

Système Climatique M2 SOAC UPS 3/5

Forçages externes et 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

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

Notion de forçage

Définition

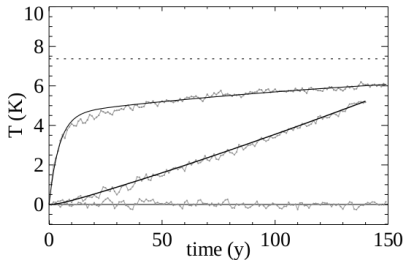
On appelle **forçage externe** toute perturbation de l'équilibre énergétique du système climatique dont l'origine est *extérieure* au système.

- ▶ Deux **sources** de perturbations possibles : solaire ou terrestre (e.g. GES).
- ▶ Quelque soit sa source, un forçage est généralement exprimé en W.m^{-2} . Correspond au déséquilibre radiatif **au sommet de l'atmosphère**.
- ▶ On considère généralement sa moyenne **globale et annuelle**.
Pour certains forçages, la répartition **spatio-temporelle** peut néanmoins être importante.

Attention : ne pas confondre **perturbation** et **réponse** du système.

Rappel : EBM (circuit RC) :
notion d'**inertie** du système.

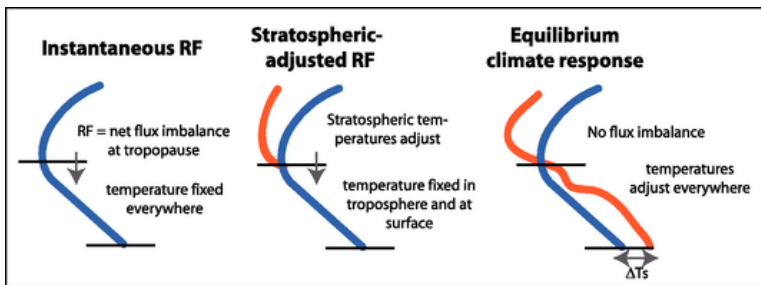
Figure : réponse de T à un forçage en escalier et un forçage linéaire. Source : Geoffroy et al. (2013).



Forçage instantané et ajustement stratosphérique

► En réponse à un forçage **instantané** :

1. la **stratosphère** ajuste sa température en qq mois, (profil vertical température piloté par échanges **radiatifs**, peu d'inertie).
2. la **troposphère** (incl. la surface) ajuste sa température en qq années, (profil vertical température piloté par processus **convectifs**, inertie composantes de surface).



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 2.2.

► En général on calcule le forçage **ajusté** après réponse de la stratosphère, car c'est à lui que répond la **température de surface**.

Le déséquilibre énergétique est alors **constant (mais $\neq 0$)** sur la verticale dans toute la strato. Le forçage au **sommet de l'atmosphère** peut donc être mesuré à la **tropopause**.

Forçage et réponse : formalisme

Rappel : à l'équilibre, la température de surface est donnée par :

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

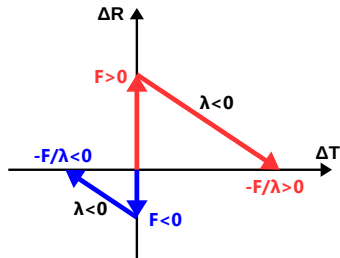
avec α albédo planétaire, S_0 irradiance solaire, ε émissivité, τ_a transmissivité de l'atmosphère, et σ constante de Stefan-Boltzmann.

Rappel : la réponse ΔT à une perturbation \mathbf{F} peut être linéarisée selon :

$$\Delta R = \mathbf{F} + (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_{eq} + \Delta T)^4 = \mathbf{F} - |\lambda| \Delta T$$

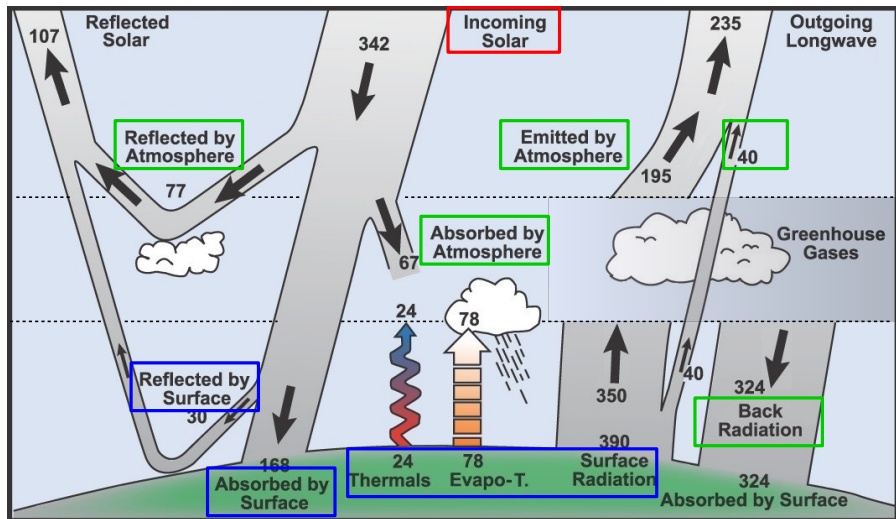
pour $\Delta T \ll T_{eq}$ et avec $\lambda < 0$ paramètre de sensibilité (cf. EBM au cours n°2).

- ▶ Le nouvel **équilibre** est donc atteint pour $(\Delta T)_{eq} = F/|\lambda|$,
- ▶ La **réponse transitoire** est linéaire dans le diagramme $\{\Delta T, \Delta R\}$.
- ▶ Le **paramètre de sensibilité** λ s'exprime en $W.m^{-2}.K^{-1}$, sa valeur est cruciale (cf. suite).



Comment perturber l'équilibre énergétique ? - 1/2

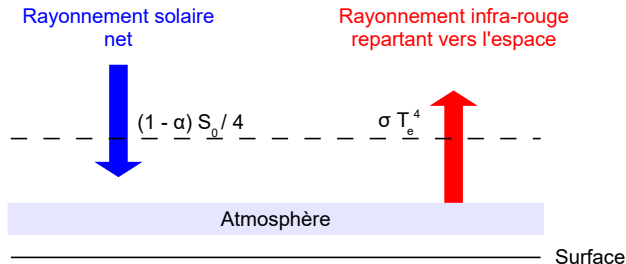
3 moyens : **Rayonnement incident** – **Composition atmosphère** – **Propriétés surface**.



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) FAQ 1.1 Fig. 1. Flux en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Comment perturber l'équilibre énergétique ? - 2/2

Rappel : $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4 = 0$ à l'équilibre.



Pour perturber l'équilibre, on peut jouer sur 3 paramètres : S_0 , α , et T_e .

Dans la suite on distingue :

- forçage solaire (rayonnement incident, via S_0) ;
- forçage des GES (composition atmosphère, principalement via T_e) ;
- forçage des aérosols (composition atmosphère, principalement via α) ;
- forçage de la surface (propriétés surface, principalement via α).

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

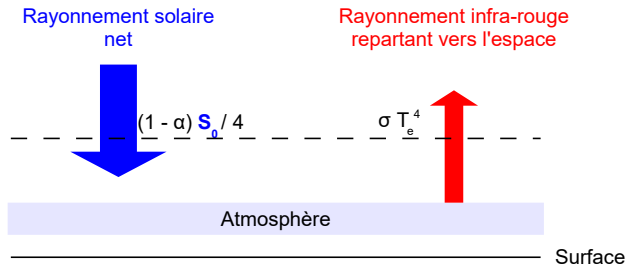
Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

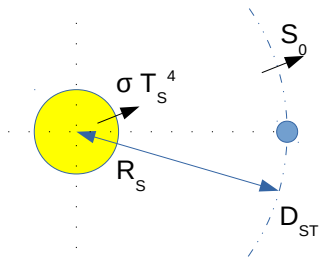
Forçage solaire – Interprétation simplifiée

- Si S_0 augmente : $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4$ augmente ($F > 0$).
→ Le système climatique reçoit + d'énergie.



1. Le forçage instantané est plus fort au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car la stratosphère (e.g. couche O₃) absorbe une partie du rayonnement UV.
 2. Pour s'ajuster, la **stratosphère se réchauffe**.
 3. Le forçage ajusté reste positif, la **troposphère se réchauffe**.
- (et inversement pour le cas $F < 0$)

Forçage solaire – S_0 une constante pas si constante



$$S_0 = \sigma T_S^4 R_S^2 / D_{ST}^2$$

avec $T_S = 5780$ K, $R_S = 700 \cdot 10^3$ km et $D_{ST} = 150 \cdot 10^6$ km.

S_0 peut donc varier selon :

- σT_S^4 , i.e. les variations d'**activité solaire** ;
- D_{ST} , i.e. les variations d'**orbite terrestre**.

N.B. Les variations d'orbite terrestre impactent également la répartition spatiale (équateur vs. pôles) et temporelle (saisons) du flux solaire incident.

Variations de l'activité solaire

L'énergie émise par le Soleil varie à toutes les échelles de temps (s à Ga).

~ 1 Ga

Croissance depuis 4.6 Ga.

$F_S = 6.3 \cdot 10^7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ aujourd'hui, ~30 % de moins pour le *Soleil jeune* (cf. cours n°4).

~ 1 Ma

Transport d'énergie interne (*héliosismologie*).

< 1 ka

Variations du champ magnétique, dont la signature est observée via les *taches solaires* (forte activité \Leftrightarrow beaucoup de taches, observable à la lunette astronomique).

Variations **centennales** (e.g. minimum de Maunder de ~ 1645 à 1715, cf. cours n°4)

à **décennales** (e.g. cycle à 11 ans de Schwabe, $\Delta S_0 \sim \pm 0.1 \%$, cf. cours n°5).

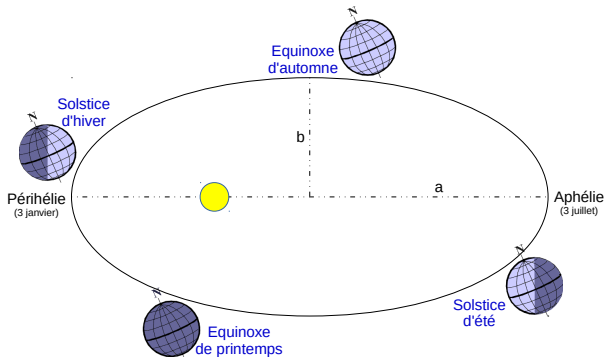
< 1 a

Autres mécanismes, e.g. rotation solaire (25–35 j), éruptions (aurores boréales).

Variations de l'orbite terrestre

L'orbite terrestre n'est pas constante. Présence de cycles périodiques (échelle 10 à 100 ka) dans les paramètres d'excentricité, d'obliquité, et de précession.

Ex. En jouant sur la répartition saisonnière et latitudinale d'énergie, ces cycles contrôlent l'étendue des **calottes glaciaires** au cours du dernier Ma (cf. cours n°4).



Canon of Insolation and the Ice Age Problem, 1941.



M. Milanković
(1879–1958)

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

Forçage GES – Résumé des épisodes précédents



J.-B.-J. Fourier
(1768–1830)

La température [de surface] peut être augmentée par l'interposition de l'atmosphère [...]

La transparence de l'air paraît concourir à augmenter le degré de chaleur acquise.

Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires (1824).

Every variation of [aqueous vapour] must produce a change of climate. Similar remarks would apply to the carbonic acid diffused through the air [...]

On radiation through the Earth's atmosphere (1863).



J. Tyndall
(1820–1893)

Effet du CO₂ sur le climat – Premiers calculs

If the quantity of carbonic acid increases in geometric progression, the augmentation of the temperature will increase nearly in arithmetic progression.

TABLE VII.—*Variation of Temperature caused by a given Variation of Carbonic Acid.*

Latitude.	Carbonic Acid=0.67.						Carbonic Acid=1.5.						Carbonic Acid=2.0.						Carbonic Acid=2.5.						Carbonic Acid=3.0.						266 Prof. S. Arrhenius on the Influence of Carbonic Acid
	Dec.	Feb.	March.	May.	June.	Sept.-Nov.	Dec.	Feb.	March.	May.	June.	Sept.-Nov.	Dec.	Feb.	March.	May.	June.	Sept.-Nov.	Dec.	Feb.	March.	May.	June.	Sept.-Nov.	Dec.	Feb.	March.	May.	June.	Sept.-Nov.	
	Mean of the year.						Mean of the year.						Mean of the year.						Mean of the year.												
70	-25	-30	-34	-31	-31	-31	33	34	38	36	35	35	60	61	60	61	60	61	60	79	80	79	80	79	78	91	93	94	94	93	
60	-30	-32	-34	-33	-32	-32	34	37	36	38	36	36	61	61	58	61	60	61	60	80	80	76	79	78	93	95	95	95	93		
50	-32	-33	-33	-34	-33	-33	37	38	34	37	36	35	61	61	55	60	60	60	60	80	79	70	79	77	95	94	86	92	917		
40	-34	-34	-32	-33	-32	-32	37	36	33	35	35	35	60	60	58	54	56	57	57	79	76	69	73	74	93	90	82	88	88		
30	-33	-32	-31	-31	-31	-31	35	33	32	35	34	34	56	54	50	52	53	53	53	72	70	66	67	68	87	83	75	79	81		
20	-31	-31	-30	-31	-30	-30	35	32	31	32	32	32	50	49	50	50	50	50	50	67	66	63	66	65	79	75	72	75	75		
10	-31	-30	-30	-30	-30	-30	32	32	31	31	31	31	50	50	49	49	49	49	49	66	64	63	64	64	74	73	72	73	73		
0	-30	-30	-31	-30	-30	-30	31	31	32	32	31	31	49	49	50	50	49	49	49	64	64	66	66	65	73	73	74	74	73		
-10	-31	-31	-32	-31	-31	-31	32	32	32	32	32	32	50	50	52	51	50	50	50	66	66	67	67	66	74	75	80	76	76		
-20	-31	-32	-33	-32	-32	-32	32	32	34	33	33	33	52	52	53	53	54	53	53	67	68	70	70	68	79	81	86	83	83		
-30	-33	-33	-34	-34	-33	-33	34	35	37	35	35	35	55	56	58	56	56	56	56	70	72	77	74	73	86	87	91	88	88		
-40	-34	-34	-33	-34	-33	-33	36	37	38	37	37	37	58	60	60	60	60	60	60	77	79	79	79	78	91	92	94	93	93		
-50	-32	-33	-	-	-	-	38	37	-	-	-	-	60	61	-	-	-	-	-	79	80	-	-	-	94	95	-	-	-		
-60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	



S. Arrhenius
(1859–1927)

On the Influence of Carbonic Acid in the Air Upon the Temperature of the Ground (Philosophical Magazine and Journal of Science, 1896)

Effet du CO₂ sur le climat – L'argument de saturation

Expérience :

- 2 tubes de même longueur,
- 2 [CO₂] différentes (p_{atm} vs $0.66 \times p_{atm}$),
- la même quantité de flux IR en entrée,
→ la même quantité de flux IR en sortie !

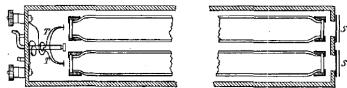


Fig. 1.

Interprétation :

1. Atm. déjà opaque dans la bande d'absorption du CO₂.
2. Saturation de la bande par CO₂ + vapeur d'eau.

Man kann daher nicht erwarten, dass die Resultate, die Hr Arrhenius erhalten hat, mit den zuverlässigen directen Bestimmungen übereinstimmen werden.

Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre (Annalen der Physik, 1900)



K. Ångström
(1857–1910)

—
Voir aussi : [A Saturated Gassy Argument](#) et [What Ångström didn't know](#), par Ray Pierrehumbert sur le blog *RealClimate*.

Effet du CO₂ sur le climat – L'argument de saturation réfuté

the spectral lines for carbon dioxide and water vapor do not often overlap [. . .]

the fractional concentration of water vapor falls off very rapidly with height whereas carbon dioxide is nearly uniformly distributed.

hundreds of spectral lines from carbon dioxide are outside the interval of complete absorption [. . .] the temperature variation at the surface of the Earth is determined by the change in absorption of such [partially opaque] intervals.

The influence of the 15 μ carbon-dioxide band on the atmospheric infra-red cooling rate (QJRMS 1956).



G. Plass
(1920–2004)

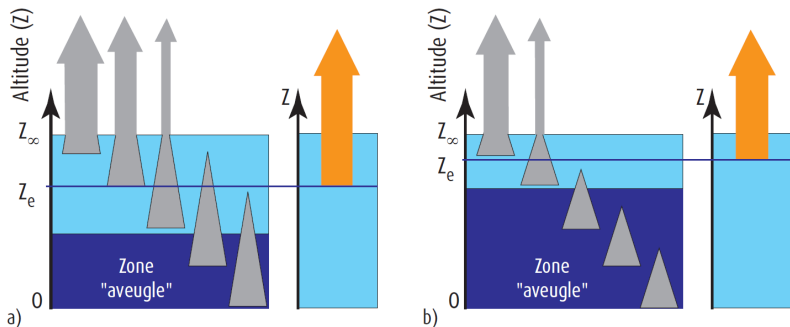
A lire :

[When carbon dioxide didn't affect climate](#), par Ari Jokimäki sur son blog *AGWobserver*.

[The History of Climate Science](#) par John Mason sur le blog *skepticalscience*.

Effet du CO_2 sur le climat – L'importance du gradient vertical de T

1. En augmentant la $[\text{C}]$ d'absorbant, on épaissit la **zone aveugle**.
2. L'altitude équivalente d'émission (Z_e , vers 6 km) s'élève.
3. Comme $\partial_z T < 0$ dans la troposphère, la **température d'émission** (T_e), et donc le **flux émis** (σT_e^4), diminuent.

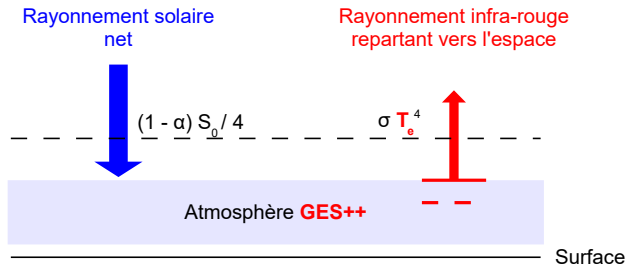


Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

N.B. Le fait que $\partial_z T$ soit contrôlé par la **convection** est crucial.

Forçage GES – Interprétation simplifiée

- Si [GES] \nearrow , $T_e \searrow$: $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4$ augmente ($F > 0$).
→ Le système climatique reçoit + d'énergie.



1. Le forçage instantané est plus faible au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car l'ajout de GES dans la stratosphère augmente son rayonnement vers l'espace.
 2. Pour s'ajuster, la **stratosphère se refroidit**.
 3. Le forçage ajusté reste positif, la **troposphère se réchauffe**.
- (et inversement pour le cas $F < 0$)

Détail des forçages par GES

► H_2O , principal GES, n'est pas un forçage *externe* (cf. suite).

→ Le forçage GES correspond essentiellement au CO_2 , CH_4 et N_2O .

Longue durée de vie (10–100 a), répartition spatialement homogène ('bien mélangés').

► Il existe des *relations empiriques** reliant concentrations et forçages :

$$\text{Forçage } \text{CO}_2 : F = 5.4 \ln([\text{CO}_2] / [\text{CO}_2]_0)$$

$$\text{Forçage } \text{CH}_4 : F = 0.036 \left(\sqrt{[\text{CH}_4]} - \sqrt{[\text{CH}_4]_0} \right)$$

$$\text{Forçage } \text{N}_2\text{O} : F = 0.011 \left(\sqrt{[\text{N}_2\text{O}]} - \sqrt{[\text{N}_2\text{O}]_0} \right)$$

où les indices 0 désignent une *concentration de référence*, souvent le niveau *pré-industriel* (1750) : $[\text{CO}_2] = 278$ ppm, $[\text{CH}_4] = 715$ ppb et $[\text{N}_2\text{O}] = 270$ ppb.

Exemples :

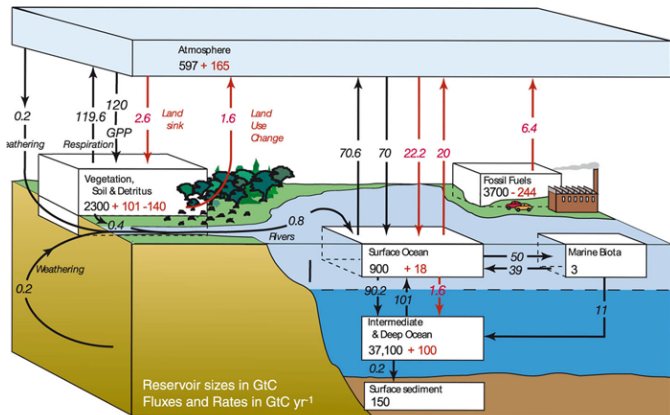
- un doublement de $[\text{CO}_2]$ induit un forçage de $5.4 \times \ln(2) = 3.7 \text{ W.m}^{-2}$.
- +1000 ppv de CH_4 équivaut à +30 ppm de CO_2 ($F \sim 0.6 \text{ W.m}^{-2}$).

—

* **Attention** : relations simplifiées, avec incertitude sur les paramètres. Formules dérivées de Myhre et al. (1998) ; pour une version plus récente, voir Etminan et al. (2016).

Mécanismes d'évolution des GES – Le cycle du carbone

- Variations de $[CO_2]$ et $[CH_4]$ atmosphériques à toutes les échelles de temps.



+50 10⁶ GtC dans la croûte terrestre. Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

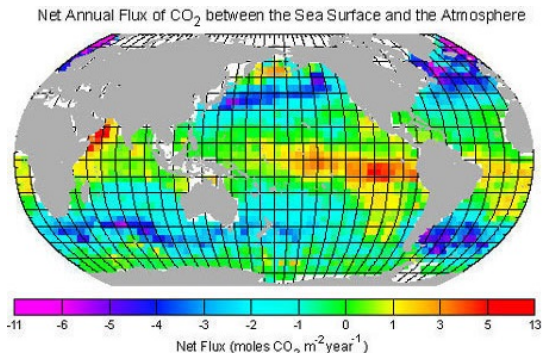
s à ka : échanges avec océan et biosphère terrestre.

Ma à Ga : volcanisme & métamorphisme vs altération & enfouissement.

+ **Perturbation** récente par les activités humaines (cf. cours n°5).

Cycle du carbone – Échanges avec l'océan – 1/2

- ▶ **Dissolution** du CO_2 à l'interface air-mer : $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$
 - Flux proportionnel à $p_{\text{CO}_2} - [\text{H}_2\text{CO}_3]/s$, avec s la **solubilité**, et $\partial_T s < 0$.
 - Absorption aux hautes latitudes ($T \searrow$), dégazage aux tropiques ($T \nearrow$).



Source : [Lamont-Doherty Earth Observatory](#).

- ▶ **Dissociation** : $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+$.

On définit le **Carbone Inorganique Dissous** (DIC) comme l'ensemble HCO_3^- (90%), CO_3^{2-} (10%) et H_2CO_3 (<1%), et l'**alcalinité** comme l'équilibre bases vs. acides.

Cycle du carbone – Échanges avec l'océan – 2/2

► Pompe dynamique via la circulation thermohaline.

Transfert du carbone dans l'océan profond via plongée des eaux froides aux hautes latitudes.

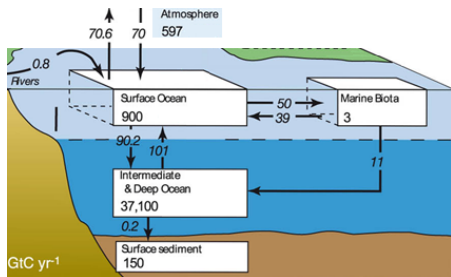
► Pompe biologique via la photosynthèse : $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons m.o. + O_2$.

- Consommation de DIC par la **P**roduction **P**rimaire de matière organique (phytoplancton).
- Sédimentation d'une partie (~10% de PP), puis reminéralisation en profondeur.
- Seule une infime partie des sédiments est enfouie (~1‰ de PP).

► Pompe via les carbonates : $Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$.

$CaCO_3$: **aragonite** (coquille mollusques, marbre) / **calcite** (calcaire, craie).

Formation en surface, dissolution en profondeur, enfouissement d'une partie.

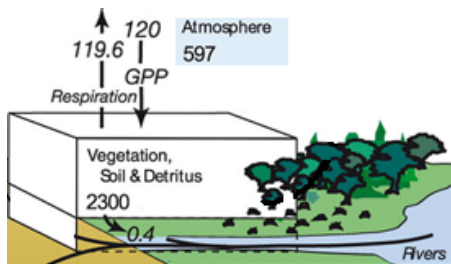


Source : Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

Cycle du carbone – Échanges *rapides* avec la biosphère continentale

Aux échelles de temps courtes (s à ka), le cycle du carbone continental est essentiellement lié au fonctionnement des *écosystèmes*.

- CO₂ fixé par les plantes lors de la *photosynthèse* (*Gross PP*).
- La moitié restituée par la *respiration* dite *autotrophe*.
- L'autre moitié transformée en *matière organique* (*Net PP*), puis peu à peu restituée par respiration dite *hétérotrophe* (décomposition, feux, consommation animaux, etc.).
- Une petite partie de matière organique va aux océans par *ruissellement*.

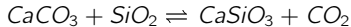


Source : Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

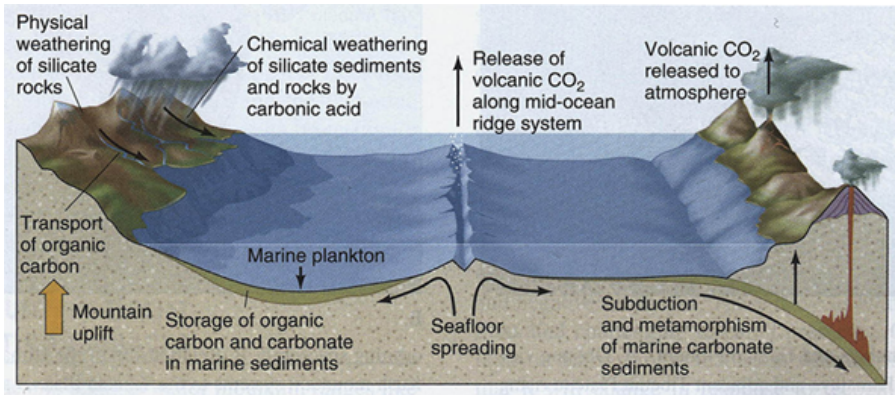
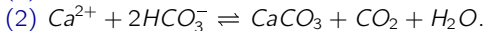
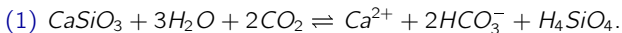
N.B. Forte saisonnalité dans la GPP/NPP (max. au printemps).

Cycle du carbone – Échanges aux échelles géologiques

Sources : Volcanisme et métamorphisme (formation de roches silicatées).



Puits : Altération des silicates⁽¹⁾ et sédimentation des carbonates⁽²⁾.



Source : Skinner et al. (2007).

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

Rétroactions

radiatives

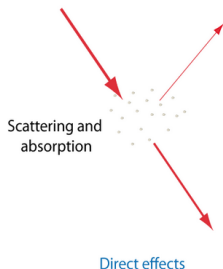
autres (exemples)

Forçage aérosols – Généralités

- ▶ **Aérosols** : particules en suspension dans l'atmosphère (0.1 à qq μm).
- ▶ **Sources** :
 - **Naturelles** : poussières désertiques, océaniques, volcaniques, feux de forêts, etc.
 - **Anthropiques** : combustion (fossile, biomasse).
- ▶ **Puits** : dépôts *sec* et *humide* (précipitations).
- ▶ Impact radiatif direct via l'**absorption** et la **diffusion** du rayonnement solaire. Autres effets (semi-directs ou indirects) via interactions avec nuages.
- ▶ **Grande diversité** d'espèces, de tailles, de propriétés radiatives, etc. Classifications en primaires vs. secondaires, ou par taille (e.g., PM10, PM2.5).
- ▶ En climat, focus sur les **sulphates** (SO_4) et le **carbone-suie** (BC).
- ▶ On mesure souvent la quantité d'aérosols via l'**épaisseur optique** (τ). Réduction exponentielle d'intensité lumineuse : $\mathcal{I}_0 \xrightarrow{\tau} \mathcal{I}$, avec $\tau = \ln(\mathcal{I}_0/\mathcal{I})$.

Forçage aérosols – Effet direct

- ▶ Effet *parasol* : diffusion & absorption du rayonnement solaire.
 - Diffusion : déviation du rayonnement solaire dans toutes les directions, notamment vers l'espace → effet refroidissant.
 - Absorption: gain d'énergie par l'atmosphère → effet réchauffant.
 - La balance entre les deux effets dépend du type d'aérosol : la diffusion domine l'absorption pour les SO_4 , c'est l'inverse pour les BC.

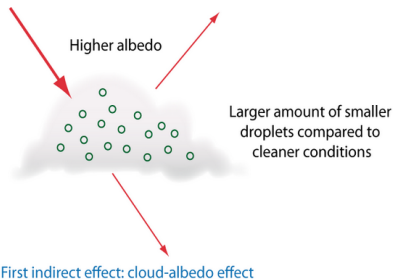


Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

En moyenne globale, l'effet direct induit un forçage négatif.

Forçage aérosols – Effets indirects

- ▶ Les aérosols servent de **noyaux de condensation** à la vapeur d'eau.
 - 1^{er} effet *indirect* (*cloud-albedo effect*) : augmentation albédo des nuages car diminution (augmentation) taille (nombre) de gouttelettes → effet **refroidissant**.

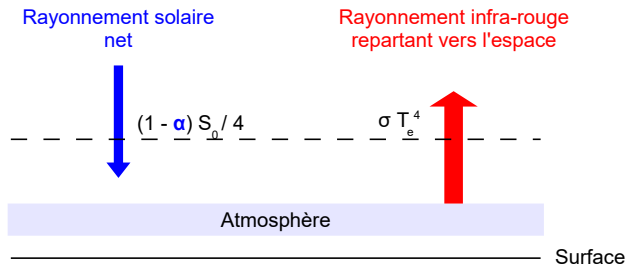


Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

- 2^e effet *indirect* (*cloud-lifetime effect*) : modification de la hauteur, la durée de vie, et le contenu en eau des nuages → effet *plutôt* **refroidissant**.
- Effet **semi-direct** : l'absorption de rayonnement solaire modifie T et q , et donc la formation et durée de vie des nuages → effet petit, signe incertain.

Forçage aérosols – Interprétation simplifiée

- Si $\tau \nearrow$, $\alpha \nearrow$: $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4$ diminue ($F < 0$).
→ Le système climatique reçoit – d'énergie.



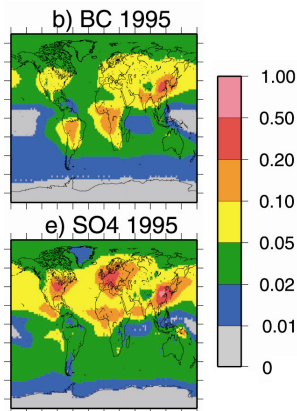
1. Le forçage instantané est plus faible* au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car la stratosphère (e.g. couche O_3) absorbe une partie du rayonnement UV réfléchi.
2. Pour s'ajuster, la **stratosphère se réchauffe**.
3. Le forçage ajusté reste négatif, la **troposphère se refroidit**.

(et inversement pour le cas $F > 0$)

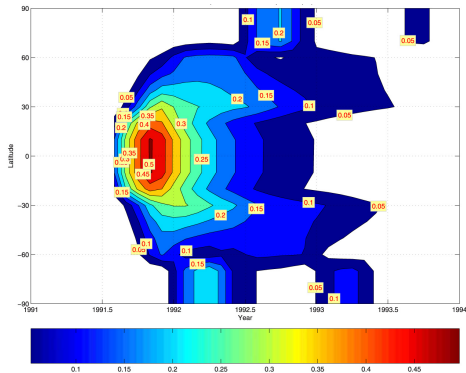
* en valeur absolue.

Forçage aérosols – Distribution spatio-temporelle

- ▶ La durée de vie des aérosols étant courte (qq jours), leur répartition est très hétérogène (proches des sources).
- ▶ **Exception** : les panaches volcaniques qui atteignent la stratosphère. Dans ce cas, aérosols bien mélangés pendant qq années.



Épaisseurs optiques BC ($\times 10$) & SO₄
Source : Koch et al. (2009).



Épaisseur optique aérosols post-Pinatubo
Source : Gao et al. (2008).

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

Forçage de la surface

Les modifications des propriétés de surface jouent sur α .

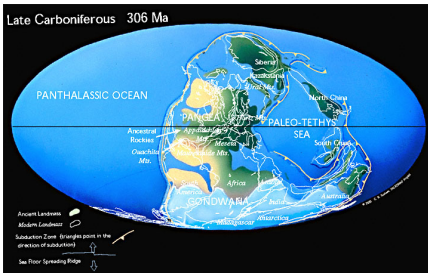
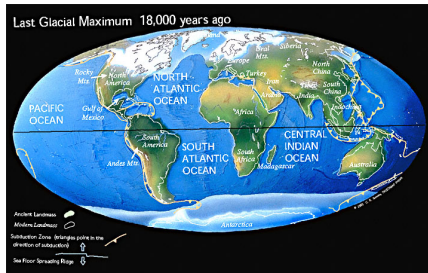
Rappel : si $\alpha \nearrow$, le système reçoit – d'énergie.

a à ka : dynamique de la végétation, utilisation anthropique des sols.

ka à Ma : présence de calottes glaciaires, de chaînes de montagne.

Ma à Ga : répartition des continents, tectonique des plaques.

Exemples : Dernier Maximum Glaciaire (18 ka BP) et Carbonifère (306 Ma BP)



Source : Cours de Y. Goddérés (GET).

Forçage de la surface – Compliqué...

Les modifications des propriétés de surface jouent sur α ,
mais pas seulement...

a à ka : la dynamique de la végétation joue aussi sur les flux de chaleur de surface (e.g. évapotranspiration) et le puits de carbone continental.

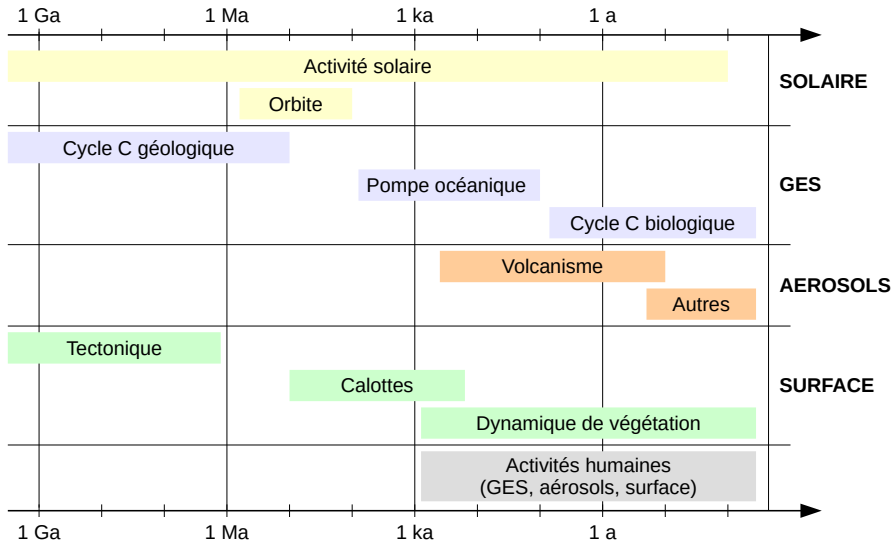
ka à Ma : la présence de calottes glaciaires et de chaînes de montagne modifie la dynamique océanique (efficacité circulation thermohaline) et atmosphérique (ondes planétaires, moussons).

Ma à Ga : la répartition des continents modifie les grands équilibres de masses d'eau (ouverture/fermeture de passages), la tectonique des plaques joue sur le cycle du carbone (volcanisme, altération).

—

► Multiples effets, pas toujours facile de séparer forçage externe et rétroaction pour les modifications des propriétés de la surface.

Forçages externes – Synthèse



Résumé

L'équilibre énergétique du système climatique est perturbé par les **forçages externes**, présents à toutes les **échelles de temps**.

Le système répond aux forçages en ajustant sa température : notion de **sensibilité climatique**.

Les différents forçages n'ont pas la même **signature horizontale et/ou verticale** sur la température du système.

En répondant à un forçage, le système se modifie ; cela induit des **boucles de rétroactions** qui amplifient ou atténuent la perturbation initiale (cf. cours n°6).

Pour étudier l'effet des activités humaines, il est d'usage de distinguer **forçages naturels** (activités solaire, volcans) et **forçages anthropiques** (GES et aérosols).

—

La distinction des différentes échelles de temps est cruciale !

Par ex. éviter d'expliquer le réchauffement du XX^e siècle par une cause géologique.

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

Rétroactions

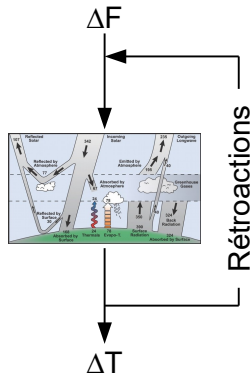
radiatives

autres (exemples)

Rétroactions – Principe

Lorsque l'on applique un forçage au système :

1. le système ajuste sa température ;
2. l'ajustement de température modifie les propriétés radiatives du système ;
3. la modification du système modifie son bilan d'énergie.



Définition

On appelle **rétroaction climatique** tout mécanisme interne du système climatique qui amplifie ou atténue une perturbation initiale.

Terme principalement utilisé pour les perturbations radiatives (forçages), mais pas seulement...

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

Rétroactions

radiatives

autres (exemples)

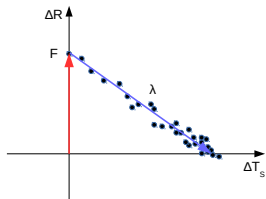
Rétroactions radiatives – Formalisme général

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 :

$$\Delta T_s = \frac{F}{|\lambda|} \quad \text{avec} \quad \lambda = \lambda_0 + \lambda_\alpha + \lambda_\varepsilon + \lambda_{\tau_a} < 0 ,$$

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** !

Rétroaction vapeur d'eau (λ_{WV})

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)



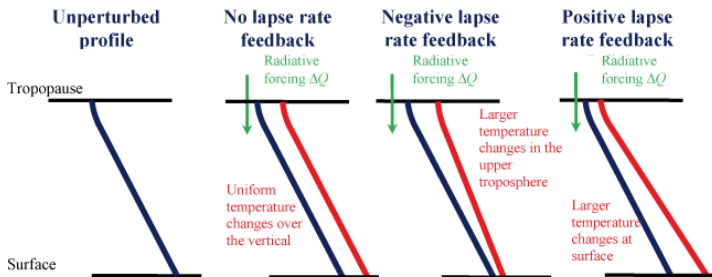
E. Clapeyron
(1799–1864)

- ▶ **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 $\Delta q_s / q_s = 7 \text{ \%} \cdot \text{K}^{-1}$ (pour $p = 1000$ hPa et $T = 10$ °C).
- ▶ 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 $\lambda_{WV} = 1.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$.

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

Rétroaction lapse rate (λ_{LR})

- ▶ Le changement de $\partial_z T$ modifie T_e et donc le rayonnement IR sortant.
 - 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.

- ▶ 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**.
- ▶ En pratique λ_{WV} et λ_{LR} sont très corrélés et on* estime l'incertitude combinée $\lambda_{WV} + \lambda_{LR} = 1.30 (\pm 0.2) \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

* 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).

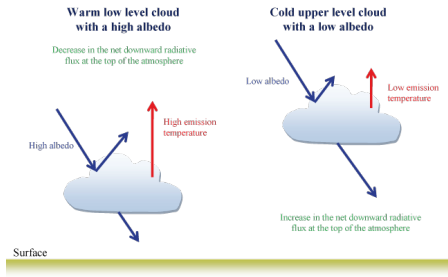
—

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

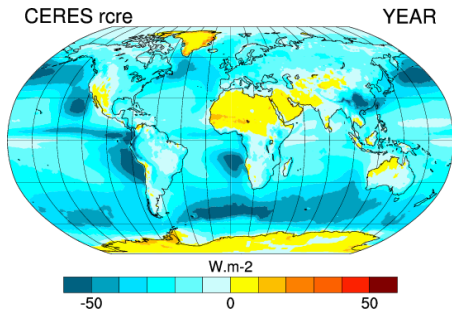
Remarque 2 : La fonte de la cryosphère ne se résume pas qu'à l'effet d'albédo : par ex. la fonte de la glace de mer modifie les échanges d'énergie océan-atmosphère.

Rétroaction nuages (λ_C) – Rappel sur le CRE (cf. cours n°1)

- ▶ 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).



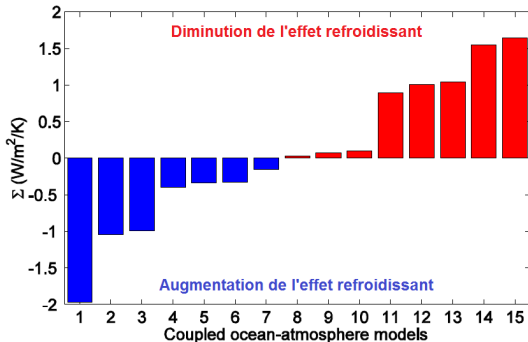
Source : Goosse et al. [online](#) textbook.



Données CERES 2001–2014.

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).

Synthèse des rétroactions radiatives

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

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

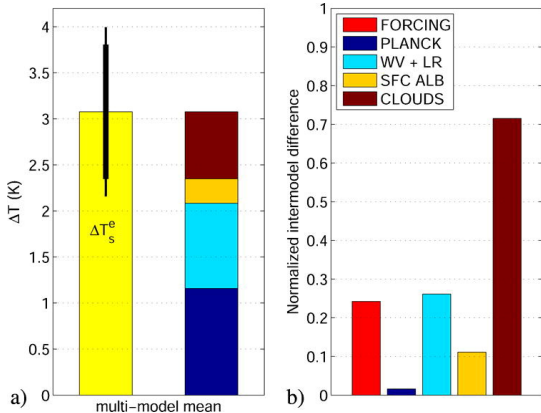
► Le **facteur de rétroaction** $f_f = \lambda_0/\lambda$ est donc $\sim 2.8 > 1$, et $\Delta T_s > \Delta T_{s,0}$.

► 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

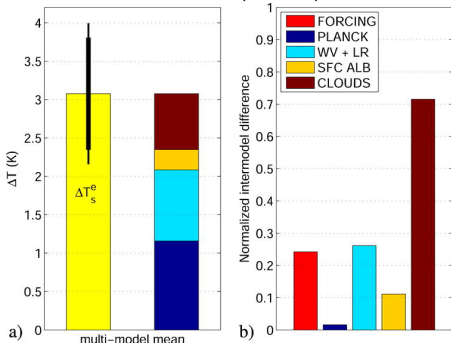
► Le ΔT_s induit en 1% $[\text{CO}_2]$ à $2\times[\text{CO}_2]$ *une fois l'équilibre atteint* est appelé la **sensibilité climatique à l'équilibre (ECS)**. → Estimation actuelle* 3 [2.5–4] K.

► Le ΔT_s induit en 1% $[\text{CO}_2]$ à $2\times[\text{CO}_2]$ *instantanément* est appelé la **réponse climatique transitoire (TCR)**. → Estimation actuelle* 1.8 [1.4–2.2] K.

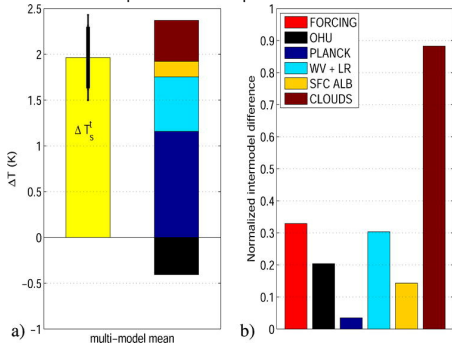
La différence ? L'inertie des océans.

* IPCC AR6 (2021) 'likely' range.

Sensibilité climatique à l'équilibre



Réponse climatique transitoire



Source : Dufresne and Bony (2008).

Métriques ECS et TCR – Historique

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.

Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

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).

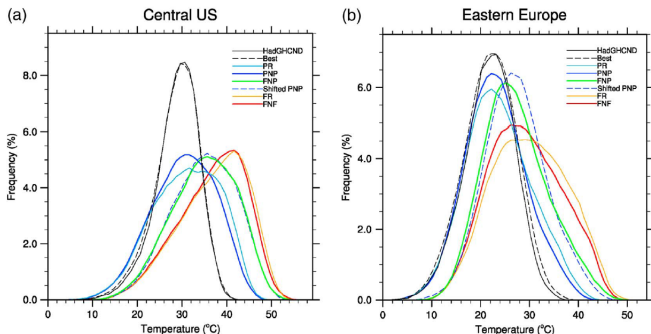
Quelques exemples dans la suite (liste non-exhaustive)...

Rétroactions sol-atmosphère – Exemples de T surface

- ▶ 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



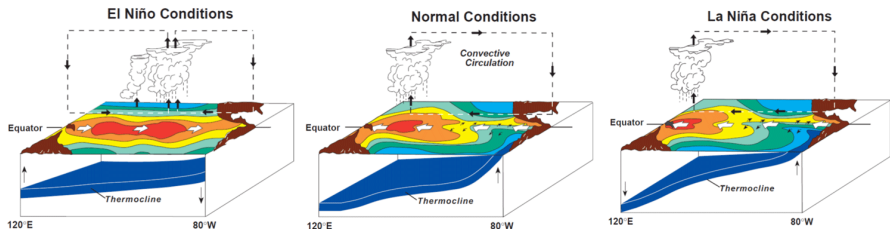
Distributions de T estivale en climat présent, climat futur sans assèchement, et climat futur avec assèchement. Source : Douville et al. (2016).

- ▶ ... 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).



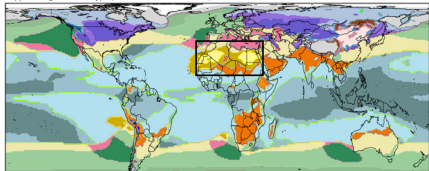
Rétroactions climat-végétation – Exemples

- ▶ Aux échelles $< \text{ka}$, plusieurs effets débattus :
 - rétroaction **négative** via l'effet **fertilisant** du CO_2 (photosynthèse) et l'expansion de la végétation vers les hautes latitudes ;
 - rétroaction **positive** via la végétation tropicale (puits de carbone \searrow) ;
 - rétroaction **positive** via les feux de forêts.
- ▶ Aux échelles du ka au Ma , les changements de répartition géographique des différents *biomes* affectent le **cycle du C continental** et l'**albédo de surface**.

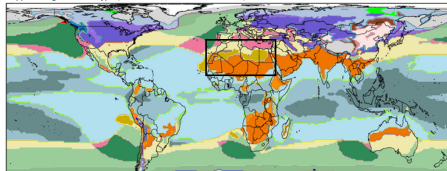
Exemple : rétroaction **positive** à l'origine de la formation du Sahara (6 à 4 ka BP)

$$S_0 \searrow \Rightarrow T_s \text{ et } P \searrow \Rightarrow \text{Veg} \searrow \Rightarrow \alpha \nearrow \Rightarrow T_s \searrow$$

Köppen-Geiger Climate type (CAM4 Modern 1976-2005)



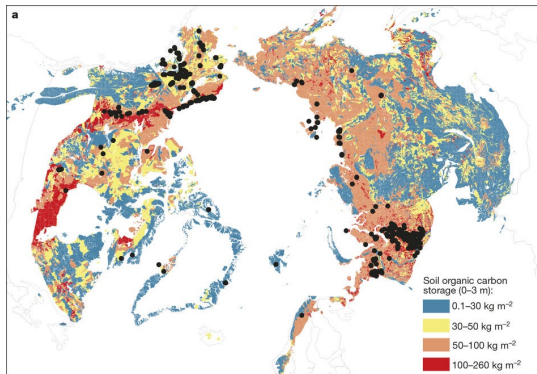
Köppen-Geiger Climate type (CAM4 Mid-Holocene 1270-1299)



Classifications de Köppen des climats actuel (gauche) et du Moyen Holocène (droite, 6 ka BP). Le Sahara est passé d'un climat humide (Cwa) à un climat aride (BWh). Source : Yoo and Rohli (2016).

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

- ▶ Rétroaction **positive** via le **puits de carbone océanique**.
 $T \nearrow \Rightarrow$ 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.

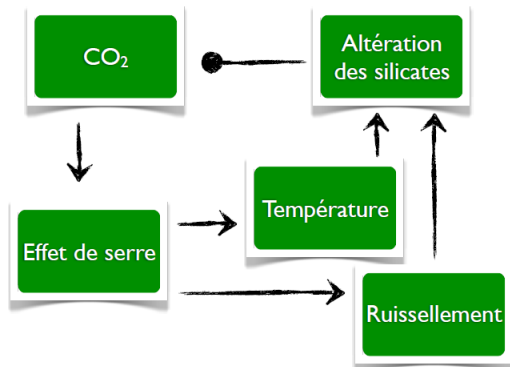


Réserve de carbone contenue dans la couche 0–3 m de permafrost.
Source : Schuur et al. (2015).

Rétroactions climat-carbone *lentes* ($> ka$)

- ▶ Aux échelles ka à Ma, rétroaction **négative** dite de 'compensation des carbonates' dans l'océan, qui équilibre flux d'altération et de sédimentation du $CaCO_3$ via l'**horizon de saturation**.
- ▶ Aux échelles géologiques (Ma à Ga), les variations de $[CO_2]^{atm}$ sont limitées par une rétroaction **négative** importante :

Le **paléothermostat** du Système Terre



Cours de 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, modulée par les rétroactions (ce cours);
- la *variabilité interne* (cours n°2).

À l'échelle du changement climatique actuel (cours n°5), 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°4), 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.
- ▶ 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.
- ▶ M. Etminan, G. Myhre, E.J. Highwood, and K.P. Shine, *Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing*, *Geophys. Res. Lett.* **43** (2016), no. 24.
- ▶ C. Gao, A. Robock, and C. Ammann, *Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models*, *J. Geophys. Res.* **113** (2008), no. D23, 1984–2012.
- ▶ O. Geoffroy, D. Saint-Martin, D.J.L. Olivié, A. Voltaire, G. Bellon, and S. Tytêca, *Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: Analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments*, *J. Clim.* **26** (2013), no. 6, 1841–1857.
- ▶ D. Koch, S. Menon, A. Del Genio, R. Ruedy, I. Alienov, and G.A. Schmidt, *Distinguishing aerosol impacts on climate over the past century*, *J. Clim.* **22** (2009), no. 10.
- ▶ G. Myhre, E.J. Highwood, K.P. Shine, and F. Stordal, *New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases*, *Geophys. Res. Lett.* **25** (1998), no. 14, 2715–2718.
- ▶ 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.

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.