

Système Climatique IENM 4/10 (2A)

Modélisation

Julien Cattiaux

Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS / Météo-France

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

Contact : julien.cattiaux@meteo.fr

2021-22

Rappels 1A – Climat et météo

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 climatique**).

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**.

Rappels 1A – Système climatique

Le **système climatique** regroupe les différentes enveloppes superficielles et leurs interactions.

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 (objet de ce cours).

Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

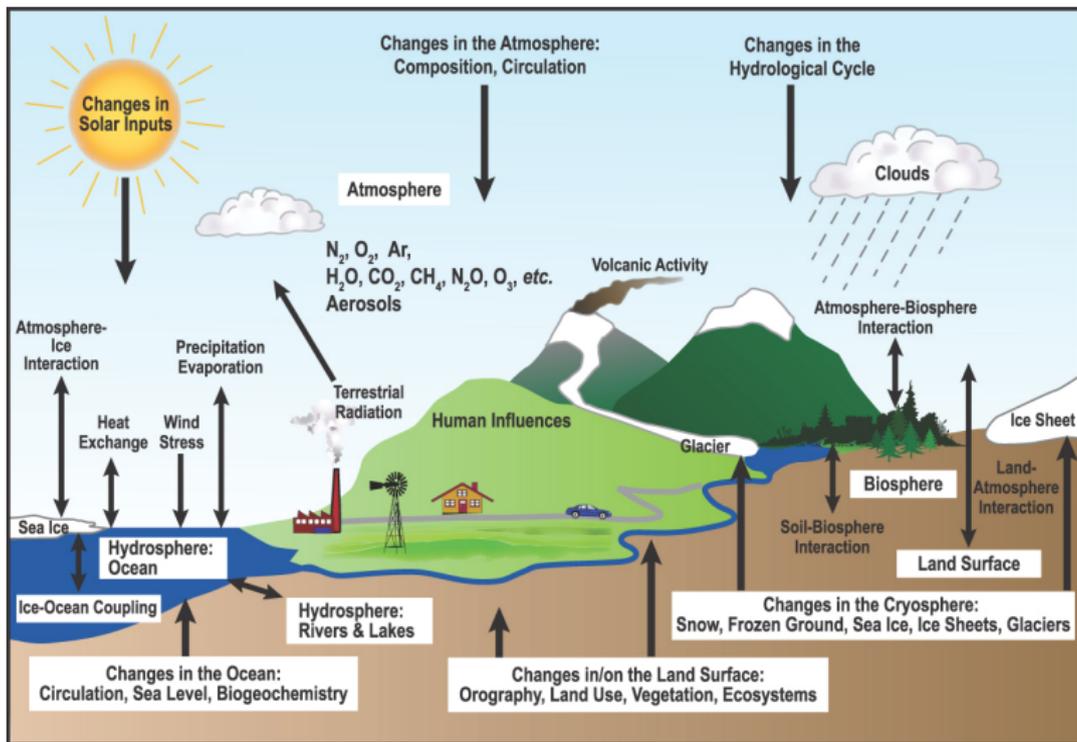
modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

Le système climatique – Rappel

Atmosphère ↔ Océans ↔ Cryosphère ↔ Continents ↔ Biosphère

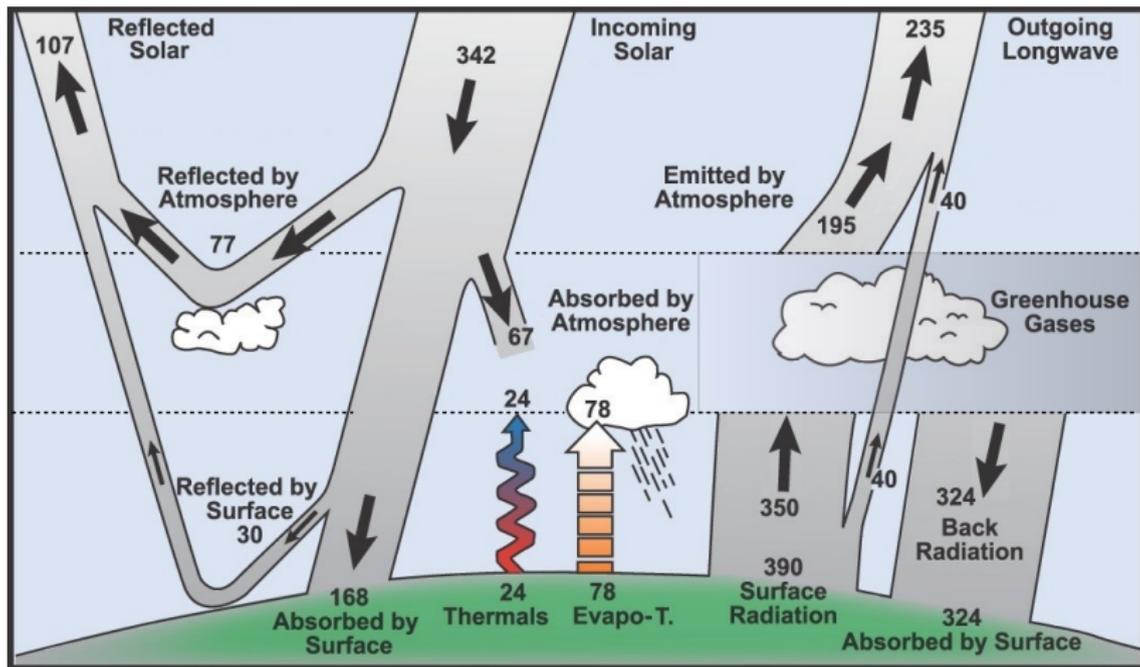


Source : IPCC AR4 (2007) FAQ 1.2 Fig. 1.

Bilan d'énergie – Rappel

À l'équilibre, au sommet, $E_{in}^{SW} = (1 - \alpha)S_0/4 = E_{out}^{LW} = \epsilon\sigma T_e^4$.

avec α albédo planétaire (0.3), S_0 activité solaire (1368 W.m^{-2}), ϵ émissivité surface (0.97), σ constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) et T_e température d'émission (255 K).

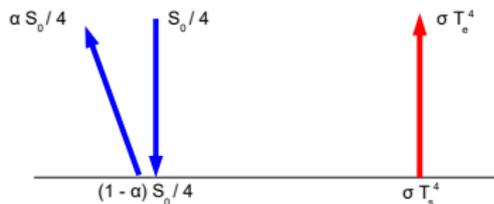


Adapté de l'IPCC AR4 (2007) FAQ 1.1 Fig. 1. Flux en W.m^{-2} .

Température de surface – Vers un premier modèle

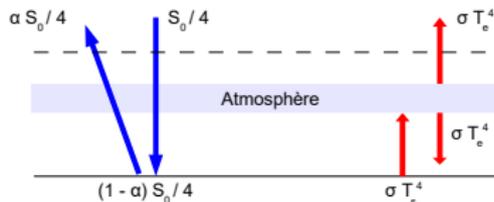
Rappel : modèle sans atmosphère.

$$T_s^4 = T_e^4.$$



Rappel : modèle dit à une vitre.

$$T_s^4 = 2 T_e^4.$$



► On peut définir $\tau_a = T_e^4 / T_s^4$ la **transmissivité** de l'atmosphère.

Décrit l'effet de serre, $\tau_a \sim 0.64$ dans les conditions actuelles.

► À l'équilibre, on a alors : $(1 - \alpha)S_0/4 = \epsilon\tau_a\sigma T_s^4$.

► Un premier modèle décrivant l'évolution de T_s peut donc s'écrire :

$$C_E \frac{dT_s}{dt} = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \epsilon\tau_a\sigma T_s^4$$

avec C_E capacité calorifique effective du système en $J.m^{-2}.K^{-1}$.

Energy Balance Model

$$C_E \frac{dT}{dt} = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T^4$$

On linéarise autour de la température d'équilibre $T = T_{eq} + T'$ ($T' \ll T_{eq}$) :

$$\begin{aligned} C_E \frac{dT'}{dt} &= (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_{eq} + T')^4 \\ &= (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^4 \left(1 + 4 \frac{T'}{T_{eq}}\right) \\ &= -4 \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^3 T' \\ &= -|\lambda| T' \end{aligned}$$

avec λ **paramètre de sensibilité** exprimé en $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

N.B. Par souci de simplification, le raisonnement présenté ici suppose α et τ_a constants lorsque T varie, ce qui n'est pas réaliste car présence de **rétroactions**. La valeur du paramètre $|\lambda| = 4 \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^3 = 3.36 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ correspond à la réponse de Planck ; la sensibilité totale (avec rétroactions) est plutôt caractérisée par $|\lambda| \sim 1.6 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ (voir cours n°6).

Energy Balance Model linéarisé

$$C_E \frac{dT}{dt} + |\lambda| T = F(t)$$

avec $F(t)$ la perturbation (ou **forçage**) imposée au système (en W.m^{-2}).

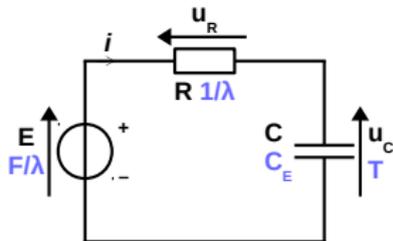
► **Analogie avec électronique** : ce modèle est équivalent à un dipôle RC.

Avec $E = u_R + u_C$, $u_R = Ri$ et $i = Cdu_C/dt$, on obtient :

$$C \frac{du_C}{dt} + \frac{1}{R} u_C = \frac{E(t)}{R}$$

donc cet EBM correspond au dipôle :

$$(R, C) \Leftrightarrow \left(\frac{1}{|\lambda|}, C_E \right)$$



► **Utilisation** : solution analytique de la réponse en T_s à des forçages idéalisés.
cf. suite...

Energy Balance Model linéarisé

$$C_E \frac{dT}{dt} + |\lambda| T = F(t)$$

- Réponse à un forçage en escalier de type $F(t < 0) = 0$ et $F(t \geq 0) = F$:
(e.g. quadruplement abrupt de la concentration de CO_2)

$$T(t \geq 0) = \frac{F}{|\lambda|} \left[1 - e^{-t/\tau} \right]$$

- Réponse à un forçage linéaire de type $F(t < 0) = 0$ et $F(t \geq 0) = Ft$:
(e.g. augmentation d'1 % par an de la concentration de CO_2)

$$T(t \geq 0) = \frac{F}{|\lambda|} \left[t - \tau \left(1 - e^{-t/\tau} \right) \right]$$

avec $\tau = C_E/|\lambda|$ temps caractéristique de la réponse.

EBM 0D – Prise en compte de l'inertie de l'océan 1/2

- Utiliser une unique C_E , T , etc. pour décrire le système a ses limites.

Pour mieux caractériser l'inertie du système, on peut séparer les couches superficielles et l'océan profond → on utilise alors un **modèle à deux boîtes**.

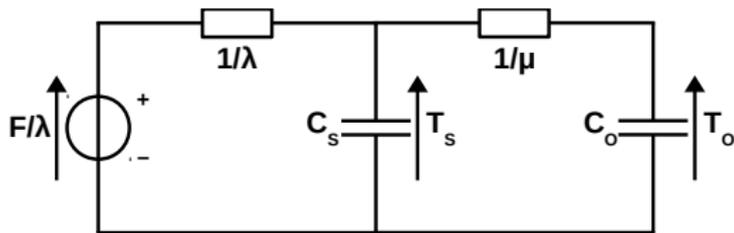
Exemple d'EBM à deux boîtes (**S**urface et **O**céan profond, $C_o \gg C_s$)

$$C_s \frac{dT_s}{dt} = F(t) - \lambda T_s - \mu(T_s - T_o)$$

$$C_o \frac{dT_o}{dt} = \mu(T_s - T_o)$$

avec μ coefficient d'échange de chaleur entre les deux couches exprimé en $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

- **Analogie** : circuit RC-RC.
Cf. Geoffroy et al. (2013).



EBM 0D – Prise en compte de l'inertie de l'océan 2/2

► Dans ce modèle, on* montre que les solutions analytiques se décomposent en une réponse rapide ($\tau_s = C_s/\lambda$) et une réponse lente ($\tau_o = C_o/\mu$).

– Forçage en escalier :

$$T_s(t \geq 0) = \frac{F}{\lambda} \left[1 - \alpha e^{-t/\tau_s} - \beta e^{-t/\tau_o} \right]$$

– Forçage linéaire :

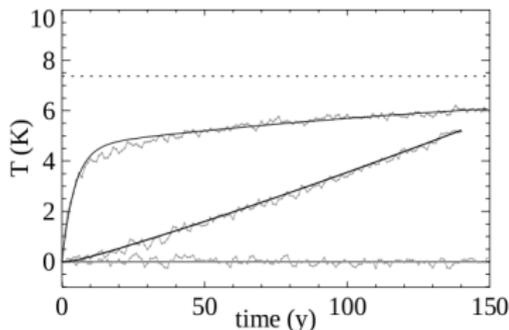
$$T_s(t \geq 0) = \frac{F}{\lambda} \left[t - \alpha \tau_s \left(1 - e^{-t/\tau_s} \right) - \beta \tau_o \left(1 - e^{-t/\tau_o} \right) \right]$$

avec α et β caractérisant le poids relatif de chaque réponse ($\alpha + \beta = 1$).

Exemple de réponse en T_s à :

- un quadruplement abrupt de $[\text{CO}_2]$
- un scénario "1 % $[\text{CO}_2]$ ".

* Source résultat et figure : Geoffroy et al. (2013).



EBM 0D – Encore plus de boîtes ?

Exemple : séparation de la boîte surface en land + ocean.

EBM à trois boîtes (**L**and, **O**cean et **D**eep-**O**cean)

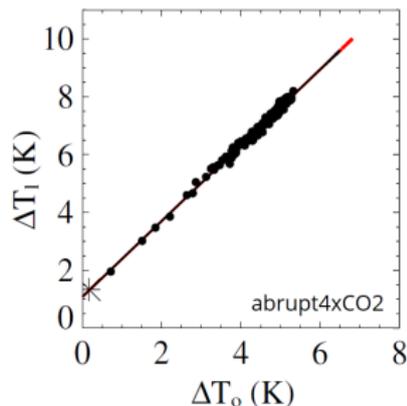
$$C_l \frac{dT_l}{dt} = F_l(t) - \lambda_l T_l - \nu(T_l - T_o)$$

$$C_o \frac{dT_o}{dt} = F_o(t) - \lambda_o T_o - \nu(T_l - T_o) - \mu(T_o - T_{do})$$

$$C_{do} \frac{dT_{do}}{dt} = \mu(T_o - T_{do})$$

Utilisation : estimation du contraste terre-mer dans la réponse en température (ici à un quadruplement abrupt de $[\text{CO}_2]$).

Source : Geoffroy et al. (2015).



Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

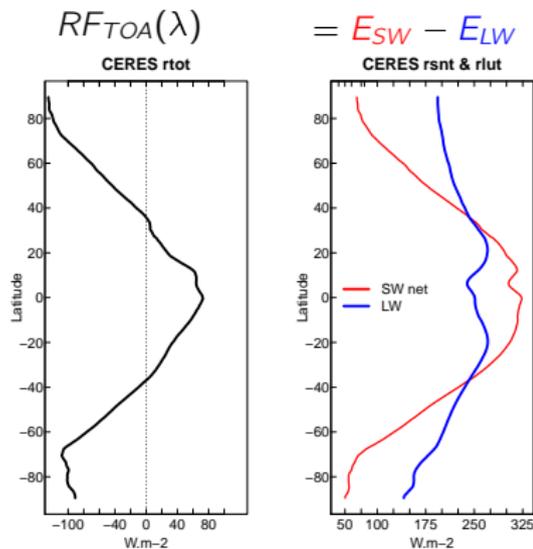
modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

Répartition spatiale du bilan d'énergie – Rappel

- ▶ Le bilan net d'énergie n'est pas **uniforme** spatialement.
- ▶ La principale distinction est **latitudinale** (équateur vs. pôles).

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

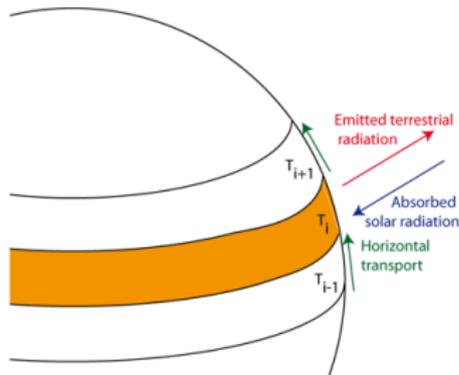


Données **CERES** 2001–2014.

Une extension naturelle des EBM est d'inclure la dimension **latitude**.

EBM 1D – Formalisme

Principe : écrire le bilan d'énergie pour chaque bande de latitude i , en ajoutant un terme de **transport horizontal** méridien.



$$\gamma_i(1 - \alpha_i)\frac{S_0}{4} = \varepsilon\tau_a\sigma T_i^4 + \text{transport}_i$$

où γ_i tient compte de la sphéricité de la Terre, α_i de la variation latitudinale d'albédo et T_i est la température de surface de la région i .

Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 3.3).

Exemple d'EBM 1D linéarisé

$$C\frac{dT_i}{dt} = \gamma_i(1 - \alpha_i)\frac{S_0}{4} - (A + BT_i) - C_i(T_i - \bar{T})$$

N.B. Le terme de **transport**, ici linéaire, peut être plus sophistiqué (e.g. diffusion).

EBM 1D – Utilisation

Exemples : retrouver le profil méridien de température de surface...
... et/ou jouer avec, e.g., le forçage solaire ou l'intensité du transport.

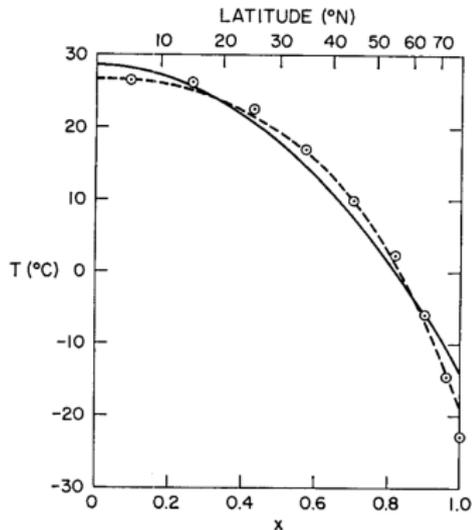


FIG. 1. Sea level temperature as a function of latitude for the present climate. Circles represent observations (Sellers, 1965). The solid line is the temperature calculated from the two-mode approximation. The dashed line illustrates how a third-mode ($n=4$) contribution of proper amplitude (-5°C) would improve the agreement; the latter was *not* calculated from the model.

Source : North (1975) et Sellers (1969).

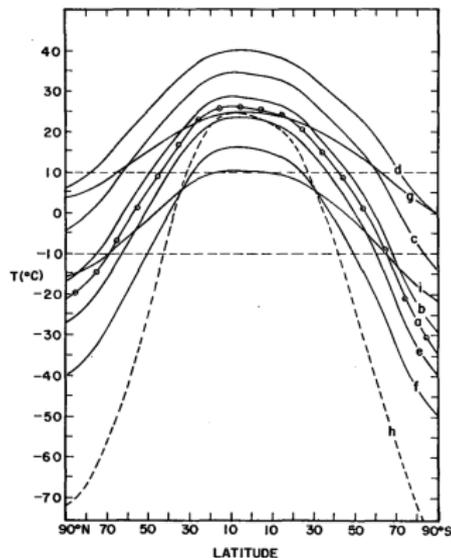


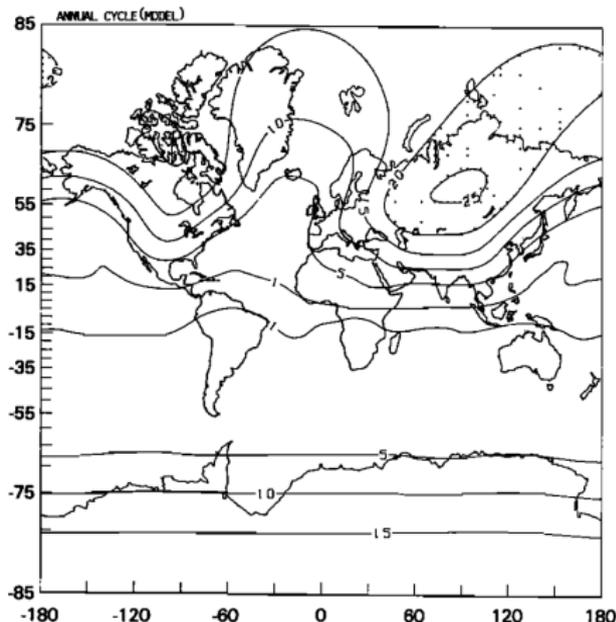
FIG. 7. The predicted latitudinal distribution of the mean annual sea level temperature when the solar constant is increased by 0%, a, 1%, b, 5%, c, and 10%, d, or reduced by 1%, e, 2%, f. Curve i shows the distribution resulting from a 3% decrease of the solar constant and a 100% increase in the exchange coefficient and eddy diffusivities. In curves g and h the solar constant is kept fixed at its present value of 2.00 ly min^{-1} and the exchange coefficients and eddy diffusivities are increased by 100% and decreased by 50%, respectively. In all cases the planetary albedo is given by Eqs. (5a) and (5b).

EBM 2D

- ▶ On peut à son tour inclure la dimension **longitude** et *paramétrisant* un transport zonal de façon similaire.

Exemple : Amplitude du cycle saisonnier de température obtenue avec un EBM2D avec transport en diffusion isotrope.

Source : North et al. (1983).



- ▶ On commence à avoir envie de mieux représenter la **dynamique**...

Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

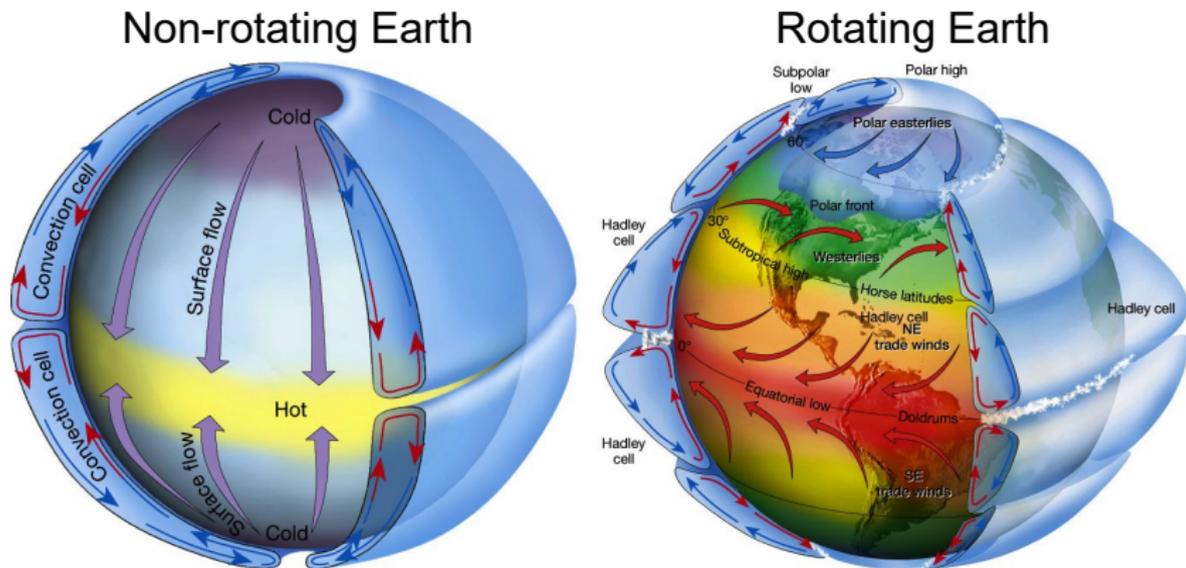
modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

Dynamique atmosphérique – Rappel

- ▶ Cellules de Hadley et alizés de surface aux tropiques.
- ▶ Courant-jets, vents d'ouest et activité transitoire aux moyennes latitudes.
- ▶ Vortex polaires stratosphériques.



Source : Lutgens and Tarbuck (2001).

Vers les premiers GCMs – Mise en équations

[...] the necessary and sufficient conditions for a rational solution of the problems of meteorological prediction are the following:

1. the condition of the atmosphere must be known at a specific time with sufficient accuracy;
2. the *laws** which determine the development of one weather condition from another must be known with sufficient accuracy.

* we set up the following equations:

- the three hydrodynamic equations of motion,
- the equation of continuity (conservation of mass),
- the equation of state for the atmosphere,
- the two major principles of the mechanical theory of heat.

Extraits de *Das problem der Wetterforhersage, betractet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik* (*Meteorologische Zeitschrift*, 1904).



W. Bjerknæs
(1852–1961)

Vers les premiers GCMs – Discrétisation

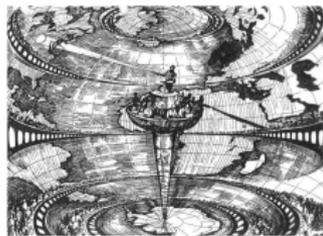
Imagine a large hall like a theatre [...] The walls are painted to form a map of the globe. The ceiling represents the north polar regions, England is in the gallery, and the Antarctic in the pit.

A myriad **computers** are at work upon the weather of the part of the map where each sits, but each computer attends only to one equation or part of an equation. The work of each region is coordinated by an official of higher rank. Each number is displayed so that neighbouring computers can read them.

[In the center] sits the man in charge of the whole theatre [...] One of his duties is to maintain a uniform speed of progress in all parts of the globe.



L. Fry Richardson
(1881–1953)



Extraits de *Weather Prediction by Numerical Process* (1922), disponible en version électronique intégrale [ici](#) (258 pp).

Vers les premiers GCMs – Calcul 1/2

1950s – Première expérience de prévision numérique du temps (PNT) par N. Phillips sur un ordinateur conçu par J. von Neumann.

Quelques caractéristiques :

- Résolution horizontale 16×17 (H.N. seul), 2 niveaux verticaux, pas de temps 2 h.
- Durée 31 jours (après 130 jours de *spin-up*).
- Mémoire vive 5 ko, mémoire de stockage 10 ko.

QUARTERLY JOURNAL
OF THE
ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY

Vol. 82

APRIL 1956

No. 352

551.513.1 : 551.509.33 : 681.14

The general circulation of the atmosphere : a numerical experiment

By NORMAN A. PHILLIPS
The Institute for Advanced Study, Princeton, U.S.A.

(Manuscript received 17 October 1955)

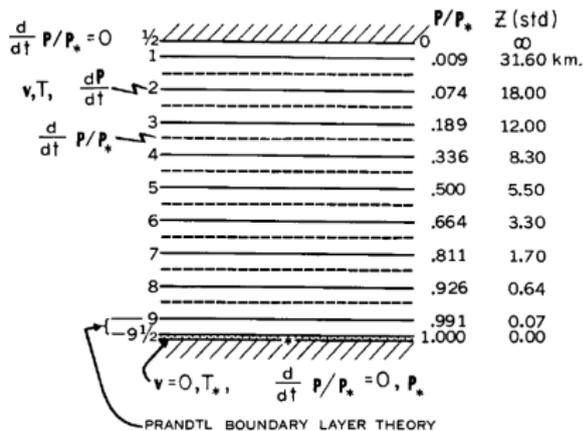
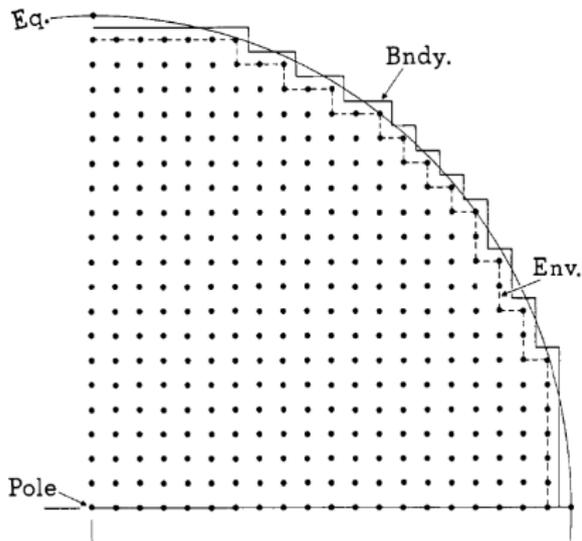
Source : Phillips (1956).

Vers les premiers GCMs – Calcul 2/2

1960s – Développement concomitant de plusieurs GCMs aux U.S.

- Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, S. Manabe & J. Smagorinsky (1965).
- University California Los Angeles, A. Arakawa & Y. Mintz (1965).
- Lawrence Livermore National Laboratory, C. Leith (1965).
- National Center for Atmospheric Research, A. Kasahara & W. Washington (1967).

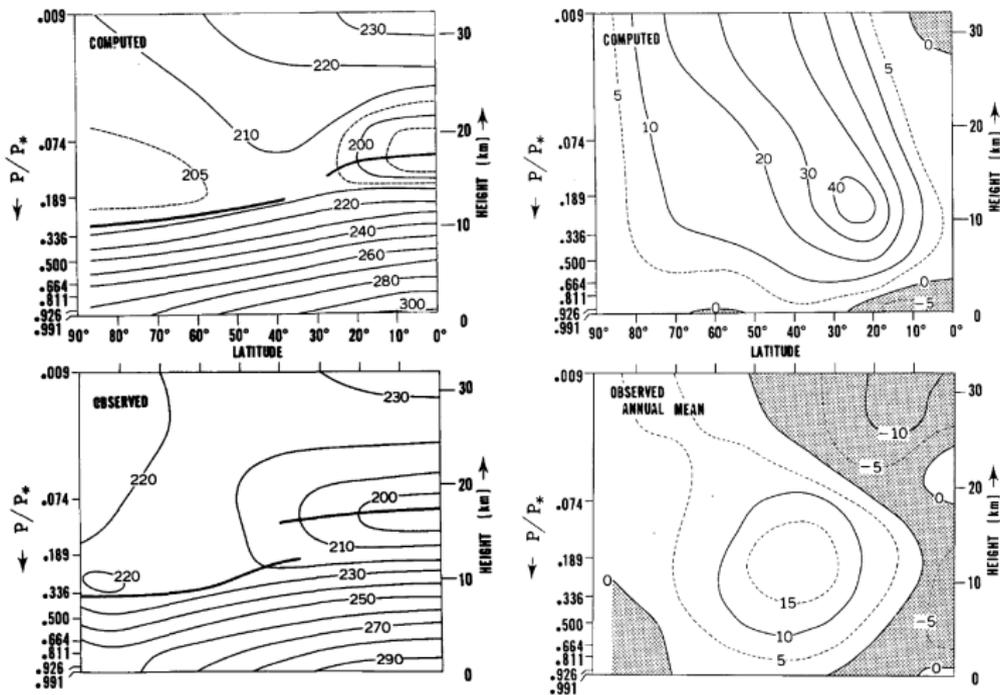
Exemple de la grille atmosphérique du modèle du GFDL en 1965



Source : Smagorinsky et al. (1965).

Vers les premiers GCMs – Évaluation

Exemple de T et U du modèle du GFDL (avec cycle hydrologique)



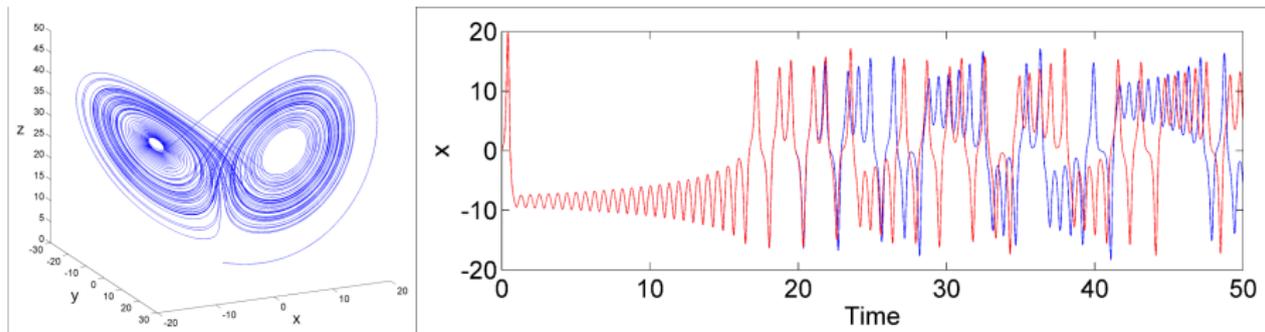
Source : Manabe et al. (1965).

N.B. D'après Edwards (2011), on portait à cette époque une "strict attention to developing physical theory and numerical methods before seeking verisimilitude".

Prévoir la météo vs. simuler le climat - 1/3

- ▶ Les premiers GCMs sont développés dans le but de **prévoir le temps**.
- ▶ Pour la PNT, la **composante atmosphérique** peut sembler suffire, le principal problème est l'**initialisation** (conditions initiales).

Illustration du problème de l'**initialisation**



Solutions du système de Lorenz : $\dot{x} = \sigma(y - x)$, $\dot{y} = rx - y - xz$ et $\dot{z} = xy - bz$
avec $\sigma = 10$, $b = 8/3$ et $r = 28$, et (x, y, z) initialisé à $(0, 1.00, 0)$ et $(0, 1.01, 0)$.

Prévoir la météo vs. simuler le climat – 2/3

- ▶ En pratique :
 - réalisation de la **prévision** (simulation GCM) ;
 - **assimilation** de données observées (en temps réel) ;
 - **analyse** pour fournir un nouvel état initial sans trop “brusquer” le modèle.

Illustration de la chaîne de PNT opérationnelle

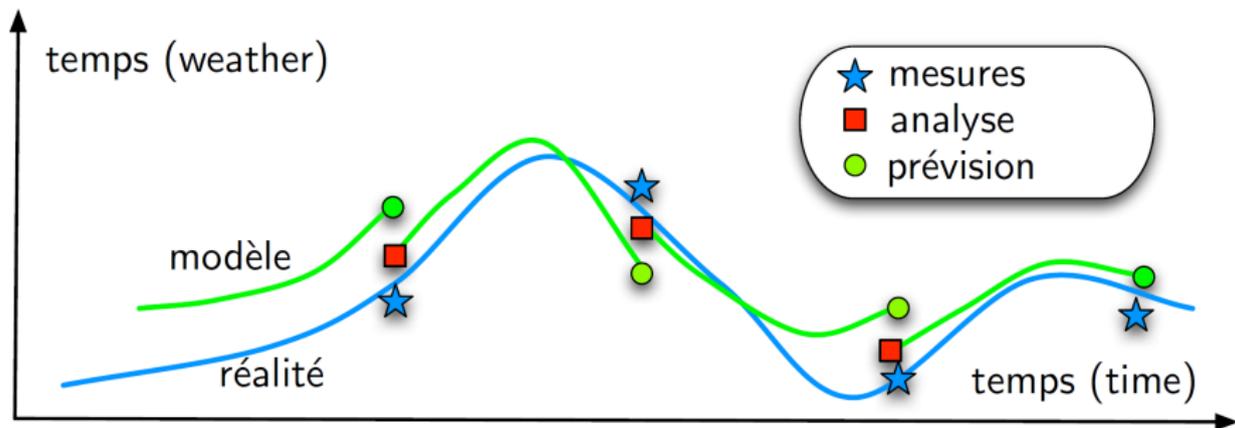


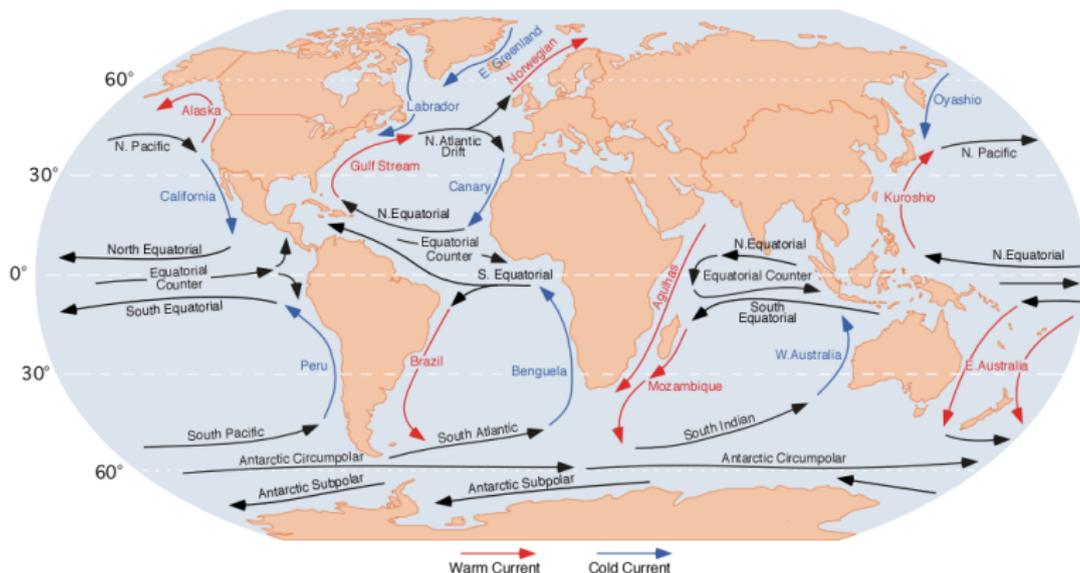
Figure empruntée au cours d'Olivier Thual (CERFACS).

Prévoir la météo vs. simuler le climat - 3/3

- Pour étudier le **climat**, importance des **grands équilibres physiques**.
- Besoin d'ajouter les **composantes lentes** du système, e.g. l'**océan**.

Rappel : circulation de surface pilotée par les vents + circulation thermohaline de profondeur entretenue par les contrastes de densité (T, S).

Principaux courants de surface



Source : M. Pidwirny (2006).

Ajout de la composante océanique - 1/2

1970s – Les AGCMs deviennent des AOGCMs.

Des premières simulations idéalisées...

Exemple de T du modèle du GFDL (océan à 5 couches, configuration idéalisée)

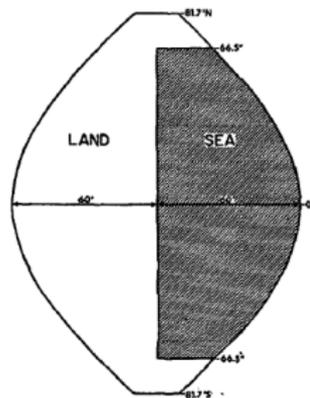
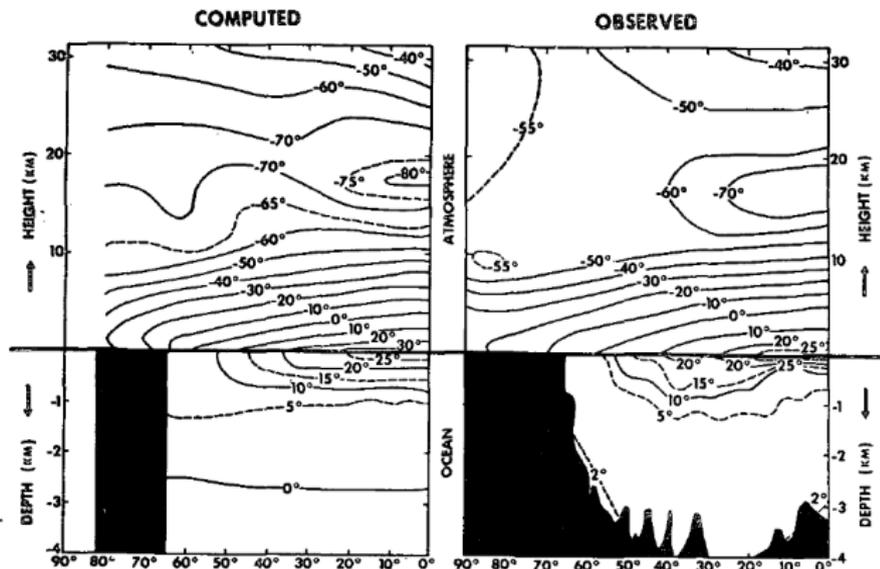


FIG. 1. Ocean-continent configuration of the model.



Source : Manabe and Bryan (1969).

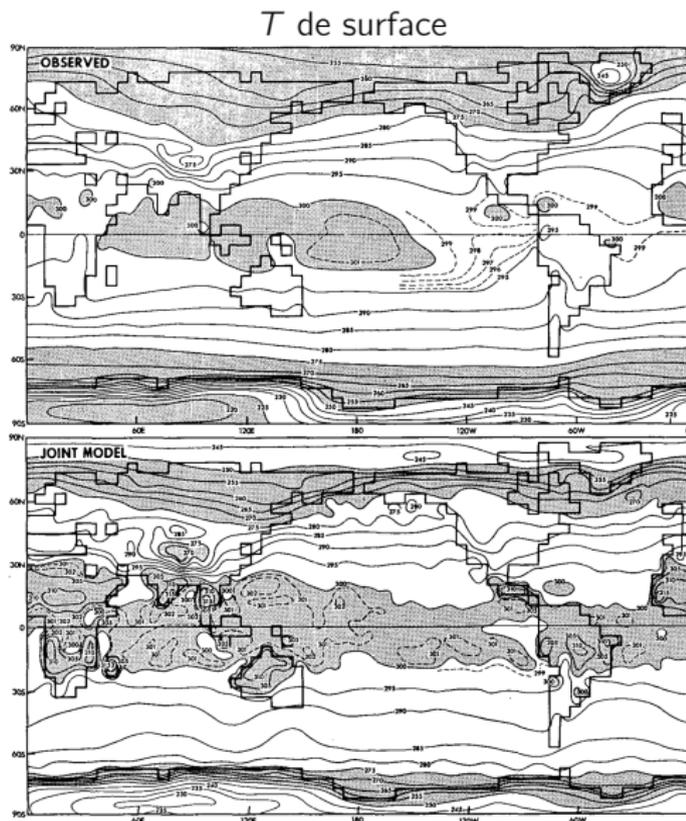
Ajout de la composante océanique – 2/2

... aux premières simulations réalistes.

Exemple du modèle du GFDL :

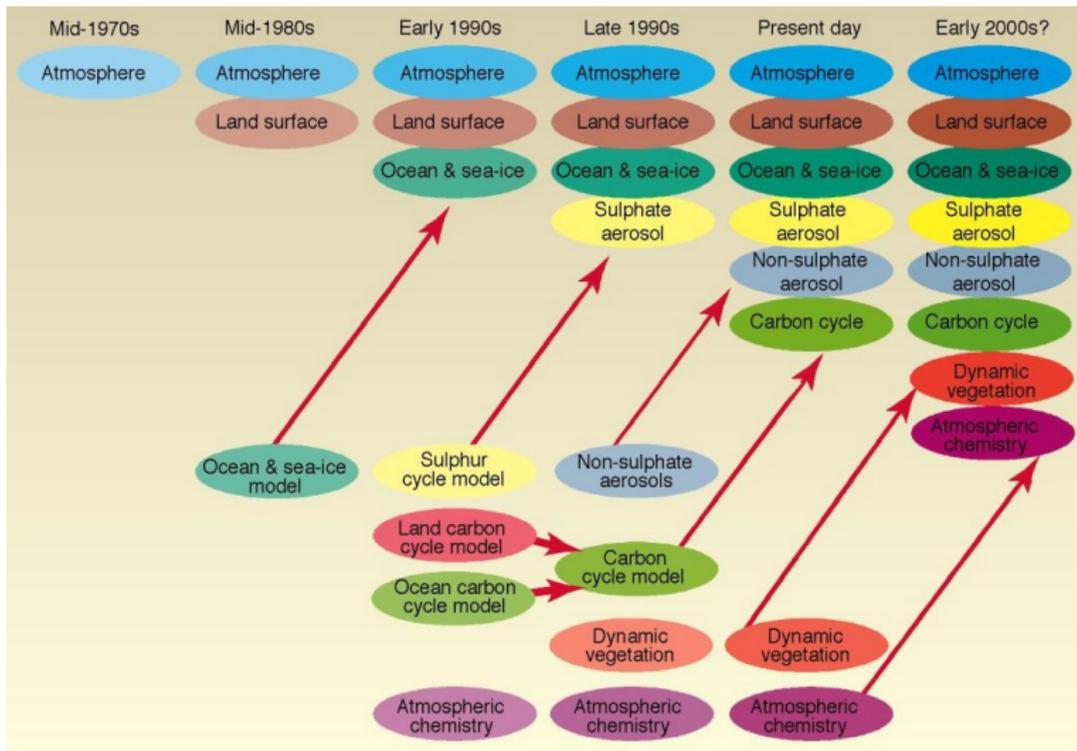
- AOGCM global,
- résolution atm. 64×38 ,
- continents et orographie,
- océan à 12 niveaux,
- etc.

Source : Manabe et al. (1975)
et Bryan et al. (1975).



De plus en plus de composantes

1990s, 2000s, 2010s... – Les AOGCMs deviennent des **ESMs**.



Source : IPCC TAR (2001), Fig. TS Box 3.

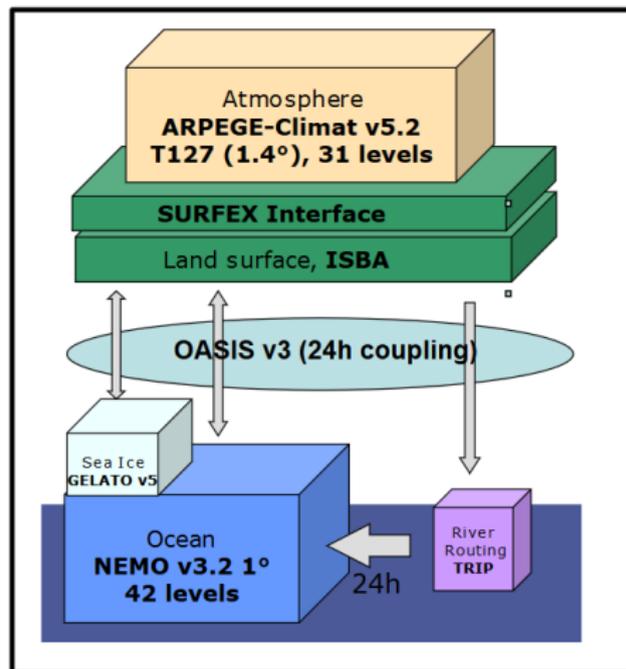
Structure actuelle d'un AOGCM / ESM

- ▶ Un modèle par **composante** du système.
- ▶ Des interfaces de **couplage** entre composantes.
- ▶ \pm de composantes intégrées selon l'utilisation (mode **forcé** vs. **couplé**).

—
+ Partage de composantes entre AOGCMs (e.g. CNRM et IPSL ont le même modèle d'océan).

+ Diffusion de versions de modèles (e.g. programme **Earth System Modeling Framework** aux U.S.).

Exemple : Structure de CNRM-CM5



Source : [CNRM](#).

Contexte international : le programme CMIP

Coupled Models Intercomparison Project

Projet proposant un protocole commun et standardisé pour réaliser des simulations et mettre à disposition les résultats.

CMIP6 Modeling Groups (click on flags to reveal identity)

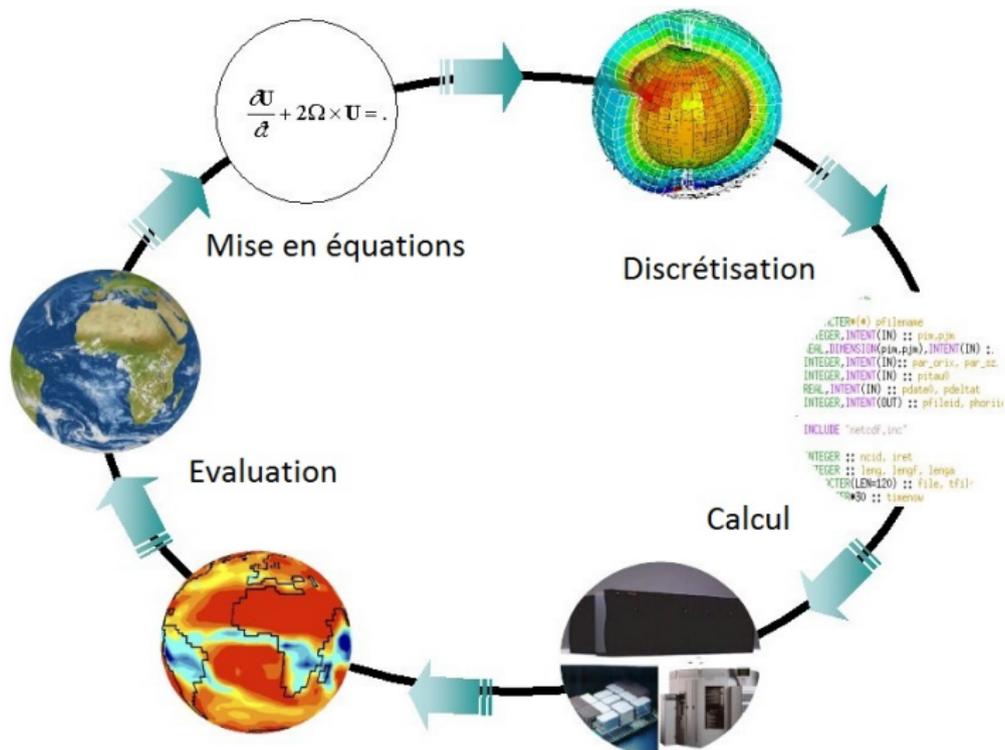


Voir <https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/>

- Lancé en 1995, phasé avec les rapports de l'IPCC.
- Actuellement à sa 6^e phase (30+ centres, 60+ AOGCMs).
- Accompagné de ses MIPs par composantes (AMIP, OMIP, LS3MIP, etc.) ou objet d'étude (CFMIP, GMMIP, HighResMIP, etc.).

Les quatre (cinq ?) étapes de la modélisation

- Mise en équations et discrétisation de chaque composante, couplage des composantes si nécessaire, puis calcul et évaluation.



Mise en équations – 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 ($\partial_t \rho = 0$).

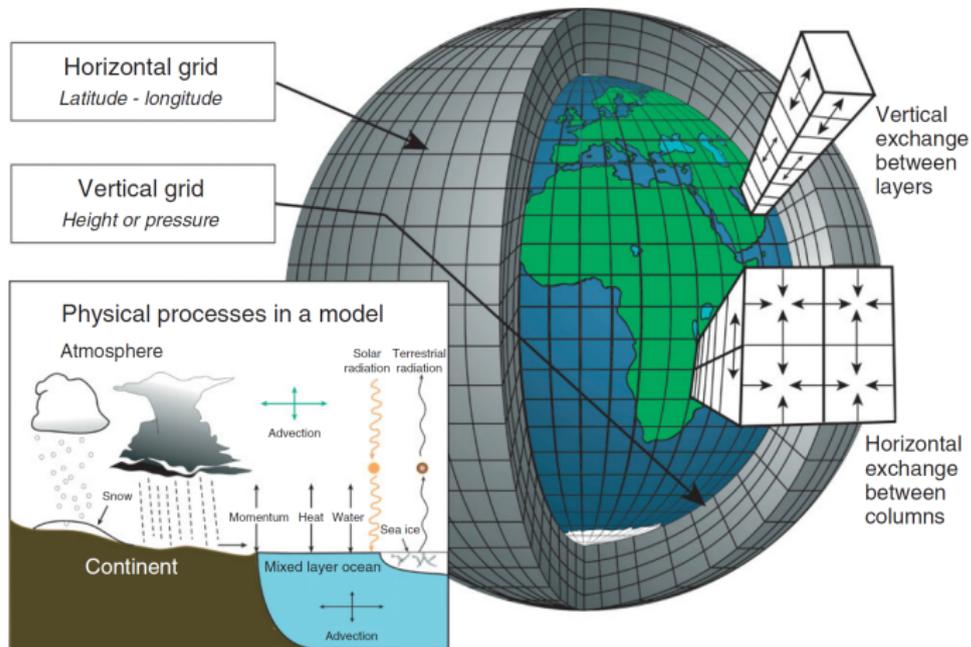
- Conditions initiales & aux limites
e.g. RF_{TOA} , autres composantes.

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

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

Discretisation – Grille et résolution

- ▶ On **discrétise** à la fois dans l'espace (x, y, z) et dans le temps (t).
- ▶ Les phénomènes *sous-maille* doivent être **paramétrisés**.
- ▶ On distingue classiquement la partie **physique** (1D, paramétrisations) de la partie **dynamique** (transport 3D) d'un modèle.

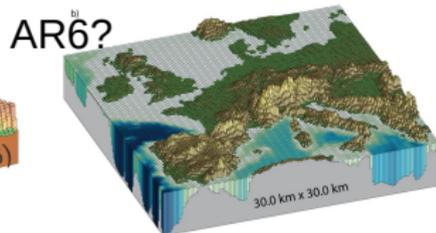
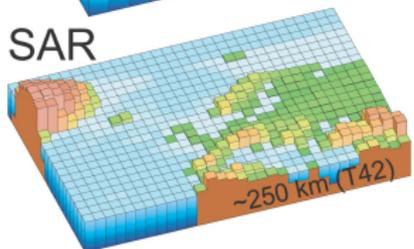
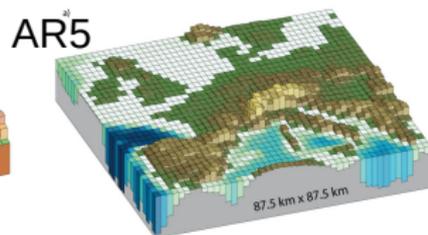
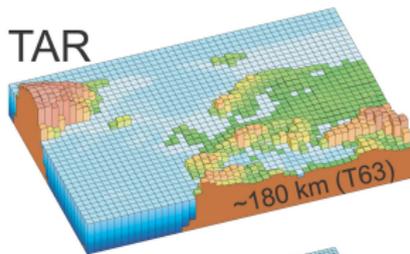
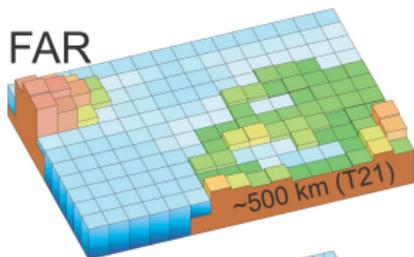


Source : Edwards
(2011), Fig. 2.

Discrétisation – La course à la résolution

- ▶ L'augmentation des moyens de calcul permet d'augmenter la **résolution** des modèles (aujourd'hui ~ 100 km).
- ▶ L'augmentation de résolution permet de résoudre des **processus de plus petite échelle**, donc d'améliorer la simulation du climat (en théorie).

Grille typique des modèles lors des rapports successifs du GIEC
(1991, 1995, 2001, 2007, 2013, 2022?)



Source : IPCC AR4 (2007) Fig. 1.4 et AR5 (2013) Fig 1.14.

Discretisation – Traduire les équations sur une grille

- ▶ **Grilles rectangulaires** longitude-latitude (premiers GCMs).

Approximation des dérivées dans les EDP par **différences finies** :

$$\frac{\partial U}{\partial t} = k \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad \longrightarrow \quad \frac{U_j^{n+1} - U_j^n}{\Delta t} = k \frac{U_{j+1}^n - 2U_j^n + U_{j-1}^n}{\Delta x^2}$$

- Plusieurs formulations possibles (centrées/décentrées, explicites/implicites).
- Δt conditionné par Δx pour assurer la stabilité : ici $k \Delta t \leq \Delta x^2/2$.
- Problèmes aux pôles (projections alternatives possibles).

- ▶ **Grilles spectrales** (à partir 1970s).

Résolution des EDP dans l'**espace des phases** après séparation espace-temps :

$$U(x, t) = \sum_{k=1}^N A_k(t) \Phi_k(x) \quad \longrightarrow \quad \frac{\partial U}{\partial t} \sim \frac{dA_k}{dt} \quad \text{et} \quad \frac{\partial U}{\partial x} \sim \frac{d\Phi_k}{dx}$$

- Avec $\Phi_k(x)$ séries de Fourier (plan) ou harmoniques sphériques (sphère).
- Condition $N = n_x \times n_y$ pour ne pas perdre d'information.

- ▶ Autres méthodes mathématiques encore marginales en climat.

Éléments finis type *Arbitrary Mesh Refinement*, *Discontinuous Galerkin*, etc.

Discrétisation – Et pour les phénomènes sous-maïlles ?

► Pour rendre compte de l'**effet collectif** (*statistique*) des **processus de petite échelle** non résolus explicitement dans chaque colonne d'atmosphère*, on utilise des équations *paramétrées* → des **paramétrisations**.

* convection, turbulence, nuages, ondes de gravité, etc.

► Ces équations mêlent **connaissances physiques** et **relations statistiques**.

► Les paramètres de ces équations sont estimés à partir d'**observations** et de **modélisation méso-échelle** (où les processus sont résolus).

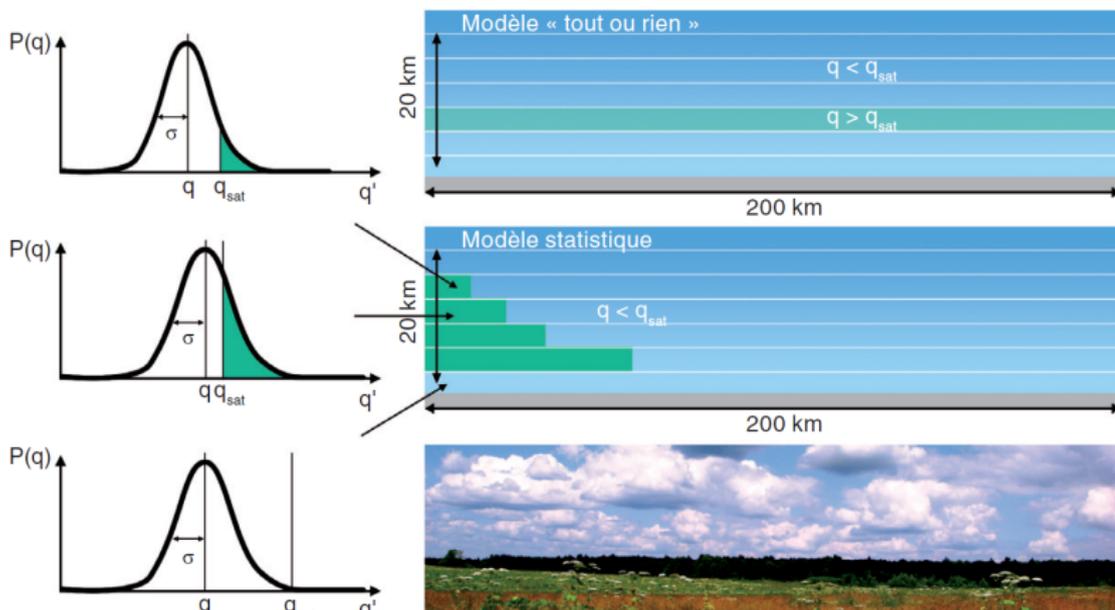


Figure empruntée à Olivier Geoffroy (CNRM).

Discrétisation – Ex. paramétrisation des nuages

- ▶ Description **statistique** de la couverture nuageuse, en fonction de l'humidité moyenne de la maille et de sa saturation.
- ▶ Influence les propriétés radiatives, le bilan en eau, etc. de la maille.

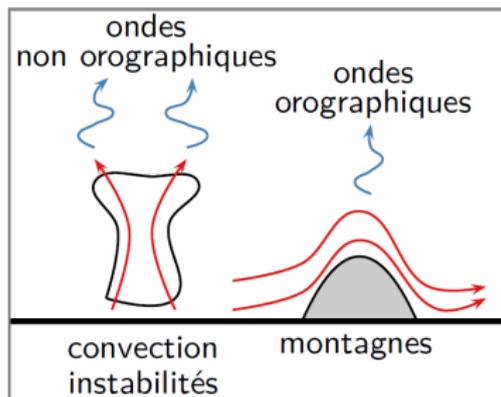
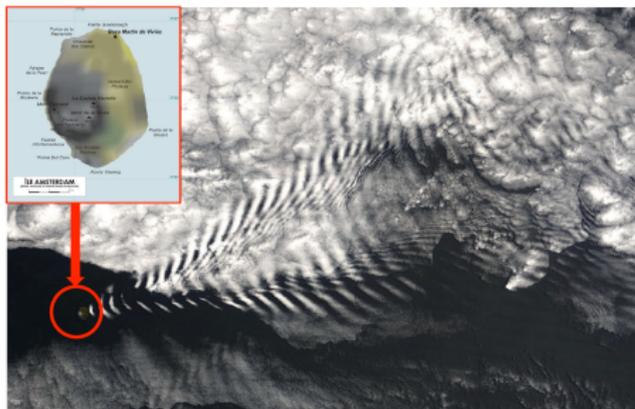
Plusieurs schémas de nuages possibles



Source : [Le Climat à Découvert](#) (ed. CNRS). Chapitre IV.6 (F. Hourdin).

Discretisation – Ex. paramétrisation des ondes de gravité

- ▶ Générées dans la troposphère, échelle typique 10–500 km.
- ▶ Propagation **verticale** et interaction avec écoulement de **grande échelle**.
- ▶ Paramétrisation des ondes **orographiques** (effet relief de surface) et **non-orographiques** (e.g. effet instabilités).

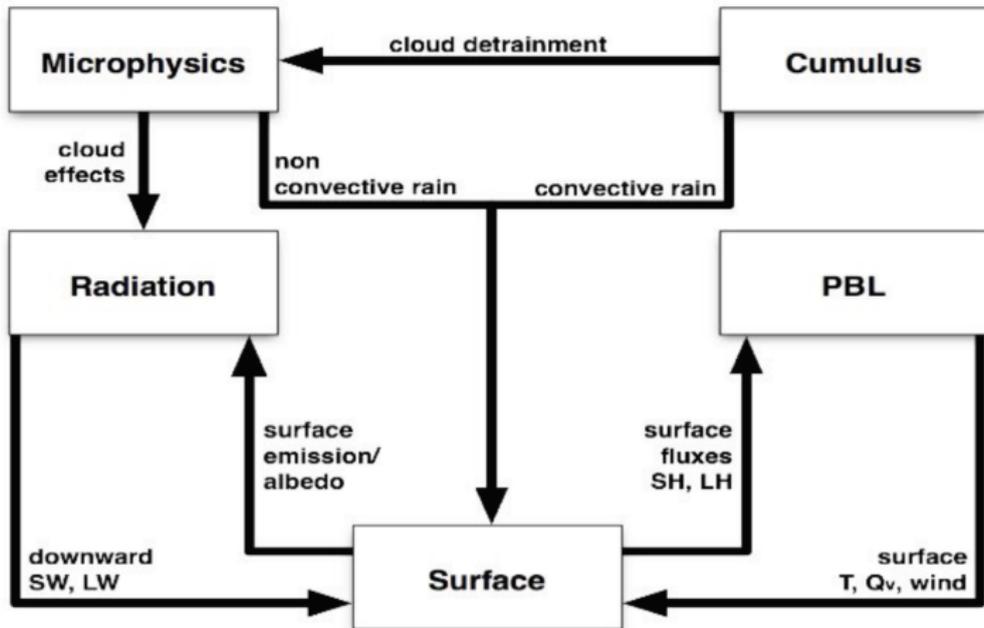


Source : [cours](#) de B. Pohl (CRC) et [séminaire](#) de D. Saint-Martin (CNRM).

N.B. Utilisation de coordonnées verticales adaptées (e.g. $\sigma = p/p_{surface}$) pour éviter de “buter” sur les reliefs...

Discretisation – Interactions entre paramétrisations

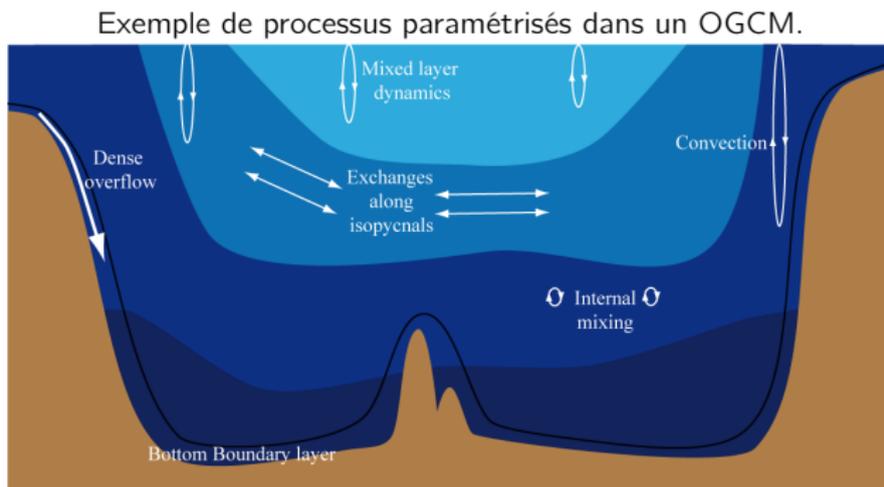
- Les paramétrisations **inter-agissent** entre elles... cela constitue un sujet de recherche en soi.



Source : [cours](#) de B. Pohl (CRC).

Autres composantes – Océan

- ▶ **Équations** similaires à l'atmosphère, sauf conservation humidité (remplacée par conservation **salinité**) et équation d'état (liant ρ , T , S).
- ▶ **Transfert radiatif** simplifié, car source d'énergie = solaire en surface (diffusion verticale).
- ▶ Phénomènes méso-échelle **paramétrisés** (grille typique ~ 50 km).
- ▶ **Coordonnée verticale** en niveaux σ , en iso-densité, ou hybride.



Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 3.6).

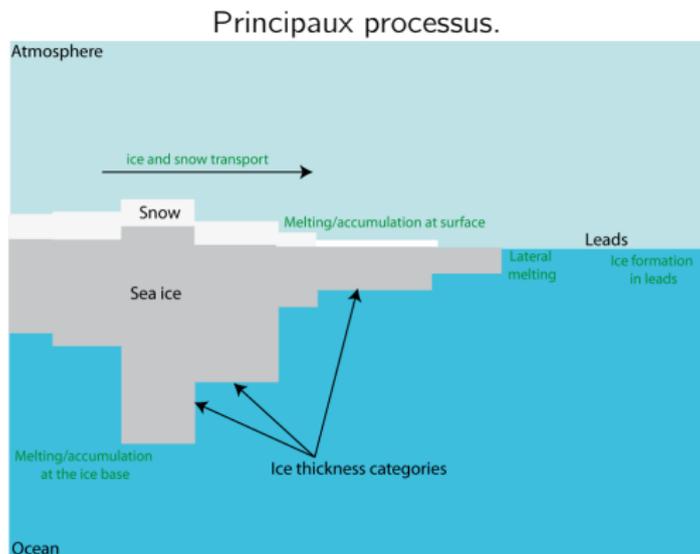
Autres composantes – Glace de mer

► Processus **thermodynamiques** (1D).

Conservation d'énergie et loi de conduction thermique pilotent la formation/fonte de glace/neige, en surface, à la base, et sur l'interface océan/atmosphère.

► Processus **dynamiques** (2D).

Transport horizontal de glace/neige par équation du mouvement (bilan des forces).



Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 3.7).

Autres composantes – Surfaces continentales

- ▶ Échanges d'énergie sol-atmosphère.

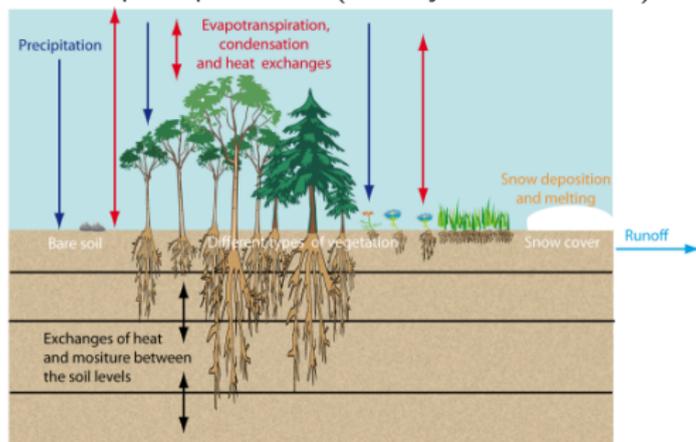
Conduction thermique, évaporation, formation/fonte neige (1D).

- ▶ Hydrologie continentale.

Contenu en eau du sol (1D), ruissellement et rivières (2D).

→ En général, besoin de spécifier la **topographie**, les **propriétés** du sol, les **types de végétation** (plusieurs catégories par maille), etc.

Principaux processus (hors cycle du carbone).

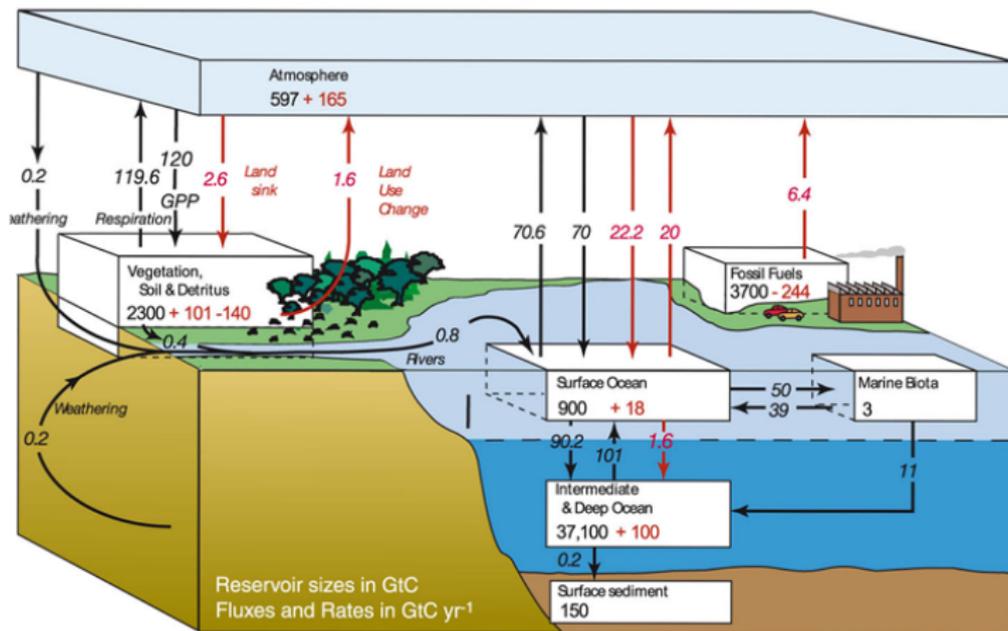


Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 3.8).

Autres composantes – Cycle du carbone

- Nombreux processus **physiques**, **chimiques**, **biologiques**, **géologiques**, etc. à toutes les échelles de temps (cf. cours n° 5 et 6).

Rappel : illustration du cycle du carbone et **perturbation anthropique**

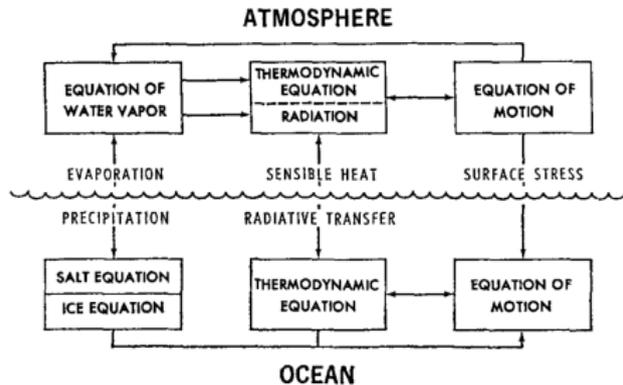


Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

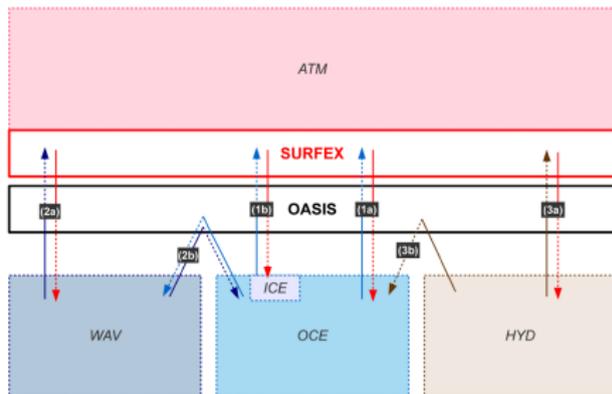
Couplage des composantes

- ▶ Manabe et al. (1975) : ATM + OCE dans un unique modèle dit **joint**.
Ex. OCE voit (u, v) de ATM en surface, et lui fournit l'évaporation.
- ▶ Aujourd'hui, composantes développées séparément, et échangeables d'un modèle à l'autre → nécessite des interfaces dédiées au **couplage**.
Gestion des **échanges** entre composantes aux grilles différentes (**interpolation**).

Exemple du modèle du GFDL (1975)



Exemple du modèle du CNRM (2017)



Source : Manabe et al. (1975) et Voldoire et al. (2017).

Calcul

1. Coder.

Différents langages possibles.

2. Paralléliser.

Par division en régions géographiques et/ou répartition des itérations des boucles.

3. Disposer de super-calculateurs.

Sauf en versions (très) simplifiées, les GCMs ne *tourment* pas sur des ordinateurs de "maison".

4. Disposer de temps...

Pour CNRM-CM6, résolution 256×128×91, $\Delta t = 15$ min), 1 an de simulation prend ~ 2 h sur 360 processeurs.

Le FORTRAN, c'est beau.

```
DO JLEV = 1, KFLEV
DO JROF = KSTART, KPROF

ZGSDP(JROF, JLEV)=RG*PRDEL(JROF, JLEV)

PTENDU(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& (PSTRCU (JROF, JLEV-1) - PSTRCU (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRDU (JROF, JLEV-1) - PSTRDU (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRMU (JROF, JLEV-1) - PSTRMU (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRTU (JROF, JLEV-1) - PSTRTU (JROF, JLEV)) )

PTENDV(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& (PSTRCV (JROF, JLEV-1) - PSTRCV (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRDV (JROF, JLEV-1) - PSTRDV (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRMV (JROF, JLEV-1) - PSTRMV (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRTV (JROF, JLEV-1) - PSTRTV (JROF, JLEV)) )

PTENDO(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& (PDIFTO (JROF, JLEV-1) - PDIFTO (JROF, JLEV)) +&
& (PDIFCO (JROF, JLEV-1) - PDIFCO (JROF, JLEV)) +&
& (PFRMQ (JROF, JLEV-1) - PFRMQ (JROF, JLEV)) +&
& (PFCHO (JROF, JLEV-1) - PFCHO (JROF, JLEV)) +&
& (PFCCOL (JROF, JLEV-1) - PFCCOL (JROF, JLEV)) +&
& (PFCCON (JROF, JLEV-1) - PFCCON (JROF, JLEV)) +&
& (PFCSOL (JROF, JLEV-1) - PFCSOL (JROF, JLEV)) +&
& (PFCSOQ (JROF, JLEV-1) - PFCSOQ (JROF, JLEV)) +&
& (PFCQNG (JROF, JLEV-1) - PFCQNG (JROF, JLEV)) -&
& (PFECL (JROF, JLEV-1) - PFECL (JROF, JLEV)) -&
& (PFESL (JROF, JLEV-1) - PFESL (JROF, JLEV)) -&
& (PFECN (JROF, JLEV-1) - PFECN (JROF, JLEV)) -&
& (PFESN (JROF, JLEV-1) - PFESN (JROF, JLEV)) )

PTENDH(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& ZJTOT (JROF, JLEV-1) - ZJTOT (JROF, JLEV))
ENDDO
ENDDO
```

Capture d'écran du code ARPEGE
par D. Saint Martin.

Calcul – Réalisation d'une simulation

1. Spécifier la configuration du modèle.

- Composantes à inclure.
- Géométrie : relief continents, bathymétrie océans, etc.
- Paramètres sous-maille : coefficients d'absorption, types de végétation, etc.
- Caractéristiques de la simulation : grille, pas de temps, etc.

2. Spécifier les conditions aux limites.

- Flux solaire incident, concentrations (ou émissions si ESM) de GES, etc.
- Autres composantes si utilisation en mode *forcé*.

3. Spécifier les conditions initiales.

État de toutes les variables à l'instant $t = 0$.

- En climat, il suffit de donner des valeurs plausibles (e.g. ancienne simulation).
- Dérive en début de simulation, notion de *spin-up*.

4. Faire tourner le modèle.

Variables à l'instant t : Ω_t

→ Calcul des variables **pronostiques** à $t + 1$ (dépendent de Ω_t) : P_{t+1}

→ Calcul des variables **diagnostiques** à $t + 1$ (dépendent de P_{t+1}) : D_{t+1}

Variables à l'instant $t + 1$: $\Omega_{t+1} = P_{t+1} \cup D_{t+1}$

Calcul – Sortie classique d'une simulation

► Formats de fichiers **standardisés**, espaces de **stockage** de données.

Ex. 1 fichier quotidien 1 variable 1 an 1 niveau ~ 50 Mo.

1 simulation ~ 100 variables 100 ans 100 niveaux...

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

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

C'est joli mais ça vaut quoi ? Problématique de l'**évaluation**.

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.).

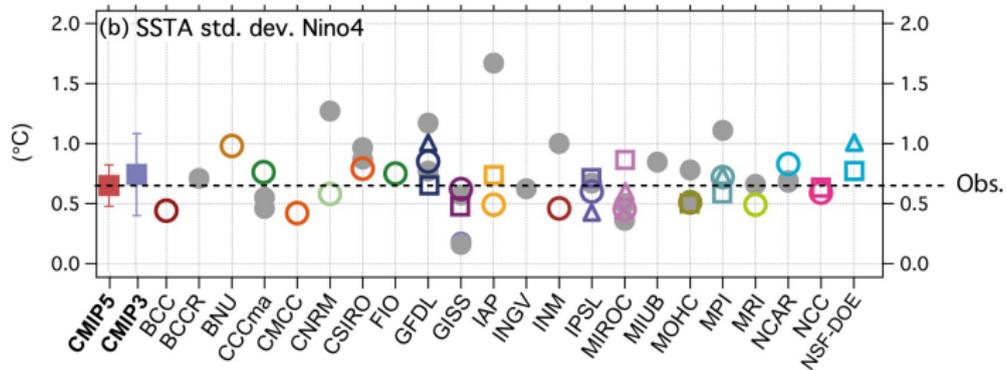
Observations

Modèles

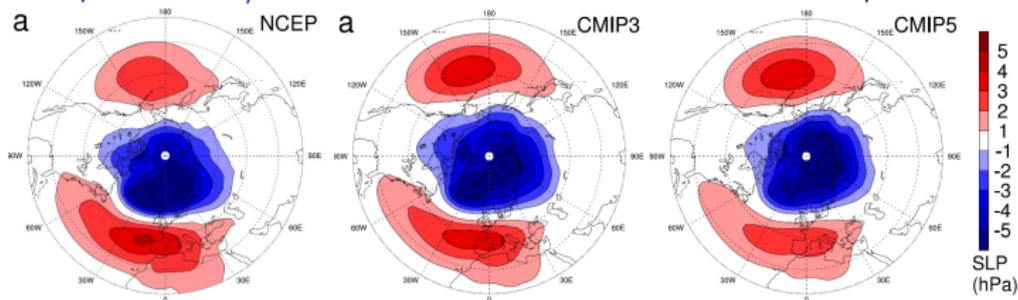
Données **GPCP** 1981–2010 et **CMIP5** (ensemble de 38 GCMs).

Évaluation – Modes de variabilité interne

Exemple de l'ENSO : écart-type inter-annuel des SSTs dans la région Niño 4.



Exemple du NAM/NAO : EOF1 de la SLP d'hiver dans l'hémisphère Nord.

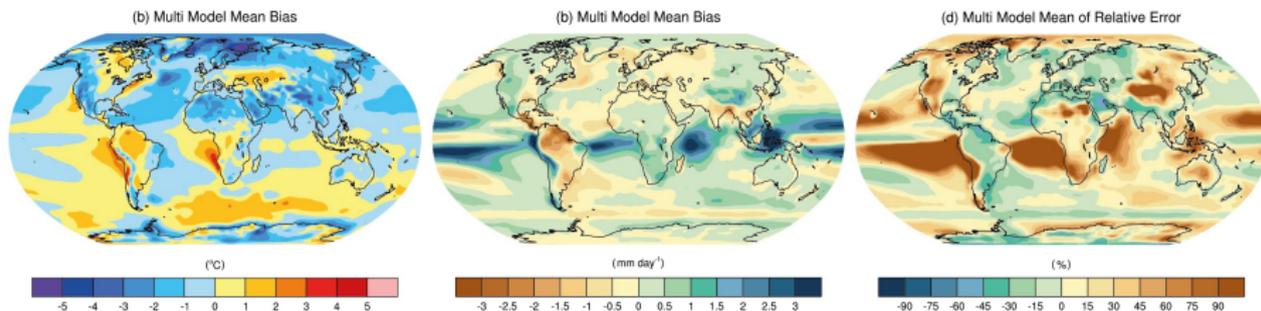


Source : IPCC AR5 (2013) Fig 9.36 et Cattiaux and Cassou (2013) Figs 1 et S1.

Évaluation – La notion de biais, erreur, etc.

- Pour quantifier l'écart entre un modèle M et une référence R :
 - Biais moyen = $\frac{1}{n} \sum_i (M_i - R_i)$.
 - Erreur absolue moyenne = $\frac{1}{n} \sum_i |M_i - R_i|$.
 - Erreur relative moyenne = $\frac{1}{n} \sum_i \frac{(M_i - R_i)}{R_i}$.
 - Root Mean Squared Error = $\sqrt{\frac{1}{n} \sum_i (M_i - R_i)^2}$.
 - etc.

Exemple du biais moyen de température et du biais moyen et relatif de précipitations

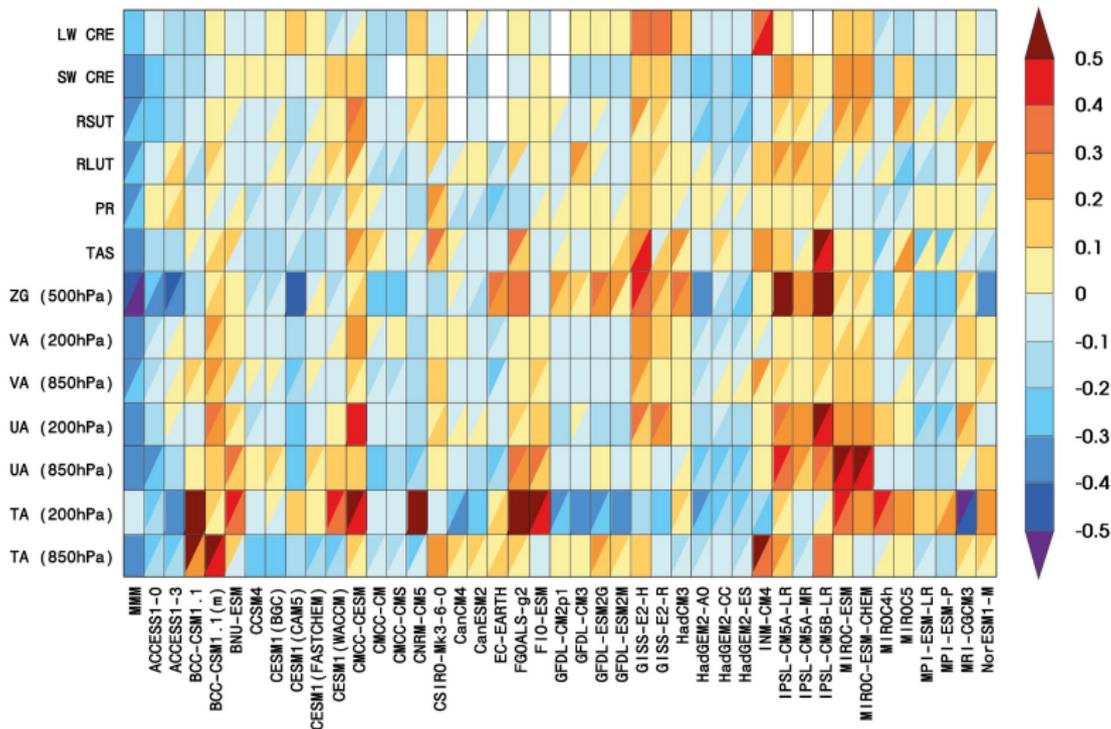


Source : IPCC AR5 (2013) Figs 9.2 et 9.4.

Évaluation – Une métrique globale ?

Le *meilleur* modèle ... est la *moyenne multi-modèle* (MMM).

Écart relatif de la RMSE de chaque modèle/variable à la moyenne des RMSEs.



Source : IPCC AR5 (2013) Fig 9.7.

EBM / GCM / AOGCM / ESM – Synthèse

Représentations *simplifiées* du système climatique sur la base de lois φ .

Équations résolues via des méthodes mathématiques / numériques.

Effort permanent d'évaluation / validation.

—

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

Réponse en température globale à un doublement de CO_2 ?

→ *Energy Balance Models* (EBMs).

Quel climat pour le XXI^e siècle ?

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

Réponse de la dynamique atmosphérique à un réchauffement des océans ?

→ *GCM* en mode forcé (“atmosphère seule”).

etc.

Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

Exemples d'utilisation des modèles de climat

Études de la variabilité climatique.

simulations de contrôle avec **forçages constants** (piControl).

Expériences de sensibilité aux forçages.

climats **idéalisés** (abrupt4xCO2, 1pctCO2), climats **présents** (historical, historicalNAT, historicalANT), climats **futurs réalistes** (rcp26.. rcp85), etc.

Expériences isolant une composante, un processus, une caractéristique

simulations **atm. seule** forcée par différentes conditions océaniques, simulations **avec et sans** l'effet radiatif des nuages, simulations à différentes **résolutions** horizontales et verticales, etc.

Expériences de prévision (importance initialisation !)

prévision du **temps** (atmosphère), prévision **saisonnaire** (atmosphère + océan), prévision **décennale** (atmosphère + océan profond).

Production de réanalyses

simulations XXe siècle avec **assimilation de données**, pour reconstruire des champs 3D des variables climatiques complets / cohérents.

GCMs simplifiés

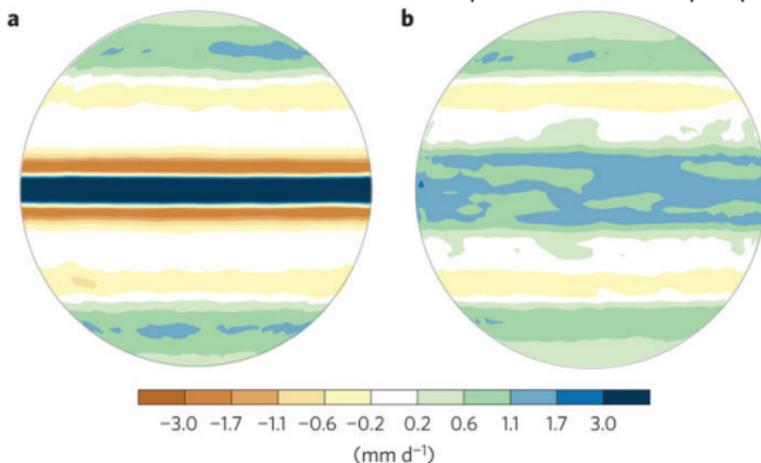
► Les GCMs sont devenus compliqués (euphémisme) → pour certaines questions, il peut être utile de **simplifier la configuration**.

Ex. configuration à **cœur dynamique sec** (cf. Smagorinsky et al. (1975))
études théoriques sur la dynamique atmosphérique, à physique idéalisée.

Ex. configuration **aqua-planète**

interactions dynamique/physique d'un modèle, sensibilité convection et/ou circulation à certains paramètres, à la résolution ou au profil de SST, etc.

ΔP associé à un ΔT uniforme de 4 K pour 2 GCMs aqua-planète

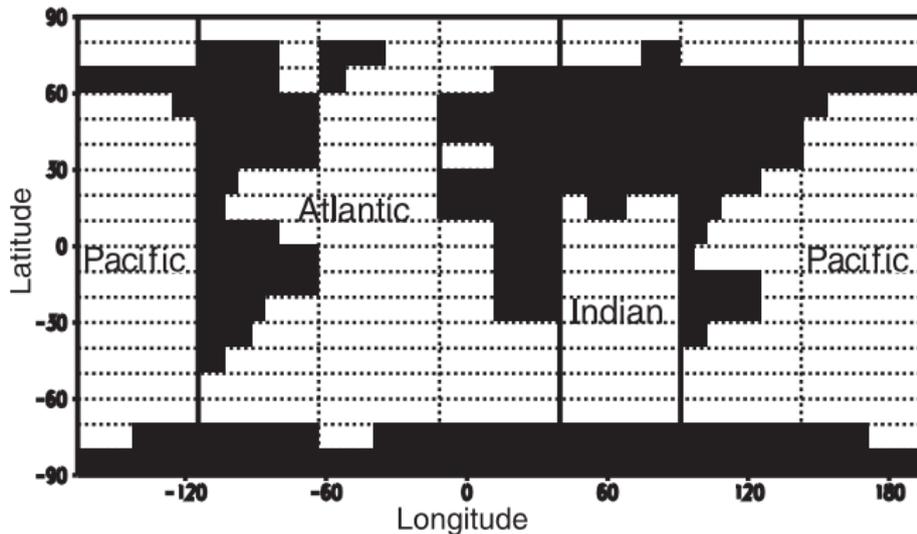


Source : Voigt and Shaw (2015), Fig. 1.

GCMs très simplifiés : EMICs

- ▶ Pour étudier les échelles de temps lentes (e.g. paléo-climats), les GCMs sont trop coûteux → **Earth-system Models of Intermediate Complexity**.
- GCMs avec résolution spatio-temporelle dégradée et nombre de composantes réduit pour permettre des simulations longues (plusieurs ka, voire Ma) ;
- Utilisation : sensibilité aux paramètres orbitaux, à la dynamique des continents, etc.

Exemple : Grille horizontale du modèle CLIMBER (7 × 18)



Source : Petoukhov et al. (2000).

GCMs zoomés

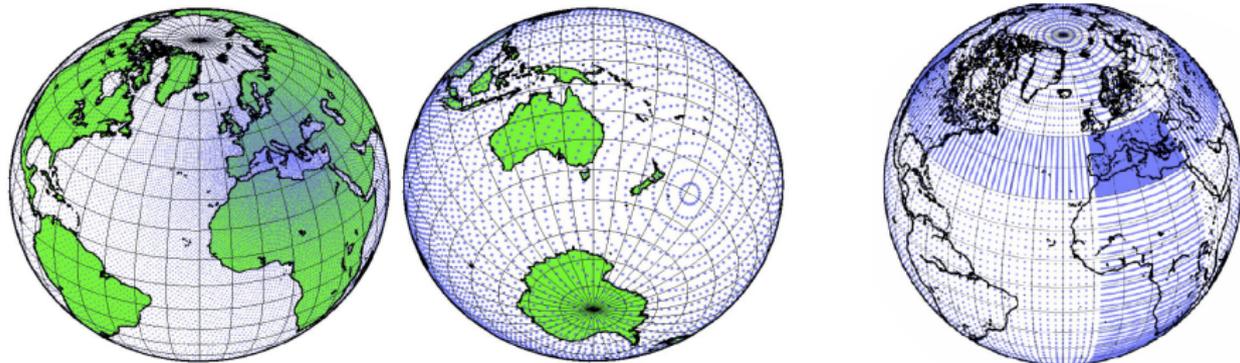
► Pour étudier des phénomènes de **petite échelle** sur une **région** donnée, la résolution des GCMs est insuffisante → **régionalisation**.

► Une première méthode consiste à affiner localement la grille du GCM.

Pros : utiliser un seul modèle assure la **cohérence global/régional**.

Cons : **limites des approximations** des GCMs à petite échelle (e.g. hydrostatique).

Exemples de méthodes : grille ARPEGE étirée et/ou basculée, LMDz zoomée.



Source : **cours** de B. Pohl (CRC).

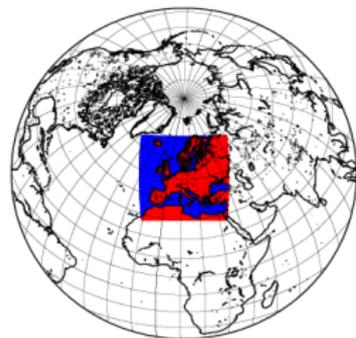
Modèles à aire limitée (RCMs)

► Autre solution : **domaine limité** (RCM) + **conditions au bord** (GCM).

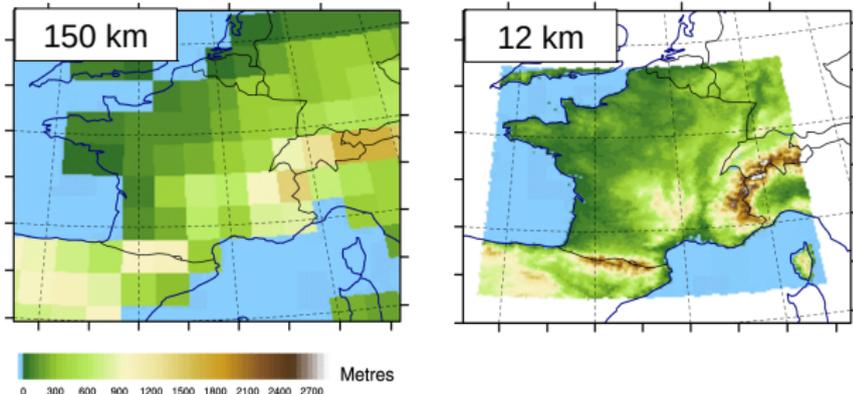
Pros : surface + réaliste, physique + sophistiquée (e.g. **non-hydrostatique**, paramétrisations plus complexes).

Cons : passage **GCM > RCM** délicat (e.g. nécessite une zone tampon), pas de retour **RCM > GCM** (sauf *two-way nesting*), source d'**incertitude** supplémentaire.

Exemple de domaine



Relief et trait de côte ARPEGE vs. ALADIN



Figures empruntées à C. Cassou (CERFACS) et S. Somot (CNRM).

► Dernière alternative : descente d'échelle **statistique** (et non **dynamique**).

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

- ▶ K. Bryan, S. Manabe, and R.C. Pacanowski, *A global ocean-atmosphere climate model. Part II. The oceanic circulation*, *Journal of Physical Oceanography* **5** (1975), no. 1, 30–46.
- ▶ J. Cattiaux and C. Cassou, *Opposite CMIP3/CMIP5 trends in the wintertime Northern Annular Mode explained by combined local sea ice and remote tropical influences*, *Geophys. Res. Lett.* **40** (2013), no. 14, 3682–3687.
- ▶ P.N. Edwards, *History of climate modeling*, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* **2** (2011), no. 1, 128–139.
- ▶ 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.
- ▶ O. Geoffroy, D. Saint-Martin, D.J.L. Olivié, A. Voldoire, G. Bellon, and S. Tytéca, *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.
- ▶ O. Geoffroy, D. Saint-Martin, and A. Voldoire, *Land-sea warming contrast: the role of the horizontal energy transport*, *Clim. Dyn.* **45** (2015), no. 11-12, 3493–3511.
- ▶ F.K. Lutgens and E.J. Tarbuck, *The Atmosphere: an Introduction to Meteorology*, Prentice Hall, 2001.
- ▶ S. Manabe and K. Bryan, *Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model*, *J. Atmos. Sci.* **26** (1969), no. 4, 786–789.
- ▶ S. Manabe, J. Smagorinsky, and R.F. Strickler, *Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle*, *Mon. Weather Rev.* **93** (1965), no. 12, 769–798.

Références II

- ▶ S. Manabe and R.T. Wetherald, *The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model*, J. Atmos. Sci. **32** (1975), no. 1, 3–15.
- ▶ G.R. North, J.G. Mengel, and D.A. Short, *Simple energy balance model resolving the seasons and the continents: Application to the astronomical theory of the ice ages*, J. Geophys. Res. **88** (1983), no. C11, 6576–6586.
- ▶ G.R. North, *Theory of Energy-Balance Climate Models*, J. Atmos. Sci. **32** (1975), no. 11, 2033–2043.
- ▶ V. Petoukhov, A. Ganopolski, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, and S. Rahmstorf, *CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate*, Clim. Dyn. **16** (2000), no. 1, 1–17.
- ▶ N.A. Phillips, *The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment*, Q. J. R. Meteorol. Soc. **82** (1956), no. 352, 123–164.
- ▶ W.D. Sellers, *A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System*, Journal of Applied Meteorology **8** (1969), no. 3, 392–400.
- ▶ J. Smagorinsky, S. Manabe, and J.L. Holloway, *Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere*, Mon. Weather Rev. **93** (1965), no. 12, 727–768.
- ▶ 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.

Références III

- ▶ A. Voldoire, B. Decharme, J. Pianezze, C. Lebeaupin Brossier, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier, S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Arduin, M.N. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Léger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J.L. Redelsperger, E. Richard, and S. Riette, *SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales*, Geoscientific Model Development **10** (2017), no. 11, 4207–4227.
- ▶ A. Voigt and T.A. Shaw, *Circulation response to warming shaped by radiative changes of clouds and water vapour*, Nature Geoscience **8** (2015), no. 2, 102–106.