

# Mesurer le déséquilibre énergétique de la planète pour évaluer la sensibilité du climat aux émissions de gaz à effet de serre

Benoît Meyssignac<sup>1,\*</sup>, Jonathan Chenal<sup>1,2,3</sup>, Robin Guillaume-Castel<sup>1</sup>,  
Alejandro Blazquez<sup>1</sup>, Sébastien Fourest<sup>1</sup>

1. Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales, Université de Toulouse / CNES / CNRS / IRD, Toulouse

2. Institut géographique national, Direction des programmes, Ramonville-Saint-Agne

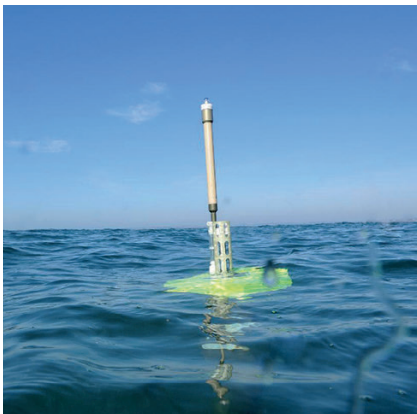
3. École nationale des Ponts et Chaussées, Direction de la recherche, Champs-sur-Marne

## Résumé

La sensibilité climatique à l'équilibre (SCE) est définie comme le réchauffement de la surface terrestre en réponse à un doublement de la concentration du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère par rapport au climat préindustriel. Estimer la SCE revient à estimer au premier ordre la réponse du bilan d'énergie de la planète aux émissions de gaz à effet de serre, ce qui permet ensuite de caractériser le changement climatique actuel. Pour cette raison, l'évaluation de la SCE est devenue depuis 40 ans un des objectifs majeurs de la recherche sur le climat. Face à un tel enjeu, il est apparu nécessaire d'utiliser les observations actuelles du bilan d'énergie pour contraindre de manière indépendante les estimations de la SCE qui jusqu'à récemment étaient essentiellement tirées des simulations des modèles de climat et des observations paléoclimatiques. Nous retraçons ici les progrès récents qui permettent désormais de déterminer la SCE grâce aux observations du bilan d'énergie de la Terre du réseau de profileurs océaniques Argo, l'altimétrie satellitaire et la gravimétrie spatiale.

## Abstract – Measuring the planet's energy imbalance to assess the climate's sensitivity to greenhouse gas emissions

The equilibrium climate sensitivity (ECS) is defined as the equilibrium annual global mean temperature response to a doubling of atmospheric CO<sub>2</sub> from preindustrial level. Estimating the ECS amounts to estimating the first-order response of the global energy balance to greenhouse gases emissions, which characterizes current climate change. For this reason, the assessment of the ECS has become one of the major objectives of climate research over the last 40 years. Faced with such a challenge, it appeared necessary to use current energy balance observations to independently constrain ECS estimates, which until recently were mainly derived from climate model simulations and paleoclimate observations. We trace here the recent progress which now makes it possible to determine the SCE thanks to the observations of the Earth energy imbalance with Argo oceanic profilers, satellite altimetry and space gravimetry.



Flotteur argo. Crédit : Dugornay Olivier.

La notion moderne de sensibilité climatique aux émissions de gaz à effet de serre (GES) a été proposée dans le rapport Charney en 1979 (National Research Council, 1979). Les auteurs de ce rapport ont introduit la notion de sensibilité climatique à l'équilibre (SCE), qui est définie comme l'anomalie de température que la surface de la Terre atteindra à terme, en réponse au doublement des concentrations atmosphériques préindustrielles de CO<sub>2</sub>. C'est une notion clé de la physique du climat, car elle permet de quantifier l'amplitude du changement climatique en réponse au forçage radiatif induit par les émissions anthropiques de GES.

Dans les années 1980, rapidement après le rapport Charney, à mesure que nos sociétés prenaient conscience de l'enjeu et des risques climatiques, la SCE a pris une importance sociétale très grande qui va bien au-delà du domaine de la physique. Ceci est dû au fait que la SCE établit un lien simple entre les impacts du changement climatique et les émissions anthropiques de GES. En effet, d'un côté, la majorité des impacts du changement climatique sont liés à l'augmentation de température de surface (tels que les extrêmes de température, les extrêmes de précipitation, la hausse du niveau de la mer, etc.) et, de l'autre, l'évolution des concentrations atmosphériques en GES (hors H<sub>2</sub>O) est

\* benoit.meyssignac@univ-tlse3.fr

très largement dominée par les émissions anthropiques depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle. Donc, en reliant la température de surface avec les concentrations en GES (hors H<sub>2</sub>O), la SCE permet de relier directement les impacts du changement climatique aux émissions anthropiques de GES. Ce lien simple fait que la notion de SCE est très largement utilisée dans de nombreux domaines en dehors de la physique, comme en géographie par exemple, pour évaluer le rôle des émissions de GES dans les impacts climatiques ou encore en économie pour évaluer les coûts-bénéfices des politiques d'atténuation des émissions de GES en regard des coûts-bénéfices des politiques d'adaptation aux impacts du changement climatique. Aujourd'hui, 44 ans après le rapport Charney, la SCE s'est imposée comme un paramètre clé, non seulement de la physique du climat, mais aussi qui caractérise l'impact du climat sur les sociétés humaines, et donc qui détermine les enjeux socio-économiques associés au changement climatique.

Malgré le rôle central joué par la SCE, la précision de son estimation ne s'est pas améliorée significativement depuis 1979. En effet, le rapport Charney proposait comme intervalle « probable » pour la SCE 1,5-4,5 °C, tandis qu'en 2021, le 6<sup>e</sup> rapport du Giec proposait un intervalle « très probable » (c'est-à-dire avec un intervalle de confiance de 5-95 %) de 2,0 à 5,0 °C (Forster *et al.*, 2021). Le niveau de confiance dans l'intervalle de la SCE a en revanche fortement augmenté depuis 1979, en particulier en ce qui concerne la borne basse à 2,0 °C. Ceci

est dû au fait que les processus qui déterminent la SCE sont mieux compris, mieux contraints avec les observations et mieux simulés à l'aide des modèles de climat. Nous proposons dans cet article de retracer les progrès qui ont été accomplis dans l'estimation de la SCE grâce à l'observation du bilan d'énergie du système climatique.

## Le bilan d'énergie de la planète et la sensibilité climatique

### Les flux d'énergie dans le système climatique

Le système climatique n'est pas un système isolé. Il échange de l'énergie avec l'extérieur. Au sommet de l'atmosphère, il reçoit du Soleil un flux radiatif  $R_i$  qui couvre tout le spectre lumineux et ré-émet vers l'espace un flux radiatif  $R_o$  dans le domaine infrarouge du spectre. En appliquant le premier principe de la thermodynamique au système climatique, on établit son bilan d'énergie sur un temps  $dt$  et on évalue son anomalie totale d'énergie  $dE$  selon l'équation suivante :

$$dE = R_i dt - R_o dt \quad (1)$$

Le flux d'énergie total reçu du Soleil,  $R_i$ , est la différence entre le flux solaire reçu en haut de l'atmosphère ( $Q_0$ ) et le flux réfléchi ( $\alpha Q_0$ ), où  $\alpha$  est l'albédo

de la Terre et varie selon la couverture nuageuse et les caractéristiques des nuages (taille des gouttes d'eau, forme et taille des cristaux de glaces, etc.), la couverture de neige et de glace à la surface, la concentration de vapeur d'eau et d'aérosols présents dans l'atmosphère et la température de l'atmosphère et de la surface, c'est-à-dire  $R_i = R_i(Q_0, \alpha(T_z, F_{ve}(T_z), F_n(T_z), F_c(T_z)))$  où  $T_z$  est la température de l'atmosphère à l'altitude  $z$ ,  $F_{ve}$  une mesure de la vapeur d'eau dans l'atmosphère,  $F_n$  une mesure de la surface du sol couverte de glace et de neige,  $F_c$  une mesure de l'effet radiatif des nuages.

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  $240,0 \pm 2,4 \text{ W m}^{-2}$  (figure 1).

Le rayonnement émis par la Terre,  $R_o$ , dépend quant à lui essentiellement de la température de la surface de la Terre et de l'atmosphère ( $T_z$ ), de la concentration en vapeur d'eau et en autres gaz à effet de serre, de la couverture nuageuse et des caractéristiques des nuages, c'est-à-dire  $R_o = R_o(G_k, T_z, F_{ve}(T_z), F_n(T_z), F_c(T_z))$ , où  $G_k$  est la concentration en GES  $k$  dans l'atmosphère.  $R_o$  moyenné sur dix ans s'élève actuellement typiquement à  $239,5 \pm 2,4 \text{ W m}^{-2}$  (figure 1).

Quand  $R_i$  et  $R_o$  ne sont pas égaux, le système climatique est en déséquilibre radiatif de la quantité  $N = R_i - R_o$ . Ce flux d'énergie moyenné sur 10 ans, sur la période 2005-2015, est de  $+0,54 \pm 0,3 \text{ W m}^{-2}$  (Meyssignac *et al.*, 2019). Sur les dernières décennies, ce sont les émissions anthropiques de GES qui sont principalement responsables de ce déséquilibre radiatif (Charles *et al.*, 2020).

En quelques années (typiquement 2 ans), plus de 90 % du flux d'énergie résultant du déséquilibre radiatif  $N$  se cumule sous forme de chaleur dans l'océan. Ceci est dû au fait que l'océan a une capacité calorifique de plusieurs ordres de grandeur supérieure à la capacité calorifique du reste du système climatique (atmosphère, surfaces continentales, calottes polaires, glaciers, etc.). Cette énergie pénètre l'océan et le réchauffe. La couche océanique au-dessus de la thermocline<sup>1</sup> est en équilibre thermodynamique avec les basses

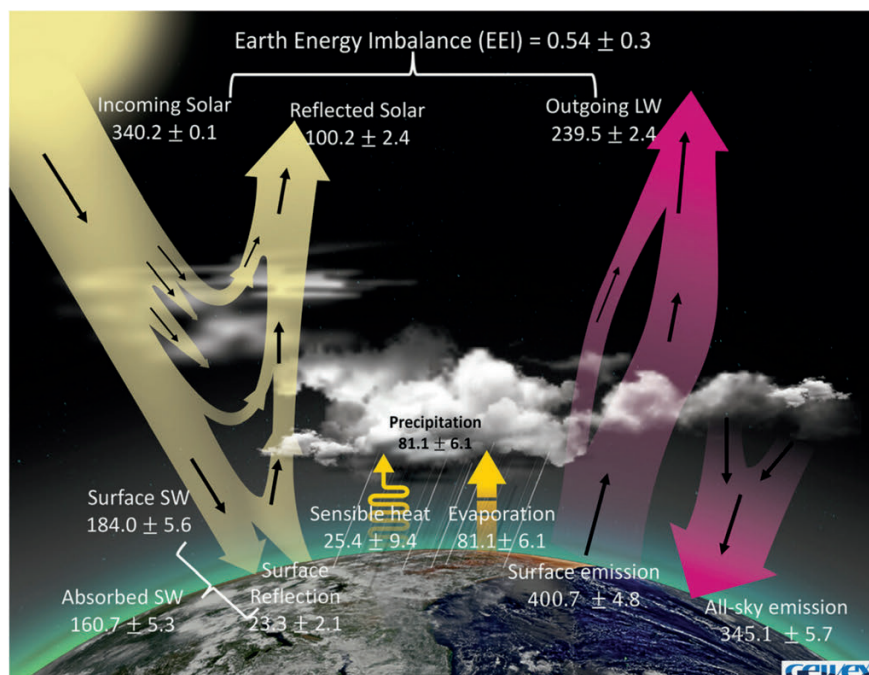


Figure 1. Bilan d'énergie de la Terre observé sur la période 2005-2015. Tiré de Stephens *et al.* (2023).

1. La thermocline est la zone de transition thermique rapide entre les eaux superficielles de l'océan et les eaux profondes.

couches de l'atmosphère aux échelles interannuelle et plus longues. Quand elle se réchauffe sous l'effet du déséquilibre radiatif  $N$ , elle fait augmenter la température de surface et modifie le rayonnement thermique  $R_o$  de la surface de la Terre. Sur la décennie 2005-2015, cette couche supérieure de l'océan a capté environ 63 % de l'énergie absorbée par le système climatique en réponse au déséquilibre radiatif de  $0,54 \text{ W m}^{-2}$  (von Schuckmann *et al.*, 2020). La partie de l'océan située sous la thermocline est beaucoup plus grande que la partie supérieure (5 à 10 fois plus grande) et elle est quasiment isolée de la surface (sauf aux pôles). 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 est beaucoup plus long. Il est de l'ordre de cent à plusieurs centaines d'années. Sur la période 2005-2015, la partie profonde de l'océan a capté environ 27 % de l'énergie absorbée par le système climatique en réponse au déséquilibre radiatif  $N$  de  $0,54 \text{ W m}^{-2}$ .

À mesure que l'océan et les autres composantes du système absorbent la chaleur générée par le déséquilibre radiatif  $N$ , le système dans son ensemble se réchauffe avec des temps caractéristiques multiples (comme on vient de le voir pour l'océan). En réponse,  $R_o$  et  $R_i$  qui dépendent de la température de l'atmosphère et de la surface, s'ajustent dynamiquement. Cet ajustement fait tendre  $N$  vers 0 et amène le système vers un nouvel état d'équilibre. Dans ce nouvel état d'équilibre, la température de surface sera plus élevée, générant des émissions radiatives de la Terre plus importantes pour compenser l'effet du forçage radiatif des gaz à effet de serre anthropiques.

## La dynamique du système climatique

Dans cette partie, nous développons au premier ordre en anomalie de température la réponse du bilan d'énergie à une anomalie de concentration atmosphérique de GES afin d'identifier les variables et les temps caractéristiques clés du système climatique.

À l'échelle globale et 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 :

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

où  $F_{GT}$  est le gradient de température vertical moyen dans l'atmosphère.

Aux échelles de temps interannuelles (et plus longues), à mesure que la chaleur due au déséquilibre radiatif  $N$  pénètre la couche de surface océanique et la couche limite atmosphérique, elle fait augmenter la température de surface. En écrivant le bilan d'énergie de la couche de surface océanique, on détermine la réponse de la température de surface :

$$C \frac{dT}{dt} + \Phi = N =$$

$$\begin{aligned} R_i(Q_o, \alpha(T, F_{GT}(T), F_{ve}(T), F_n(T), F_c(T))) \\ - R_o(G_k, T, F_{ve}(T), F_n(T), F_c(T)) \end{aligned} \quad (2)$$

où  $C$  représente la capacité calorifique de la couche de surface océanique, et  $\Phi$  le flux de chaleur à travers la thermocline vers les couches inférieures.

L'équation (2) représente l'évolution dynamique du système climatique à l'échelle globale en interannuel et à plus longues périodes. Elle permet d'analyser l'évolution du système climatique global en réponse au déséquilibre énergétique  $N$ .

Aux échelles interannuelles à séculaires, les perturbations du système climatique, telles que les émissions anthropiques de GES, génèrent des variations des flux radiatifs  $R_i$  et  $R_o$  qui sont petites par rapport à la valeur moyenne de ces flux (qui est de plusieurs centaines de watts par mètre carré, cf. figure 1). En effet, un doublement de la concentration atmosphérique de  $\text{CO}_2$  représente un forçage radiatif de quelques watts par mètre carré et une perturbation de la température de surface de l'ordre de quelques degrés (ce qui est aussi petit par rapport à la température moyenne de la Terre qui est de 288 K). Ces perturbations étant petites, on peut les évaluer simplement en faisant un développement limité du bilan d'énergie (2) à l'ordre 1 autour de l'état moyen.

On considère donc une perturbation d'ordre 1,  $\delta G_k$ , en concentration de GES  $k$ . Elle génère une perturbation d'ordre 1 en  $T$  ( $\delta T$ ) qui génère elle-même une perturbation d'ordre 1 des rétroactions de la vapeur d'eau, du gradient thermique, des nuages et de la couverture neigeuse amenant une perturbation de l'albédo de la Terre, des émissions radiatives infrarouges de la surface et de l'atmosphère, ainsi que du flux de chaleur vers l'océan profond. Le bilan d'énergie de la Terre perturbé s'écrit maintenant :

$$C \frac{d(\delta T)}{dt} + \delta \Phi = R F_{G_k} + \lambda \delta T \quad (3)$$

où  $R F_{G_k}$  est l'anomalie de flux radiatif induite par l'anomalie de concentration en GES  $k$  à température de surface constante, c'est-à-dire :

$$R F_{G_k} = - \frac{\partial R_o}{\partial G_k} \delta G_k$$

et  $\lambda \delta T$  l'anomalie de réponse radiative de la Terre en visible et en infrarouge induite par l'augmentation de température  $\delta T$ , c'est-à-dire :

$$\lambda = \sum_p \frac{\partial R_i}{\partial F_p} \frac{\partial F_p}{\partial T} - \frac{\partial R_o}{\partial T} - \sum_p \frac{\partial R_o}{\partial F_p} \frac{\partial F_p}{\partial T}$$

On appelle  $\lambda$  le paramètre de rétroaction climatique. Au premier ordre, c'est une constante négative qui représente la variation du bilan d'énergie de la figure 1 en réponse au forçage des GES. Estimer  $\lambda$  dans le système climatique actuel permet d'estimer en première approximation comment le bilan d'énergie planétaire varie en fonction du forçage des GES. Pour cette raison,  $\lambda$  est une constante fondamentale de la science du changement climatique.

Le bilan d'énergie linéarisé (équation (3)) nous apprend deux aspects importants de la réponse du système climatique aux émissions de GES. Il nous montre d'abord que c'est la physique de l'atmosphère et de la surface (qui est dans le membre de droite de l'équation (3) qui détermine le forçage et les rétroactions climatiques et que c'est donc elle qui détermine la réponse à l'équilibre du système. En particulier, elle détermine la température de surface après retour à l'équilibre. Elle détermine donc la SCE comme nous allons le voir dans la section suivante. Il nous montre ensuite qu'en revanche la physique de l'océan (qui est dans le membre de gauche de l'équation) module la dépendance en temps et donc les temps caractéristiques de la réponse du système climatique au forçage des GES.



## Les temps caractéristiques de réponse du système climatique

Pour évaluer les temps caractéristiques de la réponse du système climatique, il faut résoudre l'équation (3). Pour cela, il faut déterminer l'expression des échanges de chaleur  $\delta\phi$  entre la couche océanique de surface et la couche du fond. On fait l'hypothèse simple que ces échanges se font essentiellement de manière diffusive et donc proportionnellement à la différence de température des deux couches :  $\delta\phi = k(\delta T - \delta T_p)$  (Geoffroy *et al.*, 2013).

Le bilan d'énergie est représenté maintenant par le modèle suivant à deux couches :

$$\begin{cases} C \frac{d(\delta T)}{dt} - \lambda \delta T + k(\delta T - \delta T_p) = RF_{G_k} \\ C_p \frac{d(\delta T_p)}{dt} - k(\delta T - \delta T_p) = 0 \end{cases} \quad (4)$$

avec  $T_p$  qui représente la température de la couche océanique du fond,  $k$  le coefficient de diffusion vertical entre les deux couches et  $C_p$  la capacité calorifique de la couche océanique du fond.

Ce système de deux équations différentielles est linéaire et du premier ordre. La solution de ce système fait donc apparaître deux temps caractéristiques, un temps court  $\tau_m$  et un temps long  $\tau_p$ . Dans le cas limite de faible couplage entre la couche profonde et la couche de mélange (c'est-à-dire  $k/C \ll 1$ , ce qui est le cas réaliste), le temps court  $\tau_m$  caractérise la réponse de la couche océanique de surface au forçage radiatif et le temps long  $\tau_p$  caractérise l'ajustement lent de la couche inférieure qui doit se faire par diffusion entre la couche de surface et la couche inférieure. 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  $1,5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ,  $\tau_m$  est de l'ordre de 1,4 an et  $\tau_p$  de l'ordre de 61 ans. Aux échelles annuelle à séculaire, le modèle à deux couches représente bien les réponses de la température de surface de la Terre et de la couche profonde de l'océan, à une augmentation de GES telle que simulée par les modèles de climat (Geoffroy *et al.*, 2013, leur figure 2). Le modèle à deux couches montre que le couplage  $k$  entre la couche de surface océanique et l'océan profond est un processus clé dans la détermination des temps caractéristiques de la température de surface. Plus il est petit, plus la réponse de l'océan profond est lente (du

fait d'un isolement plus grand) et plus la température de surface et le système climatique dans son ensemble tardent à s'ajuster pour répondre au forçage radiatif du  $\text{CO}_2$  (North et Kim, 2017, leur figure 10.11). Il faut donc prendre en compte la diffusion verticale de chaleur dans l'océan  $k$  pour déterminer la réponse transitoire de la température de surface aux émissions de GES.

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

Aux temps longs ( $t \rightarrow +\infty$ ), le système climatique s'est ajusté à la perturbation induite par les émissions de GES et il tend vers un nouvel état stationnaire. Dans cet état stationnaire, le déséquilibre énergétique  $N$  s'est annulé, il n'y a plus de chaleur qui pénètre l'océan qui est alors à l'équilibre. La température de surface de la Terre tend vers la SCE qui est la solution asymptotique du système d'équations (4). La SCE s'écrit alors :

$$SCE = \delta T_{eq} = \frac{-RF_{G_k}}{\lambda} \quad (5)$$

L'équation (5) est l'expression de la SCE dans le cadre de l'approximation linéaire du bilan d'énergie du système climatique développée dans les équations (1) à (4). Elle représente donc la SCE du système climatique linéaire tangent. L'équation (5) montre que la SCE est directement liée au paramètre de rétroaction climatique. Elle caractérise donc au premier ordre les variations du bilan d'énergie du système climatique en réponse aux émissions de GES au même titre que  $\lambda$ . C'est pour cette raison que la SCE est une notion clé de la physique du changement climatique.

La SCE est généralement estimée à partir de données instrumentales collectées sur la période historique, de proxies paléoclimatiques et de modèles climatiques de différents niveaux de complexité. Malgré de nombreux efforts, les incertitudes sur la SCE sont grandes, de l'ordre de  $\pm 50 \%$ . Il y a une raison structurelle derrière ces incertitudes difficiles à réduire sur la SCE, c'est que la variable qui intervient dans le bilan d'énergie, que l'on peut estimer par observation ou par modélisation numérique, est le paramètre  $\lambda$  ; ce n'est pas directement la SCE. Or la SCE est une fonction inverse de  $\lambda$  (cf. équation (5)), si bien que la SCE est très sensible aux incertitudes sur  $\lambda$ .

## Estimer la sensibilité climatique à partir des observations

### La sensibilité climatique : un problème non observable

L'idée d'observer le bilan d'énergie de la Terre pour déterminer  $\lambda$  n'est pas nouvelle. Elle est apparue tôt après le rapport Charney 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 de GES) et d'en déduire  $\lambda$  et donc la sensibilité climatique. Mais cette approche s'est heurtée rapidement à un problème d'observabilité. Le problème d'observabilité a été identifié par Lindzen (1994). Il a montré que le temps caractéristique de réponse de la température de surface n'était pas déterminé uniquement par  $\lambda$ , mais qu'il couple  $\lambda$  avec  $k$  le coefficient de diffusion verticale de la chaleur dans l'océan. Le problème est que  $k$  est un coefficient mal connu avec une forte incertitude (de l'ordre de  $\pm 100 \%$ ). Par conséquent, les observations de température de surface à elles seules ne permettent de contraindre qu'une combinaison des deux termes incertains que sont  $\lambda$  et  $k$ . Sans autre observation indépendante de  $\lambda$  ou de  $k$ , on ne peut lever l'ambiguïté et préciser l'estimation de  $\lambda$  et donc de la SCE.

### La sensibilité climatique : un problème mal contraint à l'échelle globale

Un autre problème de l'observation du bilan d'énergie est que la représentation actuelle du bilan d'énergie global du système climatique telle que décrite dans l'équation (2) n'est qu'une description approximative du bilan d'énergie réel. Elle fait une approximation forte, qui est que la réponse radiative de la Terre à une perturbation ne dépend que de la moyenne globale de la température de surface. Or, depuis dix ans, de nombreux travaux basés sur les modèles de climat ont montré que la réponse radiative de la Terre ne dépend pas que de la moyenne globale de la température de surface, mais aussi de sa répartition géographique (*pattern effect*, en anglais). Et cette répartition géographique de la température de surface dépend entre autres de la structure géographique de la

pénétration de la chaleur dans l'océan, de la structure géographique des différents forçages radiatifs 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 modèles de climat montrent que l'effet de la répartition géographique de la température de surface est significatif surtout dans l'océan Pacifique tropical. En effet, pour un même réchauffement de la surface dans l'océan Pacifique tropical, la réponse radiative n'est pas la même selon qu'il se situe dans l'ouest ou dans l'est du bassin. Un réchauffement de la surface dans l'ouest du Pacifique, où se situent les zones de convection atmosphérique profonde, 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 en haut de la couche limite, en particulier dans l'est du Pacifique où se situe une large couverture de nuages bas. En réponse, la quantité de nuages bas de l'est du Pacifique augmente, générant ainsi une élévation de l'albédo de la Terre (car dans l'est du Pacifique, il n'y a pas de nuages au-dessus des nuages bas). À cause de cet effet d'albédo des nuages bas, la Terre réfléchit plus d'énergie vers l'espace, ce qui modère rapidement le réchauffement de sa surface. En revanche, lorsque le même réchauffement de la surface se produit dans l'est du Pacifique, le réchauffement reste largement localisé dans la basse troposphère, car il y a peu de convection atmosphérique profonde dans cette région. Ce réchauffement localisé diminue la stabilité en haut de la couche limite et la quantité de nuages bas dans l'est du Pacifique générant une diminution de l'albédo de la Terre, ce qui amplifie le réchauffement de sa surface. Aux échelles de temps interannuelles, les observations par satellite (Loeb *et al.*, 2018) confirment que dans le Pacifique tropical le réchauffement régional impacte la couverture des nuages bas et que cela influe sur le bilan radiatif global en haut de l'atmosphère.

Les modèles de climat montrent que cet effet radiatif lié à la répartition de la température de surface est significatif au premier ordre dans le bilan d'énergie global du système climatique et qu'il faut donc en tenir compte. C'est un défi particulièrement difficile, car pour tenir compte de la répartition de la température de surface, il faut comprendre les processus qui gouvernent régionalement le bilan radiatif, la circulation

atmosphérique, la réponse des nuages, la pénétration de chaleur dans l'océan et leur impact sur la température de surface. Comme on va le voir, à ce jour, ce sont essentiellement les modèles de climat qui fournissent ces informations.

## Estimer la sensibilité climatique à partir des observations du bilan d'énergie de la Terre

Deux progrès majeurs au cours des vingt dernières années ont permis pour la première fois d'évaluer la sensibilité climatique par observation du bilan d'énergie de la Terre. Le premier est l'observation du déséquilibre énergétique  $N$ , qui a permis de lever le problème d'observabilité identifié précédemment. Le second est la prise en compte du réchauffement non uniforme de la surface de la Terre, qui a permis de résoudre les incohérences entre les observations et les simulations numériques du bilan d'énergie.

## Mesurer le déséquilibre énergétique de la planète pour rendre le problème observable

Une solution au problème d'observabilité du bilan d'énergie consiste à mesurer le déséquilibre énergétique de la Terre  $N$ . Ainsi, le système d'équations couplées (4) se transforme en un système de deux équations indépendantes comme suit :

$$\begin{cases} N = RF_{Gk} + \lambda \delta T \\ C \frac{d(\delta T)}{dt} + k(\delta T - \delta T_p) = N \end{cases} \quad (6)$$

De cette manière, le problème de la diffusion verticale de la chaleur dans l'océan  $k$  et le problème de la rétroaction climatique  $\lambda$  sont séparés dans deux équations différentes et indépendantes. Avec les observations de  $N$  et de  $\delta T$ , il devient possible d'apporter, d'une part, une contrainte sur la rétroaction climatique  $\lambda$  en utilisant le bilan d'énergie dans l'atmosphère (c'est-à-dire la première équation du système (6)) et, d'autre part, une contrainte sur la diffusion verticale de chaleur dans l'océan en utilisant le bilan d'énergie dans l'océan (c'est-à-dire la deuxième équation du système (6)).

Mesurer le déséquilibre énergétique de la Terre n'est pas simple, car c'est un résidu de l'ordre de  $1 \text{ W m}^{-2}$  (figure 1), qui est la différence de deux flux radiatifs ( $R_i$  et  $R_o$ ) qui sont grands, de l'ordre de plusieurs centaines de watts par mètre carré (figure 1). Récemment, dans les années 1980 et 1990, des concepts de mesure du bilan radiatif par radiométrie satellitaire ont vu le jour (projets Erbe et Ceres de la Nasa). Ils ont permis à partir des années 2000 de mesurer le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère avec une grande précision (de l'ordre de  $\pm 0,1 \text{ W m}^{-2}$  par décennie), mais l'exactitude reste limitée du fait d'incertitudes sur l'étalonnage absolu des radiomètres visibles. Ceci amène une erreur sur le bilan radiatif moyen de  $\pm 2,5 \text{ W m}^{-2}$ , ce qui est trop grand pour évaluer le déséquilibre énergétique moyen de la planète. La solution est venue de la mesure des températures océaniques. En effet, en mesurant les températures océaniques, il est possible d'estimer le contenu en chaleur de l'océan et donc par dérivation d'estimer le flux de chaleur qui rentre dans l'océan. Comme on a vu précédemment, le flux de chaleur qui rentre dans l'océan représente 90 % du déséquilibre énergétique de la planète et donne donc une bonne approximation du déséquilibre énergétique global. C'est le programme Argo, avec le déploiement dans l'océan de milliers de profileurs autonomes dans les années 2000, qui a permis pour la première fois de déterminer le déséquilibre énergétique moyen de la Terre et de caler ainsi le biais des mesures Ceres pour donner le premier enregistrement complet du déséquilibre énergétique de la Terre aux échelles de temps hebdomadaires à multi-décennales (figure 2). En effet, dès 2005, la couverture spatio-temporelle du réseau Argo a permis de mesurer le contenu en chaleur des océans et sa tendance avec une précision de  $\pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$  par décennie, amenant une précision de l'ordre de  $\pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$  sur les estimations du déséquilibre énergétique moyen.

Dans les années 2010, une approche alternative de la mesure du contenu en chaleur de l'océan a été proposée. Cette approche consiste à mesurer la dilatation thermique de l'océan plutôt que sa température pour en déduire le flux de chaleur qui pénètre l'océan et donc le déséquilibre énergétique. À l'échelle globale, le niveau de la mer augmente du fait de la dilatation thermique et du fait de la fonte des glaces continentales (en réponse au flux de chaleur qui pénètre la cryosphère). En observant la hausse du niveau de la mer par altimétrie satellitaire et en corrigeant cette

hausse de l'effet de la fonte des glaces estimées par gravimétrie spatiale, il est possible de mesurer depuis l'espace la dilatation thermique de l'océan et d'en déduire le déséquilibre énergétique de la planète. Cette approche, que l'on appelle approche géodésique parce qu'elle s'appuie sur les mesures géodésiques de niveau de la mer et de champ de gravité de la Terre, permet d'estimer la valeur moyenne du déséquilibre énergétique de la planète avec une incertitude de l'ordre de  $\pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ , ainsi que les variations interannuelles (figure 2). La méthode géodésique confirme à la fois les estimations Argo de la moyenne du déséquilibre énergétique et les variations interannuelles à décennales estimées par Ceres (figure 2). Cette confirmation donne confiance sur les estimations actuelles du bilan d'énergie de la planète et ses incertitudes (Meyssignac *et al.*, 2019).

## Prendre en compte le réchauffement non uniforme de la surface pour mieux contraindre la sensibilité climatique

En 2013, l'enregistrement Argo devint suffisamment long pour permettre la première estimation de  $\lambda$  et donc de la SCE à partir des observations du bilan d'énergie de la planète (Otto *et al.*, 2013). Le résultat surprit toute la communauté scientifique, car les données Argo indiquaient une SCE de 1,2 à 3,9 °C (5-95 % IC), soit 1 °C plus bas que les estimations tirées des simulations numériques de la réponse du climat à un doublement des GES. Ceci était d'autant plus surprenant que les modèles de climat reproduisaient précisément les observations du bilan global d'énergie de la planète en température de surface et en déséquilibre énergétique en haut de l'atmosphère.

Il apparut rapidement que le problème venait de la répartition de température de surface qui n'est pas la même aux temps longs, proche de l'équilibre, qu'en période transitoire comme actuellement. Cette différence de répartition de la température de surface modifie la réponse radiative de la Terre au forçage du  $\text{CO}_2$ . Les modèles de climat suggèrent qu'elle tend à diminuer la réponse radiative de la Terre à mesure que l'on s'approche de l'équilibre et donc qu'en conséquence la Terre doit atteindre une température de surface plus élevée pour compenser le forçage du  $\text{CO}_2$ . Ceci veut dire que l'effet de la répartition de température de surface augmente la SCE. Il

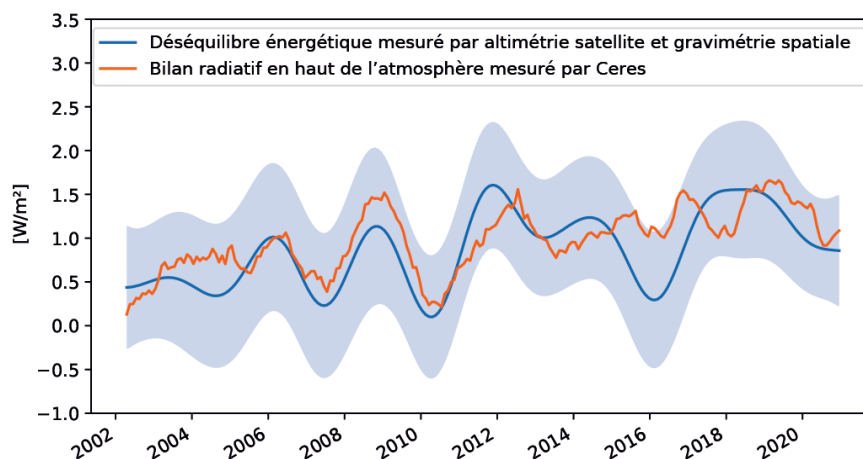


Figure 2. Courbe orange : flux d'énergie entrant dans l'océan en moyenne globale estimé par bilan radiatif en haut de l'atmosphère par Ceres recalé en moyenne sur 2005-2015 par les observations du déséquilibre énergétique moyen par le réseau Argo. Courbe bleue : flux d'énergie entrant dans l'océan en moyenne globale estimé par la mesure de la dilatation thermique des océans par les mesures de niveau de la mer par altimétrie radar corrigées de l'augmentation du niveau de la mer due à la fonte des glaces obtenue par les mesures de gravimétrie spatiale. Tiré de Meyssignac *et al.* (2023a).

faut prendre en compte ce changement de répartition de la température de surface sous l'effet du forçage de  $\text{CO}_2$  si l'on veut estimer la SCE. Malheureusement, nous n'avons pas d'observations de cet effet à ce jour. Nous utilisons donc les simulations numériques des modèles de climat pour l'évaluer et corriger les estimations observationnelles de la SCE.

## Estimations observationnelles actuelles de la sensibilité climatique

La méthode d'estimation de la SCE par les observations du bilan d'énergie est simple. Elle consiste à faire la différence entre le bilan d'énergie actuel de la planète (première équation du système d'équation (6)) et le bilan d'énergie autour de 1860 pour en déduire la SCE (par l'équation (5)) selon le système d'équations suivant :

$$\lambda = \frac{\Delta N - \Delta RF}{\Delta \delta T} \quad (7)$$

$$SCE = \frac{-RF_{2\times\text{CO}_2}}{\lambda}$$

De 1860 à aujourd'hui, nous disposons de reconstructions du forçage radiatif à partir de modèles de transfert radiatif et d'observations des émissions anthropiques historiques, ainsi que de la composition chimique de l'atmosphère. Dans ces reconstructions, la principale source d'incertitude vient du forçage radiatif des aérosols, qui est particulièrement incertain, en particulier parce que l'interaction des aérosols avec les nuages est mal connue. Cette incertitude est asymétrique : elle est forte pour

les grandes valeurs de forçage aérosol. Donc l'incertitude du forçage radiatif total  $RF$  n'est pas gaussienne et présente une queue longue pour les petites valeurs du forçage radiatif total (car le forçage des aérosols est négatif). Nous disposons aussi de reconstructions de la température de surface globale depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, avec une incertitude qui augmente à mesure que l'on remonte dans le passé et que l'échantillonnage des mesures diminue. Pour le déséquilibre énergétique de la planète, nous n'avons des mesures directes que depuis les années 2000, c'est-à-dire depuis que Argo a une couverture quasi globale et que la gravimétrie spatiale permet de corriger les données d'altimétrie satellitaire pour évaluer l'expansion thermique de l'océan. Autour de 1860, le système climatique est considéré en général proche de l'équilibre et on fait l'hypothèse que le déséquilibre énergétique  $N$  est proche de  $0,2 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ , comme le suggèrent les simulations numériques de la période préindustrielle par les modèles de climat.

La combinaison directe de ces observations amène comme on l'a vu à une estimation de la SCE de 2 °C (1,2-3,9 °C, 5-95 % IC) (figure 3 et Otto *et al.* (2013), Lewis et Curry (2015), IPCC AR5 (2013)). Cette estimation présente une incertitude asymétrique avec une longue queue sur les valeurs hautes. Ceci est lié à deux problèmes : d'une part, le forçage radiatif des aérosols présente une incertitude asymétrique vers les valeurs basses du forçage et ceci cause donc une incertitude asymétrique sur  $\lambda$  vers ses valeurs hautes (c'est-à-dire les valeurs de  $\lambda$  qui sont proches de 0 puisque  $\lambda$  est négatif) ; d'autre part, la SCE est une fonction inverse de  $\lambda$ ,



donc l'incertitude de  $\lambda$  vers les valeurs proches de 0 est systématiquement amplifiée en une incertitude sur la SCE vers des valeurs très hautes. On voit ici que cette incertitude asymétrique de la SCE est intrinsèque à toutes méthodes observationnelles et qu'elle limite fortement la capacité des méthodes observationnelles à contraindre la borne haute de la SCE (figure 3). En revanche, on voit aussi ici que les observations permettent de contraindre efficacement la borne basse de la SCE (figure 3).

Suite au 5<sup>e</sup> rapport du Giec et à la prise de conscience du rôle de la répartition de température de surface sur la réponse radiative de la Terre, de nouvelles estimations observationnelles de la SCE furent proposées. Les plus récentes (Forster *et al.*, 2021 ; Sherwood *et al.*, 2020) prennent en compte le rôle de la répartition de surface et son effet atténuateur sur la réponse radiative à l'approche de l'équilibre à partir des simulations numériques des modèles de climat. Elles donnent une estimation de la SCE de 3,5 °C (1,7-13,8 °C, IC 5-95 %, Forster *et al.*, 2021, figure 3). C'est une estimation sensiblement plus élevée que l'estimation observationnelle du 5<sup>e</sup> rapport du Giec et qui permet de réconcilier les estimations observationnelles de la SCE avec les SCE simulées par les modèles de climat.

Deux facteurs essentiels expliquent la réévaluation à la hausse de la SCE entre les 5<sup>e</sup> et 6<sup>e</sup> rapports du Giec : (1) une révision à la baisse du forçage des aérosols (forçage encore plus négatif) et

(2) la prise en compte de l'effet de répartition de la température de surface. Parmi ces deux facteurs, c'est la prise en compte du double effet de la répartition de la température de surface qui joue le rôle le plus important. D'une part, en atténuant la réponse radiative proche de l'équilibre, elle tend à diminuer l'estimation médiane de  $\lambda$  et donc à augmenter l'estimation médiane de la SCE. D'autre part, en décalant la distribution des estimations vers 0, la partie haute de l'intervalle des incertitudes de  $\lambda$  se rapproche fortement de 0, ce qui fait augmenter très fortement la borne haute des incertitudes sur la SCE. Ceci rend les observations du bilan d'énergie encore moins contraignantes sur la borne haute de la SCE. En revanche, la contrainte observationnelle sur la borne basse est réévaluée à la hausse et rejoint la borne basse des SCE simulées par les modèles de climat, ce qui donne plus de confiance dans cette estimation.

Depuis le 6<sup>e</sup> rapport du Giec, une nouvelle étude (Chenal *et al.*, 2022) propose une approche différente de l'estimation observationnelle de la SCE. Cette étude s'appuie sur les données historiques de température et d'expansion thermique de l'océan pour reconstruire le déséquilibre énergétique de la Terre sur la période 1971-2017. Grâce à ces séries d'observations plus longues du déséquilibre énergétique  $N$ , cette nouvelle étude estime directement  $\lambda$  par régression de  $N - RF$  sur  $\delta T$  sur la période 1971-2017 (cf. équation (7)). Elle n'utilise que des données récentes et ne fait pas intervenir de bilan d'énergie autour de 1860.

Bien que sur la période récente les données d'observations soient cohérentes avec celles qui sont utilisées dans le 6<sup>e</sup> rapport du Giec, cette nouvelle méthode évalue la SCE à 5,46 °C (2,40-35,61 °C), soit une borne basse 0,7 °C au-dessus de celle du 6<sup>e</sup> rapport du Giec. Cette différence est considérable. Elle s'explique en partie par une méthodologie différente et en particulier par un calcul différent de la correction liée à la répartition de température de surface. Mais la majorité de la différence s'explique par l'hypothèse du 6<sup>e</sup> rapport du Giec qui évalue le déséquilibre énergétique de la Terre à  $+0,2 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$  autour de 1860, à partir des simulations du climat préindustriel. En effet, des reconstructions récentes des températures de l'océan et de son contenu en chaleur (Gebbie et Huybers, 2019) suggèrent qu'en 1860 l'océan Pacifique profond (en dessous de 1 000 m) était plus chaud que l'océan de surface, car l'océan répondait encore au petit âge glaciaire. Ceci suggère que l'océan profond à l'échelle globale délivrait de l'énergie à la couche de surface plutôt que l'inverse. Les premiers calculs suggèrent que cela correspondrait à un déséquilibre énergétique de la Terre de l'ordre de  $-0,2 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$  en 1860. Ce déséquilibre énergétique n'est pas reproduit par les modèles de climat dans les simulations du climat préindustriel, car ces simulations ne prennent pas en compte le petit âge glaciaire. Cependant, on peut en évaluer l'effet sur la SCE en refaisant les calculs du 6<sup>e</sup> rapport du Giec et en utilisant un déséquilibre énergétique de la Terre de  $-0,2 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$  en 1860. Il est intéressant de noter que, dans ce cas, la borne basse de la SCE du 6<sup>e</sup> rapport du Giec augmente de 0,4 °C pour atteindre 2,1 °C. Ceci suggère que l'état du déséquilibre énergétique en 1860 est une source importante d'incertitude dans les estimations de la SCE du 6<sup>e</sup> rapport du Giec qu'il faudra sans doute réévaluer dans le futur.

## Limites dans l'estimation de la sensibilité climatique et perspectives

La SCE est devenue au cours des quarante dernières années un concept central de la science du climat. C'est parce qu'estimer la SCE revient en fait à quantifier  $\lambda$  et donc à estimer au premier ordre la réponse du bilan d'énergie de la planète aux émissions de GES. Comprendre cette réponse permet d'affiner nos modèles de projection du changement climatique et donc d'améliorer la préparation de nos sociétés à ses impacts. Face à un tel enjeu, il est apparu nécessaire d'utiliser les

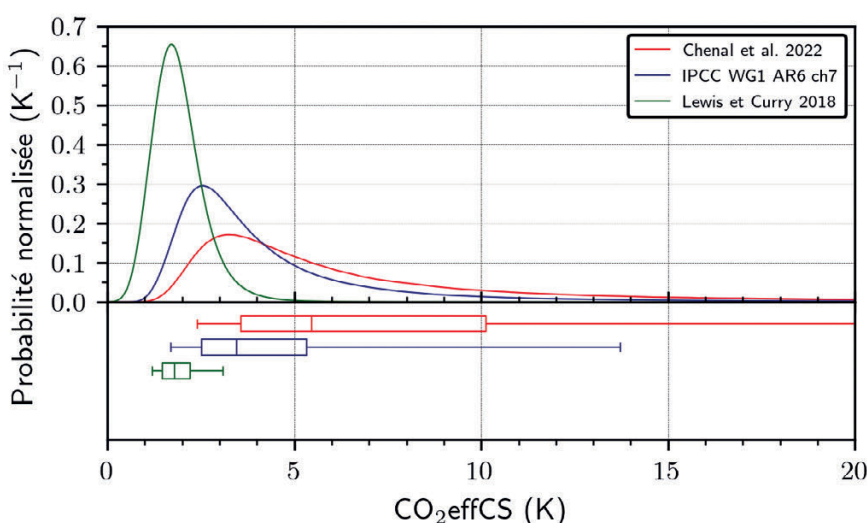


Figure 3. Évolution de la distribution de l'estimation de la SCE estimée par observation du bilan d'énergie de la planète depuis les premières estimations en 2013. Courbe verte : estimation de Lewis et Curry (2015). C'est une estimation de la SCE sans correction de l'effet de répartition de température qui est représentative de l'estimation de Otto *et al.* (2013) et de l'IPCC AR5 (2013). Courbe bleue : estimation de Forster *et al.* (2021) avec correction de l'effet de répartition de température. Courbe rouge : estimation de Chenal *et al.* (2022). Depuis 2013, les estimations de la SCE par observation du bilan d'énergie de la planète ont augmenté et l'incertitude s'est dilatée vers les valeurs hautes (du fait de la relation inverse entre la SCE et  $\lambda$ , voir texte).

observations actuelles du bilan d'énergie pour contraindre de manière indépendante les estimations de la SCE qui, jusqu'en 2013, étaient essentiellement tirées des simulations des modèles de climat (Forster *et al.*, 2021). C'est en 2013 qu'il devint possible d'estimer pour la première fois le déséquilibre énergétique actuel  $N$  grâce aux observations du réseau Argo et d'en dériver une estimation de la SCE par observations du bilan d'énergie actuel. Une fois corrigées de la dépendance à la répartition de température de surface, les mesures du bilan d'énergie confirmèrent (voire augmentèrent légèrement) les estimations de la borne basse de la SCE évaluée par simulation numérique. Ceci est un progrès considérable qui donne une confiance aujourd'hui bien plus grande dans notre estimation de la borne basse de la SCE.

Mais cette approche observationnelle présente des limites. Tout d'abord, on a vu que la contrainte observationnelle

n'est pertinente que pour la borne basse de la SCE. En effet, l'incertitude sur le forçage des aérosols et la relation inverse entre  $\lambda$  et la SCE empêchent toute contrainte observationnelle raisonnable sur la borne haute. C'est une limitation intrinsèque forte de la méthode observationnelle, car c'est bien la borne haute qui pose question et inquiète le plus notre société.

Ensuite, l'approche observationnelle n'est pas totalement indépendante des simulations des modèles de climat. En effet, ces simulations sont nécessaires pour calculer les ajustements rapides du forçage radiatif historique. Elles sont aussi utilisées dans certains cas pour évaluer le déséquilibre énergétique de la Terre autour de 1860. Enfin, elles sont également utilisées pour estimer l'effet de la répartition de température de surface sur le bilan d'énergie. Ceci limite l'indépendance de la contrainte observationnelle sur la SCE vis-à-vis des simulations des modèles de climat.

D'importants efforts de recherche sont engagés aujourd'hui pour, d'une part, mieux comprendre les interactions entre aérosols et nuages, et réduire ainsi les incertitudes liées aux aérosols, et, d'autre part, comprendre comment sur la période historique la répartition de la température de surface a influé sur le bilan d'énergie. Ces efforts de recherche sur l'effet radiatif de la répartition de température de surface cherchent à comprendre la sensibilité climatique effective, c'est-à-dire la sensibilité climatique de l'état actuel du système Terre plutôt que la SCE (Meyssignac *et al.*, 2023b). C'est une direction prometteuse pour apporter une contrainte observationnelle sur l'effet radiatif de la répartition de température de surface et rendre plus indépendante des modèles de climat la contrainte observationnelle sur la SCE (pour plus de détails sur les contraintes observationnelles sur la SCE en général et sur les futures directions de recherche associées, voir Meyssignac, 2021).

## Bibliographie

- Charles E., Meyssignac B., Ribes A., 2020. Observational constraint on greenhouse gas and aerosol contributions to global ocean heat content changes. *J. Clim.*, 33, 10579-10591.
- Chenal J., Meyssignac B., Ribes A., Guillaume-Castel R., 2022. Observational constraint on the climate sensitivity to atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations changes derived from the 1971–2017 global energy budget. *J. Clim.*, 35, 4469-4483.
- Forster P., Storelvmo T., Armour K. *et al.*, 2021. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 923-1054. doi: 10.1017/9781009157896.009
- Gebbie G., Huybers P., 2019. The Little Ice Age and 20th-century deep Pacific cooling. *Science*, 363, 70-74. <https://doi.org/10.1126/science.aar8413>
- Geoffroy O., Saint-Martin D., Olivié D.J., Voldoire A., Bellon G., Tytca S., 2013. Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: Analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments. *J. Clim.*, 26, 1841-1857.
- IPCC, 2013. In: *Climate change 2013: The physical science basis*. T.F. Stocker *et al.*, Eds., Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (p. 1535). Cambridge, UK, New York, USA: Cambridge University Press.
- Lewis N., Curry J.A., 2015. The implications for climate sensitivity of AR5 forcing and heat uptake estimates. *Clim. Dyn.*, 45, 1009-1023.
- Lindzen R.S., 1994. Climate dynamics and global change. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 26, 353-378. doi: 10.1146/annurev.fl.26.010194.002033
- Loeb N.G., Doelling D.R., Wang H. *et al.*, 2018. Clouds and the earth's radiant energy system (CERES) energy balanced and filled (EBAF) top-of-atmosphere (TOA) edition-4.0 data product. *J. Clim.*, 31, 895-918.
- Marti F., Blazquez A., Meyssignac B. *et al.*, 2022. Monitoring the ocean heat content change and the earth energy imbalance from space altimetry and space gravimetry. *Earth Sys. Sci. Data*, 14, 229-249.
- Meyssignac B., Ablain M., Guérou A., Prandi P., Barnoud A., Blazquez A., Fourest S., Rousseau V., Bonnefond P., Cazenave A., Chenal J., Dibarboure G., Donlon C., Benveniste J., Sylvestre-Baron A., Vinogradova N., 2023a. How accurate is accurate enough for measuring sea level rise and variability. *Nat. Clim. Change*, <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01735-z>
- Meyssignac B., Chenal J., Loeb N., Guillaume-Castel R., Ribes A., 2023b. Time-variations of the climate feedback parameter  $\lambda$  are associated with the Pacific Decadal Oscillation. *Commun. Earth Environ.*, 4, 241. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00887-2>
- Meyssignac B. *et al.*, 2019. Measuring global ocean heat content to estimate the Earth energy imbalance. *Front. Mar. Sci.*, 6, 432. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00432>
- Meyssignac B., 2021. 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. HDR Université Toulouse-III-Paul-Sabatier.
- National Research Council, 1979. Carbon dioxide and climate: a scientific assessment. *National Academies Press*, 34 p. <https://doi.org/10.17226/12181>
- North G.R., Kim K.-Y., 2017. *Energy balance climate models*. John Wiley & Sons.
- Otto A., Otto F.E.L., Boucher O., Church J., Hegerl G., Forster P.M. *et al.*, 2013. Energy budget constraints on climate response. *Nat. Geosci.*, 6, 415-416. <https://doi.org/10.1038/ngeo1836>
- Sherwood S. *et al.*, 2020. An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence. *Rev. Geophys.*, 58, e2019RG000678, <https://doi.org/10.1029/2019RG000678>
- Stephens G. *et al.*, 2023. The First 30 Years of GEWEX. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 104, E126–E157. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0061.1>
- von Schuckmann K. *et al.*, 2020. Heat stored in the Earth system: Where does the energy go? *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 2013-2041. <https://doi.org/10.5194/essd-12-2013-2020>