

Système Climatique IENM 6/10 (2A)

Rétroactions

Julien Cattiaux

Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS / Météo-France

Retrouver ce cours sur ma page web : <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article629>

Contact : julien.cattiaux@meteo.fr

2021-22

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

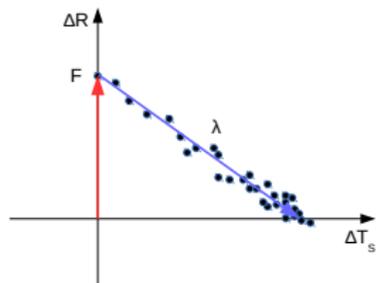
Rétroactions radiatives – Formalisme général

Rappel

En réponse à un forçage radiatif F , le système ajuste sa T_s jusqu'à ré-équilibrer ΔR .

On définit le **paramètre de sensibilité** λ t.q. :

$$\Delta R = F + \lambda \Delta T_s \quad (\lambda < 0)$$



- ▶ L'équilibre est atteint via une réponse directe, dite **réponse de Planck**, ainsi que plusieurs **rétroactions** du système climatique (cf. suite).
- ▶ Il est classique de décomposer λ pour séparer les i mécanismes qui relient ΔR à ΔT_s :

$$\lambda = \frac{dR}{dT_s} = \sum_i \frac{\partial R}{\partial x_i} \frac{\partial x_i}{\partial T_s} \equiv \sum_i \lambda_i$$

- ▶ λ est exprimé en $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Plus il est **petit**, plus le climat est **sensible** :

$$\Delta T_{s,eq} = \frac{F}{|\lambda|}$$

Rétroactions radiatives – Réponse de Planck

- **Rappel.** L'équilibre énergétique s'écrit :

$$\Delta R = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \sigma T_e^4 = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_s^4 = 0$$

avec α albédo planétaire, S_0 activité solaire, ε émissivité, τ_a transmissivité de l'atmosphère, σ constante du Stefan-Boltzmann, T_e température équivalente d'émission, T_s température de surface.

Remarque : α , ε et τ_a dépendent des caractéristiques du système climatique.

- On définit la **réponse de Planck** comme la réponse de T_s toutes choses égales par ailleurs (i.e. à α , ε et τ_a constants) :

$$\lambda_0 = \frac{\partial R}{\partial T_s} \frac{\partial T_s}{\partial T_s} = -4\varepsilon \tau_a \sigma T_s^3$$

A.N. Avec $\varepsilon = 0.97$, $\tau_a = 0.64$ et $T_s = 288$ K, on obtient $\lambda_0 = -3.36 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ *.

Exemple. Pour un doublement de $[\text{CO}_2]$, la réponse de Planck vaut :

$$\Delta T_{s,0} = \frac{F}{|\lambda_0|} = \frac{5.4 \times \ln(2)}{3.36} = 1.1 \text{ K}$$

* Estimation IPCC AR6 (2021) : $\lambda_0 = -3.22$ [-3.4 to -3.0] $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ (incertitudes sur ε , τ_a et T_s).

Rétroactions radiatives – Décomposition par paramètres

- ▶ En réalité, α , ε et τ_a dépendent de T_s .

Exemple Si $T_s \nearrow$, la cryosphère fond et $\alpha \searrow$.

- ▶ On peut décomposer la réponse totale en fonction de ces paramètres :

$$\Delta T_s = \frac{F}{|\lambda|} \quad \text{avec} \quad \lambda = \lambda_0 + \lambda_\alpha + \lambda_\varepsilon + \lambda_{\tau_a} ,$$

où :

- λ_α est la **rétroaction de α** , via albédo de surface et nuages :

$$\lambda_\alpha = \frac{\partial R}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial T_s} = -\frac{S_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T_s}$$

- λ_ε est la **rétroaction de ε** , via vapeur d'eau et nuages :

$$\lambda_\varepsilon = \frac{\partial R}{\partial \varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial T_s} = -\tau_a \sigma T_s^4 \frac{\partial \varepsilon}{\partial T_s}$$

- λ_{τ_a} est la **rétroaction de τ_a** , via vapeur d'eau, *lapse rate* ($\partial_z T$) et nuages :

$$\lambda_{\tau_a} = \frac{\partial R}{\partial \tau_a} \frac{\partial \tau_a}{\partial T_s} = -\varepsilon \sigma T_s^4 \frac{\partial \tau_a}{\partial T_s}$$

Rétroactions radiatives – Décomposition par mécanismes

- Plutôt que λ_α , λ_ϵ et λ_{τ_a} , il est d'usage de décomposer selon :

$$\lambda = \lambda_0 + \underbrace{\lambda_{\text{WaterVap}} + \lambda_{\text{LapseRate}} + \lambda_{\text{SurfAlb}} + \lambda_{\text{Cloud}}}_{\sum \lambda_i} < 0 .$$

- Et comme :

$$\Delta T_{s,0} = \frac{F}{|\lambda_0|} = -\frac{F}{\lambda_0} \quad \text{et} \quad \Delta T_s = \frac{F}{|\lambda|} = -\frac{F}{\lambda} ,$$

on peut exprimer ΔT_s en fonction de la **réponse de Planck** et des **rétroactions** :

$$\Delta T_s = \frac{\lambda_0}{\lambda} \Delta T_{s,0} = \frac{\lambda_0}{\lambda_0 + \sum \lambda_i} \Delta T_{s,0} = \frac{|\lambda_0|}{|\lambda_0| - \sum \lambda_i} \Delta T_{s,0} = f_f \Delta T_{s,0}$$

f_f est appelé **facteur de rétroaction**.

- Si $f_f < 1$ ($\sum \lambda_i < 0$), les rétroactions sont **négatives** et atténuent la réponse en ΔT_s .
- Si $f_f > 1$ ($\sum \lambda_i > 0$), les rétroactions sont **positives** et amplifient la réponse en ΔT_s .

Attention : ne pas confondre signe du **forçage** et signe des **rétroactions** !

Rétroactions radiatives – Évaluation des λ_i

$$\lambda = \frac{dR}{dT_s} = \sum_i \lambda_i \quad \text{avec} \quad \lambda_i = \frac{\partial R}{\partial x_i} \frac{\partial x_i}{\partial T_s}$$

► Méthode dite des **Partial Radiative Perturbations**.

Principe : simuler une réponse à une perturbation connue (e.g. $2 \times [\text{CO}_2]$) avec variable i **interactive** (rétroaction active) vs. **prescrite** à la valeur initiale (rétroaction inactive).

→ modèle-dépendant, nécessite de refaire tourner le modèle de climat.

Voir : Wetherald and Manabe (1988), Colman (2003).

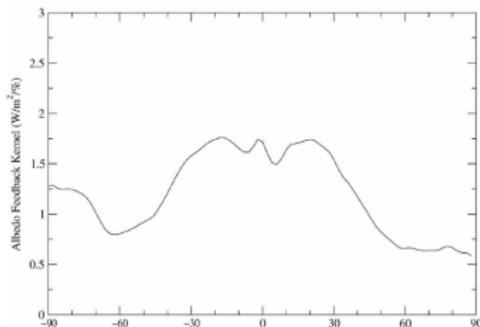
► Méthode dite des **kernels**.

Principe : utiliser les **modèles de climat** pour estimer les $\partial x_i / \partial T_s$ (modèle-dépendant), et un **code de transfert radiatif** pour estimer les $K_i = \partial R / \partial x_i$ (**kernels**).

→ kernels calculés à part (expés. idéalisées)
+ simulations existantes des modèles de climat.

Ex. K_{SA} calculé par un code de transfert radiatif avec α_S diminué de 1%. Unité : $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot (\%)^{-1}$.

Source : Soden and Held (2006).



Rétroaction vapeur d'eau (λ_{WV}) - 1/2

La pression de vapeur saturante augmente avec T :

$$\frac{\partial \ln e_s}{\partial T} = \frac{L(T)}{RT^2}$$

Avec L chaleur latente de vaporisation et R constante du gaz parfait correspondant à la vapeur d'eau.



R. Clausius
(1822–1888)



E. Clapeyron
(1799–1864)

► **Approx.** : $e_s = 6.11 \exp [17.625 T / (T + 243.04)]$ (avec e_s en hPa et T en °C).

► **Conséquence** : **un air plus chaud peut contenir plus de vapeur d'eau.**

Avec $q_s = 0.622 e_s / p$, on obtient $\Delta q_s / q_s = 7 \%.K^{-1}$ (pour $p = 1000$ hPa et $T = 10$ °C).

Pour retrouver le **taux de Clausius-Clapeyron** :

$$e_s(T) = \alpha \exp \left(\frac{\beta T}{T + \gamma} \right) \Rightarrow e_s(T + \Delta T) \sim e_s(T) \times \exp \left(\frac{\beta \Delta T}{T + \gamma} \right)$$

donc :

$$q_s(T + \Delta T) = 0.622 \frac{e_s(T + \Delta T)}{p} \sim q_s(T) \times \exp \left(\frac{\beta \Delta T}{T + \gamma} \right)$$

A.N. $\beta = 17.625$, $\gamma = 243.04$ K et $\Delta T = 1$ K : $q_s(T + \Delta T) = q_s(T) \times 1.07$.

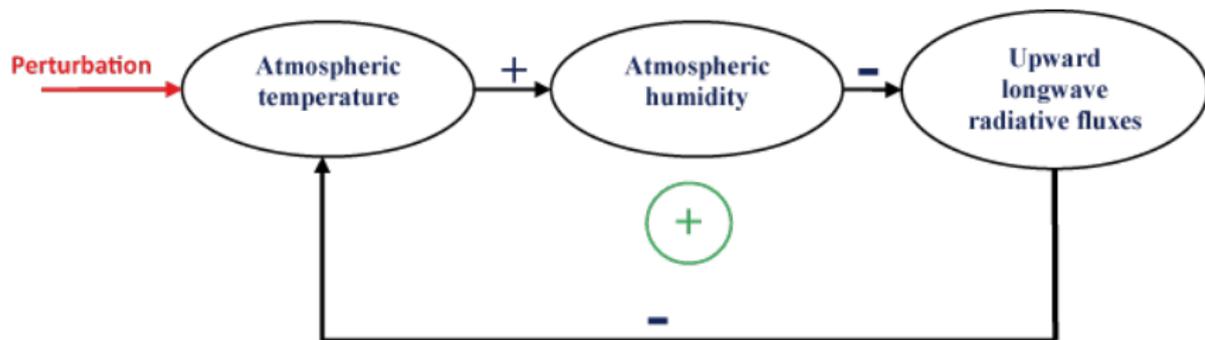
Rétroaction vapeur d'eau (λ_{WV}) - 2/2

► La vapeur d'eau est un GES : sa rétroaction est donc **positive**.
Comme pour le CO₂ le forçage est en logarithme de la concentration.

► En perturbation type CO₂, on* estime $\lambda_{WV} = 1.8 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

* IPCC AR6 (2021), Zelinka et al. (2020).

Exemple. Si c'était la seule rétroaction, $\lambda = \lambda_0 + \lambda_{WV} = -3.3 + 1.8 = -1.5 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$,
et pour un doublement de CO₂, $\Delta T_s = 5.4 \ln(2) / |\lambda| = 2.5 \text{ K}$.



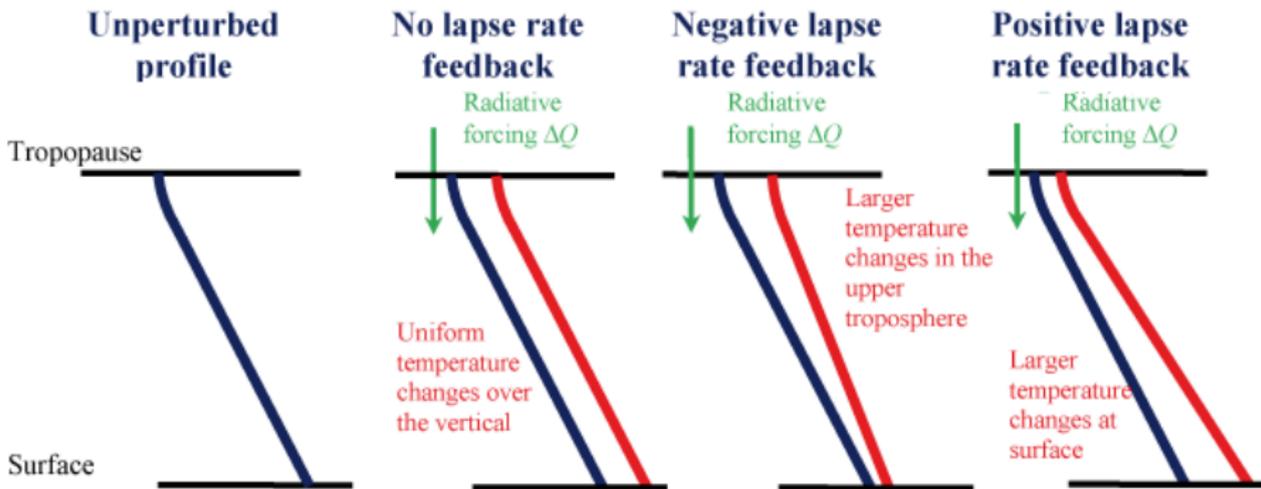
Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

Rétroaction lapse rate (λ_{LR}) - 1/3

Rappel : dans les conditions actuelles, $\partial_z T \sim 6.5 \text{ K.km}^{-1}$.

► Un changement de $\partial_z T$ modifie la relation entre T_e (température à l'altitude $Z_e \sim 6 \text{ km}$), et T_s (surface) :

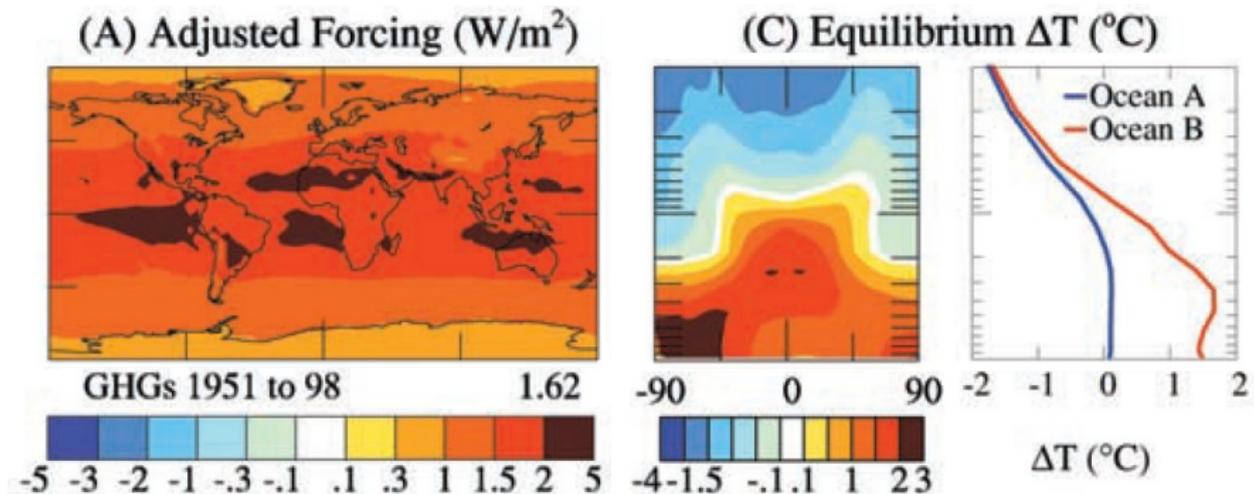
- Si $\partial_z T$ augmente, alors $\Delta T_e < \Delta T_{s,0}$: rétroaction **positive**.
- Si $\partial_z T$ diminue, alors $\Delta T_e > \Delta T_{s,0}$: rétroaction **négative**. (pour un forçage $F > 0$)



Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

Rétroaction *lapse rate* (λ_{LR}) - 2/3

- Or $\partial_z T$ change ! Exemple de la réponse à un forçage type CO_2 .



Source : Hansen et al. (2002).

- En perturbation type CO_2 , on* estime $\lambda_{LR} = -0.5 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

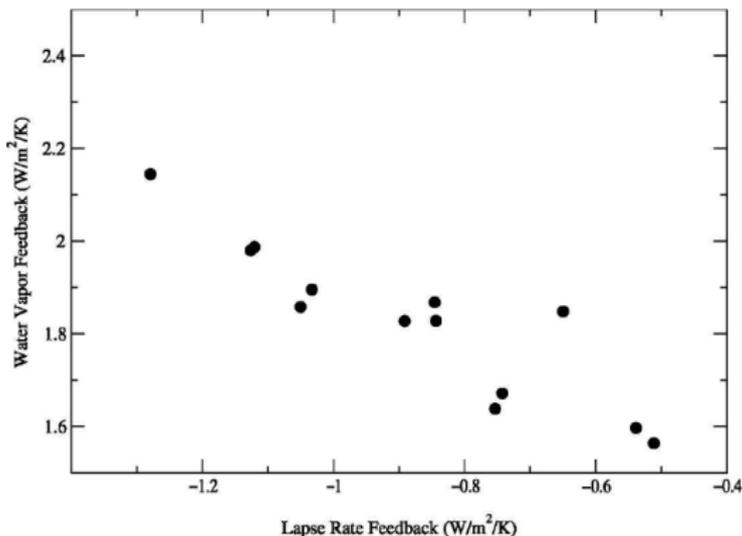
La diminution de $\partial_z T$ aux **tropiques** domine son augmentation aux **hautes latitudes**.

* IPCC AR6 (2021), Zelinka et al. (2020).

Rétroaction *lapse rate* (λ_{LR}) - 3/3

- ▶ Lien direct entre rétroaction **vapeur d'eau** et rétroaction **lapse rate**.
Plus la vapeur d'eau augmente, plus $\partial_z T$ diminue.
- ▶ En pratique on combine les deux : $\lambda_{WV} + \lambda_{LR} = 1.30 (\pm 0.2) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.
Il y a moins d'incertitude sur la somme des deux que sur chaque terme.

λ_{WV} vs. λ_{LR} pour 13 modèles de climat



Source figure : Soden and Held (2006), estimation : IPCC AR6 (2021), Zelinka et al. (2020).

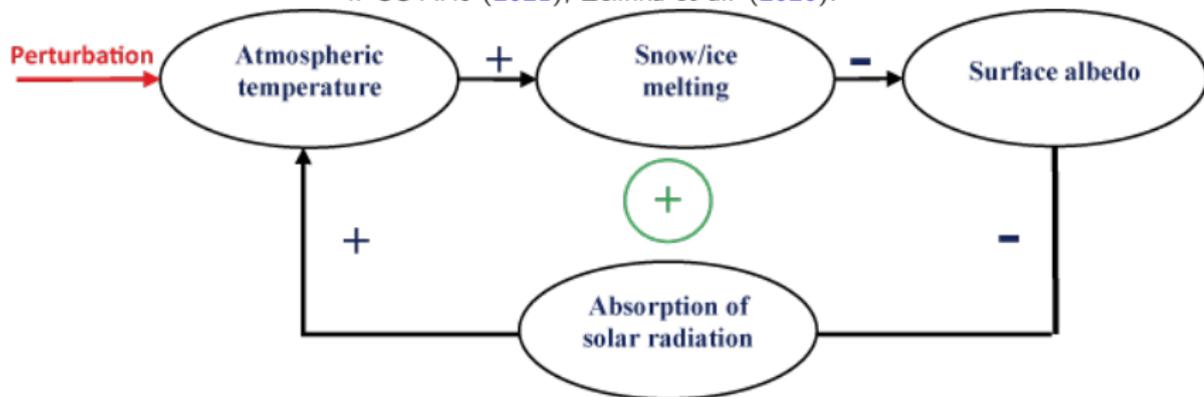
Rétroaction albédo de surface (λ_{SA})

- ▶ Principalement associée au comportement de la **cryosphère**.

Si ΔT_s augmente, la cryosphère fond et α_s diminue : rétroaction **positive**.

- ▶ En perturbation type CO_2 , on* estime $\lambda_{SA} = 0.35 (\pm 0.25) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

* IPCC AR6 (2021), Zelinka et al. (2020).



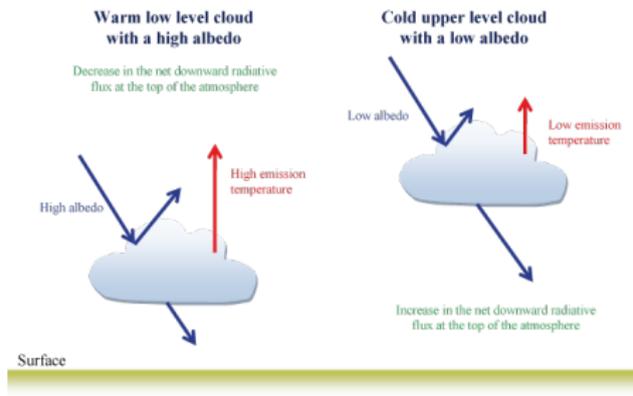
Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

Remarque 1 : Particulièrement pour cette rétroaction, la valeur de λ dépend fortement de l'état moyen (pas de cryosphère, pas de rétroaction !).

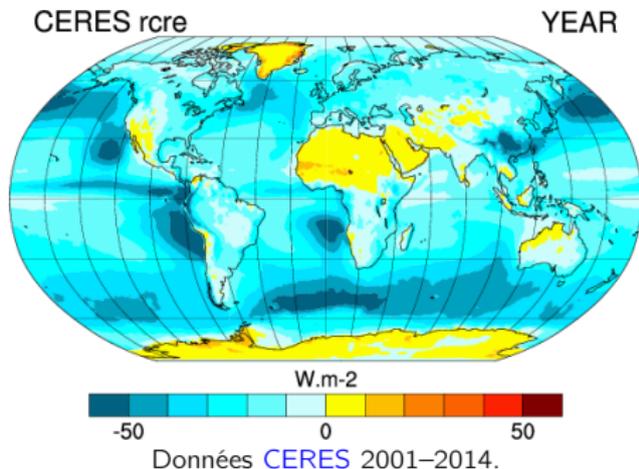
Remarque 2 : La fonte de la cryosphère ne se résume pas qu'à l'effet d'albédo : par ex. la fonte de la glace de mer modifie les **échanges d'énergie** océan-atmosphère.

Rétroaction nuages (λ_C) – Rappel sur le CRE (cf. cours n°2)

- ▶ Les nuages ont un **effet radiatif** (CRE) à la fois dans le SW (réflexion solaire incident, modifie α) et le LW (émission IR, modifie T_e).
- ▶ Le CRE net dépend du type de nuage, en particulier de son **altitude**.
 - Les **nuages bas** ont un α et une T plus grands : effet **refroidissant**.
 - Les **nuages hauts** ont un α et une T plus faibles : effet **réchauffant**.
- ▶ En climat présent, **CRE $\sim -20 \text{ W.m}^{-2}$** (i.e. l'effet SW domine).

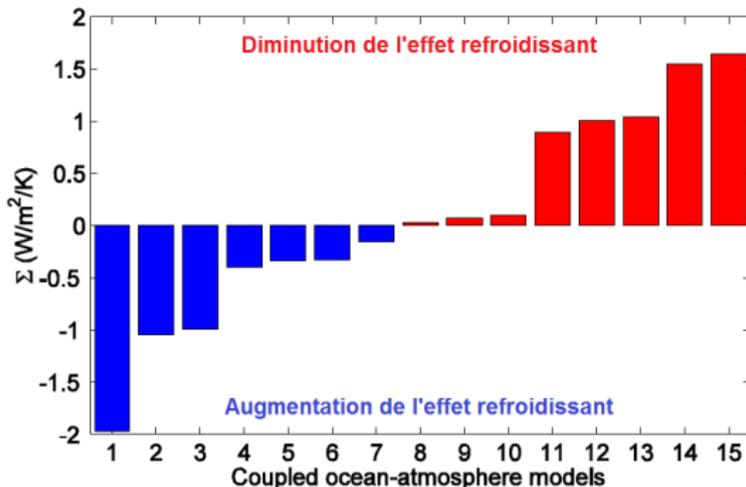


Source : Goosse et al. [online](#) textbook.



Rétroaction nuages (λ_C) – De grandes incertitudes

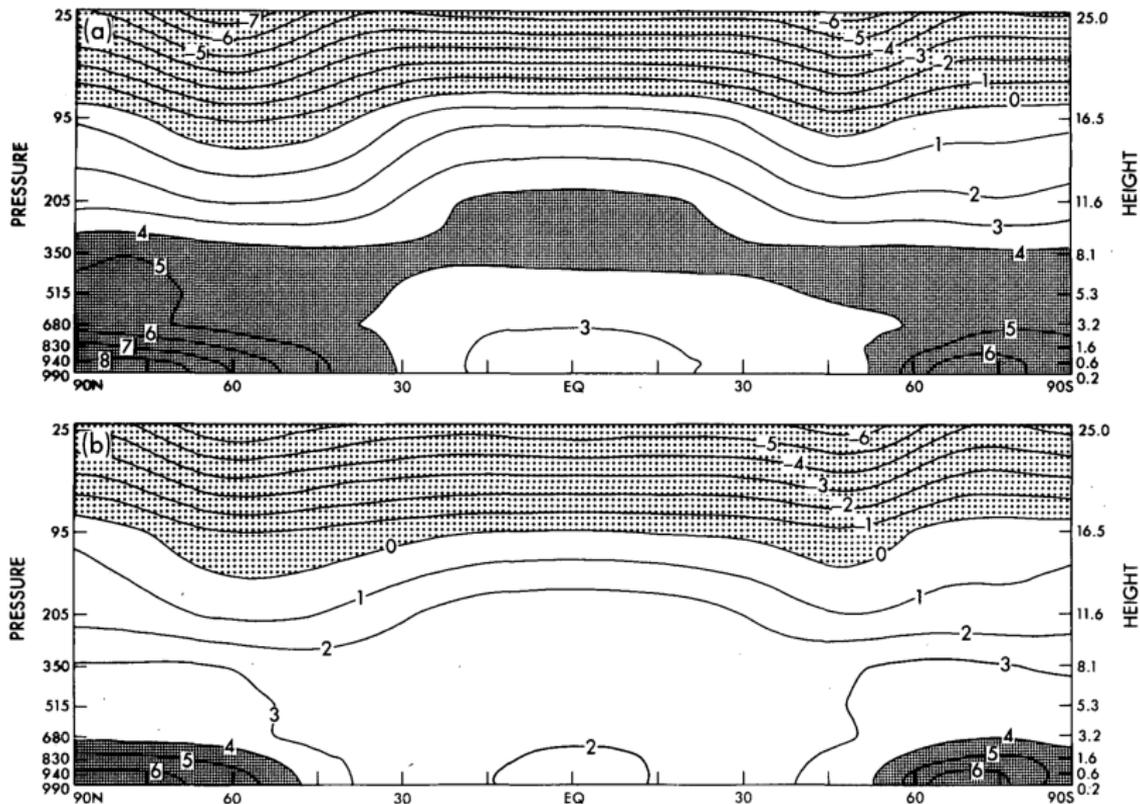
- ▶ En réponse à un forçage F , la distribution des nuages est modifiée par la thermodynamique, la circulation atm., et la microphysique nuageuse.
 - ▶ En perturbation type CO_2 , on* estime $\lambda_C = 0.42 (\pm 0.52) \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$.
* IPCC AR6 (2021), Zelinka et al. (2020).
 - ▶ La grande incertitude vient en partie du ΔCRE tropical.
- Lié aux incertitudes sur les paramétrisations physiques des modèles.



ΔCRE tropical simulé par 15 GCMs en $1\%[\text{CO}_2]$ | Bony and Dufresne (2005).

Rétroaction nuages (λ_C) – Exemple

Réponse à un doublement de $[\text{CO}_2]$ avec (haut) et sans (bas) rétroactions nuageuses.



Source : Wetherald and Manabe (1988).

Synthèse des rétroactions radiatives

► Au final, $(\lambda_{WV} + \lambda_{LR})$, λ_{SA} et λ_C sont toutes estimées **positives**.

A.N. $\lambda = \lambda_0 + \sum_i \lambda_i = -3.22 + 1.30 + 0.35 + 0.42 = -1.16 (\pm 0.65) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

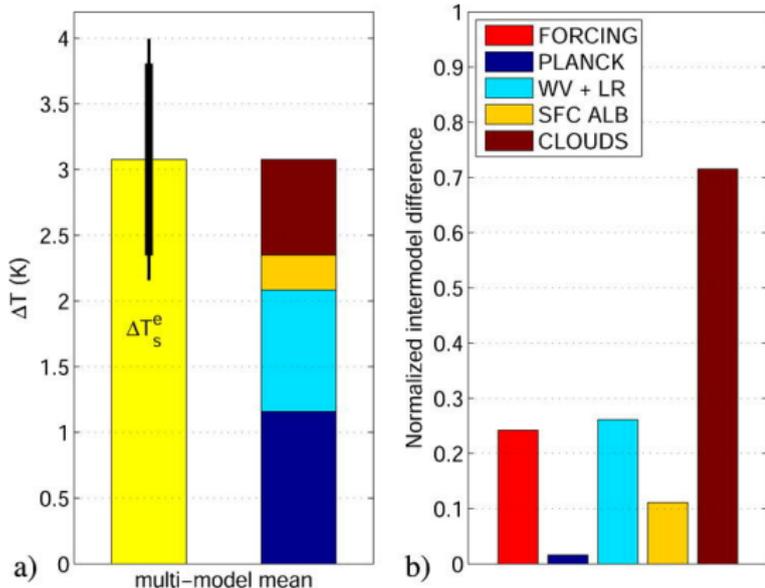
► Le **facteur de rétroaction** $f_f = \lambda_0/\lambda$ est donc $\sim 2.8 > 1$, et $\Delta T_s > \Delta T_{s,0}$.

► La principale source d'**incertitude** provient de la rétroaction des **nuages**.

Exemple du ΔT_s induit par un doublement de $[\text{CO}_2]$.

$\Delta T_s = 5.4 \ln(2) / |\lambda| \sim 3 \text{ K}$, dont
 $\sim 1 \text{ K}$ par **réponse de Planck**,
 $\sim 2 \text{ K}$ par rétroactions.

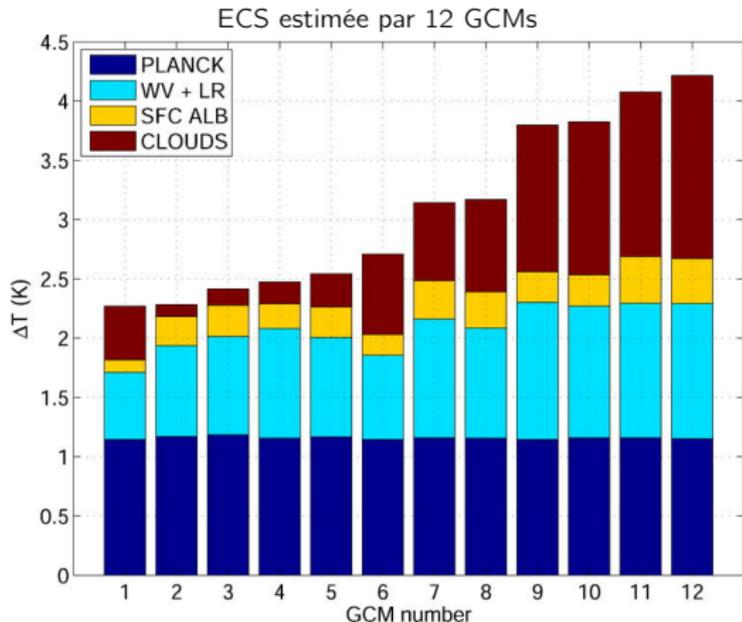
Source : Dufresne and Bony (2008).



Métriques ECS et TCR - 1/3

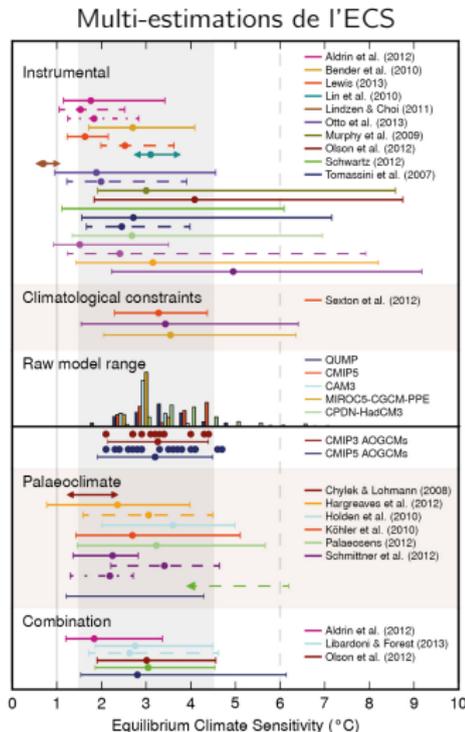
► Le ΔT_s induit par un scénario abrupt $2 \times [\text{CO}_2]$, **une fois l'équilibre atteint**, est appelé la **sensibilité climatique à l'équilibre (ECS)**.

→ Estimation actuelle* : 2.5 – 4 K.



Source figures : Dufresne and Bony (2008) ↑
et IPCC AR5 (2013), Fig. Box 12.2.1. →

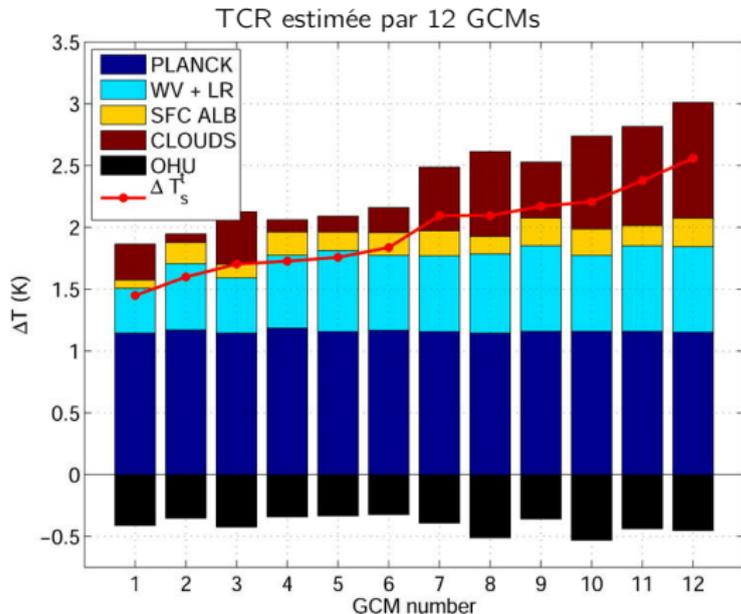
* Estimation : IPCC AR6 (2021) 'likely' range.



Métriques ECS et TCR – 2/3

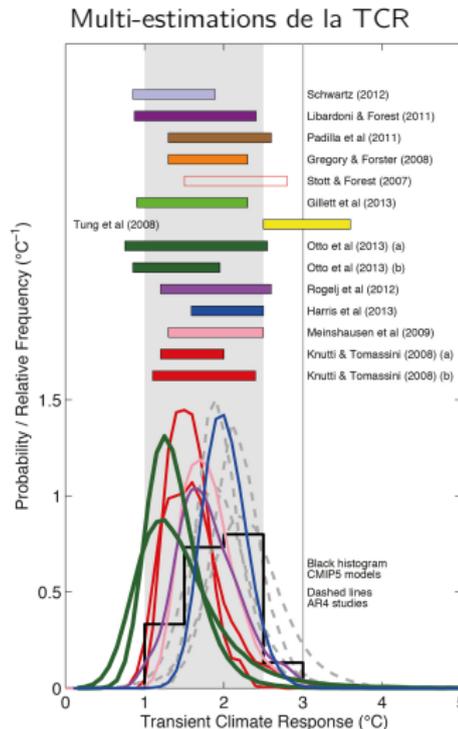
► Le ΔT_s induit par un scénario linéaire 1% $[\text{CO}_2]$, **instantanément** à $2 \times [\text{CO}_2]$ (70 ans), est appelé la **réponse climatique transitoire (TCR)**.

→ Estimation actuelle* : **1.4 – 2.2 K** ; importance de l'**inertie des océans**.



Source figures : Dufresne and Bony (2008) ↑
et IPCC AR5 (2013), Fig. Box 12.2.2. →

* Estimation : IPCC AR6 (2021) 'likely' range.



Métriques ECS et TCR – 3/3

1979, Charney et al., *Carbon Dioxide and Climate: A scientific Assessment*.

We estimate the most probable global warming for a doubling of CO₂ to be near 3 °C with a probable error of ±1.5 °C.

[...] We have tried but have been unable to find any overlooked or underestimated physical effects that could reduce the currently estimated global warming.

[...] It is quite possible that the capacity of the *intermediate waters of the oceans* to absorb heat could *delay* the warming by several decades.

2013, IPCC AR5, *WG1, Chapter 12*, ECS ~ 3 ±1.5 °C

Even though this assessed range is similar to previous reports, confidence today is much higher as a result of *high quality* and *longer* observational records, *better* process understanding, *better* paleoclimate reconstructions and *better* climate models with *higher* resolution that capture many more processes *more realistically*.

2021, IPCC AR6, *WG1, Chapter 7*, ECS ~ 3 (2.5 to 4) °C

Substantial advances since AR5 have been made based on [...] different lines of evidence. All lines help rule out ECS values below 1.5 °C, but currently it is not possible to rule out ECS values above 5°C.

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

Échelles de temps et d'espace

- ▶ Le formalisme des rétroactions radiatives est particulièrement adapté à l'**échelle spatio-temporelle** du changement climatique actuel.
- ▶ Dans le système climatique, présence de mécanismes de **rétroactions** à toutes les échelles de temps et d'espace :
 - intra-saisonnaire & locale (sol-atmosphère),
 - inter-annuelle & régionale (océan-atmosphère),
 - multi-décennale, centennale & globale (océan, végétation),
 - ka à Ma (cycle du carbone océanique),
 - Ma à Ga (cycle du carbone géologique).

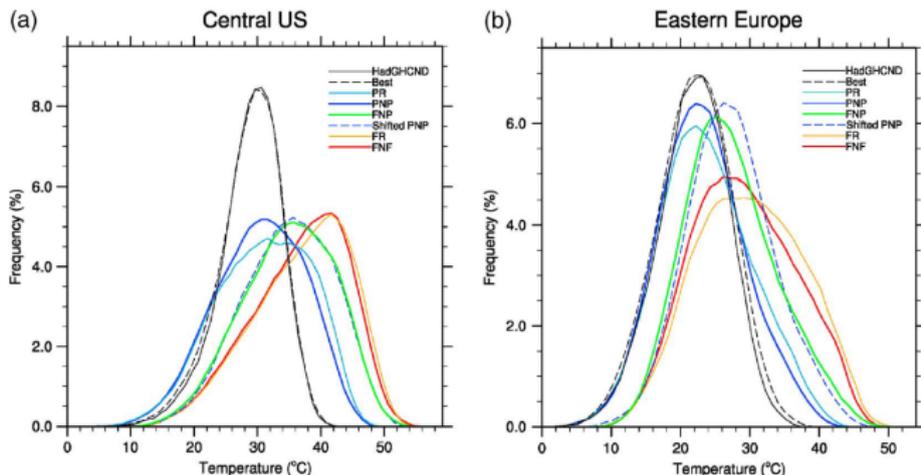
Quelques exemples dans la suite (liste non-exhaustive)...

Rétroactions sol-atmosphère – Exemples

- ▶ Dans les régions continentales, rétroaction via l'humidité des sols en été...

$T \nearrow \Rightarrow$ humidité sols $\searrow \Rightarrow$ LH $\searrow \Rightarrow$ SH $\nearrow \Rightarrow$ vagues de chaud \nearrow .

Exemple : Simulations de réchauffement avec et sans rétroaction de l'humidité des sols



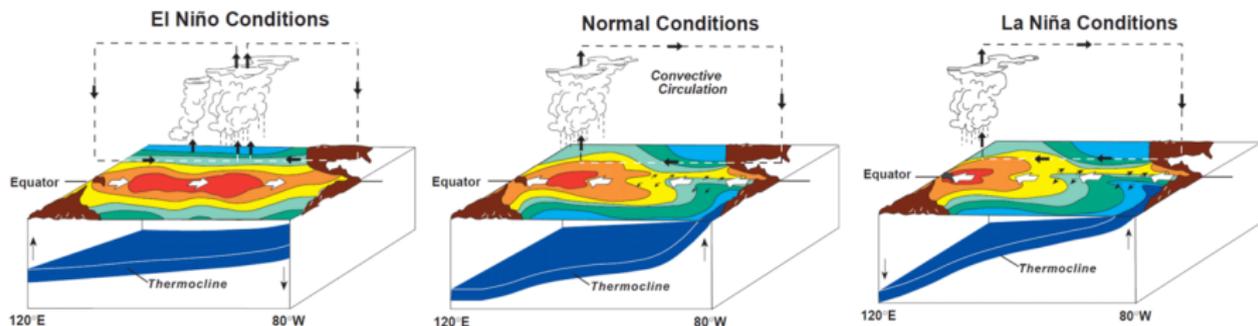
Distributions de T estivale en climat présent, climat futur sans assèchement, et climat futur avec assèchement. Source : Douville et al. (2016).

- ▶ ... et via la couverture de neige en hiver (échelle intra-saisonnière).

$T \nearrow \Rightarrow$ couverture de neige $\searrow \Rightarrow$ albédo $\searrow \Rightarrow$ vagues de froid \searrow .

Rétroactions océan-atmosphère – Exemple de l'ENSO

Rappel. Dans le Pacifique équatorial, le premier mode de variabilité inter-annuelle est l'**El-Niño Southern Oscillation**.



Source : NOAA.

► Le développement de phases Niño ou Niña fait appel à une rétroaction océan-atmosphère **positive**, appelée **Bjerknes* feedback**.

West SST ↗ ⇒ circ. Walker ↗ ⇒ Alizés ↗ ⇒ Upwelling ↗ ⇒ West-east SST gradient ↗.

* Jacob, fils de Wilhelm. Lire : [A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature](#) (Tellus, 1966).

Rétroactions océaniques – Exemple de la THC

Rappel. Un moteur majeur de la **circulation thermohaline (THC)** est la plongée d'eaux **froides** et **salées** (denses) dans l'Atlantique Nord.

► Aux échelles multi-décennales à centennales, présence d'une rétroaction **négative** entre calotte polaire et THC :

$T \nearrow \Rightarrow \text{calotte} \searrow \Rightarrow S \searrow \Rightarrow \rho \text{ surface} \searrow \Rightarrow \text{THC} \searrow \Rightarrow \text{fonte calotte} \searrow$.

Exemple. Scénario du film *Le Jour d'Après* (2004).

Perturbation initiale = détachement d'un *ice shelf* géant.

Résultat = rétroaction abrupte et ère glaciaire en 3 jours.

→ Hautement improbable. Ralentissement THC visible dans scénarios de réchauffement, mais pas au point d'induire un refroidissement global.

—
Lire : [The Thermohaline Ocean Circulation – A Brief Fact Sheet](#), sur le blog de Stefan Rahmstorf (PIK).



Rétroactions climat-végétation *biogéochimiques*

► Aux échelles $< k_a$, multiples rétroactions climat-végétation via des modifications du **puits de carbone** continental :

– rétroaction **négative** là où la végétation est limitée par la température (e.g. hautes latitudes).

$$T_s \nearrow \Rightarrow \text{plantes} \nearrow \Rightarrow \text{puits de carbone} \nearrow.$$

– rétroaction **positive** là où la végétation est limitée par la ressource en eau (e.g. basses latitudes).

$$T_s \nearrow \Rightarrow \text{ressource en eau} \searrow \Rightarrow \text{plantes} \searrow \Rightarrow \text{puits de carbone} \searrow.$$

– rétroaction **positive** via les feux de forêts.

$$T_s \nearrow \Rightarrow \text{feux} \nearrow \Rightarrow \text{CO}_2 \nearrow.$$

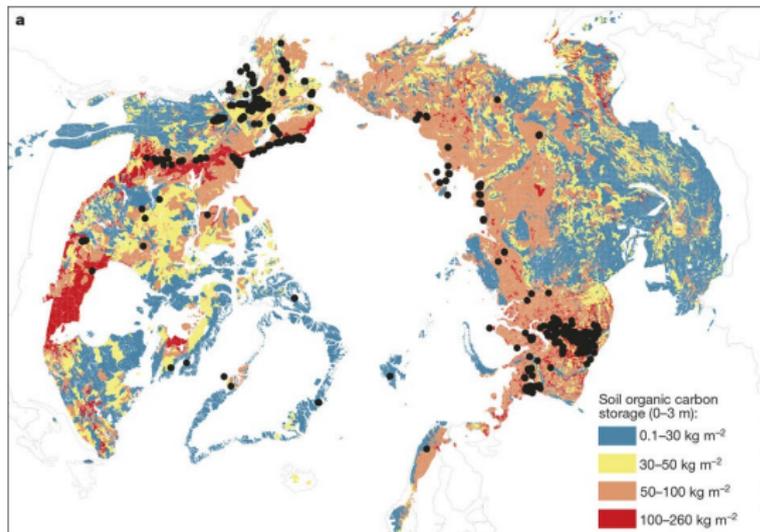
► Au total, dans les conditions actuelles, on* estime qu'un climat plus chaud diminuerait le puits de carbone continental (rétroaction **positive**).

* IPCC AR5 (2013), Chapter 6.

—
N.B. Effets **climatiques** modulés par effets **physiologiques**, e.g. effet **fertilisant** du CO_2 (photosynthèse plus efficace).

Rétroactions climat-carbone *rapides* ($< ka$)

- ▶ Rétroaction **positive** via les puits de carbone, continental + océanique.
Dans l'océan : $T \nearrow \Rightarrow$ solubilité \searrow .
- ▶ Rétroaction **positive** via les hydrates de méthane des océans profonds.
Amplitude et timing incertains.
- ▶ Rétroaction **positive** via le carbone contenu dans le permafrost.
Timing incertain. 10 % relâchés \Leftrightarrow ~ 150 PgC \Leftrightarrow ~ 15 ans d'émissions anthro.



Réserve de carbone contenue dans la couche 0–3 m de permafrost.
Source : Schuur et al. (2015).

Rétroactions climat-carbone *lentes* (ka à Ma) - 1/2

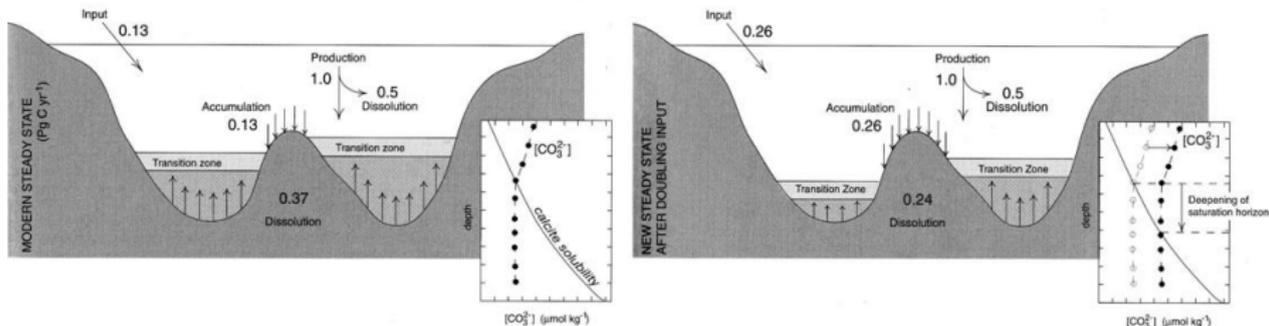
Rappel. Aux échelles géologiques, le dégazage de CO_2 par volcanisme est balancé par l'altération des silicates (CaSiO_3) et la sédimentation des carbonates (CaCO_3).

- ▶ Rétroaction **positive** liée à l'altération des silicates, e.g. aux échelles de glaciation / déglaciation.

$T_s \searrow \Rightarrow \text{calottes} \nearrow \Rightarrow \text{niveau marin} \searrow \Rightarrow \text{altération} \nearrow \Rightarrow \text{CO}_2 \searrow \Rightarrow T_s \searrow$.

- ▶ ... et rétroaction **négative** (compensation des carbonates) dans l'océan, qui équilibre altération et sédimentation via l'**horizon de saturation**.

Exemple du dépôt de CaCO_3 dans une expérience type $2 \times \text{CO}_2$



Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

Rétroactions climat-carbone *très* lentes ($> \text{Ma}$)

- ▶ Aux échelles géologiques (Ma à Ga), les variations de $[\text{CO}_2]^{atm}$, et donc les fluctuations du climat, sont limitées par une rétroaction **négative** ; on parle du **paléothermostat** du système climatique.

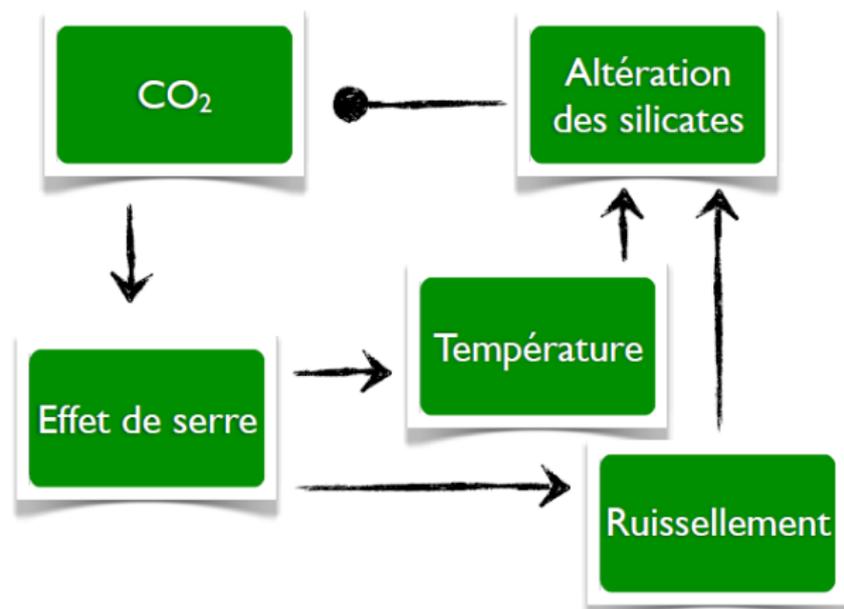


Figure empruntée au cours d'Yves Goddérés (GET).

Résumé

Le climat de la Terre varie à toutes les échelles de temps.

Ces variations sont causées par :

- la *variabilité forcée*, i.e. la réponse du système aux forçages externes (cours n°5), modulée par les rétroactions (ce cours);
- la *variabilité interne* (cours n°3).

À l'échelle du changement climatique actuel (cours n°8-10), les principales rétroactions sont positives ; l'incertitude majeure de la réponse en T_s à un doublement de $[\text{CO}_2]$ réside dans l'amplitude de la rétroaction des nuages.

Aux échelles géologiques (cours n°7), la principale rétroaction est négative : le système climatique auto-régule sa T_s via son effet de serre (paléothermostat).

Comme pour les forçages externes, la distinction des différentes échelles de temps est cruciale pour l'étude des rétroactions.

Références I

- ▶ S. Bony and J.-L. Dufresne, *Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models*, *Geophys. Res. Lett.* **32** (2005), no. 20.
- ▶ R. Colman, *A comparison of climate feedbacks in general circulation models*, *Clim. Dyn.* **20** (2003), no. 7, 865–873.
- ▶ J.-L. Dufresne and S. Bony, *An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models.*, *J. Clim.* **21** (2008), no. 19.
- ▶ H. Douville, J. Colin, E. Krug, J. Cattiaux, and S. Thao, *Midlatitude daily summer temperatures reshaped by soil moisture under climate change*, *Geophys. Res. Lett.* **43** (2016), no. 2, 812–818.
- ▶ J. Hansen, M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J. Christy, *Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations*, *J. Geophys. Res.* **107** (2002), no. D18, ACL 2–1–ACL 2–37.
- ▶ B.J. Soden and I.M. Held, *An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models*, *J. Clim.* **19** (2006), no. 14, 3354–3360.
- ▶ E.A.G. Schuur, A.D. McGuire, C. Schädel, G. Grosse, J.W. Harden, D.J. Hayes, G. Hugelius, C.D. Koven, P. Kuhry, D.M. Lawrence, et al., *Climate change and the permafrost carbon feedback*, *Nature* **520** (2015), no. 7546, 171–179.
- ▶ R.T. Wetherald and S. Manabe, *Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model*, *J. Atmos. Sci.* **45** (1988), no. 8, 1397–1416.

Références II

- ▶ J. Yoo and R.V. Rohli, *Global distribution of Köppen-Geiger climate types during the Last Glacial Maximum, Mid-Holocene, and present*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **446** (2016), no. C, 326–337.
- ▶ M.D. Zelinka, T.A. Myers, D.T. McCoy, S. Po-Chedley, P.M. Caldwell, P. Ceppi, S.A. Klein, and K.E. Taylor, *Causes of Higher Climate Sensitivity in CMIP6 Models*, *Geophys. Res. Lett.* **47** (2020), no. 1, e2019GL085782.