931, 2001.
- Richter, K., B. Meyssignac, A. B. A. Slangen, A. Melet, J. A. Church, X. Fettweis, B. Marzeion, C. Agosta, S. R. M. Ligtenberg, G. Spada, M. D. Palmer, C. D. Roberts, and N. Champollion, Detecting a forced signal in satellite-era sea-level change, *Environmental Research Letters*, 15(9), 094,079, doi :10.1088/1748-9326/ab986e, publisher : IOP Publishing, 2020.
- Roe, G. H., and M. B. Baker, Why Is Climate Sensitivity So Unpredictable?, *Science*, 318(5850), 629–632, doi :10.1126/science.1144735, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 2007.
- Rose, B. E. J., and L. Rayborn, The Effects of Ocean Heat Uptake on Transient Climate Sensitivity, *Current Climate Change Reports*, 2(4), 190–201, doi :10.1007/s40641-016-0048-4, 2016.
- Rose, B. E. J., K. C. Armour, D. S. Battisti, N. Feldl, and D. D. B. Koll, The dependence of transient climate sensitivity and radiative feedbacks on the spatial pattern of ocean heat uptake, *Geophysical Research Letters*, 41(3), 1071–1078, doi :<https://doi.org/10.1002/2013GL058955>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013GL058955>, 2014.
- Rugenstein, M., J. Bloch-Johnson, A. Abe-Ouchi, T. Andrews, U. Beyerle, L. Cao, T. Chadha, G. Danabasoglu, J.-L. Dufresne, L. Duan, M.-A. Foujols, T. Frölicher, O. Geoffroy, J. Gregory, R. Knutti, C. Li, A. Marzocchi, T. Mauritsen, M. Menary, E. Moyer, L. Nazarenko, D. Paynter, D. Saint-Martin, G. A. Schmidt, A. Yamamoto,

- and S. Yang, LongRunMIP : Motivation and Design for a Large Collection of Millennial-Length AOGCM Simulations, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(12), 2551–2570, doi :10.1175/BAMS-D-19-0068.1, publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society, 2019.
- Rugenstein, M., J. Bloch-Johnson, J. Gregory, T. Andrews, T. Mauritsen, C. Li, T. L. Fraelicher, D. Paynter, G. Danabasoglu, S. Yang, J.-L. Dufresne, L. Cao, G. A. Schmidt, A. Abe-Ouchi, O. Geoffroy, and R. Knutti, Equilibrium Climate Sensitivity Estimated by Equilibrating Climate Models, *Geophysical Research Letters*, 47(4), e2019GL083,898, doi :<https://doi.org/10.1029/2019GL083898>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019GL083898>, 2020.
- Rugenstein, M. A. A., K. Caldeira, and R. Knutti, Dependence of global radiative feedbacks on evolving patterns of surface heat fluxes, *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9877–9885, doi :<https://doi.org/10.1002/2016GL070907>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016GL070907>, 2016.
- Schneider, S. H., and R. E. Dickinson, Climate modeling, *Reviews of Geophysics*, 12(3), 447–493, doi :<https://doi.org/10.1029/RG012i003p00447>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/RG012i003p00447>, 1974.
- Schneider, T., J. Teixeira, C. S. Bretherton, F. Brient, K. G. Pressel, C. Schär, and A. P. Siebesma, Climate goals and computing the future of clouds, *Nature Climate Change*, 7(1), 3–5, doi :10.1038/nclimate3190, number : 1 Publisher : Nature Publishing Group, 2017.
- Sellers, W. D., A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 8(3), 392–400, doi :10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1969.
- Sherwood, S. C., S. Bony, O. Boucher, C. Bretherton, P. M. Forster, J. M. Gregory, and B. Stevens, Adjustments in the Forcing-Feedback Framework for Understanding Climate Change, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(2), 217–228, doi :10.1175/BAMS-D-13-00167.1, publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society, 2015.
- Sherwood, S. C., M. J. Webb, J. D. Annan, K. C. Armour, P. M. Forster, J. C. Hargreaves, G. Hegerl, S. A. Klein, K. D. Marvel, E. J. Rohling, M. Watanabe, T. Andrews, P. Braconnot, C. S. Bretherton, G. L. Foster, Z. Hausfather, A. S. v. d. Heydt, R. Knutti, T. Mauritsen, J. R. Norris, C. Proistosescu, M. Rugenstein, G. A. Schmidt, K. B. Tokarska, and M. D. Zelinka, An Assessment of Earth’s Climate Sensitivity Using Multiple Lines of Evidence, *Reviews of Geophysics*, 58(4), e2019RG000,678, doi :10.1029/2019RG000678, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019RG000678>, 2020.
- Shindell, D. T., Inhomogeneous forcing and transient climate sensitivity, *Nature Climate Change*, 4(4), 274–277, doi :10.1038/nclimate2136, number : 4 Publisher : Nature Publishing Group, 2014.

- Shine, K. P., J. Cook, E. J. Highwood, and M. M. Joshi, An alternative to radiative forcing for estimating the relative importance of climate change mechanisms, *Geophysical Research Letters*, 30(20), doi :<https://doi.org/10.1029/2003GL018141>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2003GL018141>, 2003.
- Siegenthaler, U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, and J. Jouzel, Stable Carbon Cycle–Climate Relationship During the Late Pleistocene, *Science*, 310(5752), 1313–1317, doi :10.1126/science.1120130, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 2005.
- Slangen, A. B. A., B. Meyssignac, C. Agosta, N. Champollion, J. A. Church, X. Fettweis, S. R. M. Ligtenberg, B. Marzeion, A. Melet, M. D. Palmer, K. Richter, C. D. Roberts, and G. Spada, Evaluating Model Simulations of Twentieth-Century Sea Level Rise. Part I : Global Mean Sea Level Change, *Journal of Climate*, 30(21), 8539–8563, doi :10.1175/JCLI-D-17-0110.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2017.
- Soden, B. J., and I. M. Held, An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models, *Journal of Climate*, 19(14), 3354–3360, doi :10.1175/JCLI3799.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2006.
- Soden, B. J., I. M. Held, R. Colman, K. M. Shell, J. T. Kiehl, and C. A. Shields, Quantifying Climate Feedbacks Using Radiative Kernels, *Journal of Climate*, 21(14), 3504–3520, doi :10.1175/2007JCLI2110.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2008.
- Stenchikov, G., T. L. Delworth, V. Ramaswamy, R. J. Stouffer, A. Wittenberg, and F. Zeng, Volcanic signals in oceans, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D16), doi :<https://doi.org/10.1029/2008JD011673>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008JD011673>, 2009.
- Stephens, G. L., Cloud Feedbacks in the Climate System : A Critical Review, *Journal of Climate*, 18(2), 237–273, doi :10.1175/JCLI-3243.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2005.
- Stephens, G. L., J. Li, M. Wild, C. A. Clayson, N. Loeb, S. Kato, T. L'Ecuyer, P. W. Stackhouse, M. Lebsock, and T. Andrews, An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations, *Nature Geoscience*, 5(10), 691–696, doi :10.1038/geo1580, number : 10 Publisher : Nature Publishing Group, 2012.
- Stocker, T., D. Qin, G.-K. Plattner, L. Alexander, S. Allen, N. Bindoff, F.-M. Breton, J. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J. Gregory, D. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G. Meehl, I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L. Talley, D. Vaughan, and S.-P. Xie, *Technical Summary*, 33–115 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, doi :10.1017/CBO9781107415324.005, 2013.

- Stommel, H., Varieties of Oceanographic Experience, *Science*, 139(3555), 572–576, publisher : American Association for the Advancement of Science, 1963.
- Stouffer, R. J., Time Scales of Climate Response, *Journal of Climate*, 17(1), 209–217, doi :10.1175/1520-0442(2004)017<0209:TSOCR>2.0.CO;2, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2004.
- Sérazin, G., B. Meyssignac, T. Penduff, L. Terray, B. Barnier, and J.-M. Molines, Quantifying uncertainties on regional sea level change induced by multidecadal intrinsic oceanic variability, *Geophysical Research Letters*, 43(15), 8151–8159, doi :<https://doi.org/10.1002/2016GL069273>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016GL069273>, 2016.
- Tan, I., T. Storelvmo, and M. D. Zelinka, Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity, *Science*, 352(6282), 224–227, doi :10.1126/science.aad5300, publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report, 2016.
- Thompson, R. D., The impact of atmospheric aerosols on global climate : a review, *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, 19(3), 336–350, doi :10.1177/030913339501900303, publisher : SAGE Publications Ltd, 1995.
- Tokarska, K. B., G. C. Hegerl, A. P. Schurer, A. Ribes, and J. T. Fasullo, Quantifying human contributions to past and future ocean warming and thermosteric sea level rise, *Environmental Research Letters*, 14(7), 074,020, doi :10.1088/1748-9326/ab23c1, publisher : IOP Publishing, 2019.
- Trenberth, K. E., Y. Zhang, J. T. Fasullo, and S. Taguchi, Climate variability and relationships between top-of-atmosphere radiation and temperatures on Earth, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(9), 3642–3659, doi :<https://doi.org/10.1002/2014JD022887>, eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014JD022887>, 2015.
- Vial, J., J.-L. Dufresne, and S. Bony, On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates, *Climate Dynamics*, 41(11), 3339–3362, doi : 10.1007/s00382-013-1725-9, 2013.
- von Schuckmann, K., M. D. Palmer, K. E. Trenberth, A. Cazenave, D. Chambers, N. Champollion, J. Hansen, S. A. Josey, N. Loeb, P.-P. Mathieu, B. Meyssignac, and M. Wild, An imperative to monitor Earth’s energy imbalance, *Nature Climate Change*, 6(2), 138–144, doi :10.1038/nclimate2876, 2016.
- von Schuckmann, K., L. Cheng, M. D. Palmer, J. Hansen, C. Tassone, V. Aich, S. Adu-sumilli, H. Beltrami, T. Boyer, F. J. Cuesta-Valero, D. Desbruyères, C. Domingues, A. García-García, P. Gentine, J. Gilson, M. Gorfer, L. Haimberger, M. Ishii, G. C. Johnson, R. Killick, B. A. King, G. Kirchengast, N. Kolodziejczyk, J. Lyman, B. Marzeion, M. Mayer, M. Monier, D. P. Monselesan, S. Purkey, D. Roemmich, A. Schweiger, S. I. Seneviratne, A. Shepherd, D. A. Slater, A. K. Steiner, F. Straneo, M.-L. Timmermans, and S. E. Wijffels, Heat stored in the Earth system : where does the energy go?, *Earth*

-
- System Science Data*, 12(3), 2013–2041, doi :10.5194/essd-12-2013-2020, publisher : Copernicus GmbH, 2020.
- Weitzman, M., On Modeling and Interpreting the Economics of Catastrophic Climate Change, *Review of Economics and Statistics*, 91(1), 1–19, 2009.
- Wild, M., D. Folini, M. Z. Hakuba, C. Schär, S. I. Seneviratne, S. Kato, D. Rutan, C. Ammann, E. F. Wood, and G. König-Langlo, The energy balance over land and oceans : an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models, *Climate Dynamics*, 44(11), 3393–3429, doi :10.1007/s00382-014-2430-z, 2015.
- Winton, M., K. Takahashi, and I. M. Held, Importance of Ocean Heat Uptake Efficacy to Transient Climate Change, *Journal of Climate*, 23(9), 2333–2344, doi : 10.1175/2009JCLI3139.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2010.
- Wood, R., and C. S. Bretherton, On the Relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability, *Journal of Climate*, 19(24), 6425–6432, doi : 10.1175/JCLI3988.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2006.
- Wouters, B., J. A. Bonin, D. P. Chambers, R. E. M. Riva, I. Sasgen, and J. Wahr, GRACE, time-varying gravity, Earth system dynamics and climate change, *Reports on Progress in Physics*, 77(11), 116,801, doi :10.1088/0034-4885/77/11/116801, publisher : IOP Publishing, 2014.
- Wunsch, C., and R. Ferrari, Vertical Mixing, Energy, and the General Circulation of the Oceans, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 36(1), 281–314, doi :10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121, _eprint : <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>, 2004.
- Xie, P., and G. K. Vallis, The passive and active nature of ocean heat uptake in idealized climate change experiments, *Climate Dynamics*, 38(3), 667–684, doi :10.1007/s00382-011-1063-8, 2012.
- Zelinka, M. D., S. A. Klein, K. E. Taylor, T. Andrews, M. J. Webb, J. M. Gregory, and P. M. Forster, Contributions of Different Cloud Types to Feedbacks and Rapid Adjustments in CMIP5, *Journal of Climate*, 26(14), 5007–5027, doi :10.1175/JCLI-D-12-00555.1, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2013.
- Zhang, M. H., J. J. Hack, J. T. Kiehl, and R. D. Cess, Diagnostic study of climate feedback processes in atmospheric general circulation models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 99(D3), 5525–5537, doi :<https://doi.org/10.1029/93JD03523>, _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/93JD03523>, 1994.
- Zhou, C., M. D. Zelinka, and S. A. Klein, Impact of decadal cloud variations on the Earth’s energy budget, *Nature Geoscience*, 9(12), 871–874, doi :10.1038/ngeo2828, number : 12 Publisher : Nature Publishing Group, 2016.