

Système Climatique IENM 2/10 (1A)

Bilan d'énergie et introduction à la modélisation

Julien Cattiaux

Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS / Météo-France

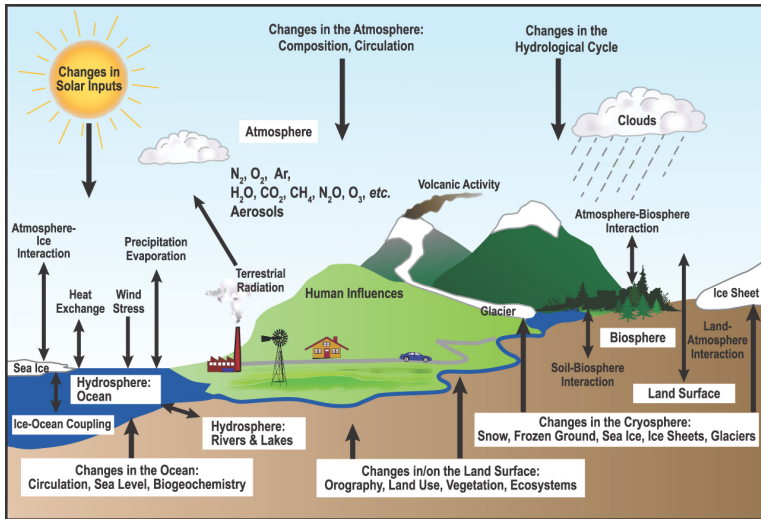
Retrouver ce cours sur ma page web : <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article629>

Contact : julien.cattiaux@meteo.fr

2021-22

Le système climatique – Rappel

Atmosphère ↔ Océans ↔ Cryosphère ↔ Continents ↔ Biosphère



Source : IPCC AR4 (2007) FAQ 1.2 Fig. 1.

Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Introduction à la modélisation (spoiler cours 4)

Rayonnement et énergie : généralités

1. Tout corps émet de l'énergie sous forme de rayonnement.

L'émission peut être dans le visible (soleil, lampe à filament, etc.), mais pas seulement : exemple du rayonnement infra-rouge capturé par une caméra thermique.

2. La quantité d'énergie émise par un corps dépend de sa température.

Plus la température du corps est élevée, plus le rayonnement est fort.

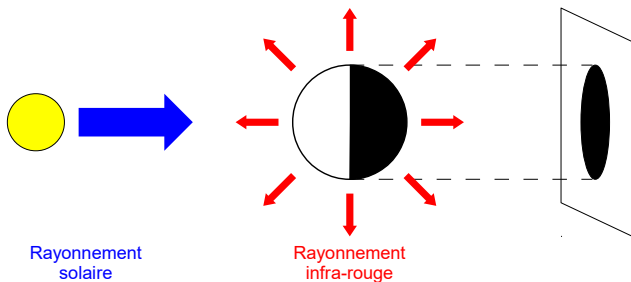
Loi de Stefan-Boltzmann : $E = \sigma T^4$, avec $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

3. Tout corps tend à équilibrer son bilan d'énergie.

S'il reçoit plus d'énergie qu'il n'en émet, sa température augmente.

S'il reçoit moins d'énergie qu'il n'en émet, sa température diminue.

Bilan d'énergie simplifié du système climatique – 1/2

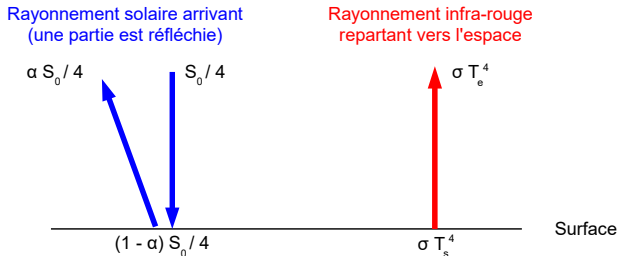


- ▶ **Énergie entrante** : **rayonnement solaire** arrivant sur un disque (πR^2). Principalement visible et proche IR. Autres flux (e.g. géothermie) négligés.
- ▶ **Énergie sortante** : **rayonnement infra-rouge** émis par une sphère ($4\pi R^2$).

À l'équilibre : $E_{\text{solaire}} = E_{\text{infra-rouge}}$

Bilan d'énergie simplifié du système climatique – 2/2

S'il n'y avait pas d'atmosphère, pour une unité de surface :



Avec α albédo planétaire (0.3), S_0 constante solaire (1368 W.m^{-2}) et σ constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$).

- ▶ À l'équilibre : $E_{\text{solaire}} = (1 - \alpha) S_0/4 = E_{\text{infra-rouge}} = \sigma T_e^4$.
- ▶ Température d'émission : $T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{C}$.
- ▶ Température de surface : $T_s = T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{C}$.

C'est froid.

L'effet de serre – Premières intuitions (1820s)

La Terre reçoit les rayons du soleil, qui pénètrent sa masse et s'y convertissent en chaleur obscure.

La température [de surface] peut être augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacle pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure.

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

Extraits de [Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires](#) (Annales de Chimie et de Physique, 1824).



J.-B.-J. Fourier
(1768–1830)

Voir aussi : [Fourier et la découverte de l'effet de serre](#), par J.-L. Dufresne (La Météorologie, 2006).

L'effet de serre – Preuve (1860s)

Aqueous vapour is an invisible gas [...] [but] no doubt can exist on the extraordinary opacity of this substance to the rays of obscure heat.

The aqueous vapour constitutes a local dam by which the temperature at the Earth's surface is deepened; the dam, however, finally overflows, and we give to space all that we receive from the sun.

Every variation of this constituent must produce a change of climate. Similar remarks would apply to the carbonic acid diffused through the air [and] any of the stronger hydrocarbon vapours.

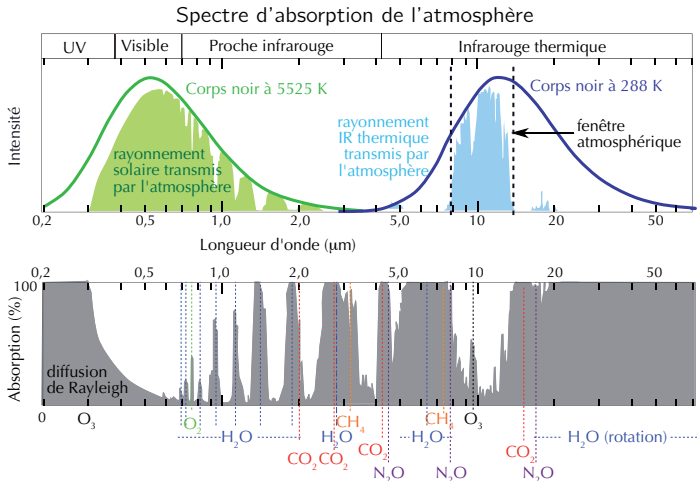
Extraits de [On the Absorption and Radiation of Heat by Gases and Vapours](#) (1859) et [On radiation through the Earth's atmosphere](#) (1863).



J. Tyndall
(1820–1893)

Les gaz à effet de serre (GES) – 1/2

- ▶ 99.9 % de l'atm. sec (N_2 , O_2 , etc.) est transparent au rayonnement IR.
 - ▶ L' H_2O + le 0.1 % restant (CO_2 , N_2O , CH_4 , O_3 etc.) constituent les GES.
- Capacité de **vibration** des molécules aux longueurs d'onde d'émission.

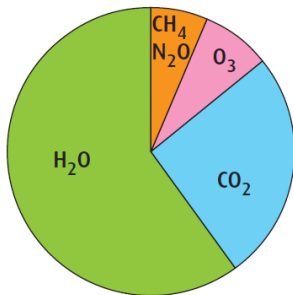


Source : J. Poitou, *Reflets de la Physique* (2013).

Les gaz à effet de serre (GES) – 2/2

Effet de serre ciel clair

	(W.m ⁻²)	(%)
Vapeur d'eau	75	60 %
CO ₂	32	26 %
Ozone	10	8 %
N ₂ O + CH ₄	8	6 %
Total ciel clair	125	100 %



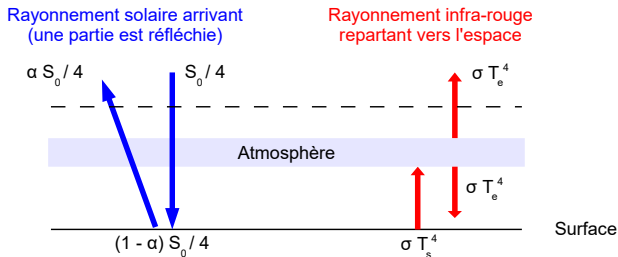
Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

- Vapeur d'eau : durée de vie courte, très variable en temps et en espace.
- Ozone : surtout entre 15 et 50km (couche d'ozone *stratosphérique*).
- Autres GES : durée de vie longue, bien mélangés.

Bilan d'énergie *moins* simplifié

Si on rajoute une atmosphère simplifiée* \rightarrow modèle à une vitre :

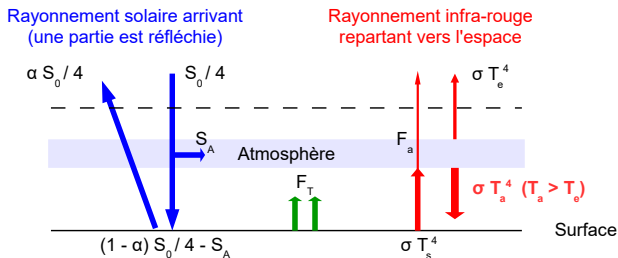
* i.e. transparente au **solaire**, opaque à l'**infra-rouge**, et de T uniforme



- ▶ Température d'émission : $T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{ C}$.
- ▶ Température de surface : $T_s^4 = 2T_e^4 \Rightarrow T_s = 1.19 T_e = 303 \text{ K} = 30^\circ \text{ C}$.

C'est chaud.

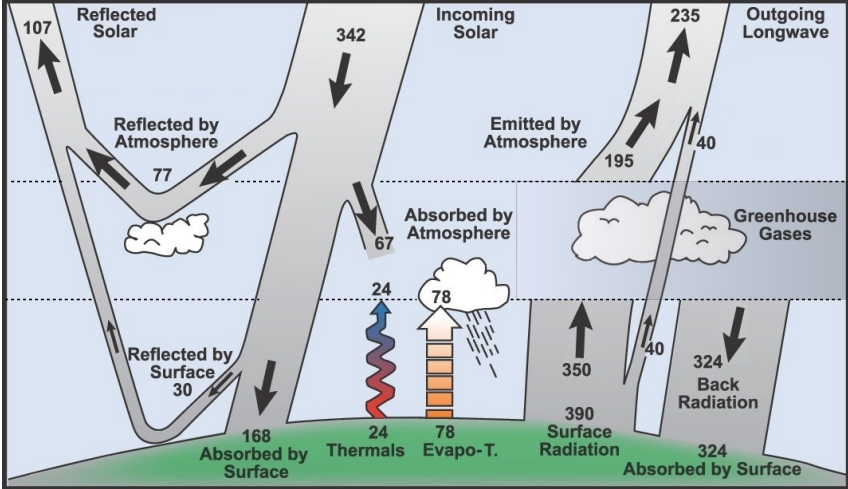
Principales limites du modèle à une vitre



- ▶ Atmosphère pas complètement transparente au **rayonnement solaire**.
Absorption ($S_A \sim 70 \text{ W.m}^{-2}$).
- ▶ Atmosphère pas complètement opaque au **rayonnement terrestre**.
Fenêtre atmosphérique ($F_a \sim 40 \text{ W.m}^{-2}$).
- ▶ Surface ne fait pas qu'émettre du rayonnement.
*Flux de **chaleur latente et sensible** ($F_T \sim 100 \text{ W.m}^{-2}$).*
- ▶ Température de l'atmosphère non-homogène.
Dans la troposphère, la température décroît avec l'altitude.

Dans la suite on écrira $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \varepsilon\sigma T_e^4$, et $T_e^4 = \tau_a T_s^4$,
avec ε émissivité du corps gris (0.97) et τ_a transmissivité de l'atmosphère (0.64).

Bilan d'énergie *encore moins simplifié*



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

Bilan d'énergie du système

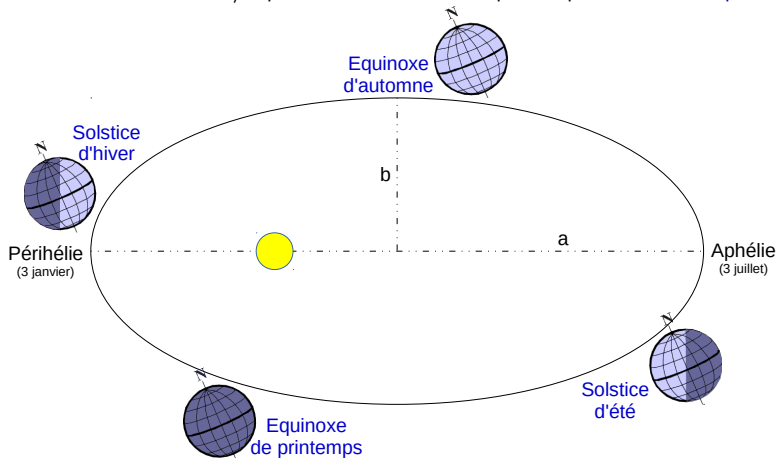
Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Introduction à la modélisation (spoiler cours 4)

Rappels sur l'orbite terrestre

- ▶ Orbite = **ellipse** avec Soleil à un foyer (Kepler).
- ▶ Forme déterminée par l'**excentricité**. $\sqrt{a^2 - b^2}/a = 0.0167$ actuellement
- ▶ Axe de rotation incliné ($\kappa\lambda\iota\mu\alpha$) : **obliquité**. $23^\circ 26'$ actuellement
- ▶ Position des solstices/équinoxes déterminée par le paramètre de **précession**.



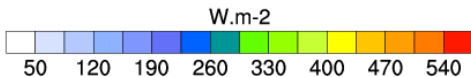
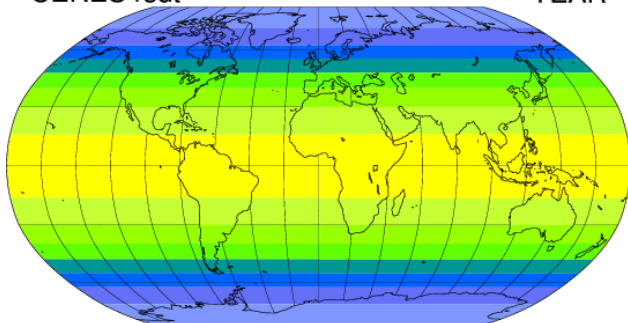
Répartition du flux solaire incident - 1/2

- Distribution purement latitudinale (amplitude H.S. légèrement + grande).

Flux solaire descendant (TOA) | $S_0/4$

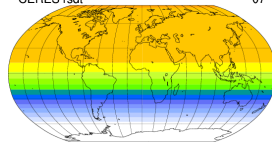
CERES rsdt

YEAR



CERES rsdt

07

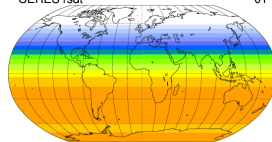


W.m-2

50 120 190 260 330 400 470 540

CERES rsdt

01



W.m-2

50 120 190 260 330 400 470 540

Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

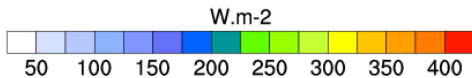
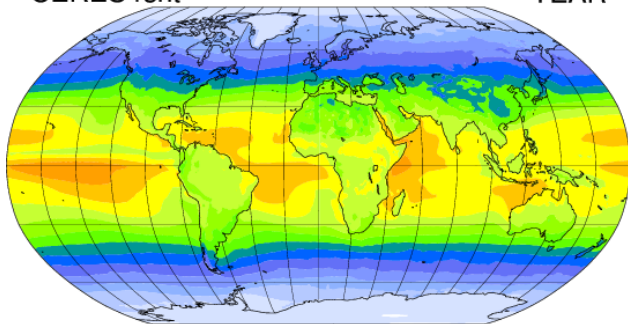
Répartition du flux solaire incident - 2/2

- Distribution purement latitudinale modulée par l'albédo planétaire (α).

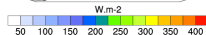
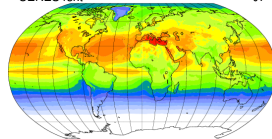
Flux solaire descendant **net** (TOA) | $(1 - \alpha) S_0/4$

CERES rsnt

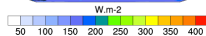
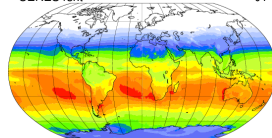
YEAR



CERES rsnt 07



CERES rsnt 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

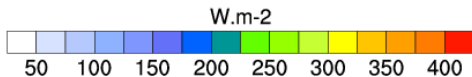
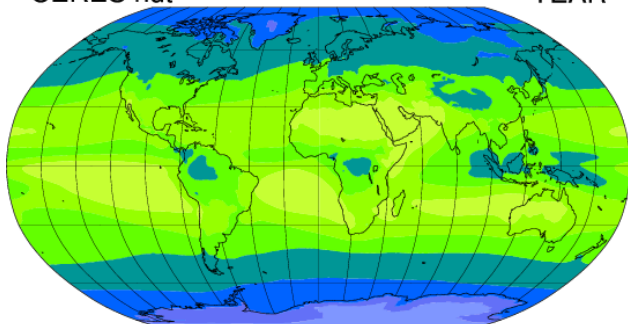
Répartition du flux infra-rouge sortant

- Distribution plus homogène, malgré des disparités de T_e .

Flux IR sortant (TOA) | $\epsilon\sigma T_e^4$

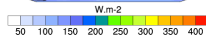
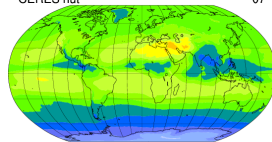
CERES rlut

YEAR

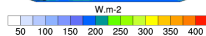
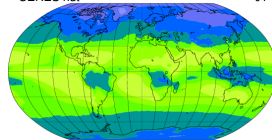


Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

CERES rlut 07



CERES rlut 01



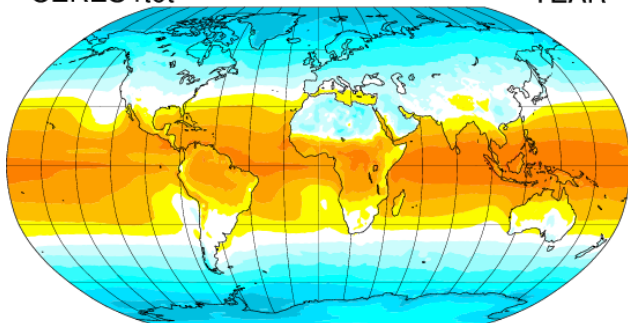
Répartition du bilan d'énergie

- ▶ Excès d'énergie aux tropiques, déficit aux pôles.

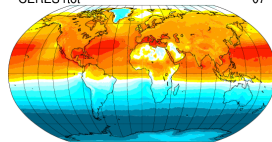
$$\text{Flux descendant net (TOA)} \mid \Delta R = (1 - \alpha) S_0/4 - \varepsilon \sigma T_e^4$$

CERES rtot

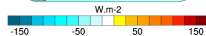
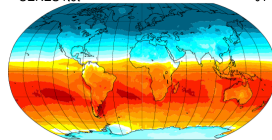
YEAR



CERES rtot 07



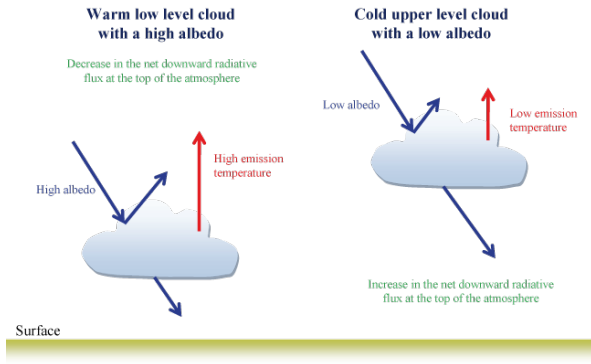
CERES rtot 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

Effet radiatif des nuages – 1/2

- ▶ 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**.



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

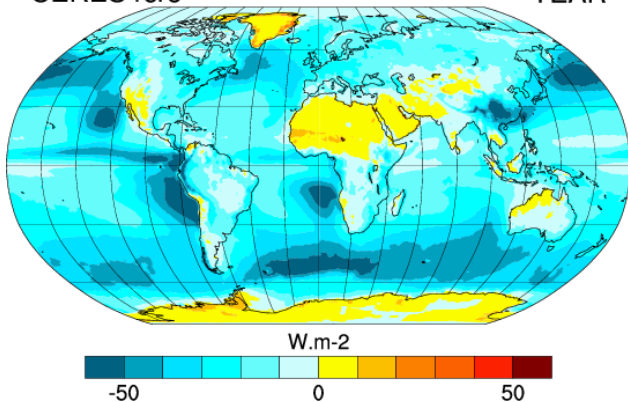
Effet radiatif des nuages - 2/2

- ▶ En climat présent, $CRE \sim -20 \text{ W.m}^{-2}$ (i.e. l'effet SW domine).

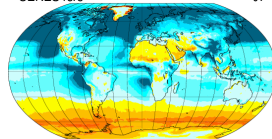
Effet radiatif des nuages (TOA) | $CRE = \Delta R - \Delta R_{CS}$

CERES rcrc

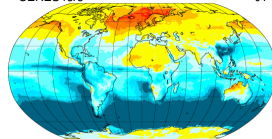
YEAR



CERES rcrc 07



CERES rcrc 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

Bilan d'énergie du système

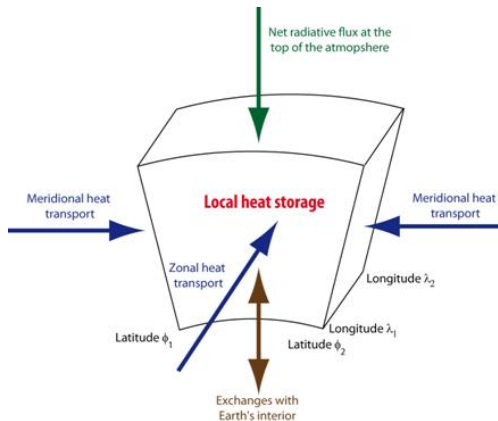
Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Introduction à la modélisation (spoiler cours 4)

Bilan d'énergie local

- Pour une colonne du système, $RF_{TOA} + \text{Stockage} + \text{Transport} = 0$.



Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 2.15).

N.B. On néglige toujours le **flux géothermique** ($< 0.1 \text{ W.m}^{-2}$).

Stockage de chaleur

$$\text{Taux de stockage} \approx m c_m \frac{\partial T}{\partial t} = C_m \frac{\partial T}{\partial t}$$

Ordres de grandeur :

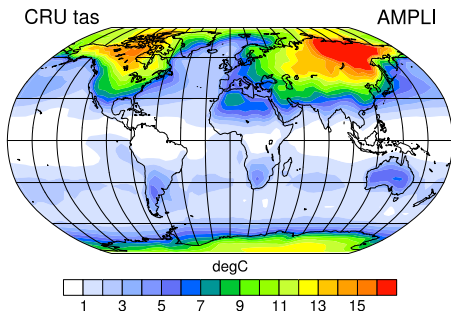
- $c_{m,\text{atm}} \sim 10^3 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$, et $m_{\text{atm}} \sim 10^4 \text{ kg.m}^{-1}$;
- $c_{m,\text{ocean}} \sim 4 \cdot 10^3 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ et $m_{\text{ocean}} \sim 10^5$ à $4 \cdot 10^6 \text{ kg.m}^{-1}$;
- $c_{m,\text{cont}} \sim 4 \cdot 10^3 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ et $m_{\text{cont}} \sim 10^3$ à 10^4 kg.m^{-1} .

Aux échelles climatiques, c'est l'océan qui a la plus grande *inertie thermique*.

► Le **stockage local** peut moduler les différences saisonnières d'énergie (e.g. chaleur accumulée l'été restituée l'hiver).

Exemple →

Amplitude du cycle annuel de T
(ici écart-type des 12 mois).



Tracé à partir des données **CRU** 1961–1990.

Transport de chaleur – De l'équateur vers les pôles 1/2

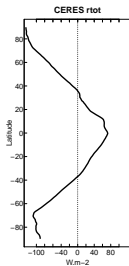
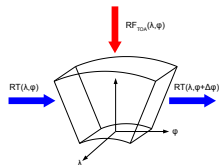
En moyenne annuelle, le stockage local s'équilibre \rightarrow le déséquilibre d'énergie équateur-pôles est donc rétabli par le **transport méridien**.

- Bilan d'énergie local à λ entre φ et $\varphi + \Delta\varphi$:

$$RT(\lambda, \varphi) + RF(\lambda, \varphi) = RT(\lambda, \varphi + \Delta\varphi)$$

- Transport vers le Nord requis à la latitude Φ :

$$RT(\Phi) = \int_{-\pi/2}^{\Phi} \int_0^{2\pi} RF(\lambda, \varphi) R^2 \cos\varphi d\lambda d\varphi$$



$$RF(\lambda, \varphi)$$

et

$$\overline{RF}(\varphi) = \int_0^{2\pi} RF(\lambda, \varphi) d\lambda$$

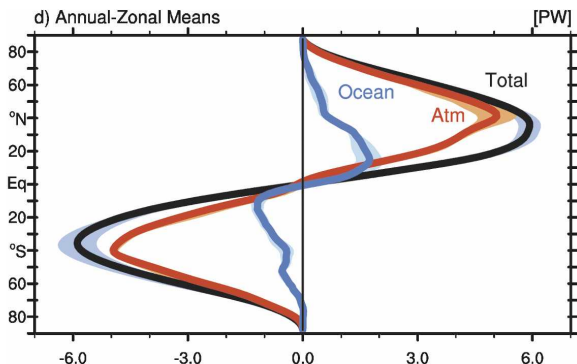
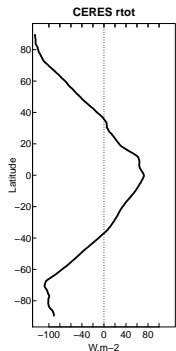
Données CERES 2001–2014.

Transport de chaleur – De l'équateur vers les pôles 2/2

- Le **transport** se fait vers le nord dans l'H.N. et vers le sud dans l'H.S.

$$\overline{RF}(\varphi)$$

$$RT(\Phi) = \int_{-\pi/2}^{\Phi} \overline{RF}(\varphi) R^2 \cos\varphi d\varphi$$



Source : données [CERES](#) 2001–2014 & Fasullo and Trenberth (2008).

- Il se fait principalement via la **dynamique atmosphérique**. La contribution de la **dynamique océanique** domine aux tropiques.

Dynamique atmosphérique – Premiers travaux (tropiques)

1686 – Alizés causés par le **chauffage** à l'équateur :

An Historical Account of the Trade Winds, and Monsoons, observable in the Seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the Physical cause of the said Winds, by E. Halley.

AN exact Relation of the constant and Periodical Winds, observable in several Tracts of the Ocean, is a part of Natural History not less desirable and useful, than it is difficult to obtain, and it's *Phenomena* hard to explain.
[...] (suite [ici](#)).



E. Halley
(1656–1742)



G. Hadley
(1685–1768)

1735 – Prise en compte de la force de **Coriolis*** :

VI. Concerning the Cause of the General Trade-Winds : By Geo. Hadley, Esq; F. R. S.

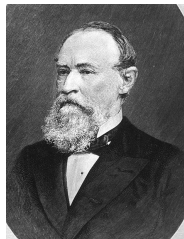
I Think the Causes of the General Trade-Winds have not been fully explained by any of those who have wrote on that Subject, for want of more
[...] (suite [ici](#)).

* Pas nommée ainsi à l'époque, G.G. Coriolis (1792–1843) étant postérieur à G. Hadley.

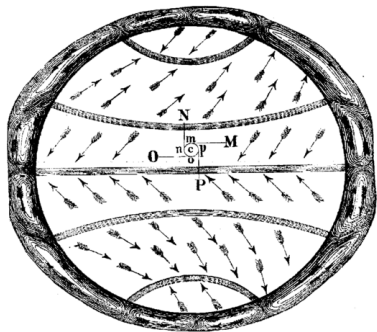
Dynamique atmosphérique – Suite et (presque) fin

From about the parallel of 28° the winds on the ocean blow steadily towards the equator, producing what are called the north-east and south-east trades.

Beyond these parallels, [pressure contrasts], combined with the rotatory motion of the Earth, produces the somewhat variable southwest [northwest] winds in the northern [southern] hemisphere, called passage-winds.



W. Ferrel (1817–1891)



Vision schématique des cellules de circulation atmosphérique.

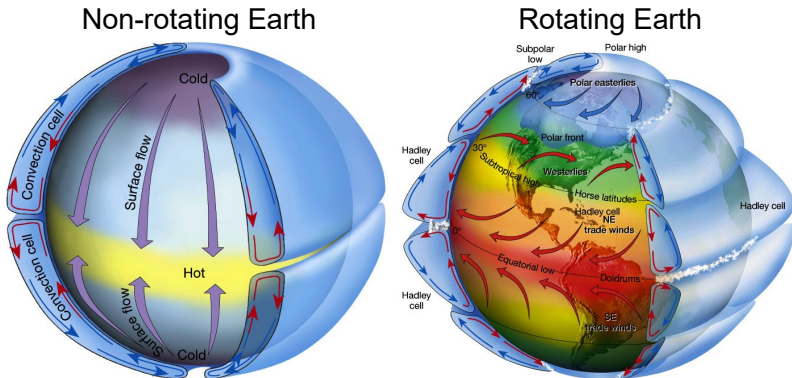
Extraits de [An essay on the winds and currents of the ocean](#) (1856).

Dynamique atmosphérique

Si la Terre ne tournait pas : *convection* à l'équateur causée par le chauffage, *subsidence* aux pôles (Halley, Hadley).

Mais elle tourne : subsidence à $\sim 30^\circ$ N/S, puis vents d'ouest aux moyennes latitudes (Coriolis) – le transport est alors assuré par les *eddies* (Ferrel).

+ modulation par répartition des continents.



Source : Lutgens and Tarbuck (2001).

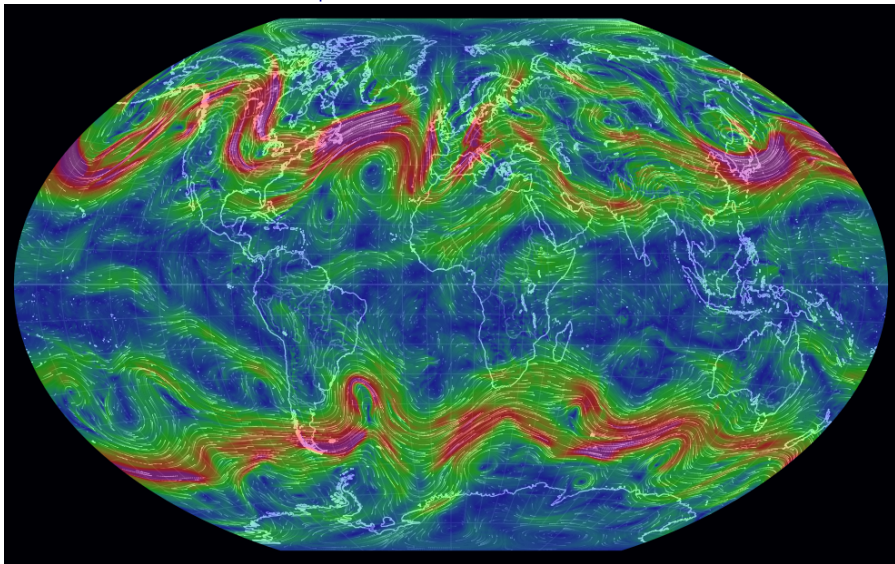
Dynamique atmosphérique – Vue horizontale

- ▶ Alizés aux tropiques, activité transitoire aux moyennes latitudes.
- ▶ Circulation plus intense dans l'hémisphère d'hiver.
- ▶ Grande échelle proche de l'équilibre géostrophique (vents vs. Δp).

Exemple : Hauteur de géopotential à 500 mb (Z500) quotidienne en Janvier 2003

Dynamique atmosphérique – Vue horizontale en direct

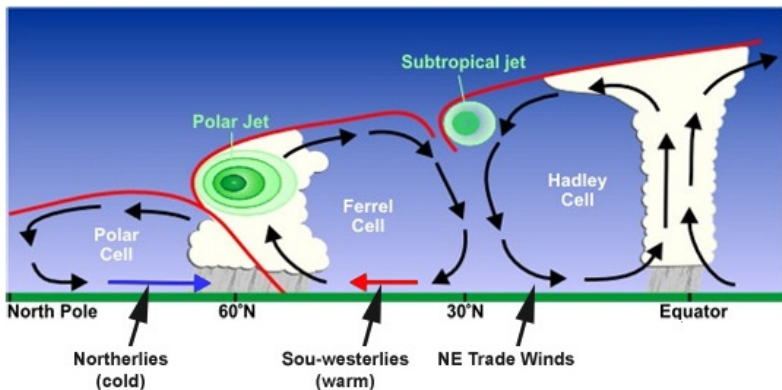
Exemple du vent instantané à 500 hPa



Source : [Earth Wind Map](#) (capture d'écran 11/12/2017).

Dynamique atmosphérique – Vue verticale

- ▶ Cellules de Hadley bien établies aux tropiques.
- ▶ Cellules de Ferrell schématisiques (résumé de l'activité transitoire).
- ▶ Courant-jets (*jet streams*) d'altitude.



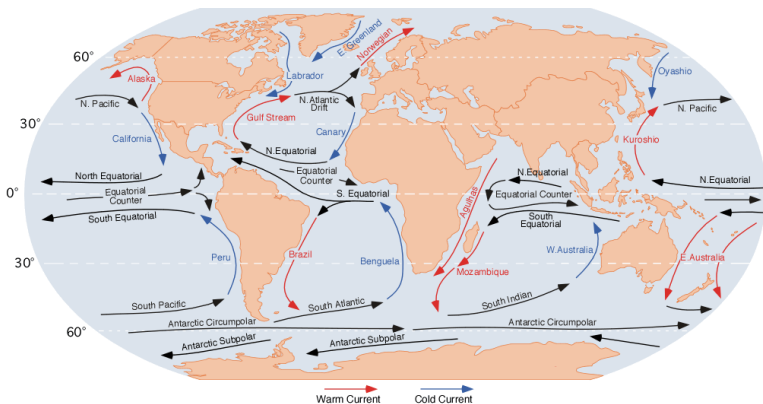
Source : Scripps.

Transport de chaleur – Dynamique océanique 1/2

En surface, la circulation est principalement pilotée par les vents.

- Gyres subtropicales, courant circumpolaire antarctique, etc.
- **Bords Ouest** : courants **chauds** (Gulf Stream, Kuroshio).
- **Bords Est** : courants **froids** et *upwellings* côtiers (pompage d'Ekman).

Principaux courants de surface

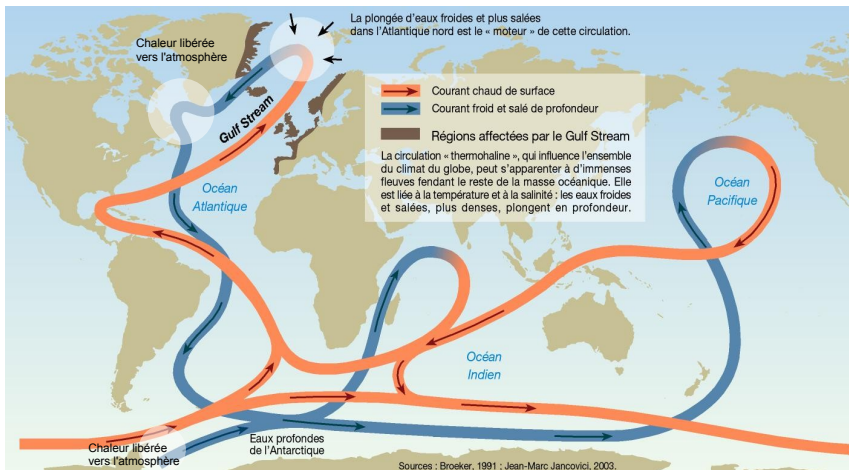


Source : M. Pidwirny (2006).

Transport de chaleur – Dynamique océanique 2/2

Les contrastes de densité (T, S) entretiennent la *circulation thermohaline*.

- Formation d'eaux profondes en Atlantique Nord & Antarctique.
- Circulation lente (10^2 – 10^3 ans) mais efficace !



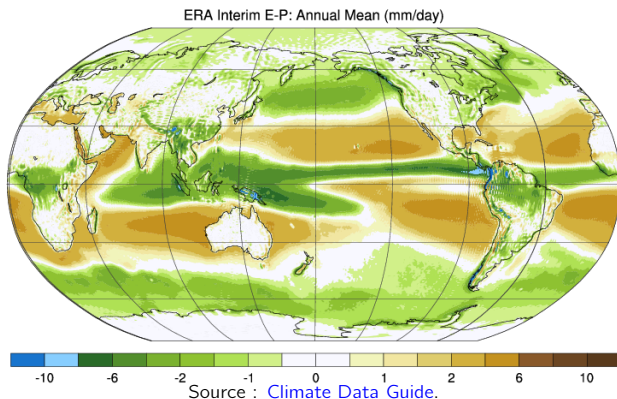
Transport de chaleur – Rôle du cycle hydrologique

L'énergie peut être transportée comme chaleur sensible, chaleur latente, énergie potentielle ou énergie cinétique.

$$E = c_p T + L_v q + gz + 0.5u^2 \quad (L_v \text{ enthalpie de vaporisation de l'eau, et } q \text{ humidité spécifique}).$$

Océan : énergie surtout transportée comme chaleur sensible.

Atmosphère : également chaleur latente (cf. $E - P$) et énergie potentielle (Hadley).



Et nous y (re)voilà

Le **climat moyen** est le résultat du bilan énergétique, modulé par la circulation, le cycle de l'eau et la géographie (continents, reliefs).

Température

Précipitations

Données [CRU](#) 1961–1990 et [GPCP](#) 1981–2010.

Résumé

Le **déséquilibre énergétique** (excès tropical, déficit aux pôles) induit un transport méridien d'énergie.

La dynamique atmosphérique assure l'essentiel du transport via les **cellules de Hadley** aux tropiques puis l'**activité transitoire** aux moyennes latitudes.

La dynamique océanique assure le reste via la **circulation thermohaline**.

Le **cycle hydrologique** joue un rôle essentiel dans le bilan énergétique global et le transport.

Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Introduction à la modélisation (spoiler cours 4)

Modéliser le climat

Représenter mathématiquement le système climatique sur la base de principes physiques, chimiques, biologiques, etc.

Pourquoi ? Comprendre les climats, faire des expériences \pm réalistes.

La complexité du modèle dépend de la question qu'on se pose.

Réponse en température globale à un doublement de CO_2 ?

→ *Energy Balance Models* (EBMs).

Répartition géographique des climats actuels ?

→ *General Circulation Models* (GCMs) / *Earth System Models* (ESMs).

Réponse du climat à la dérive des continents ?

→ *GCMs* simplifiés, *EsMs of Intermediate Complexity* (EMICs).

Réponse des événements extrêmes au changement climatique ?

→ *GCMs* complexifiés (zoomés), *Regional Climate Models* (RCMs).

etc.

—

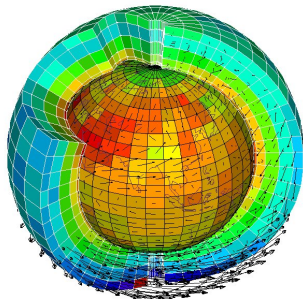
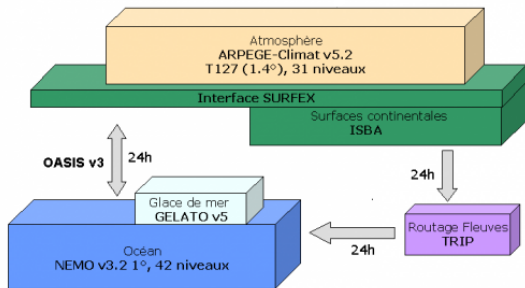
À lire : *Climat, modéliser pour comprendre et anticiper* (2013, projet MISSTERRE).

Exemple des GCMs / ESMs

General Circulation Models / Earth System Models :

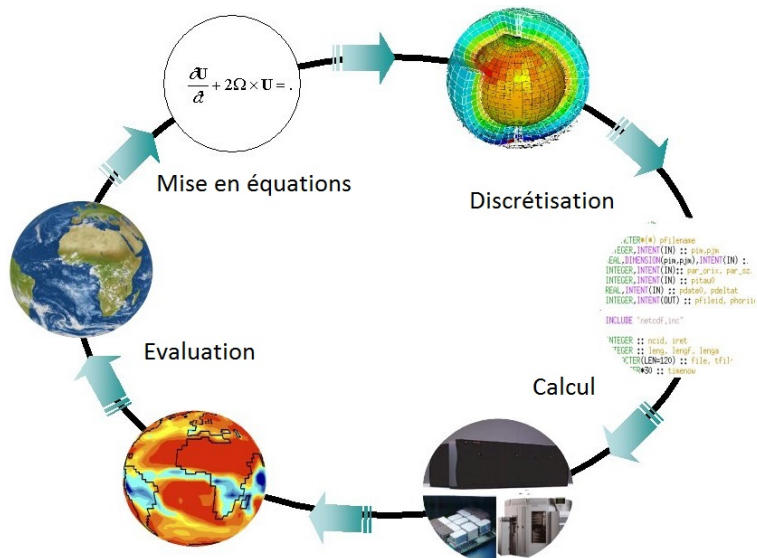
- 3-D, avec de + en + de composantes et une résolution de + en + fine ;
- utilisés pour des questions type *climat actuel* ;
- similaires aux modèles de prévision du temps.

Exemples : Structure de CNRM-CM5 et grille atmosphérique de IPSL-CM5



Source : [CNRM](#) et [IPSL](#).

Les quatre étapes de la modélisation



Mise en équations – Exemple de l'atmosphère

Équations du mouvement ($\Sigma \vec{F} = m\vec{a}$)

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{F}_{fric}$$

Conservation de la masse

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v})$$

Conservation de l'eau

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} (\rho q) = \rho (E - C)$$

Conservation de l'énergie

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q$$

Équation d'état

$$p = \rho R_g T$$

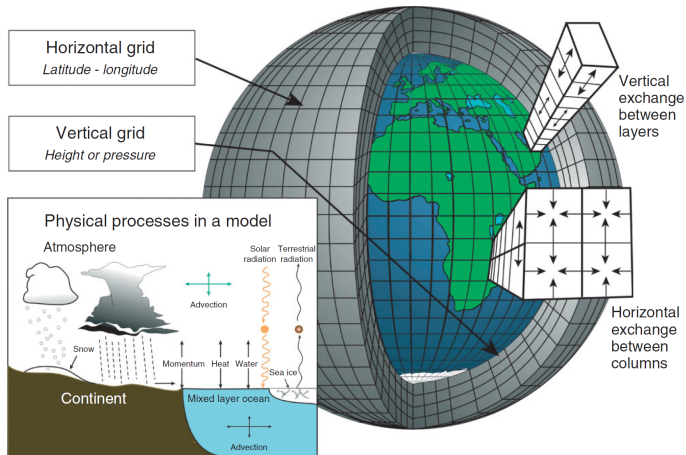
7 équations, 7 **inconnues** !

+ Approximations
e.g. hydrostatique.

+ \vec{F}_{fric} , Q , E , C :
transfert radiatif, flux,
paramétrisations des
phénomènes sous-mailles.

Discretisation – Principe général

- ▶ On **discrétise** à la fois dans l'espace (x, y, z) et dans le temps (t).
- ▶ On utilise des **méthodes numériques** pour résoudre les équations (e.g. différences finies, représentation spectrale, etc.).
- ▶ Les phénomènes *sous-maille* doivent être **paramétrisés**.



Source : Edwards (2011), Fig. 2.

Calcul

- ▶ Utilisation de **super-calculateurs** + serveurs de **stockage**.

Pour CNRM-CM6 (résolution $256 \times 128 \times 91$, $\Delta t = 15$ min) :

- 1 an de simulation en ~ 2 h (sur 360 processeurs en parallèle).
- 1 fichier de sortie quotidien 1 variable 1 an 1 niveau ~ 50 Mo.

Exemple d'une sortie de modèle : Z500 quotidien simulé par CNRM-CM5

Tracé à partir d'une simulation *historique* de CNRM-CM5.

Évaluation

Confrontation permanente des modèles aux observations disponibles.
En général on ne cherche pas à reproduire la *chronologie* mais la *distribution*.

- ▶ Climat actuel (très bien observé) : état moyen, variabilité à plusieurs échelles, tendances XX^e.
- ▶ Climats passés ± proches (moins bien observés) : variations sur le dernier millénaire, voire dernier maximum glaciaire (21 ka BP).
- ▶ Climats *idéalisés* (pas d'observation) : perturbations simples et bien définies (ex. scénario $2\times[\text{CO}_2]$) pour documenter le comportement du modèle et se comparer aux autres.

+ éventuellement tests en mode *prévision*.

—

N.B. Les sorties des modèles de climat étant publiques, la démarche d'évaluation est collective (donc relativement impartiale).

Évaluation – Normales de température

- ▶ Correct au premier ordre, malgré certains **biais** systématiques (e.g. biais chaud continental NH en été).
- ▶ Quantification des erreurs via des **métriques** statistiques (RMSE, corrélation, etc.).

Observations

Modèles

Données **CRU** 1961–1990 et **CMIP5** (ensemble de 38 GCMs).

Évaluation – Normales de précipitations

- ▶ Correct au premier ordre, malgré certains **biais** systématiques (e.g. syndrome de *double ITCZ* dans le Pacifique tropical).
- ▶ Quantification des erreurs via des **métriques** statistiques (RMSE, corrélation, etc.).

Observations

Modèles

Données **GPCP** 1981–2010 et **CMIP5** (ensemble de 38 GCMs).

Résumé

Représentation **simplifiée** du système climatique sur la base de lois φ .

Équations résolues via des méthodes mathématiques / numériques.

Utilisation : simulations du climat passé (*paléo*), présent (e.g., *réanalyses*) et futur (*projections*), expériences de sensibilité, compréhension de processus, études de prévisibilité / prévision.

Le modèle à utiliser dépend de la question qu'on se pose.

—

Peut-on avoir confiance dans les modèles de climat ?

Effort permanent d'évaluation via la confrontation aux observations disponibles : état moyen et variabilité du climat récent, de climats anciens, et tests idéalisés (e.g. $2\times[\text{CO}_2]$).

Y a-t-il un modèle meilleur que les autres ?

Non. Les modèles se comportent \pm bien selon la région, la saison, le phénomène étudié. La moyenne d'ensemble est souvent considérée comme le *best estimate*, et la dispersion d'ensemble comme l'*incertitude modèle*.

Références I

- ▶ P.N. Edwards, *History of climate modeling*, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change **2** (2011), no. 1, 128–139.
- ▶ J.T. Fasullo and K.E. Trenberth, *The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports*, J. Clim. **21** (2008), no. 10.
- ▶ H. Goosse, P.Y. Barriat, W. Lefebvre, M.F. Loutre, and V. Zunz, *Introduction to climate dynamics and climate modeling*, online textbook available at <http://www.elic.ucl.ac.be/textbook>, 2014.
- ▶ F.K. Lutgens and E.J. Tarbuck, *The Atmosphere: an Introduction to Meteorology*, Prentice Hall, 2001.
- ▶ S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller, et al., *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007*, Cambridge University Press, 2007.