

Climat & Changement Climatique | ISAE-Supaero 1/3

Climat, état moyen et variabilité interne

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 | [@julienc4ttiaux](#)

2020-21

Introduction au climat

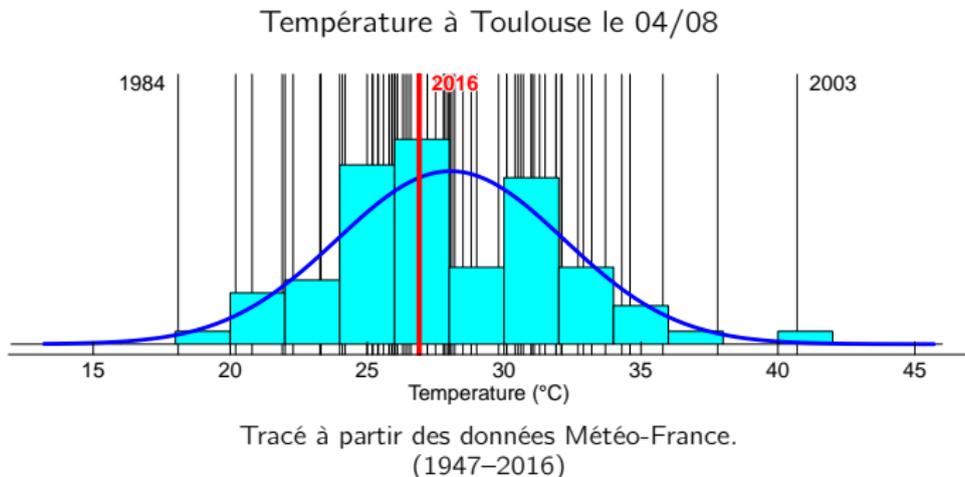
Physique du système climatique

Modélisation du système climatique

Variabilité interne

De la météo au climat

- ▶ Le 04/08/2016 à Toulouse, il a fait 27°C .
- ▶ Mais d'autres T auraient été possibles : il suffit de regarder dans le passé.
- ▶ Au final, on peut construire l'histogramme des T possibles.



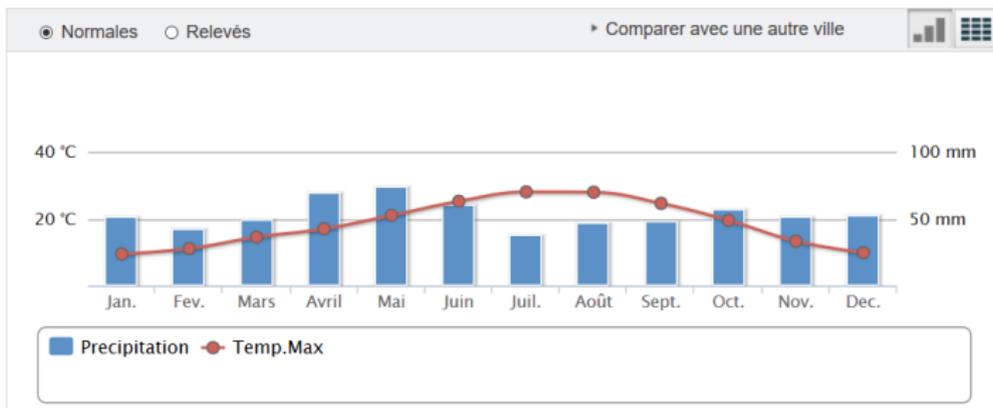
Le climat est l'ensemble des **météos** possibles, i.e. sa *distribution* statistique.
“Climate is what you expect, weather is what you get.”

Les fameuses normales de saison

- ▶ Au premier ordre, le **climat** peut être décrit par sa **moyenne** (*normale*).
- ▶ Les organismes météorologiques moyennent sur une **période de référence**.
- ▶ La convention OMM est de prendre **30 ans** “actuels”.

Exemple : Météo-France définit actuellement les *normales* sur la période 1981-2010.

DONNEES CLIMATIQUES DE LA STATION DE TOULOUSE

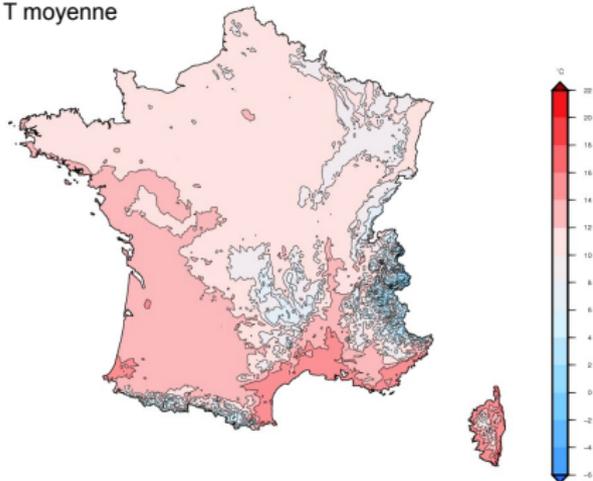


Source : site public de Météo-France, onglet [climat](#).

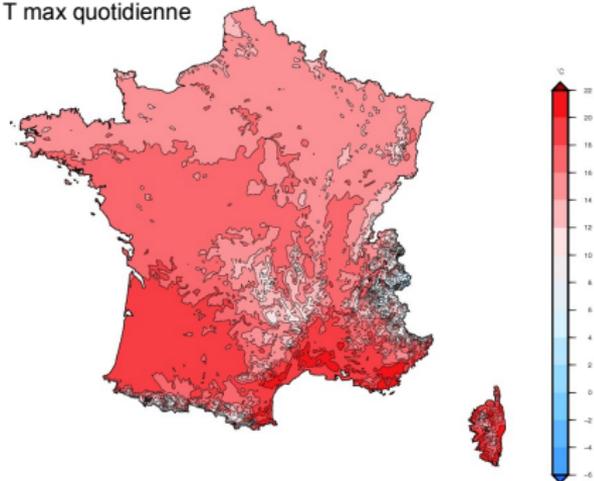
Normales France – Température

- Il fait plus chaud au sud qu'au nord.

T moyenne



T max quotidienne

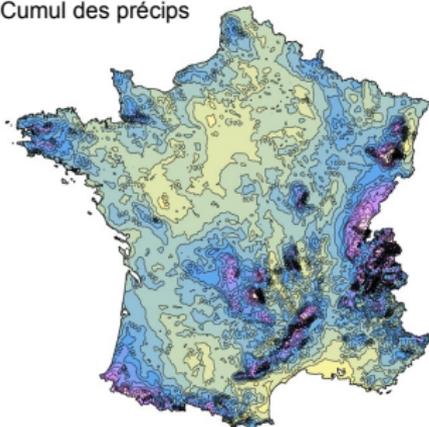


Source : Météo-France (normales 1981-2010).

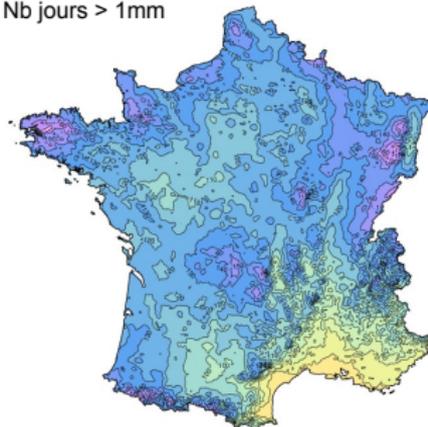
Normales France – Précipitations

- Il pleut autant à Menton qu'à Brest (mais moins souvent).

Cumul des précips



Nb jours > 1mm



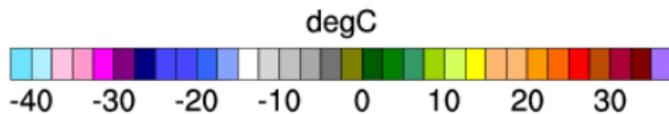
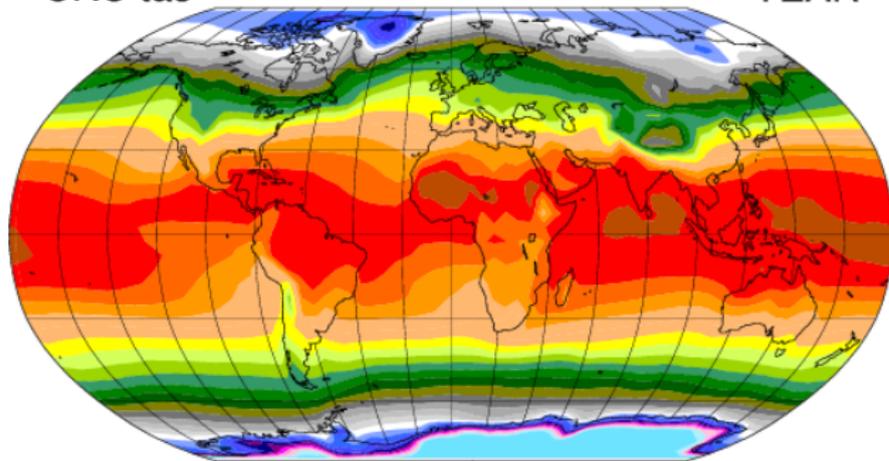
Source : Météo-France (normales 1981-2010).

Normales Monde – Température

- ▶ Il fait plus chaud aux tropiques qu'aux pôles.
- ▶ Il fait plus chaud en été qu'en hiver.

CRU tas

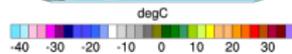
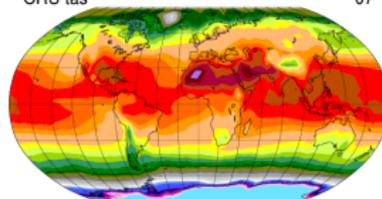
YEAR



Tracé à partir des données [CRU](#) 1961–1990.

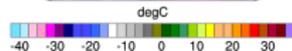
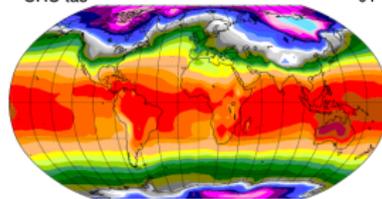
CRU tas

07



CRU tas

01

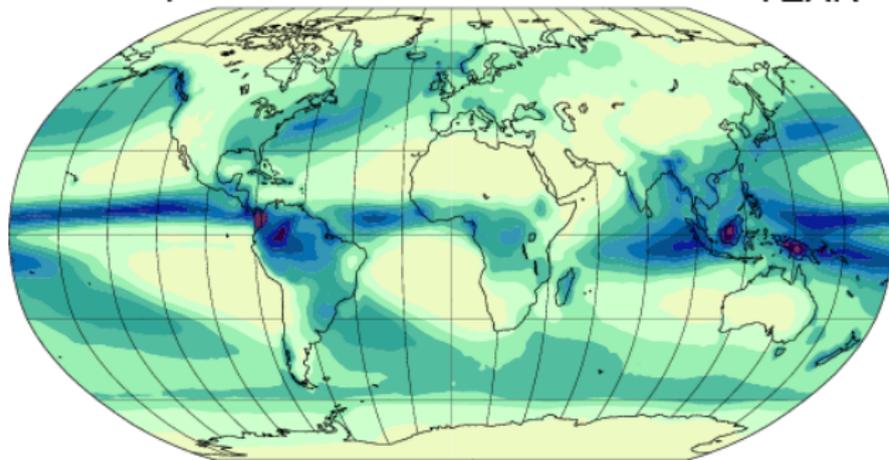


Normales Monde – Précipitations

- ▶ Il pleut plus aux tropiques qu'ailleurs : c'est l'**ITCZ**.
- ▶ L'ITCZ est légèrement décentrée et migre avec les saisons (moussons).

GPCP pr

YEAR

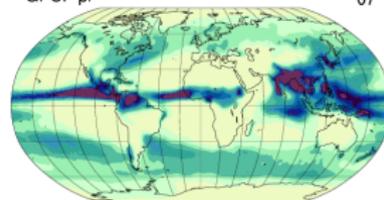


mm.day-1



GPCP pr

07

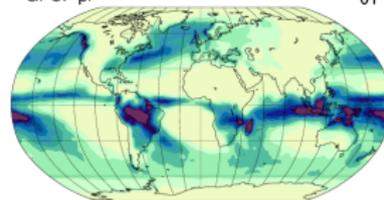


mm.day-1



GPCP pr

01

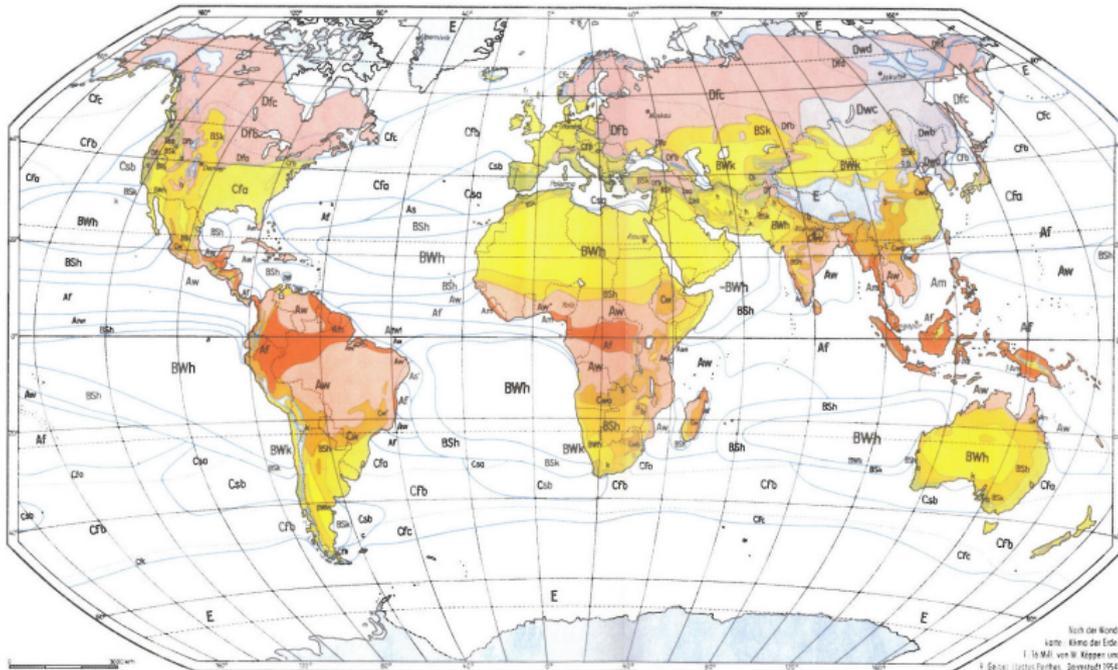


mm.day-1



Tracé à partir des données **GPCP** 1981–2010.

Classification des climats – Köppen & Geiger (1954)



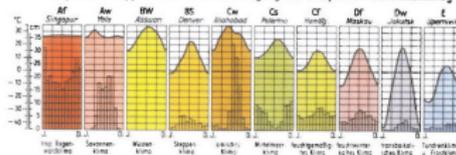
Nach der World
Karte Klimat der Erde
1:16 Mill. von W. Köppen und
G. Geiger (Lustig-Parthen, Darmstadt 1954)

KLIMAGEBIETE (Erläuterungen der Klimafornel)

- Erster Buchstabe:**
A, C, D genügend Wärme u. Niederschlag für hochschichtigen Baumwuchs
A Tropische Klimate: alle Monate über 18° Mitteltemperatur (°C)
B Trockensklimate: die Vegetation besteht ausser Wassermangel
C Wärmegedligte Klimate: kühlerer Monat 18° bis -3°
D Schneeklimate: wärmerer Monat über 10°, kühlerer Monat unter -3°
E Eisklimate: wärmerer Monat unter 10°
- Zweiter Buchstabe:**
S Steppensklimate: r weniger als 21 bei Winterregen, unter 21 (+ 16 bei Sommerregen)
W Wüstenklimate: r weniger als 1 bei Winterregen, weniger als 1 + 14 bei Sommerregen
f alle Monate ausreichender Niederschlag
w Unweidklimate trotz Trockenzeit; (z.B. Monsoonregen)
s Trockenzeit im Sommer d. betr. Halbtag
S Trockenzeit im Winter d. betr. Halbtag
(w) drought, auf die andere Halbtag übergriffend
S jährliche Regenzeit zum Herbst verschoben
w große Trockenzeit im Winter, klein im Sommer
f Jahresmitteltemperatur (°C) **r** Jahresniederschlag in cm
- Dritter Buchstabe:**
o wärmer Sommer: wärmerer Monat über 22°
w wärmerer Sommer: wärmerer Monat unter 22°, mindestens 4 Monate über 10°
c kühler Sommer: weniger als 4 Monate über 10°
d extrem kältester: wie c, kühlerer Monat unter -38°
h heißer Trockensklimate (f über 10°)
k kaltes Trockensklimate (f unter 10°)

Klimagrenzlinien:
 Klimabegrenzungen
 Grenzen von a, b, c, d im Bereich der A-, C- und D-Klimate
 im Bereich der B- und k im Bereich der Trockensklimate

Beispiele für Köppens Klimazonen: Jahresgang von Temperatur und Niederschlag



Source : Klima der Erde, Köppen und Geiger (1954).

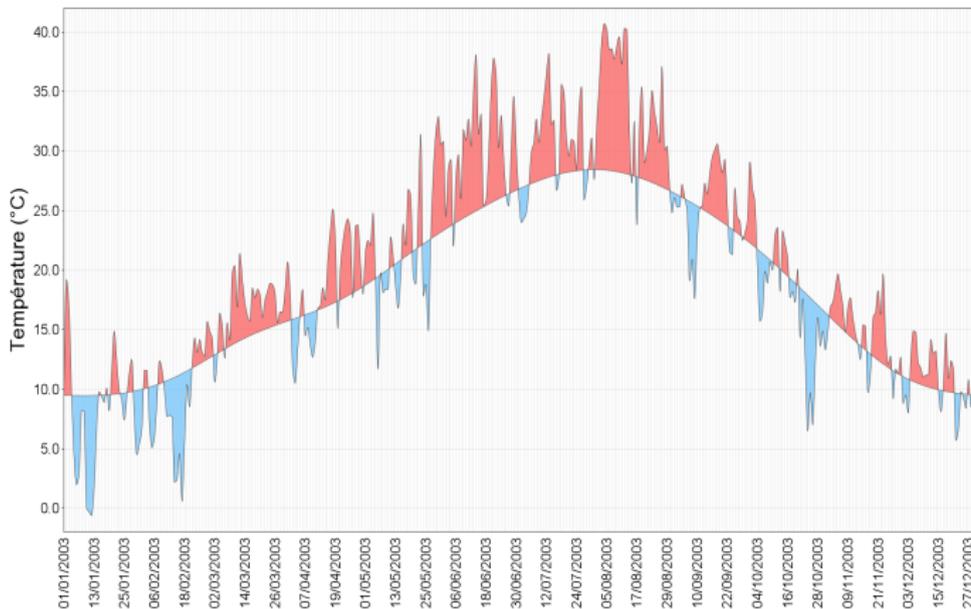
La notion de variabilité climatique

C'est pas normal, cette météo !



La notion de variabilité climatique – Jour à jour

T max quotidienne à Toulouse en 2003



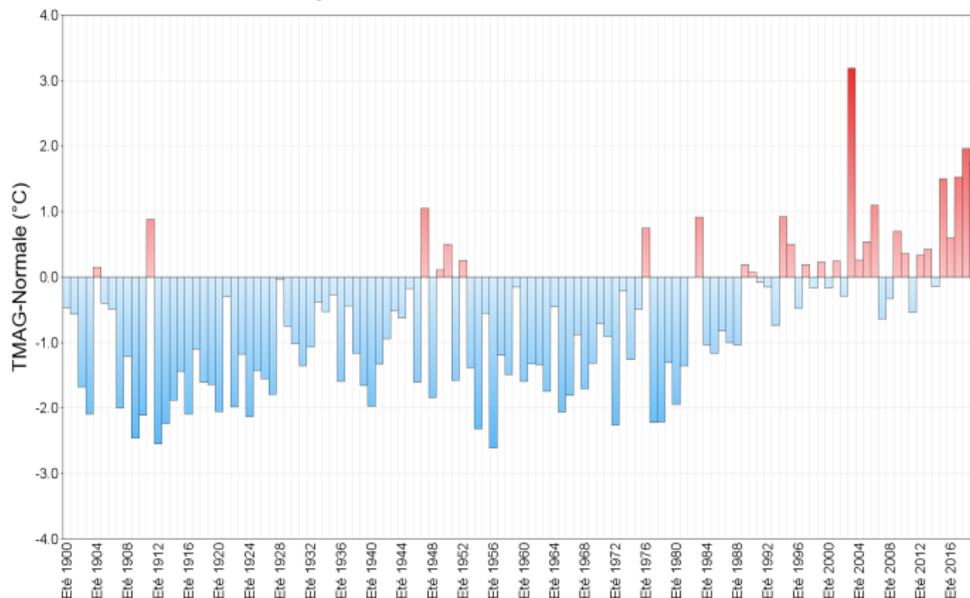
Source : Météo-France.

À la normale se superpose une **variabilité** à toutes les échelles spatio-temporelles. Parfois, cette variabilité génère des **événements extrêmes** (ex. canicule 2003).

N.B. La variabilité est d'autant + grande que l'échelle spatio-temporelle est petite.

La notion de variabilité climatique – Inter-annuelle

T moyenne JJA France de 1900 à 2019



Source : Météo-France.

À la normale se superpose une **variabilité** à toutes les échelles spatio-temporelles. Parfois, cette variabilité génère des **événements extrêmes** (ex. canicule 2003).

N.B. La variabilité est d'autant + grande que l'échelle spatio-temporelle est petite.

Projection climatique vs. prévision météo

Le climat ? Pff. On sait même pas prévoir la météo !



Photo-Funiculaire, Tréport

CAFÉ DU COMMERCE, LE TRÉPORT - Téléphone 29

Projection climatique vs. prévision météo – Philosophie

Climat vs. météo = distribution vs. réalisation.

Prévision météo : déterminer une trajectoire.

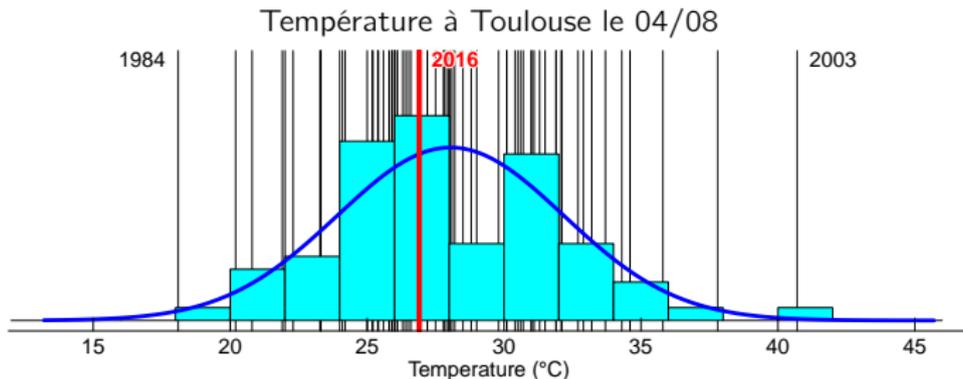
Importance des **conditions initiales** (limite théorique à qq jours, E. Lorenz).

→ *Quelle T fera-t-il le 04/08/2025 à Toulouse ? Réponse : ???.*

Projection climatique : estimer une distribution.

Importance des **grands équilibres physiques** (cf. suite du cours).

→ *A quelle T peut-on s'attendre ? Réponse : à la **distribution bleue**.*



Tracé à partir des données Météo-France (1947–2016).

Résumé

Le **climat** est la distribution probabiliste des **météos** possibles (T, P, V etc.).

Au premier ordre, il peut être décrit par sa moyenne → par définition, la météo n'est jamais **normale** (notion de **variabilité**).

La prévision du temps (météo) est bornée à quelques jours (théorie du chaos), mais sa distribution de probabilité (climat) est déterminée par de **grands équilibres physiques** (cf. suite).

Introduction au climat

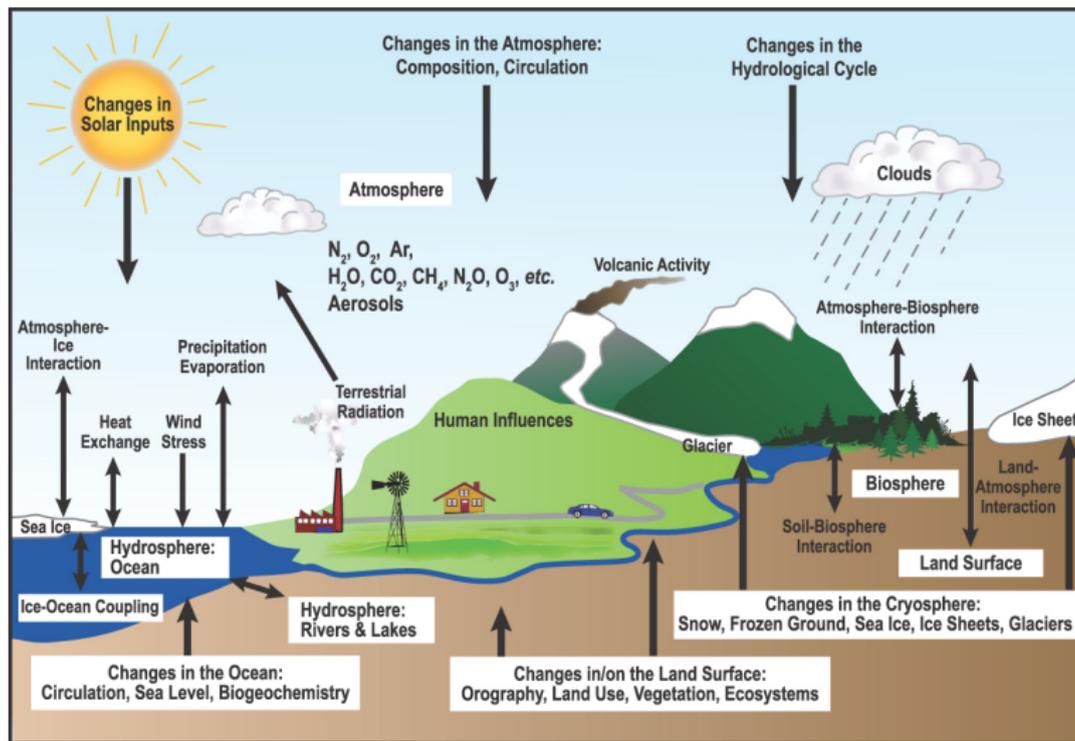
Physique du système climatique

Modélisation du système climatique

Variabilité interne

Système climatique

Atmosphère ↔ Océans ↔ Cryosphère ↔ Continents ↔ Biosphère



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

Atmosphère – Composition

Air sec

Gaz	Fraction du volume
N ₂	78.1 %
O ₂	20.9 %
A	0.9 %
CO ₂ *	0.04 % = 400 ppm
Ne	18 ppm
He	5.2 ppm
CH ₄ *	1.8 ppm = 1800 ppb
Kr	1140 ppb
H ₂	550 ppb
NO	500 ppb
N ₂ O*	300 ppb
Xe	90 ppb
O ₃	50 ppb
...	

* évoluent actuellement rapidement.

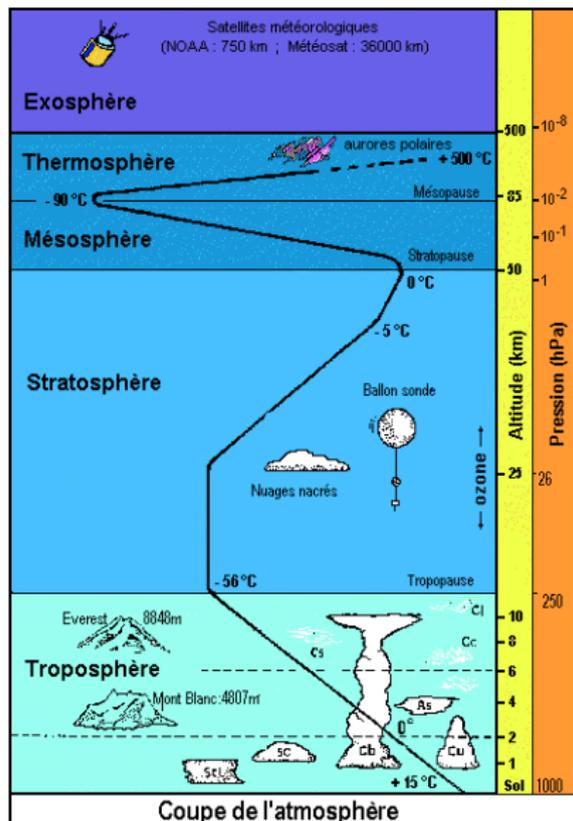
+ Vapeur d'eau

De 0 à 5 % selon le lieu et l'instant.

Exemple de contenu total en vapeur d'eau quotidien

Tracé à partir des données [ERA-Interim](#) (Janvier 2014).

Atmosphère – Structure verticale



Source : Cours de J.-L. Dufresne.

La pression diminue avec l'altitude.
Équilibre hydrostatique :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \Rightarrow p(z) = p_s e^{-z/H}$$

Dans la troposphère, la température diminue avec l'altitude.

Lapse rate (variable en temps & espace) :

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \sim 6.5 \text{ K.km}^{-1}$$

Dans la stratosphère, la température augmente avec l'altitude.

Absorption UV par O₃ vers 30–50 km.

Il y a des nuages.

Influencent le bilan d'énergie.

Océans

- ▶ 71 % de la surface du globe.
- ▶ 3700 m de profondeur moyenne.
- ▶ Composés à 96.5 % d'eau et à 3.5 % de matières dissoutes (principalement sels + particules, gaz, matière organique).

Définition de la *salinité*

Poids des matières dissoutes (en g) dans 1 kg d'eau de mer. Mesurée en ‰ ou *psu*.

La pression augmente avec la profondeur. Équilibre hydrostatique.

La densité augmente avec la pression et la salinité. Océan bien stratifié : on distingue la couche de mélange (0–100 m) de l'océan profond (> 1500 m).

La salinité influence le point de congélation. $T = -1.8 \text{ °C}$ pour 35 *psu*.

Cryosphère

- Fort *albédo*.
- Rôle d'isolant.
- Influence niveau marin.

Neige

NH : 4 à 47 10^6 km²
SH : 0.1 à 1 10^6 km²

Banquise (2 à 10 psu)

NH : 6 à 14 10^6 km²
SH : 2 à 15 10^6 km²

Calottes

Antarctique : 14 10^6 km²
→ 65 m de niveau marin
Groenland : 2 10^6 km²
→ 6.6 m de niveau marin

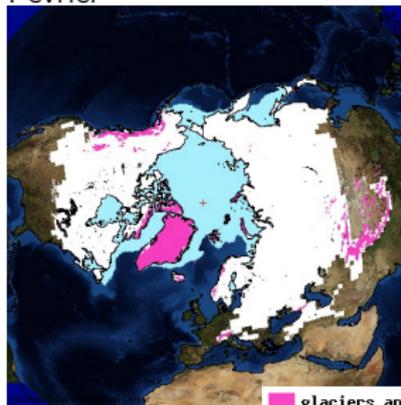
Glaciers

0.7 10^6 km² → 0.5 m

+ Permafrost

11 à 23 10^6 km²

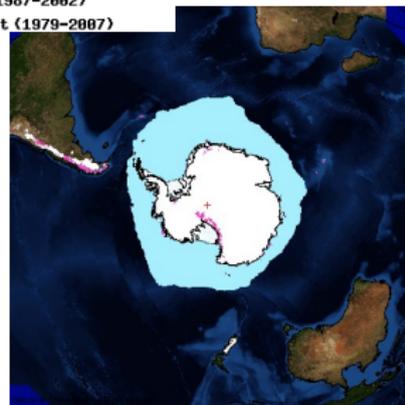
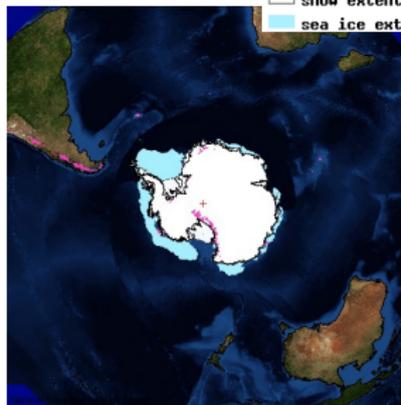
Février



Août



■ glaciers and permanent land ice
■ snow extent (1987-2002)
■ sea ice extent (1979-2007)

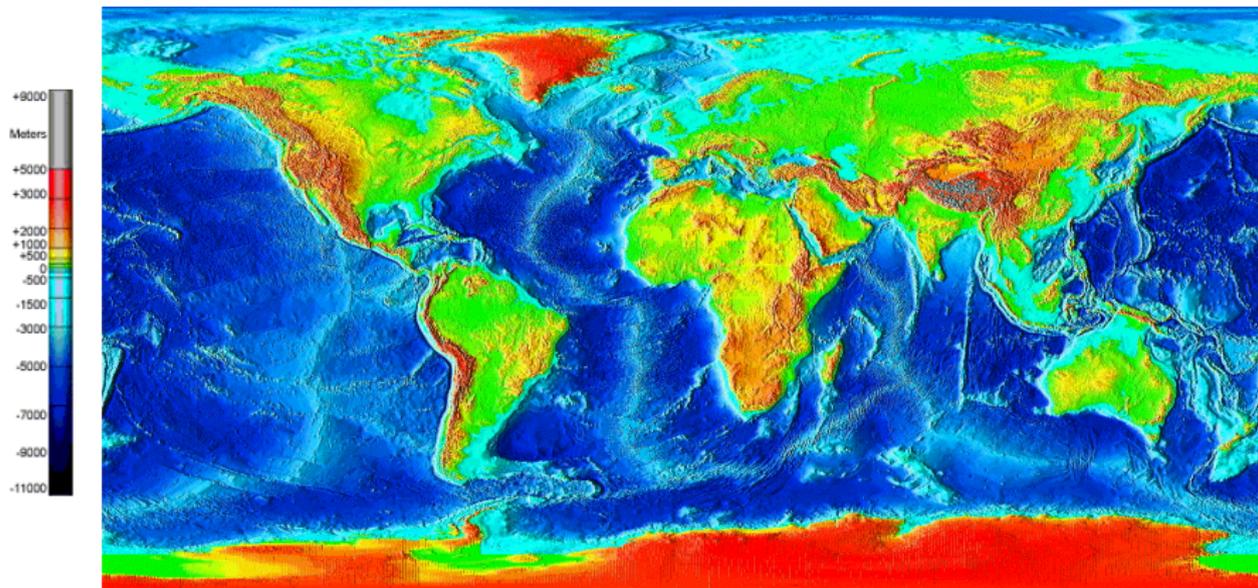


Source : Atlas of the Cryosphere ([NSIDC](#)).

Surfaces continentales et biosphère terrestre – Géographie

- ▶ Les continents sont principalement situés dans l'hémisphère Nord.
- ▶ Les reliefs influencent les circulations atmosphérique et océanique.

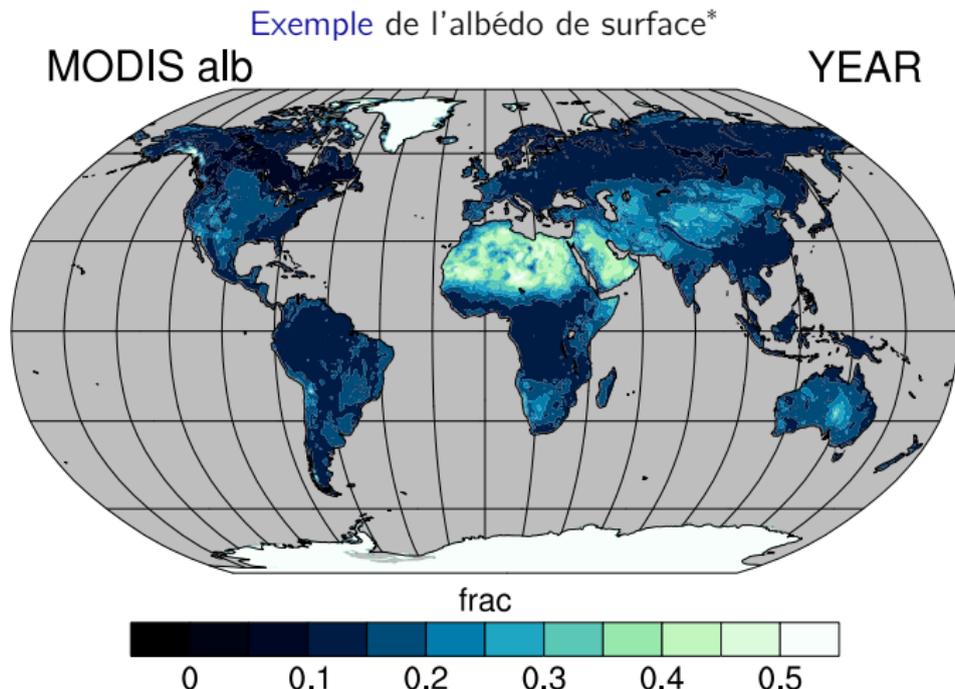
Relief continental et bathymétrie océanique



Source : [Etopo2v2](#).

Surfaces continentales et biosphère terrestre – Végétation

- ▶ La **végétation** influence l'*albédo* de surface, le cycle de l'eau, le cycle du carbone et la rugosité de surface.



Tracé à partir des données MODIS 2001–2013. Albédo océans : 0.05 à 0.1.

* **Attention** : ne pas confondre **albédo de surface** et **albédo planétaire** (vu de l'espace).

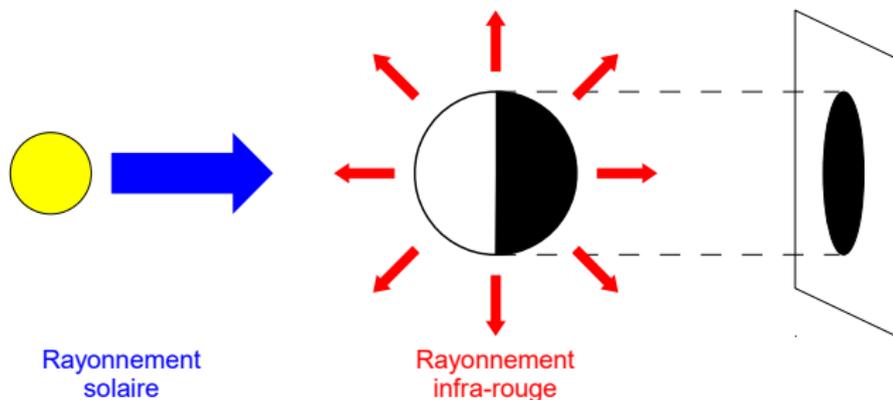
Résumé

Le **système climatique** regroupe les différentes enveloppes superficielles et leurs interactions (cycle de l'eau, cycle du carbone, etc.).

Chaque **composante** a des caractéristiques propres : propriétés radiatives, inertie dynamique, capacité calorifique, etc.

On sait décrire chaque composante, et chaque interaction entre composantes, par des lois physiques, chimiques, biologiques, etc. ; cela permet de **modéliser** le système climatique.

Bilan d'énergie du système climatique

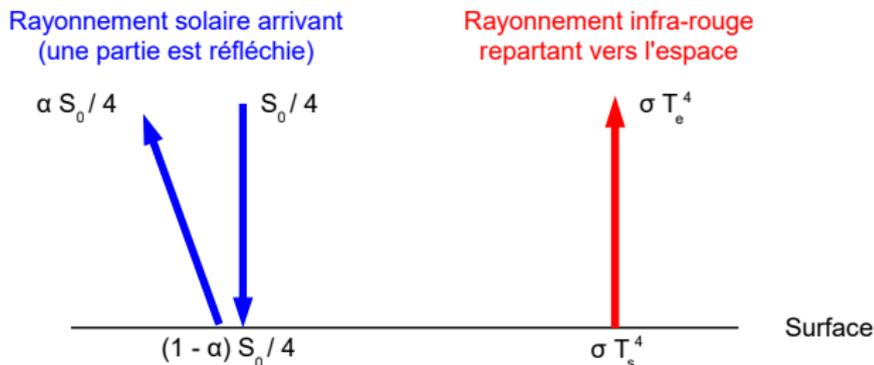


- ▶ **Énergie entrante** : rayonnement solaire arrivant sur un disque (πR^2). Principalement visible et proche IR. Autres flux (e.g. géothermie) négligés.
- ▶ **Énergie sortante** : rayonnement infra-rouge émis par une sphère ($4\pi R^2$).

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

Terre sans atmosphère

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



Flux en W.m^{-2} . 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).

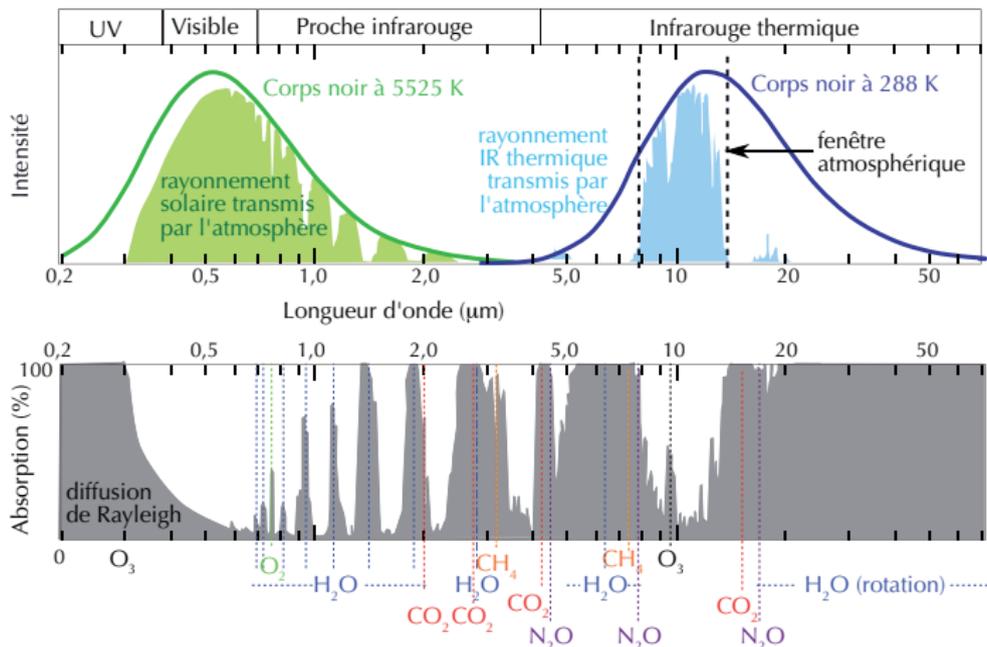


J. Tyndall
(1820–1893)

Les gaz à effet de serre (GES)

- ▶ 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.

Spectre d'absorption de l'atmosphère

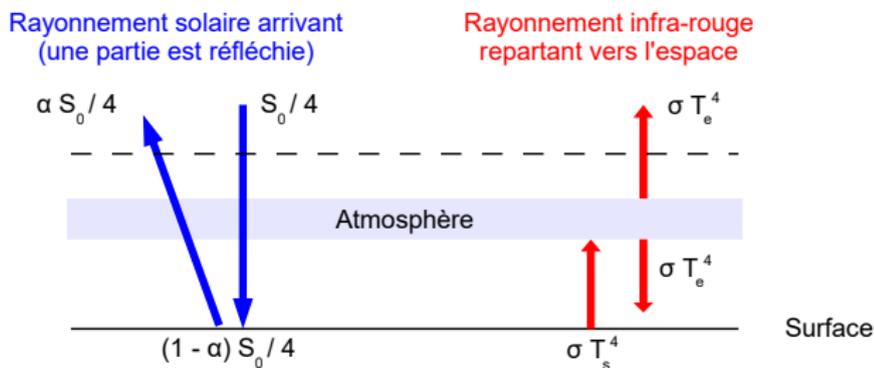


Source : J. Poitou, *Reflets de la Physique* (2013).

Modèle à une vitre

Si on rajoute une atmosphère simplifiée* :

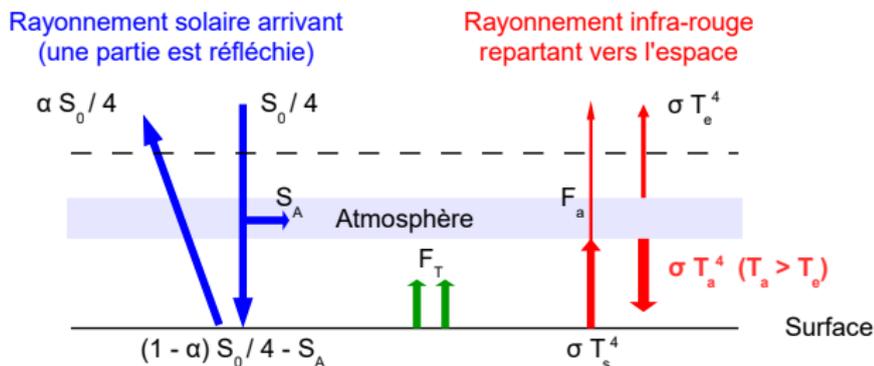
* i.e. transparente au **solaire**, opaque à l'**infra-rouge**, et de T uniforme



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

C'est chaud.

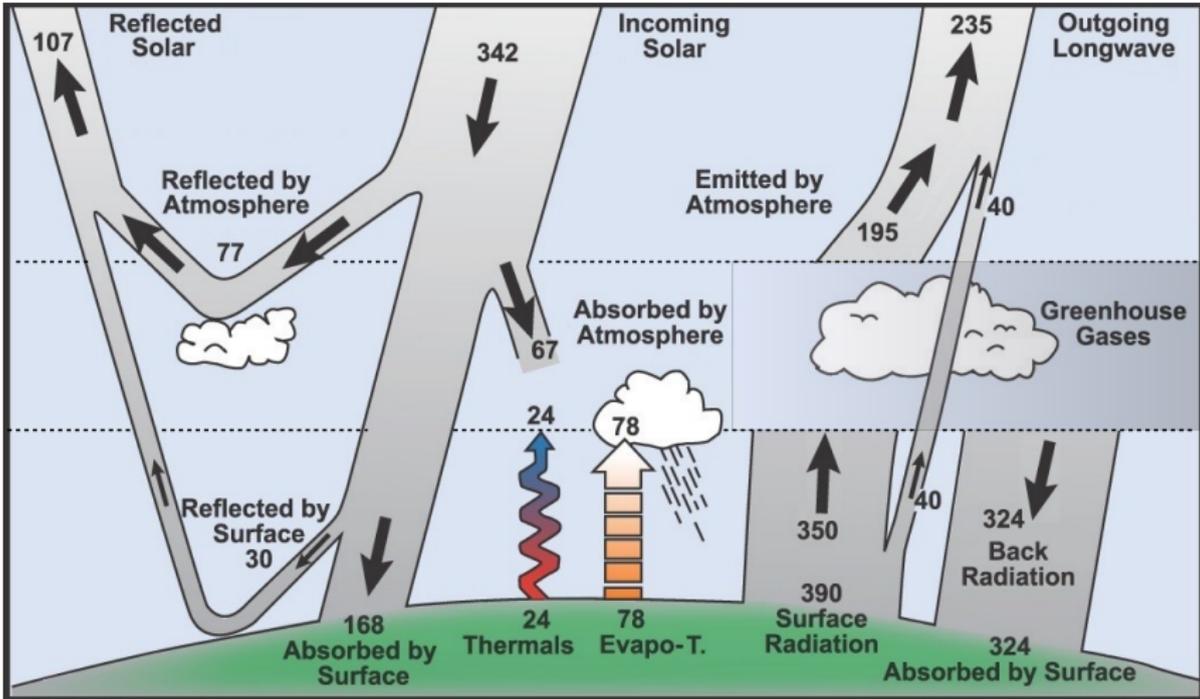
Principales limites du modèle à une vitre



- ▶ 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 : résumé



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

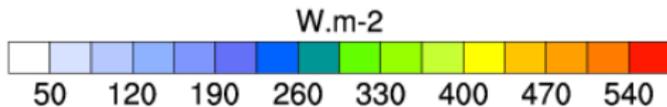
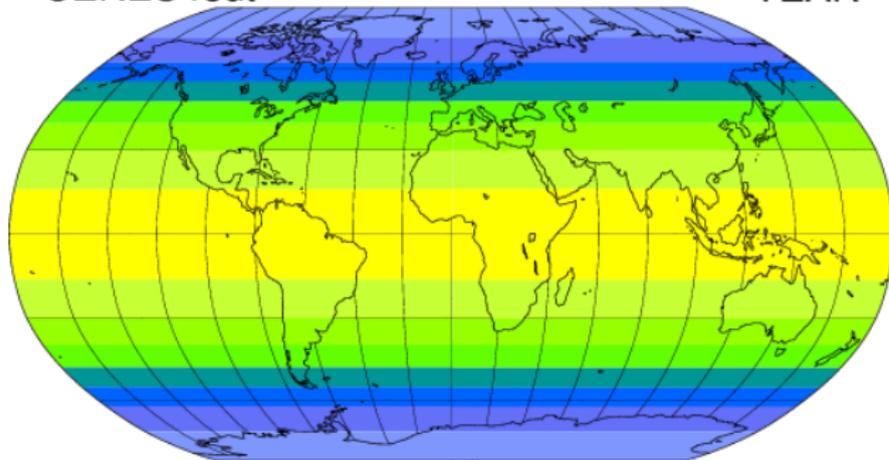
Répartition du flux solaire incident - 1/2

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

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

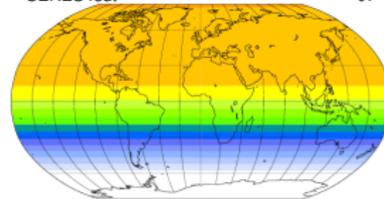
CERES rsdt

YEAR



CERES rsdt

07

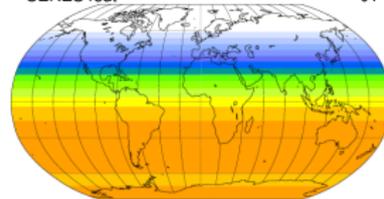


W.m-2

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.

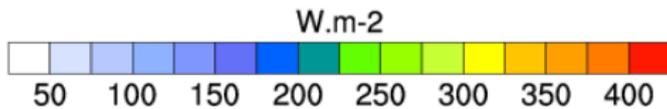
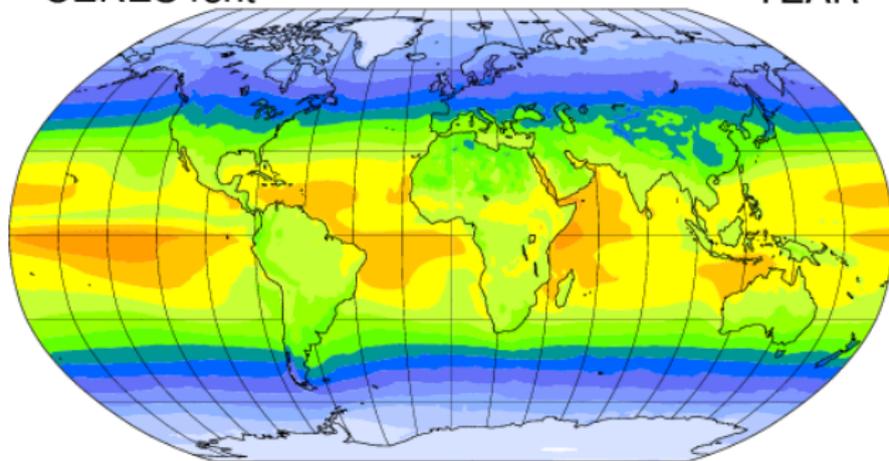
Répartition du flux solaire incident - 2/2

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

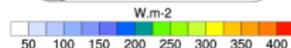
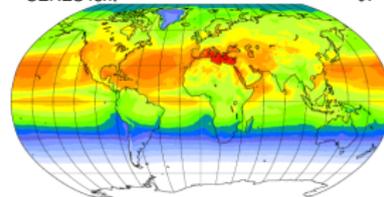
Flux solaire descendant **net** (TOA) | $(1 - \alpha) S_0/4$

CERES rsnt

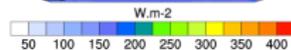
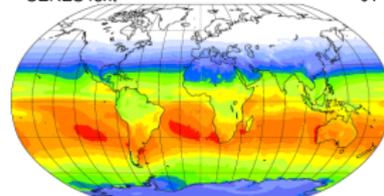
YEAR



CERES rsnt 07



CERES rsnt 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

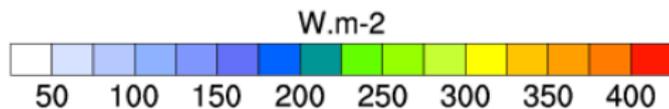
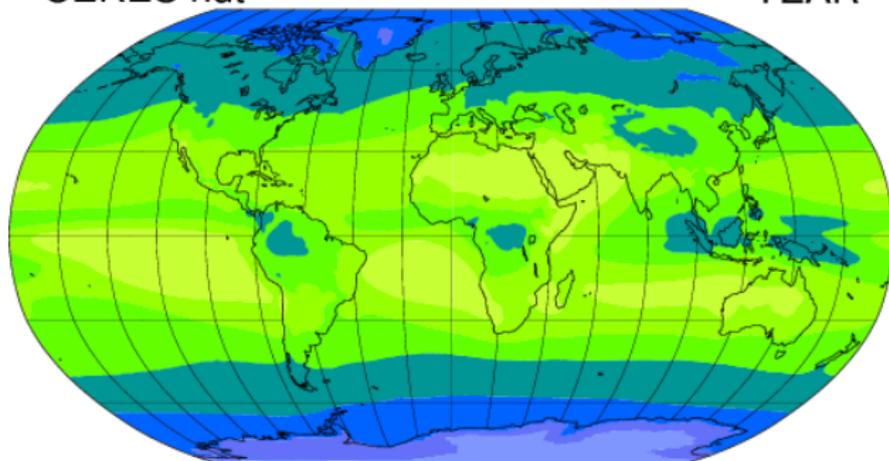
Répartition du flux infra-rouge sortant

- Distribution plus homogène, malgré des disparités de T_e .

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

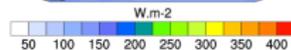
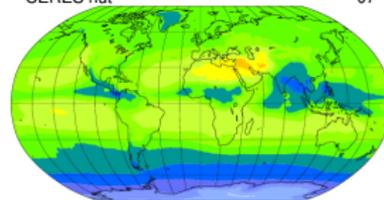
CERES rlut

YEAR

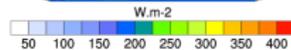
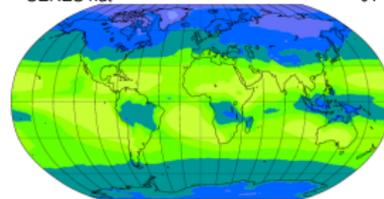


Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

CERES rlut 07



CERES rlut 01



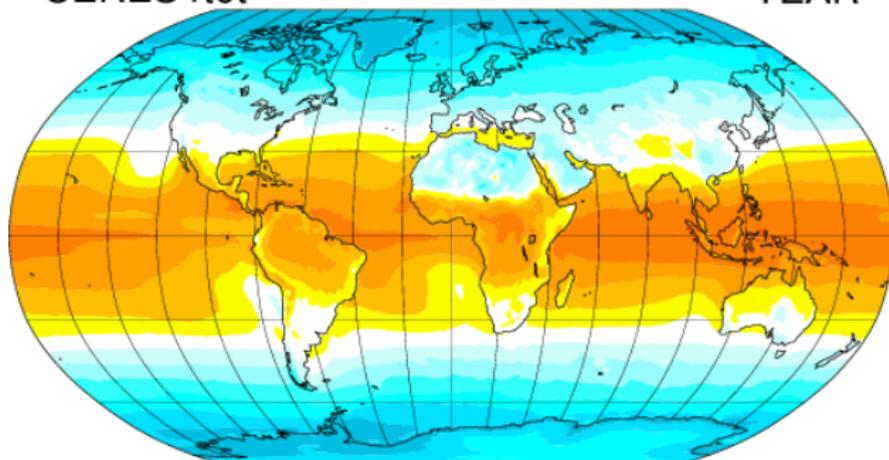
Répartition du bilan d'énergie

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

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

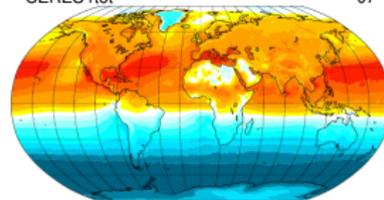
CERES rtot

YEAR

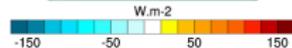
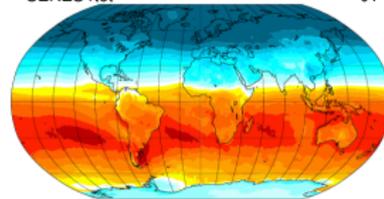


Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

CERES rtot 07



CERES rtot 01



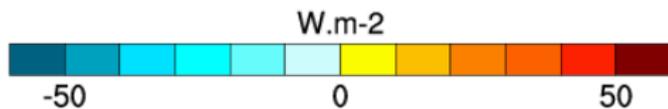
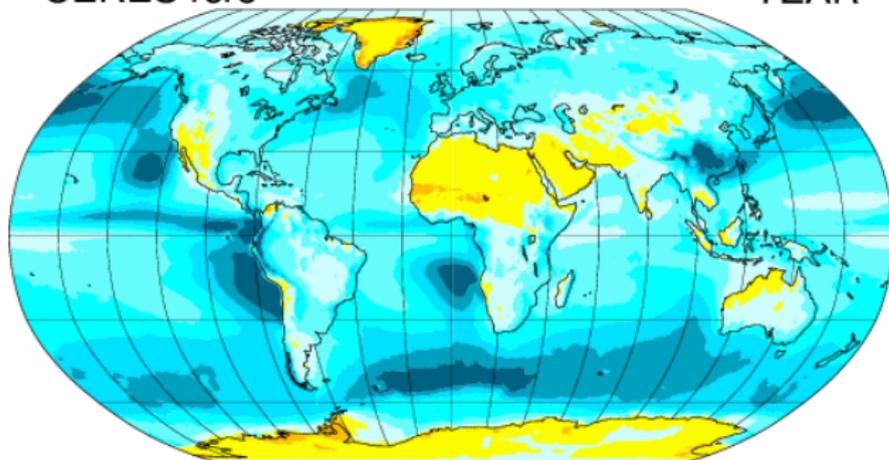
Effet radiatif des nuages

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

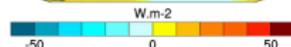
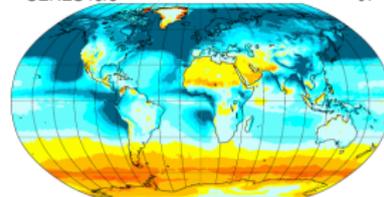
Effet radiatif des nuages (TOA) | $CRE = \Delta R - \Delta R_{CS}$

CERES rcrc

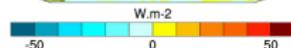
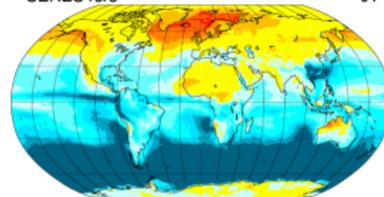
YEAR



CERES rcrc 07



CERES rcrc 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

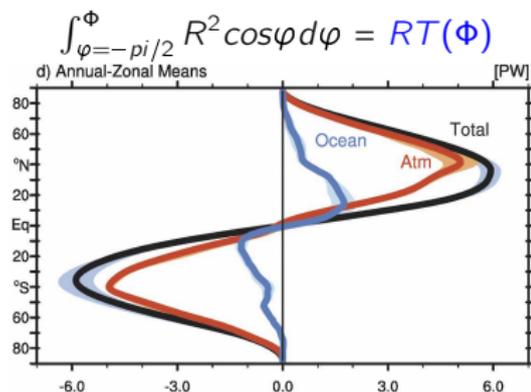
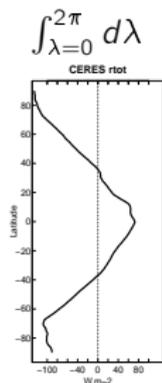
Transport de chaleur de l'équateur vers les pôles

En moyenne annuelle*, le déséquilibre énergétique équateur-pôles est rétabli par le transport de chaleur (dynamiques **atmosphérique** et **océanique**).

* Le **stockage local** peut moduler les différences saisonnières d'énergie (e.g. chaleur accumulée l'été restituée l'hiver), en particulier pour les composantes à forte **inertie thermique** (e.g. océan).

► Transport requis à la latitude Φ :

$$RF_{TOA}(\lambda, \Phi)$$



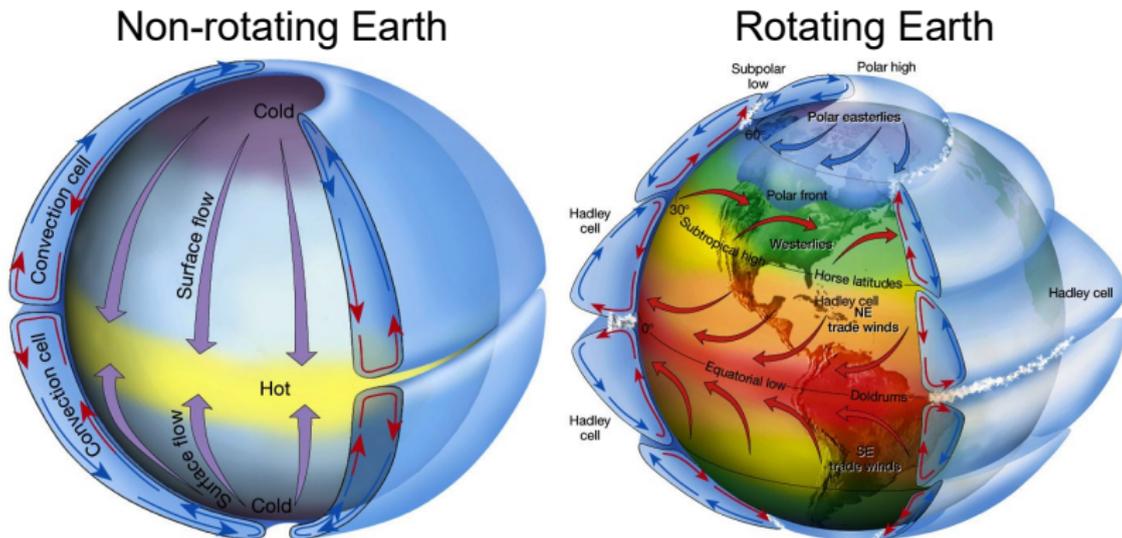
Source : données [CERES](#) 2001–2014 & Fasullo and Trenberth (2008).

Dynamique atmosphérique

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

Mais elle tourne : subsidence à $\sim 30^\circ \text{N/S}$, vents d'ouest aux moyennes latitudes (via Coriolis) – le transport est alors assuré par l'*activité transitoire*.

+ modulation par répartition des continents.



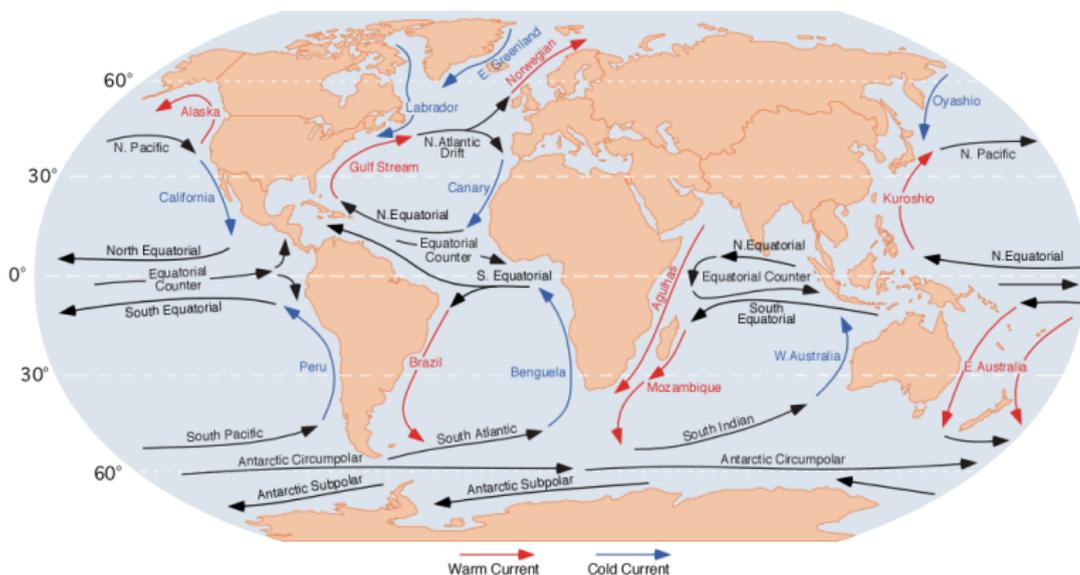
Source : Lutgens and Tarbuck (2001).

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

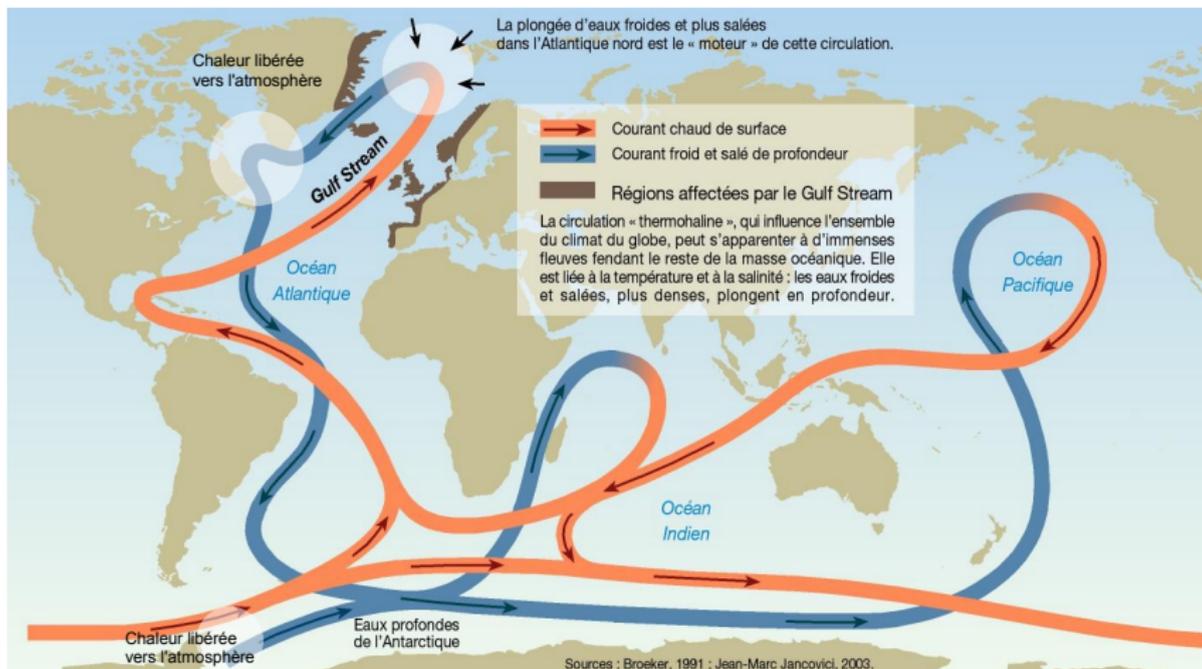


Source : M. Pidwirny (2006).

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 !



Et nous y revoilà

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

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

Température

Précipitations

Données **CRU** 1961–1990 et **GPCP** 1981–2010.

Introduction au climat

Physique du système climatique

Modélisation du système climatique

Variabilité interne

Modéliser le climat

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

1. On sépare et discrétise les composantes du système.

Utilisation de maillages horizontaux & verticaux, à résolution \pm fine.

2. On décrit les composantes et leurs interactions par des équations physiques.

Lois de conservation (masse, énergie), équations du mouvement (Navier-Stokes), etc.
+ paramétrisations *empiriques* des phénomènes sous-maille.

3. Selon l'utilisation, on donne \pm d'information en entrée du modèle.

Topographie/bathymétrie, irradiance solaire, composition de l'atmosphère, etc.

4. On résout le tout numériquement.

Utilisation de super-calculateurs.

—

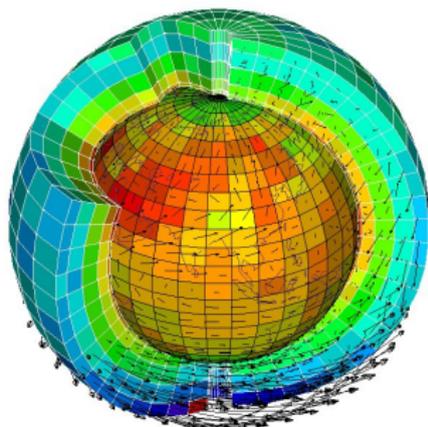
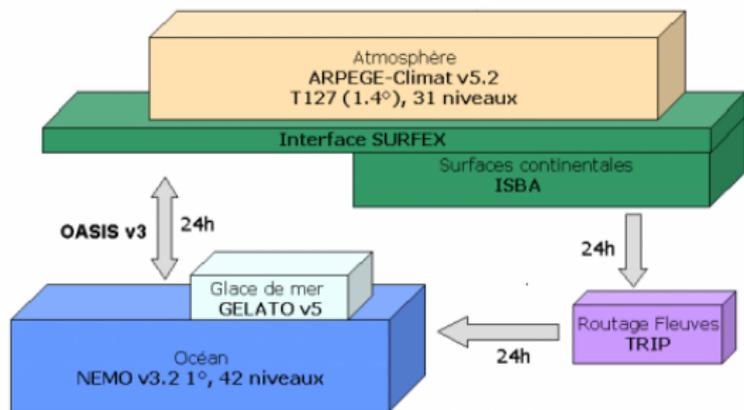
À lire : [Climat, modéliser pour comprendre et anticiper](#) (2013, projet MISSTERRE).

Modèles utilisés pour les projections futures

General Circulation Models / Earth System Models :

- 3-D, de + en + complexes et à résolution de + en + fine (~ 100 km) ;
- utilisés pour des questions type "climat actuel" / "changement climatique";
- similaires aux modèles de prévision du temps ;
- une 30aine de modèles dans le monde, protocole commun CMIP (6e phase).

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



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

Autres types de modèles

Un modèle est une représentation simplifiée.
Le degré de simplification dépend de la question qu'on se pose.

Réponse en température globale à un doublement de CO₂ ?

→ *Energy Balance Models* (EBMs).

Réponse du climat à une modification de la géographie des continents ?

→ *Earth-system Models of Intermediate Complexity* (EMICs).

Quel climat pour le XXI^e siècle ?

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

Réponse des événements extrêmes au changement climatique ?

→ *Regional Climate Models* (RCMs).

Réponse de la dynamique atmosphérique à un réchauffement des océans ?

→ GCM en mode "atmosphère seule", voire même "aqua-planète".

etc.

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

$$p = \rho R_g T$$

Système d'équations primitives

- 7 équations, 7 **inconnues**
cf. Bjerknes (1904).

- Approximations
hydrostatique ($\partial_z p = -\rho g$),
quasi-Boussinesq ($\partial_t \rho = 0$).

- Conditions initiales & aux limites
e.g. RF_{TOA} , autres composantes.

ET Q , \vec{F}_{fric} , E , C ?

→ modèle de transfert radiatif 1D,
paramétrisations effets orographiques,
processus nuageux, etc.

Calcul et évaluation

- ▶ 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.

- ▶ Confrontation aux **observations** disponibles et/ou à la littérature.

Climat actuel (très bien observé) : état moyen, variabilité, tendances récentes.

Climats passés \pm proches (moins bien observés) : dernier millénaire, voire qq dizaines de ka (e.g Moyen Holocène [6 ka] ou Dernier Maximum Glaciaire [21 ka]).

Climats idéalisés (pas d'observation) : perturbations simples, bien définies, et bien documentées (ex. scénario $2 \times [\text{CO}_2]$).

+ 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 .

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

—

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*.

Introduction au climat

Physique du système climatique

Modélisation du système climatique

Variabilité interne

Un peu de terminologie

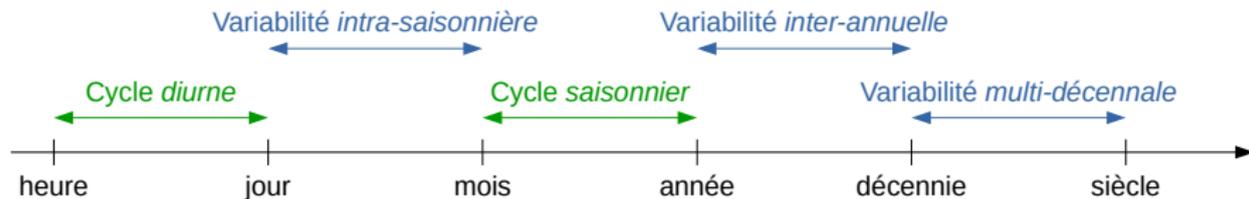
Climat = état moyen + variabilité climatique.

Variabilité climatique = variabilité interne + forçages externes.

Forçages externes = forçages naturels + forçages anthropiques.

Variabilité interne – Généralités

- ▶ Même à l'équilibre énergétique, les variables climatiques fluctuent dans le temps et l'espace, et ce à **différentes échelles**.



N.B. Les cycles **diurne** et **saisonnier** (variations énergétiques) ne sont pas de la *variabilité interne*.

- ▶ Cette variabilité résulte des **échanges d'énergie** entre composantes, ainsi que de la **dynamique interne** à chaque composante.

—
N.B. Dans la réalité, la **variabilité interne** n'est pas *directement* observable, car le système climatique n'est jamais à l'équilibre (présence de **forçages externes**).

Comment isoler la variabilité interne ?

Expérience : simulation à forçages externes (insolation, GES, etc.) constants.

Résultat : un climat stationnaire ... et sa variabilité interne.

Cette variabilité est d'autant plus grande que l'échelle est petite.

T moyenne climatologique

T simulée

Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

Comment isoler la variabilité interne ?

Expérience : simulation à forçages externes (insolation, GES, etc.) constants.

Résultat : un climat stationnaire ... et sa variabilité interne.

Cette variabilité est d'autant plus grande que l'échelle est petite.

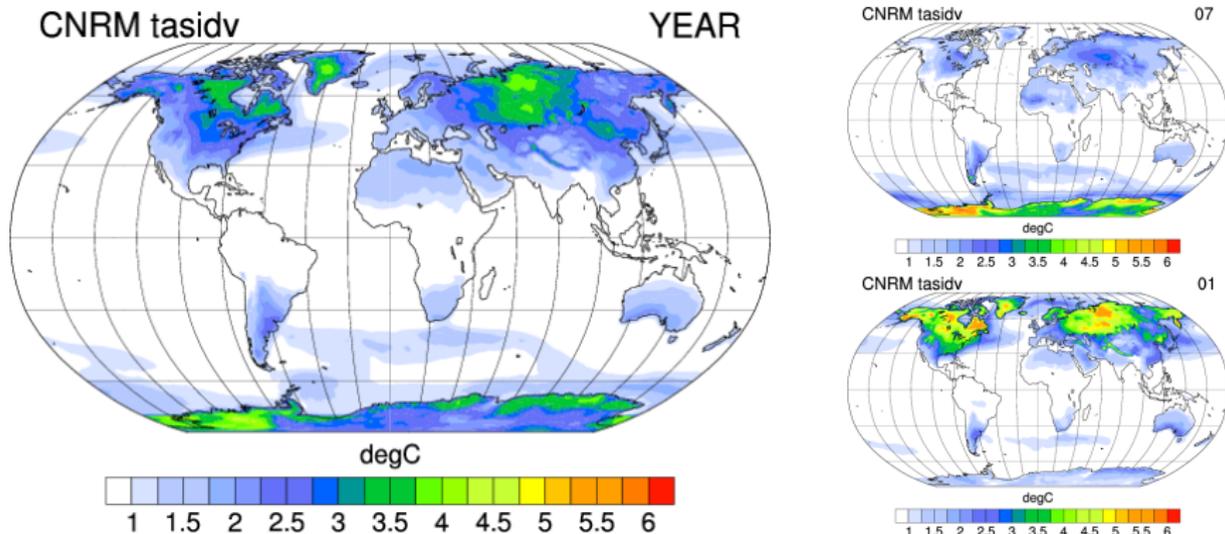
T moyenne climatologique

T simulée (anomalies)

Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

Variabilité intra-saisonnière

Exemple : Variations jour à jour moyennes de T (i.e. $\frac{1}{N} \sum |T_{j+1} - T_j|$).



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

- ▶ Cette variabilité résulte principalement de la **dynamique atmosphérique**. C'est la variabilité "météo" (ou synoptique) qu'on expérimente au quotidien.
- ▶ Elle est + forte (i) sur continents, (ii) aux hautes lat. et (iii) en hiver.

Variabilité intra-saisonnière – Moyennes latitudes

Exemple : Circulation atmosphérique jour à jour en Europe (Z500).

État moyen de janvier

Circulation de janvier 2003

Tracé à partir des données [ERA-Interim](#).

Variabilité liée à l'activité synoptique.

Variabilité intra-saisonnière – Moyennes latitudes

Exemple : Circulation atmosphérique jour à jour en Europe (Z500).

État moyen de janvier

Circulation de janvier 2003 (anomalies)

Tracé à partir des données [ERA-Interim](#).

Une façon de décrire cette variabilité est de la classier en *régimes de temps*.

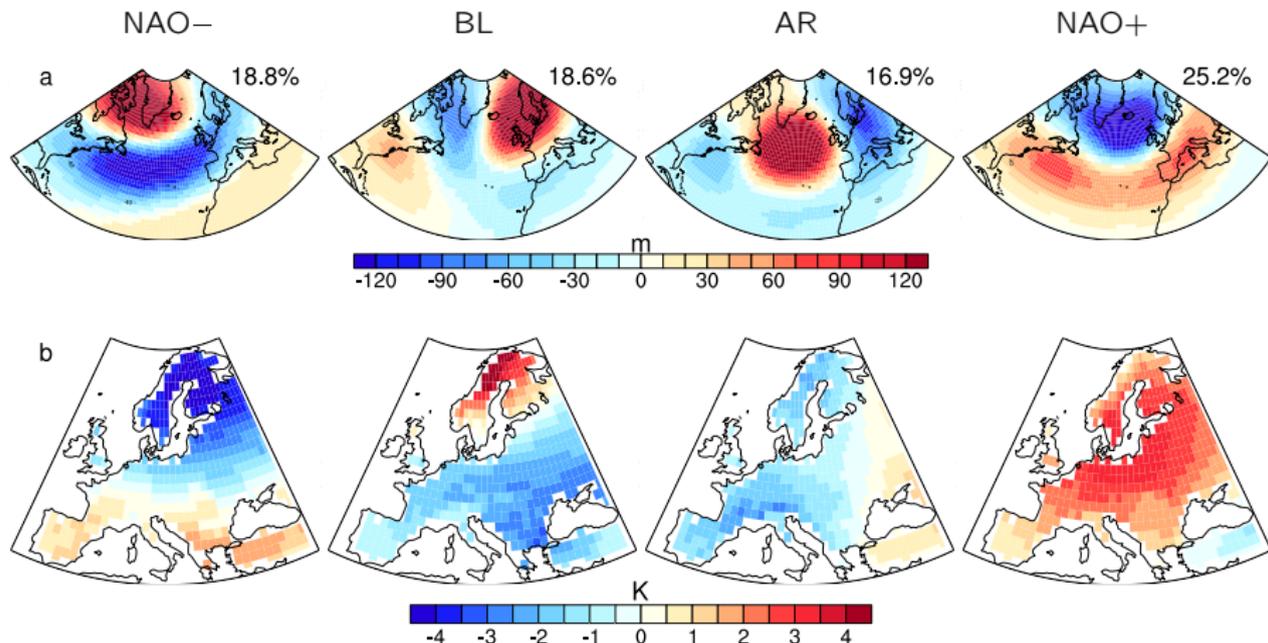
$X(s, t)$ variable aléatoire (pression de surface, Z500, etc.).

$X(s, t)$ s'agglomère-t-elle autour d'un petit nombre d'états *préférentiels* ?

- ▶ On cherche à regrouper les $X(s, t)$ en k classes en tâchant de :
 - minimiser la variance *intra*-classes ;
 - maximiser la variance *inter*-classes ;
 - optimiser le nombre de classes.
- ▶ Cela revient à déterminer les maxima de la distribution de X .
- ▶ Exemples de techniques :
 - Algorithme *k-means*, groupement de X par itérations dynamiques ;
 - *Mixture modeling*, modélisation de X par juxtaposition de gaussiennes.

Régimes de temps – Exemple 1/2

- Régimes européens d'hiver et anomalies de T associées (e.g. le régime zonal [NAO+] advecte de l'air **chaud** océanique sur l'Europe).

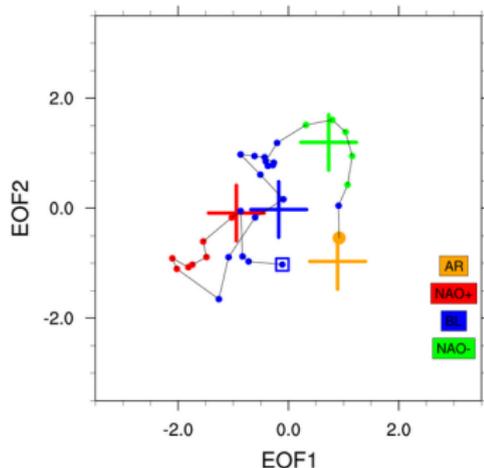
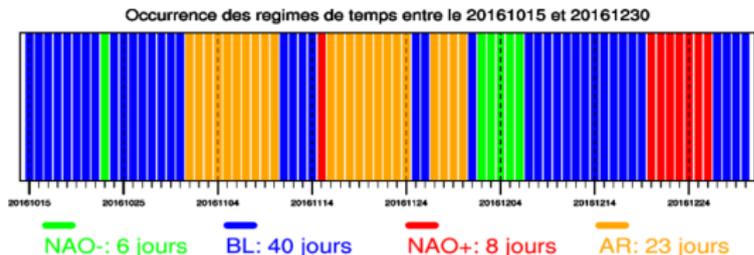


Données : Z500 NCEP2 & T EOBS (DJFM 1979–2008) | Source : Cattiaux et al. (2013).

Régimes de temps – Exemple 2/2

- ▶ La météo européenne peut se décrire via une **alternance entre régimes**.
 - Chaque régime persiste entre quelques jours et quelques semaines.
 - Pas vraiment de transition privilégiée, peu de **prévisibilité**, beaucoup de hasard.

Exemple de la fin d'année 2016
(zoom sur les 30 derniers jours à droite)



Source : suivi *live* des régimes de temps sur le [site](#) de Christophe Cassou (CERFACS).

N.B. À droite chaque carte de Z500 est réduite à 2 dimensions (par une technique d'ACP) et on peut visualiser à quel point on est proche, ou non, du centroïde.

Variabilité inter-annuelle

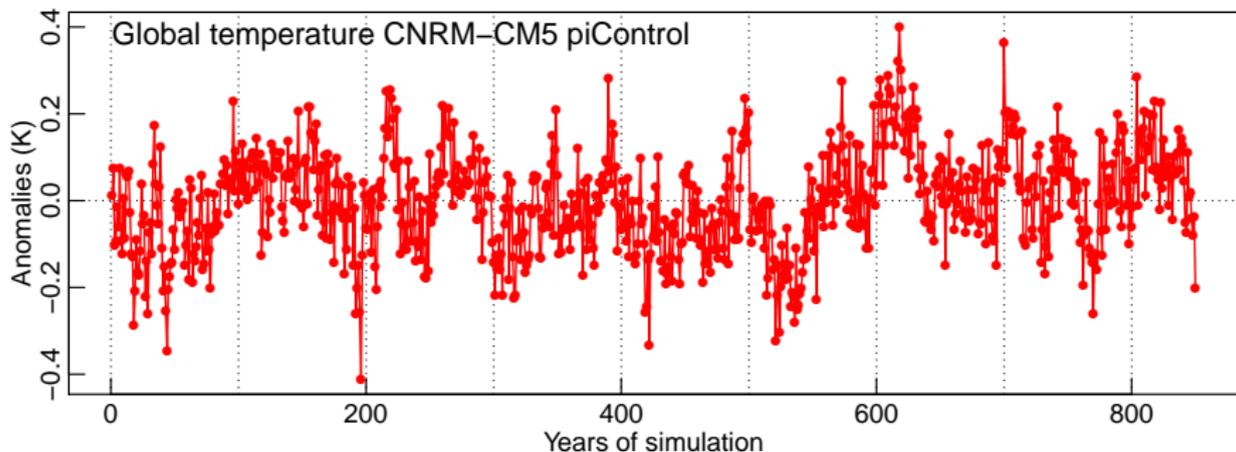
Exemple : Variations de T d'une année sur l'autre.

Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

Variabilité inter-annuelle – Température globale

Exemple : Variations de T d'une année sur l'autre.

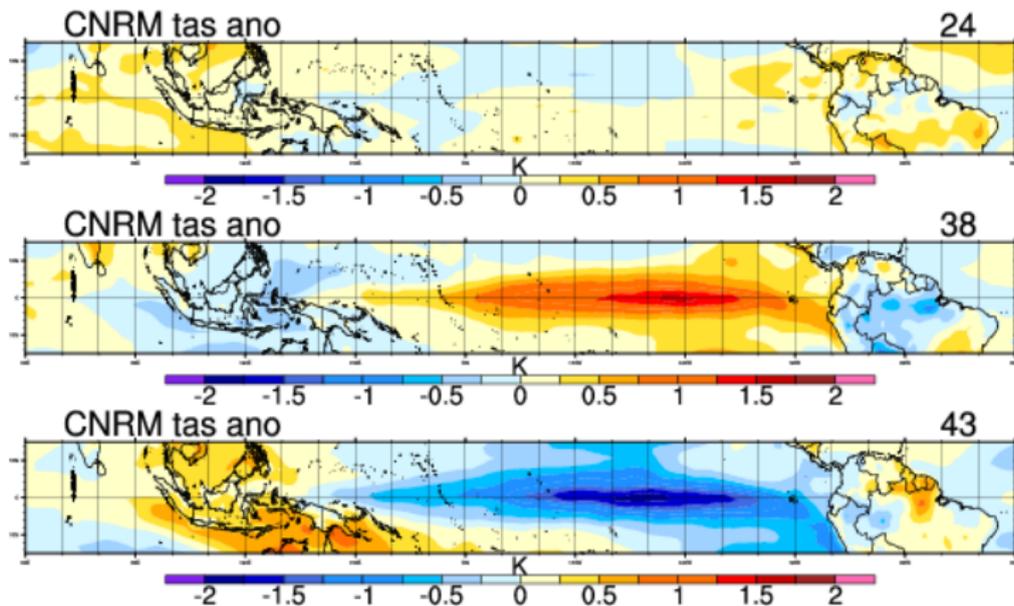
À l'équilibre énergétique, la T globale fluctue de quelques dixièmes de degrés à l'échelle inter-annuelle.



Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

Variabilité inter-annuelle – Zoom sur le Pacifique Tropical

Exemple de 3 années caractéristiques :



Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

Cette variabilité est appelée **El Niño Southern Oscillation (ENSO)**.

ENSO – Description (ACP)

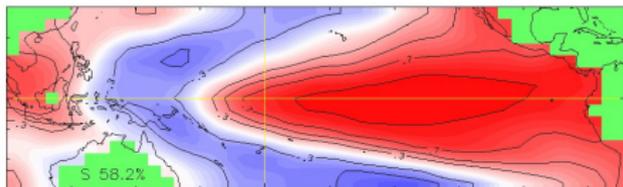
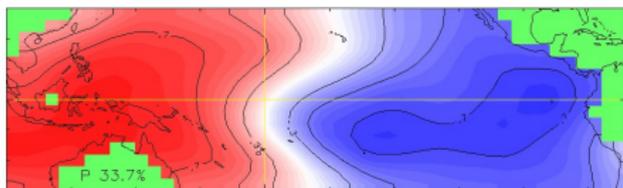
- ▶ L'ENSO est le **premier mode de variabilité** pression / SST.
- ▶ Ses anomalies **persistent** plusieurs mois (car maintenues par l'océan).

Source de **prévisibilité** saisonnière.

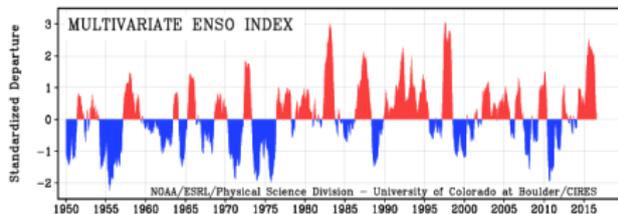
- ▶ Pas de périodicité claire, pic “mou” de fréquence vers **2 à 7 ans**.

Récents **Niños** marquants : 1982/83, 1997/98, et 2015/2016.

Cartes e_1 de pression (haut) et SST (bas)



Série temporelle p_1 associée

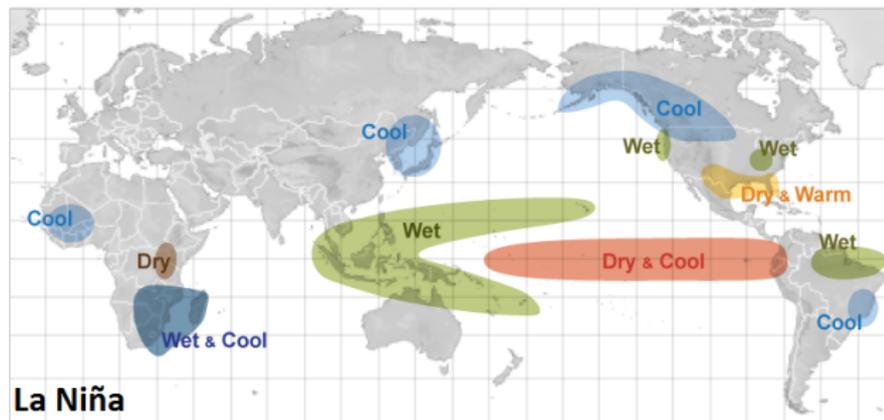
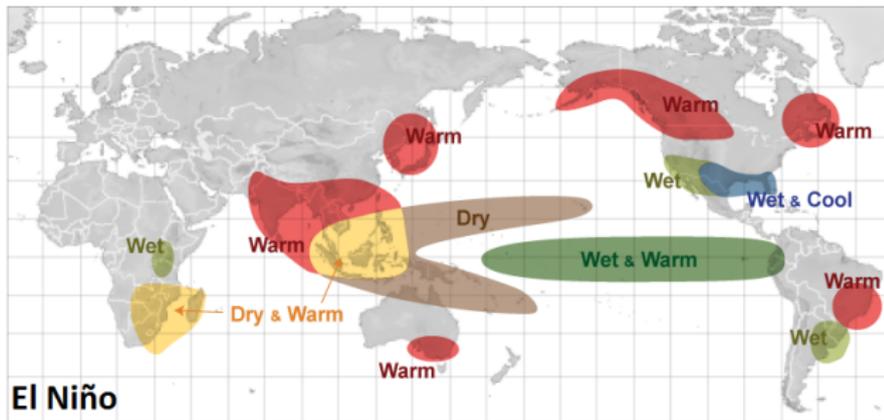


Source : [site](#) de la NOAA.
Données HadSLP2 et HadSST2,
voir Wolter and Timlin (2011).

ENSO – Téléconnexions

Influence ENSO à l'échelle globale...

...sauf en Europe.

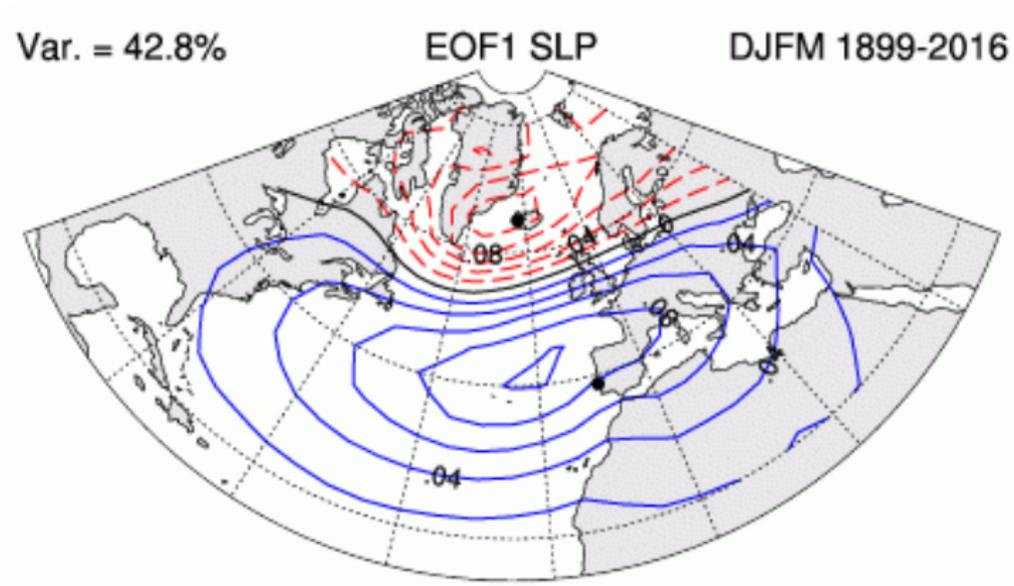


Source : NOAA.

Variabilité inter-annuelle – Europe

En Europe, le 1^{er} mode de variabilité inter-annuelle implique l'anticyclone des Açores et la **dépression d'Islande** : c'est l'**Oscillation Nord-Atlantique** (NAO).

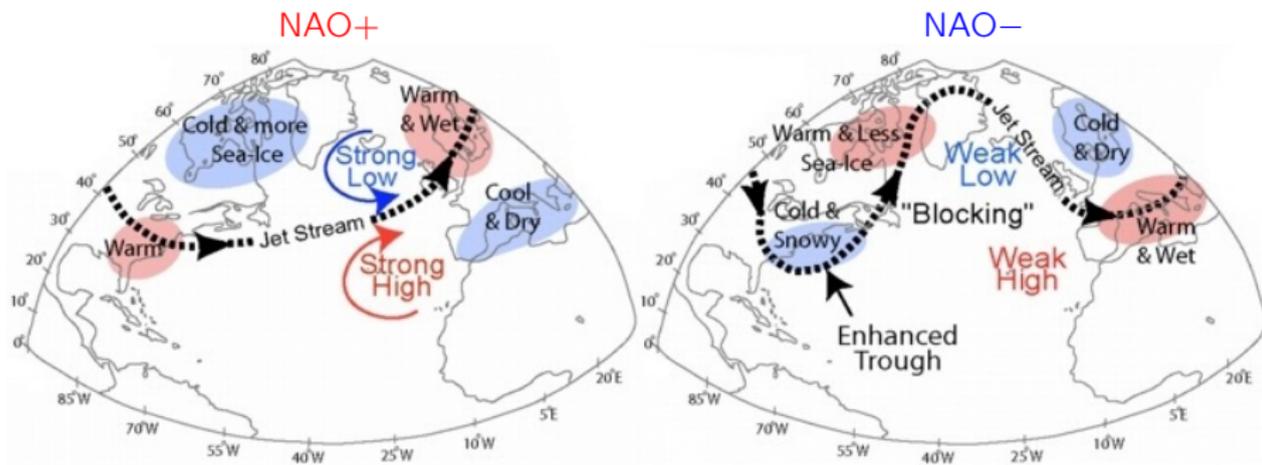
Exemple : Vecteur e_1 de la pression de surface hivernale.



Source : [Climate Data Guide](#), Jim Hurrell (NCAR).

NAO – Généralités

- ▶ Mode principalement **atmosphérique** (peu de prévisibilité).
- ▶ Influence en Europe et Amérique du Nord (quadripôle **froid/chaud**).

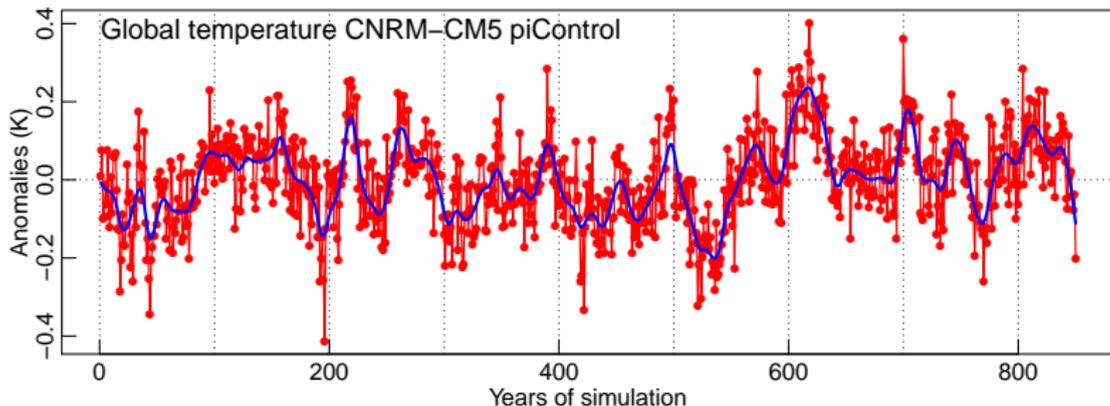


Source : [Université du Michigan](#).

- ▶ La NAO peut être vue comme l'intégration annuelle des **régimes de temps**. On parlera d'un "hiver NAO+" ou d'un "hiver NAO-".

Variabilité multi-décennale

Exemple (toujours le même) :



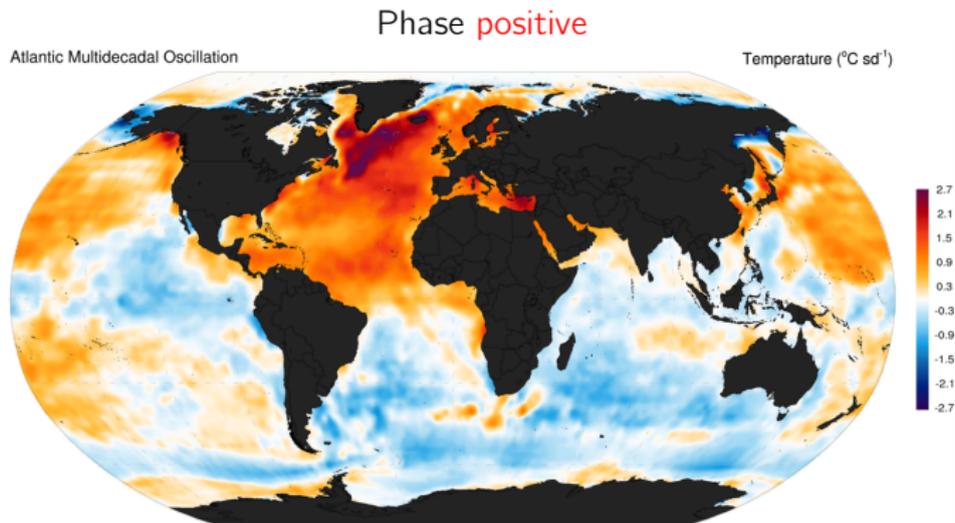
Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

À l'équilibre énergétique, la T globale fluctue de quelques centièmes, voire dixièmes, de degrés à l'échelle multi-décennale.

- L'origine de cette variabilité est principalement **océanique**.
- Vue l'échelle de temps, il est difficile de l'étudier dans les observations.
- Son estimation est capitale pour la détection de **changements climatiques**.

Variabilité multi-décennale – Mode principal

- ▶ Variabilité lente ($\sim 50\text{--}80$ ans) et spatialement uniforme de la SST Nord-Atlantique, en partie liée à l'intensité de la circulation thermohaline.

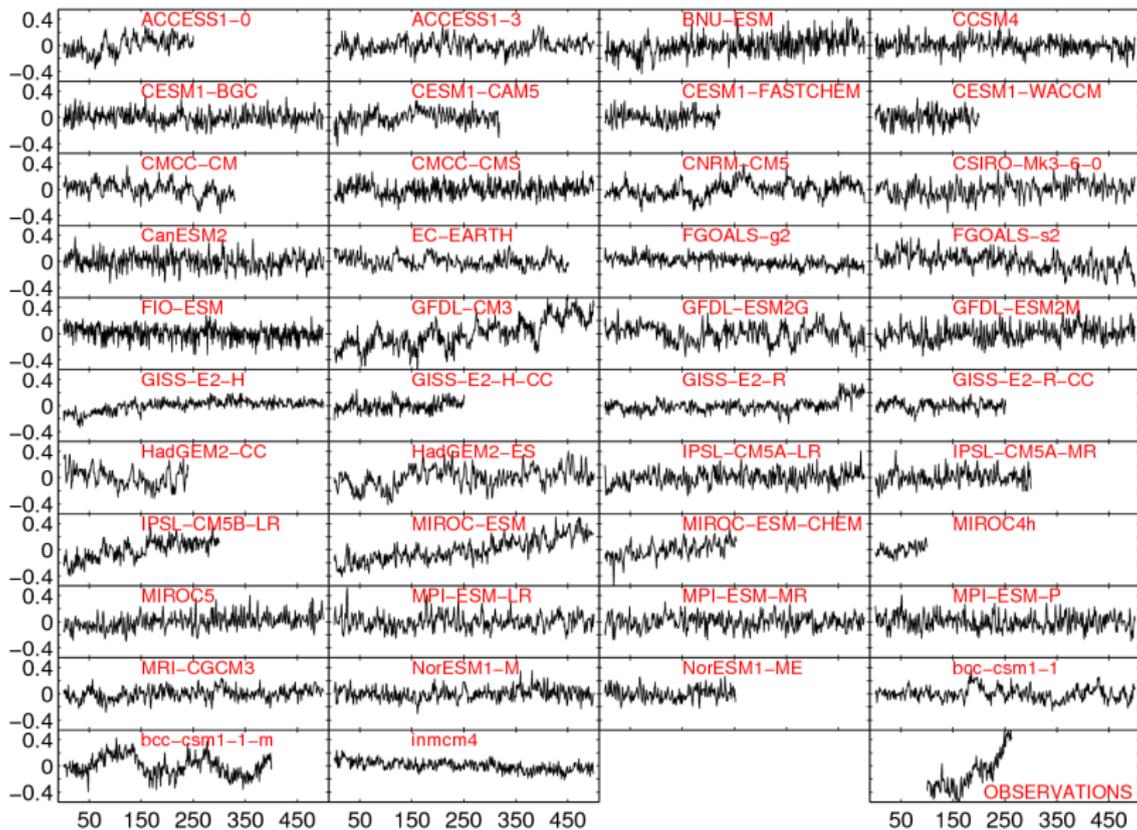


Source : [Blog](#) de l'AGU.

- ▶ Phase **négative** dans les 1970s–1980s, puis **positive** dans les 2000s.

Le problème... autant de *variabilités* que de modèles !

Global Mean Surface Air Temperature – CMIP5 Pre-Industrial Controls



Résumé

À l'équilibre énergétique, présence d'une **variabilité interne** à toutes les échelles, due aux échanges d'énergie & à la dynamique des composantes.

Origine **atmosphérique** pour petites échelles, **océanique** pour grandes.

Souvent décrite via ses principaux **modes** (méthodes d'*analyse statistique*).

Plus forte aux hautes latitudes qu'aux tropiques ; présence de **téléconnexions**.

Sa **prévisibilité** dépend de la région et de l'échéance temporelle considérées (ex. ENSO prévisible à échéance saisonnière, régimes de temps très peu au-delà de qq jours).

Capital de bien estimer / prendre en compte la **variabilité basse fréquence** pour l'étude des **changements climatiques** (cf. cours n°3).

Références I

- ▶ J. Cattiaux, H. Douville, and Y. Peings, *European temperatures in CMIP5: origins of present-day biases and future uncertainties*, *Clim. Dyn.* **41** (2013), no. 11-12, 2889–2907.
- ▶ 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.
- ▶ W.P. Köppen and R. Geiger, *Klima der Erde (map)*, Justus Perthes, Darmstadt (1954).
- ▶ 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.
- ▶ R. Sutton, E. Suckling, and E. Hawkins, *What does global mean temperature tell us about local climate?*, *Phil. Trans. R. Soc. A* **373** (2015), no. 2054, 20140426.
- ▶ K. Wolter and M.S. Timlin, *El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext)*, *Int. J. Climatol.* **31** (2011), no. 7, 1074–1087.