

Moodélisation numérique Océan/Atmosphère

Introduction

Frédéric Hourdin

Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL / UPMC

Responsable du développement du modèle global atmosphérique LMDZ

<http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/COURS/ModnumOA/2017/>

hourdin@lmd.jussieu.fr

1. Des modèles parmi les modèles
2. Les modèles de circulation générale
3. Les modèles et leur utilisation

Pour 2 : <http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PEDAGO/cours.pdf>, chapitre 3

<http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/these.pdf>, section 3.3

Pour 3 : <http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/HDR/habil.pdf>, sec 2.2.2 et ch 3

I. Modèles parmi les modèles

Les 5 couches de la modélisation numérique

Before computers



Appearances

Theories (physique/chimie/biologie ...)

Mathematics

Numerics

Computers

I. Modèles parmi les modèles

Les 5 couches de la modélisation numérique Les modèles Océan/Atmosphère

Before computers



Appearances :

Meteorology/oceanography, climate, atm/ocean composition ...

Theories :

Fluid mechanics, Gas/radiation interaction, Thermodynamics, Chemistry

Mathematics

Primitive equations, Thermodynamical laws, Radiative transfer equations

Numerics

Grid point discretization, spectral methods, Finite volume and finite differences conservation, robustness and efficiency, rather than accuracy

Computers

Fortran/Linux, High Performance Computing, Flexibility/Multi-config., post-processing

I. Modèles parmi les modèles

Des modèles numériques pour :

- Intégrer des équations dont on ne connaît pas de solution analytique
- Appréhender le système dans sa complexité (dynamique, physique, chimique ...)
- Prévoir (météorologie, pollution, climat, tsunamis, ...)
- Comprendre

Des modèles développés :

- au fil du temps (dizaines d'années)
- par des équipes (5-10 équipes de 5-20 personnes) autour d'un même modèle de climat.
- Avec un aller retour constant entre développement et évaluation.

Un contexte particulier :

le changement climatique.

I. Modèles parmi les modèles

Une problématique particulière :

- prédire une évolution du climat unique à partir de la connaissance du climat actuel.
- système complexe, dont on ne connaît pas a priori les éléments déterminants pour la sensibilité
- système sensible aux conditions initiales (chaos, attracteurs étranges, etc ...)

Différentes approches en termes de modélisation :

- Modèles simples pour explorer un mécanisme ou processus particulier (modèle de Lorentz qui a mis en évidence la nature chaotique de la circulation atmosphérique, modèles 1D d'équilibre radiatifs, etc ...)
- **Modélisation tri-dimensionnelle réaliste.**

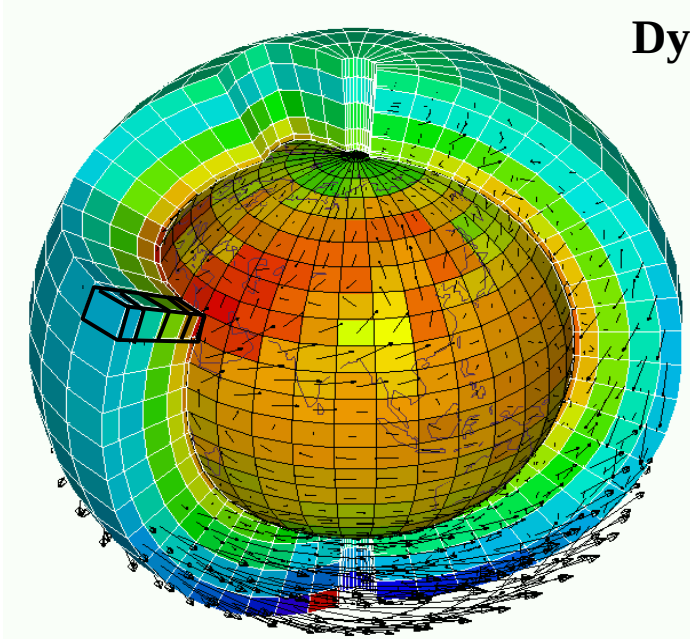
Modélisation 3D (celle dont on va parler ici) : Modèles de circulation générale

- De type encyclopédique
- Tentative d'exhaustivité
- Recherche du "réalisme"
- Construits à partir de principes physiques

Philosophie générale

- Définie par Charney en 1950 : travailler avec des modèles incomplets et imparfaits et les améliorer pas à pas.

II. Les modèles de circulation générale



Dynamique des fluides sur la sphère

- Conservation de la masse
 $D\rho/Dt + \rho \operatorname{div}\underline{U} = 0$
- Conservation de la température potentielle
 $D\theta / Dt = Q / C_p (p_0/p)^\kappa$
- Conservation de la quantité de mouvement
 $D\underline{U}/Dt + (1/\rho) \operatorname{grad} p - g + 2 \underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$
- Conservation des composants secondaires
 $Dq/Dt = Sq$

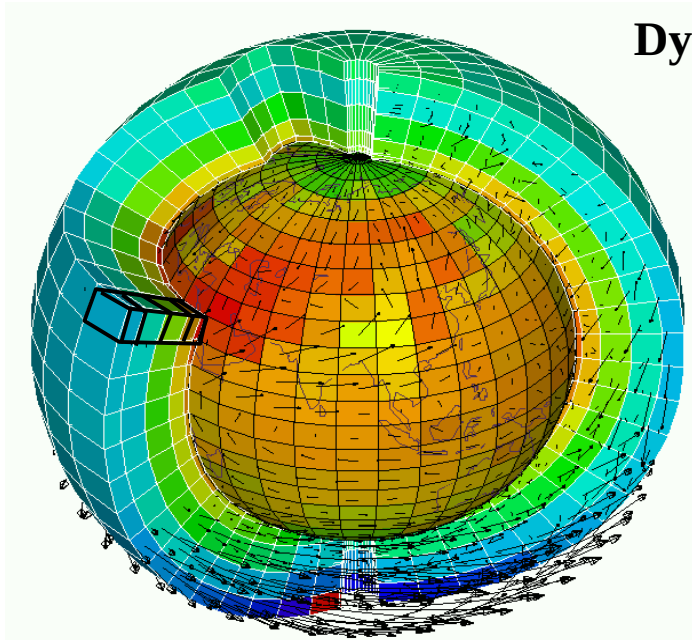
Passage au monde numérique : modèles en points de grille et modèles spectraux.

Résolu jusqu'à une certaine échelle :

- typiquement qq 100 km pour les modèles globaux de climat
- quelques centaines de m à qq km pour des modèles régionaux ou des études de processus.

Remarques sur l'acronyme MCG ou GCM : Modèles de climat global ou de circulation générale

II. Les modèles de circulation générale



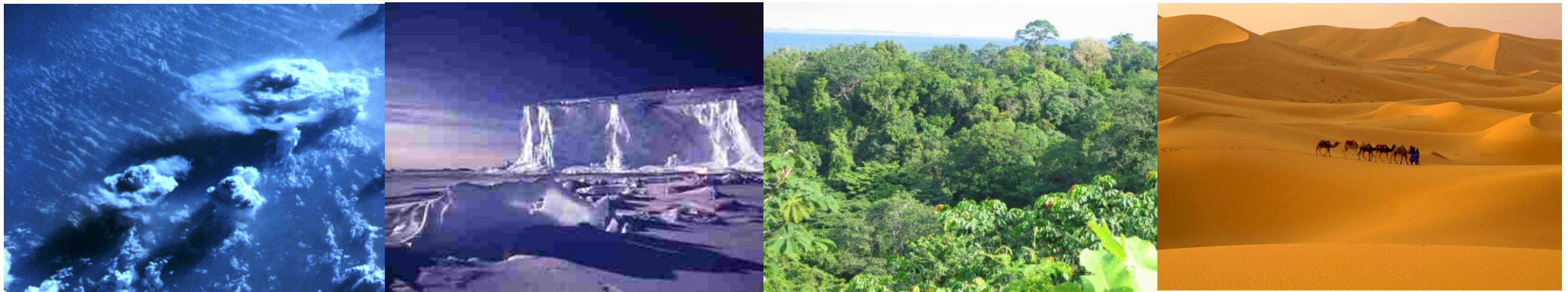
Dynamique des fluides sur la sphère

- Conservation de la masse
 $D\rho/Dt + \rho \operatorname{div} \underline{U} = 0$
- Conservation de la température potentielle
 $D\theta / Dt = Q / C_p (p_0/p)^\kappa$
- Conservation de la quantité de mouvement
 $D\underline{U}/Dt + (1/\rho) \operatorname{grad} p - g + 2 \underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$
- Conservation des composants secondaires
 $Dq/Dt = Sq$

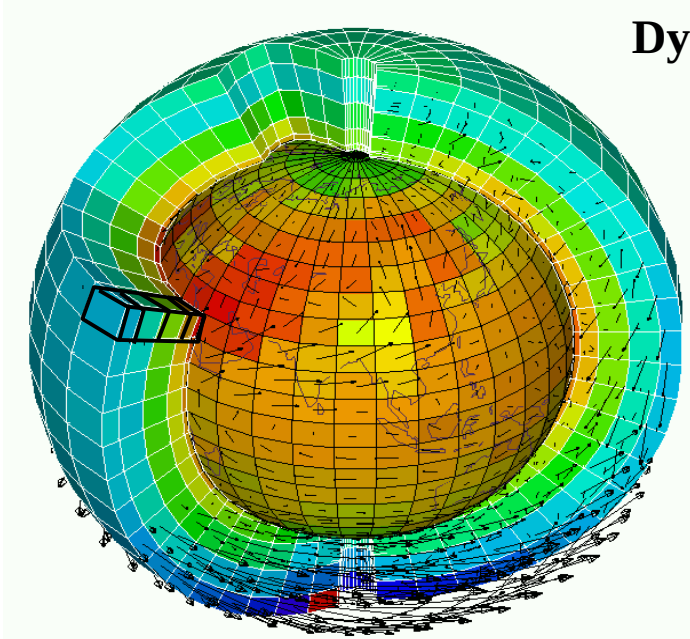
Passage au monde numérique : modèles en points de grille et modèles spectraux.

Résolu jusqu'à une certaine échelle :

- typiquement qq 100 km pour les modèles globaux de climat
- quelques centaines de m à qq km pour des modèles régionaux ou des études de processus.



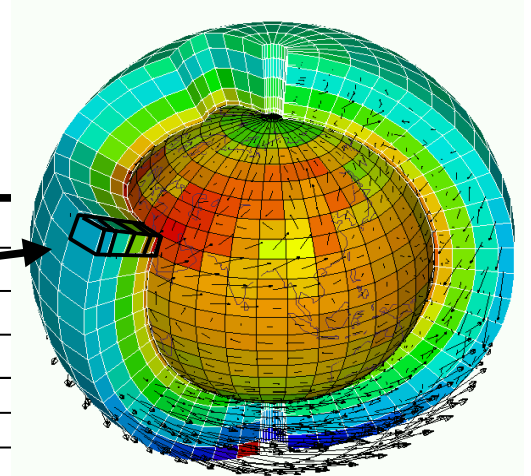
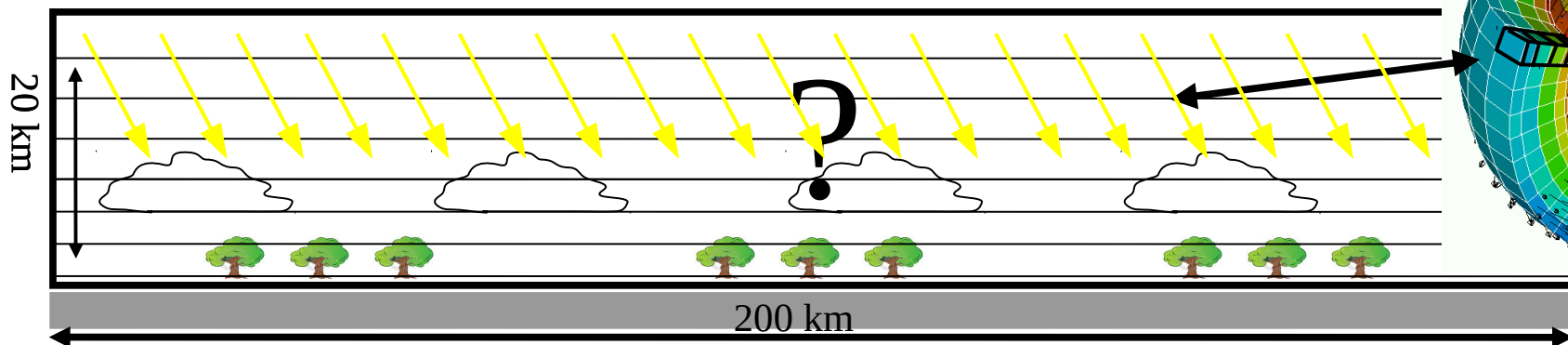
II. Les modèles de circulation générale



Dynamique des fluides : équations de bases discrétisées sur la sphère

- Conservation de la masse
$$D\rho/Dt + \rho \operatorname{div}\underline{U} = 0$$
- Conservation de la température potentielle
$$D\theta / Dt = Q / C_p (p_0/p)^\kappa$$
- Conservation de la quantité de mouvement
$$D\underline{U}/Dt + (1/\rho) \operatorname{grad} p - g + 2 \underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$$
- Conservation des composants secondaires
$$Dq/Dt = Sq$$

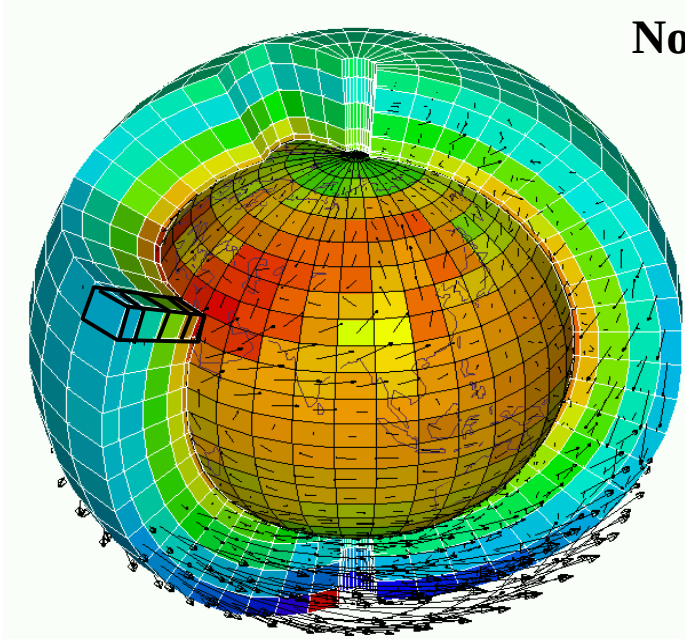
Dans une colonne du modèle ...



Objet des paramétrisations : rendre compte de l'effet des processus non résolus par ces équations

→ Termes « sources » additionnels dans les équations.

II. Les modèles de circulation générale



Noyau dynamique : équations de bases discrétisées sur la sphère

- Conservation de la masse
 $D\rho/Dt + \rho \operatorname{div}\underline{U} = 0$
- Conservation de la température potentielle
 $D\theta / Dt = Q / C_p (p_0/p)^\kappa$
- Conservation de la quantité de mouvement
 $D\underline{U}/Dt + (1/\rho) \operatorname{grad} p - g + 2 \underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{E}$
- Conservation des composants secondaires
 $Dq/Dt = Sq$

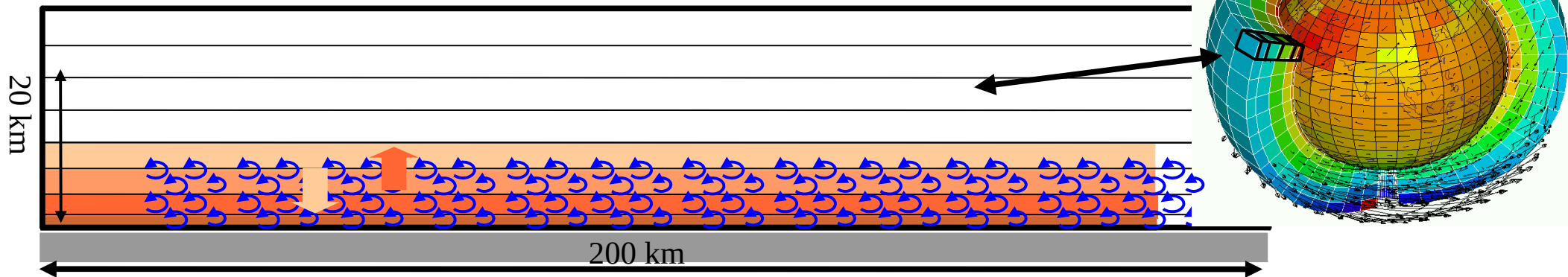
Objet des paramétrisations : rendre compte de l'effet des processus non résolus par ces équations

→ **Termes « sources » additionnels dans les équations.**

- Q : Chauffage par échanges radiatifs, conduction (négligée), condensation, sublimation, **mouvements sous maille (turbulence, convection, interaction ondes/écoulement)**
- E : Viscosité moléculaire (négligée), **mouvements sous-maille (turbulence, convection, ondes/écoulement)**
- Sq : condensation/sublimation (q = vapeur d'eau ou eau condensée), congélation/évaporation/pluie pour le sel dans l'océan, réactions chimiques, photo-dissociation (ozone, espèces chimiques), biogéochimie, microphysiques et lessivage (aérosols de pollution, poussières, ...), **mouvements sous maille (turbulence, convection, ondes écoulement)**

II. Les modèles de circulation générale

Dans une colonne du modèle ...



Paramétrisation de la turbulence



→ « **Mélange turbulent** » ou diffusion turbulente.
Transport par des petits mouvements aléatoires.
Analogue à la diffusion moléculaire.

$$Dq/Dt = Sq \quad \text{avec} \quad Sq = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

→ Longueur de mélange de Prandtl : $K_z = l |w|$
 l : longueur caractéristique des mouvements
 w : vitesse caractéristique

→ Energie cinétique turbulente : $K_z = l \sqrt{e}$

$$De/Dt = f(dU/dz, d\theta/dz, e, \dots)$$

$$Dl/dt = \dots$$

Les mêmes modèles sont utilisés en sciences de l'ingénieur
Lois de similitudes → Tests à des échelles différentes en laboratoire

Un monde en soi ...

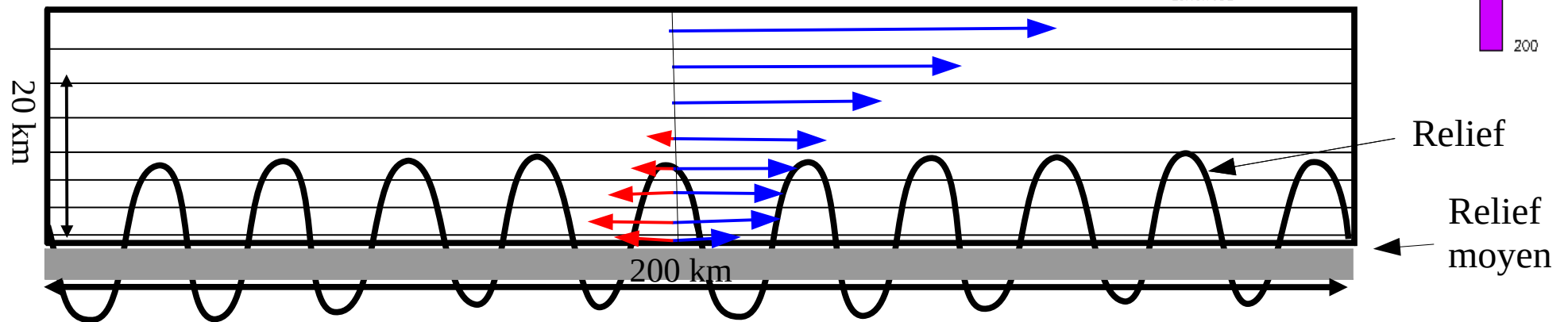
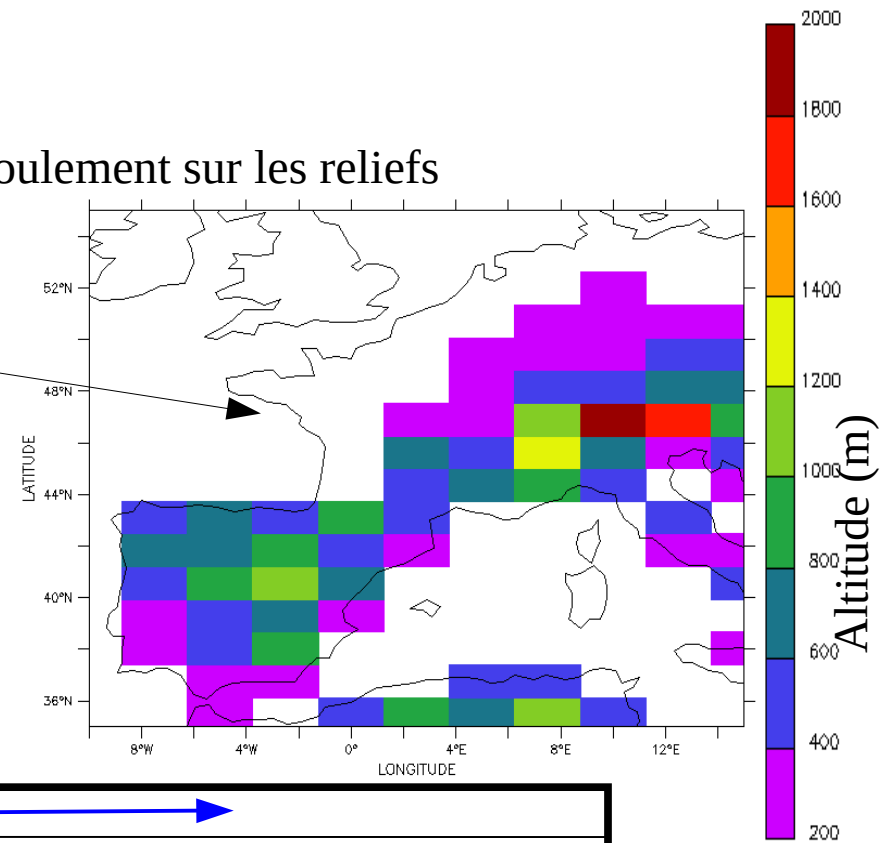
II. Les modèles de circulation générale

Un exemple de processus sous-maille : l'écoulement sur les reliefs

- Le **relief moyen de la surface** intervient dans le noyau dynamique comme une condition à la limite inférieure
- Ce relief moyen ne rend pas compte de la barrière que représentent les montagnes les plus hautes pour l'écoulement
- Exemple simple de paramétrisation possible : introduction d'un terme de freinage dans les basses couches de l'atmosphère.

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} + (1/\rho) \text{grad} p - g + 2 \mathbf{\Omega} \wedge \mathbf{U} = \mathbf{F}$$

$$\mathbf{F} = -a(z) \mathbf{U}$$



Dans les modèles actuels, on rend compte en plus :

- du freinage dans les basse couches

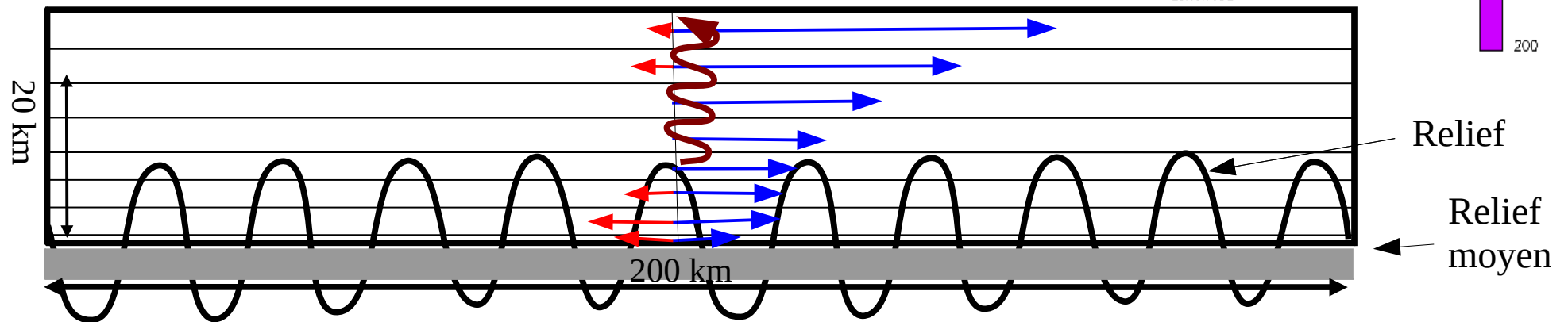
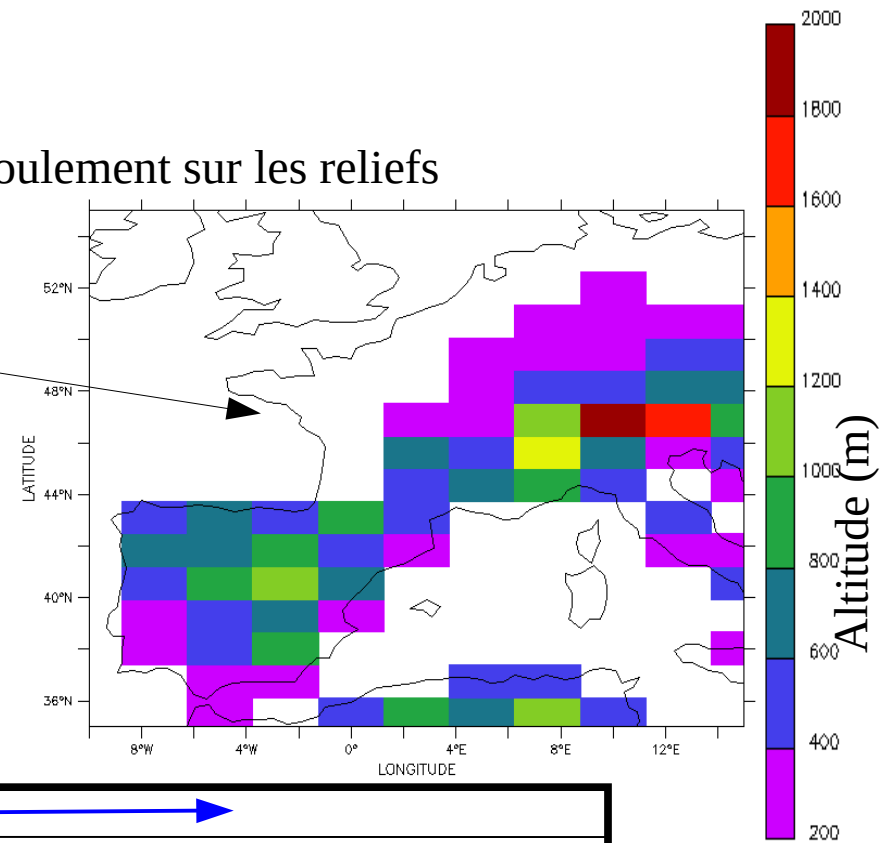
II. Les modèles de circulation générale

Un exemple de processus sous-maille : l'écoulement sur les reliefs

- Le **relief moyen de la surface** intervient dans le noyau dynamique comme une condition à la limite inférieure
- Ce relief moyen ne rend pas compte de la barrière que représentent les montagnes les plus hautes pour l'écoulement
- Exemple simple de paramétrisation possible : introduction d'un terme de freinage dans les basses couches de l'atmosphère.

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} + (1/\rho) \text{grad} p - g + 2 \mathbf{\Omega} \wedge \mathbf{U} = \mathbf{F}$$

$$\mathbf{F} = -a(z) \mathbf{U}$$



Dans les modèles actuels, on rend compte en plus de :

- du freinage dans les basse couches
- de l'injection d'ondes (de gravité) dans l'atmosphère → freinage plus haut dans l'atmosphère
- de l'effet de détournement du relief
- d'un effet de de détournement lié à la compression verticale de la vorticité au dessus des reliefs
- de l'effet de la stabilité de l'atmosphère (franchissement plus facile dans une atmosphère moins stratifiée)

II. Les modèles de circulation générale



- Calcul de l'effet collectif des processus non résolus sur les variables d'état explicites ($\underline{U}$, θ , q) du modèle global



- description physique approchée du comportement collectif des processus

- qui fait intervenir des variables internes aux paramétrisations (caractéristiques des nuages, écart-type de la distribution sous-maille d'une variable, ...)



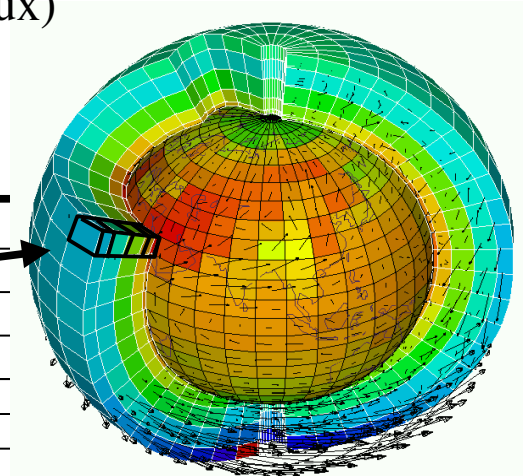
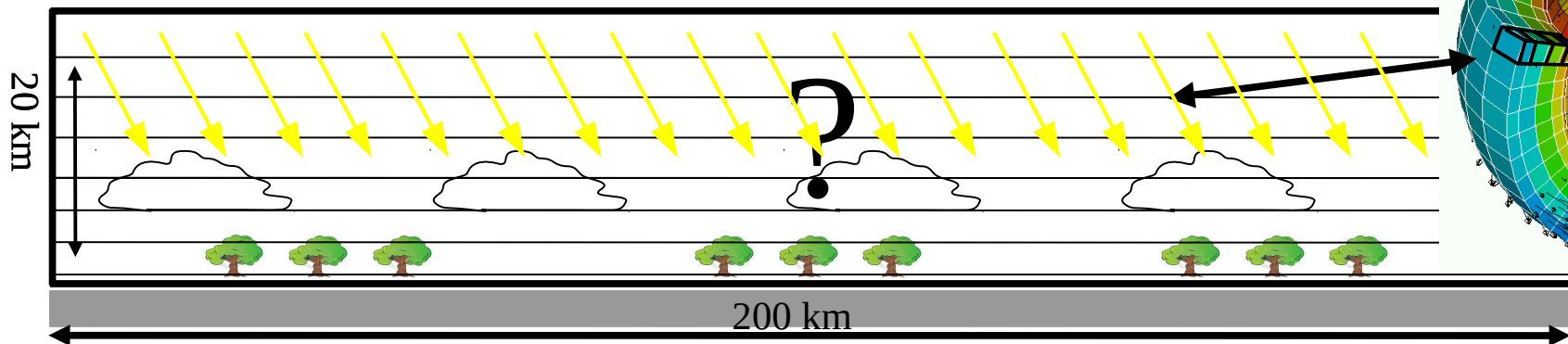
- dérivation d'équations reliant ces variables internes aux variables d'état

$\underline{U}$, θ , q à l'instant $t \rightarrow$ variables internes $\rightarrow E$, Q , $Sq \rightarrow \underline{U}$, θ , q à $t+\delta t$

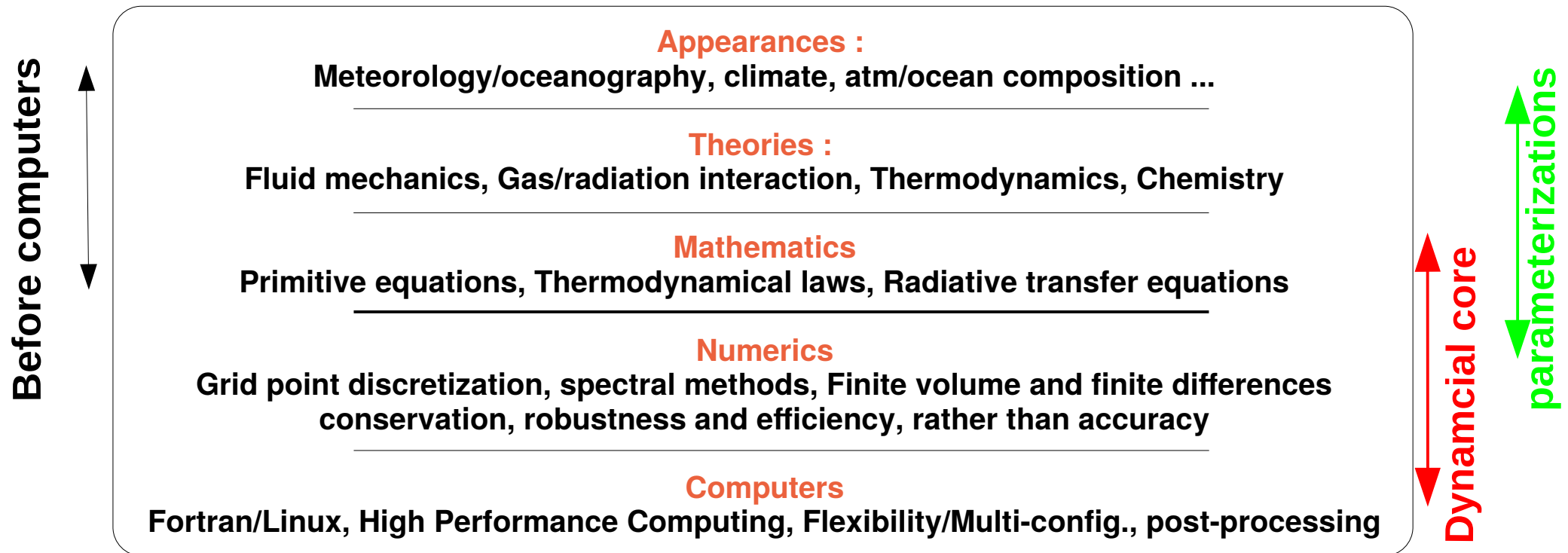


- hypothèses d'homogénéité (statistique) horizontale des processus représentés (comme dans l'hypothèse plan parallèle du transfert radiatif)
 - $\rightarrow$ Equations uni-dimensionnelles en z (échanges verticaux)
 - $\rightarrow$ Colonnes atmosphériques indépendantes

Dans une colonne du modèle ...



II. Les modèles de circulation générale



Dynamical core :

Well established equations. Work on approximations, numerics, HPC

Parameterizations :

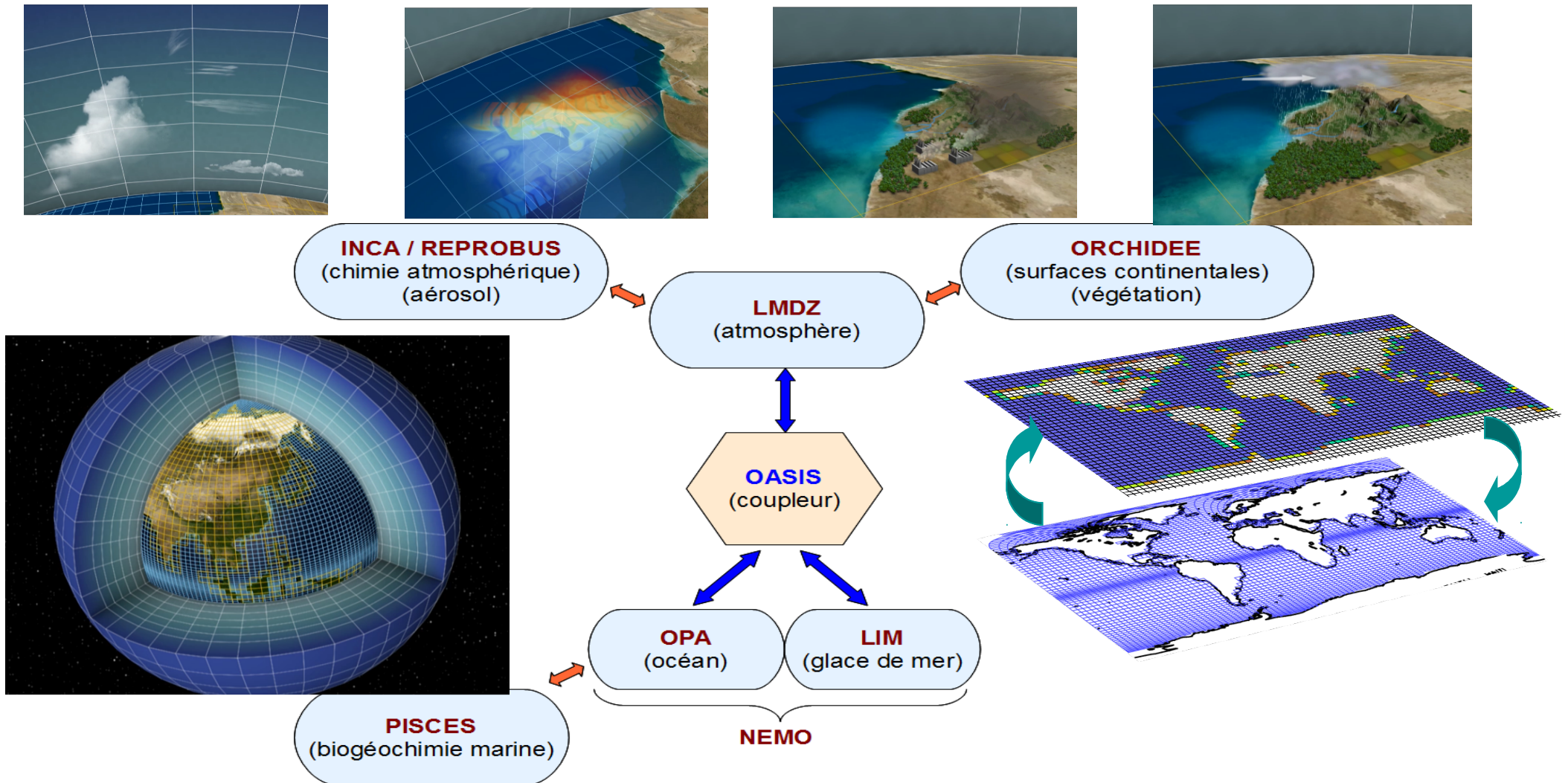
Based on combinations of theories, heuristic approaches, and conservation laws. Many ways possible. Strong diversity across models

General comments :

- Modeling concerns all the layers. Lot of expertises required and shared.
- Be aware of the layer in which you are working, or at which transition between layers
- Do not forget that your goal is to explain things in the first layer

II. Les modèles de circulation générale

Le modèle couplé "Système Terre" de l'IPSL



Des modèles développés

- au fil du temps (dizaines d'années)
- équipes (5-10 équipes de 5-20 personnes) autour d'un même modèle de climat.
- Avec un aller retour constant entre développement et évaluation.

Philosophie générale (Définie par Charney en 1950) :

- travailler avec des modèles incomplets et imparfaits et les améliorer pas à pas.

II. Les modèles de circulation générale

1980 – 2010 Priority given to model complexification

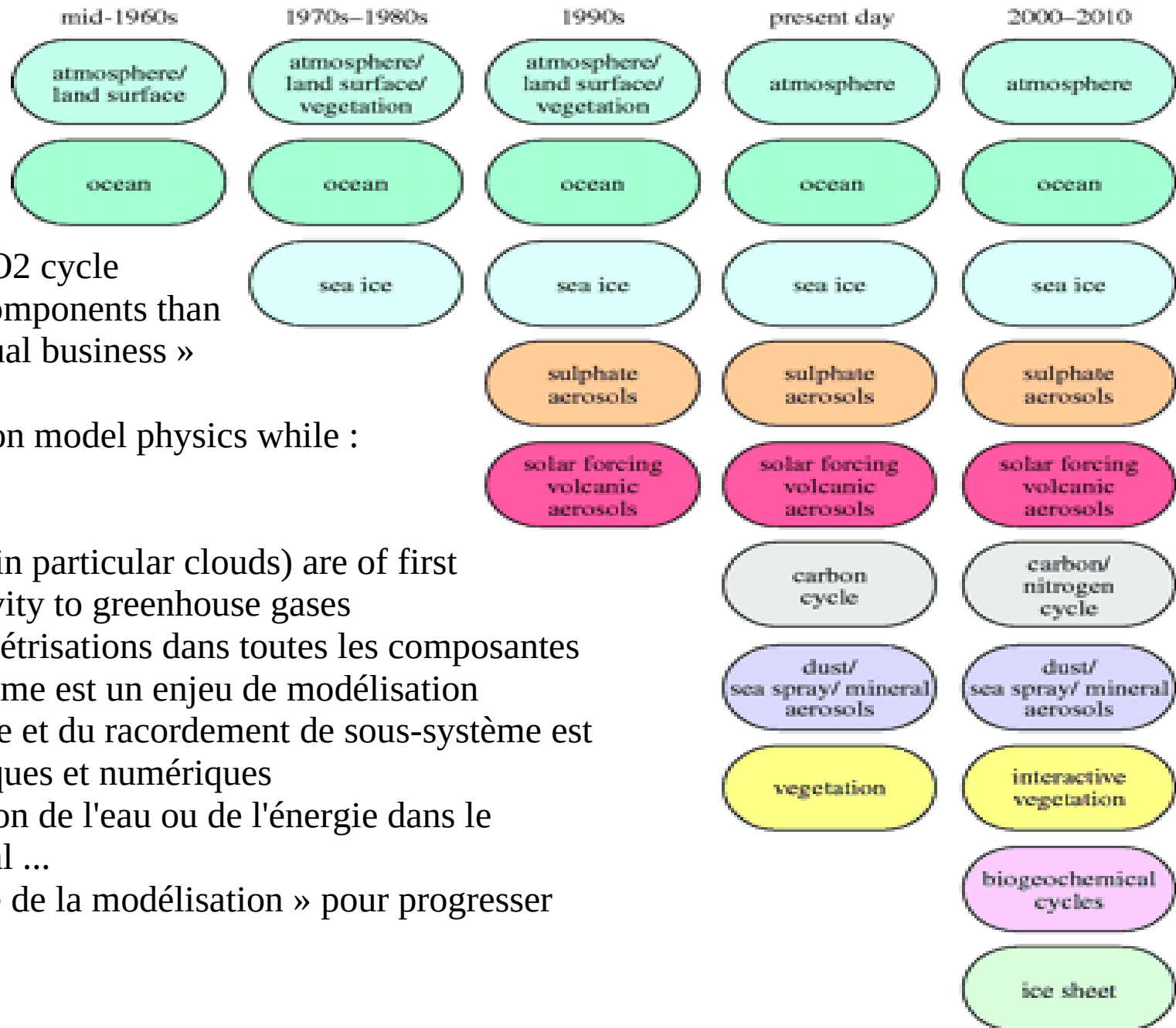
Motivated by long term climate variations and CO2 cycle
Easier to promote new components than improvements of « as usual business »

Not much improvement on model physics while :

- strong biases persist
- atmospheric physics (in particular clouds) are of first order for climate sensitivity to greenhouse gases
- Importance des paramétrisations dans toutes les composantes
- Le couplage en lui même est un enjeu de modélisation

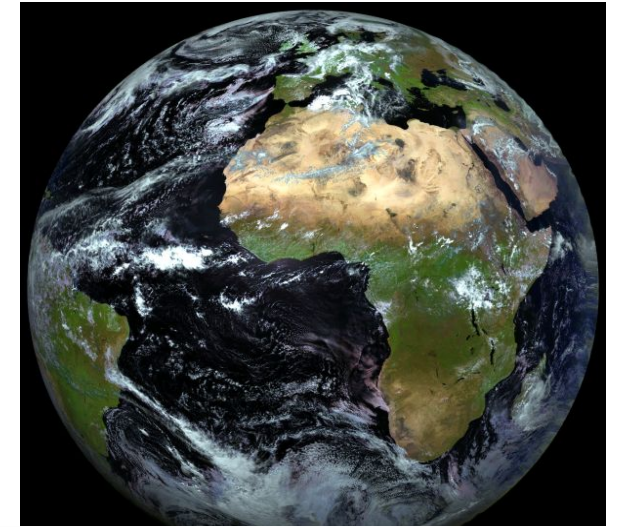
La question du découpage et du raccordement de sous-système est partout. Questions physiques et numériques

- Garantir la conservation de l'eau ou de l'énergie dans le système n'est ... pas trivial ...
- Besoin d'une « culture de la modélisation » pour progresser



III. Les modèles et leurs utilisations

Image météo



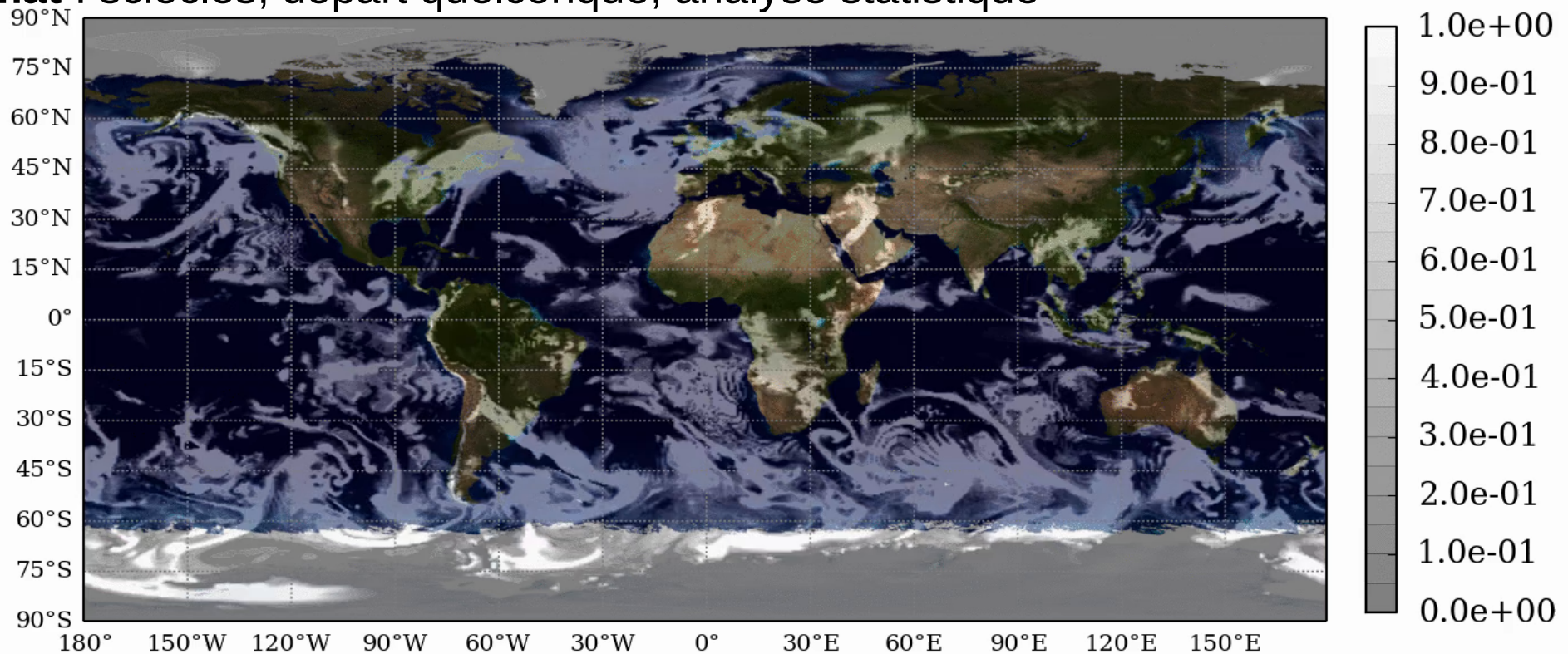
Simulation des nuages sur un mois

Avec le modèle LMDZ, résolution horizontale 50km

Modèles de climat = modèles de prévisions météo

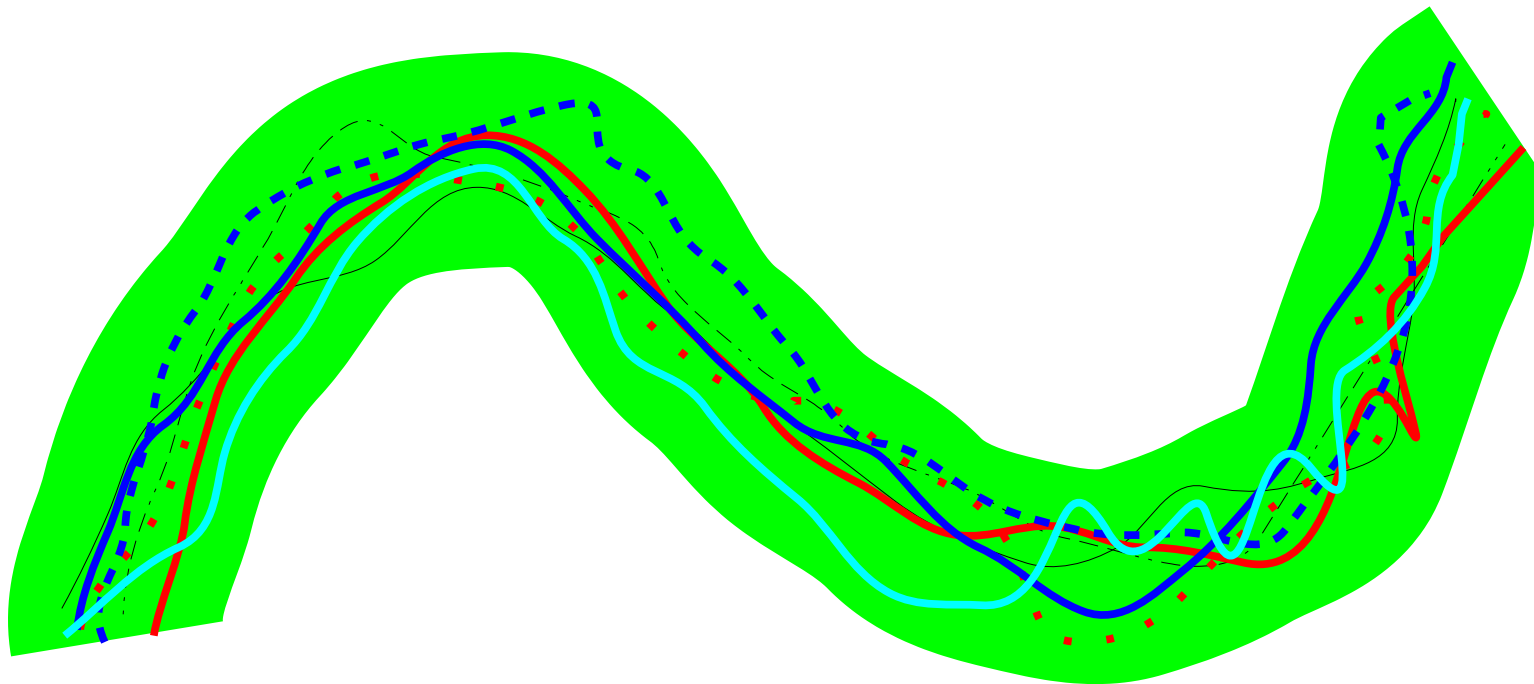
Prévision : 15 jours, état de départ réaliste, déterministe

Climat : siècles, départ quelconque, analyse statistique



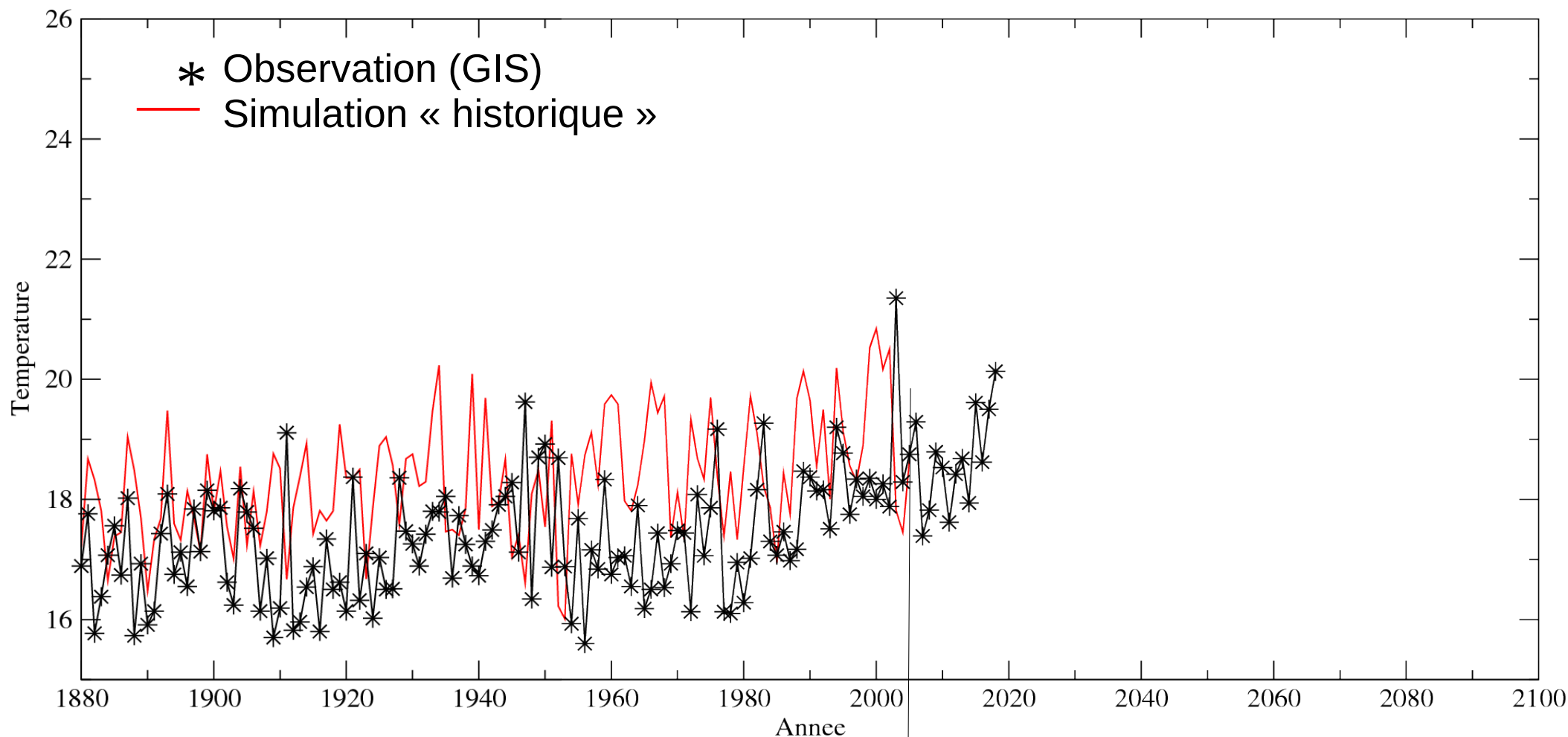
III. Les modèles et leurs utilisations

	Climate modeling	Numerical Weather Forecast
Models	Identical (more couplings)	Identical (higher resolution)
Initial state	any	“analysis” obtained from an “assimilation” of observations within a model.
Simulation length	decades to centuries	15 days (Seasonal forecast in between)
Prediction	statistical (ex : mean temperature, internal variability of precipitation, heat waves) Strange attractor = climate	deterministic (the weather tomorrow at a given location)



Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)

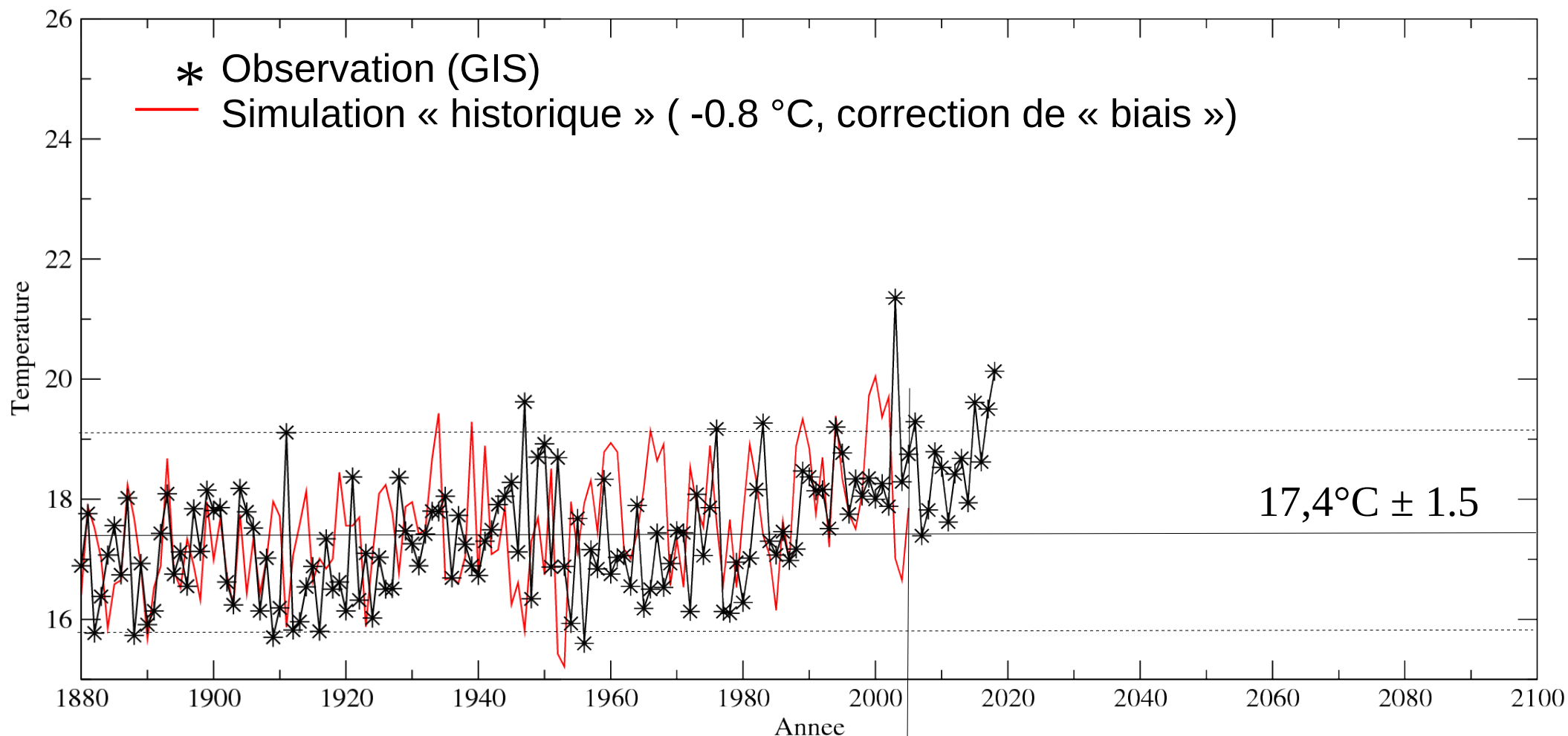
Températures estivales France (°C, Moyenne Juin-Juillet-Août)



Reconstruction

Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)

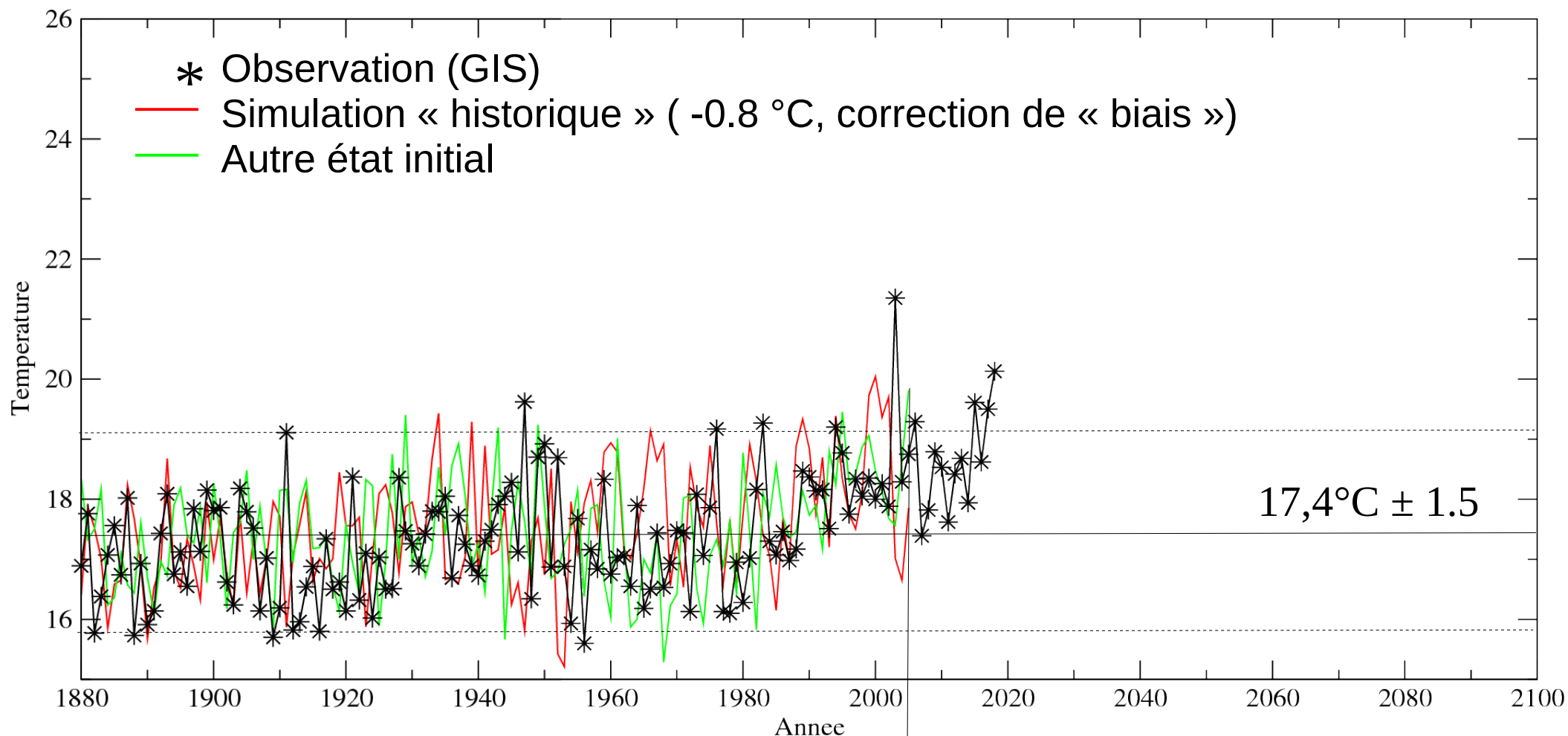
Températures estivales France (°C, Moyenne Juin-Juillet-Août)



Reconstruction

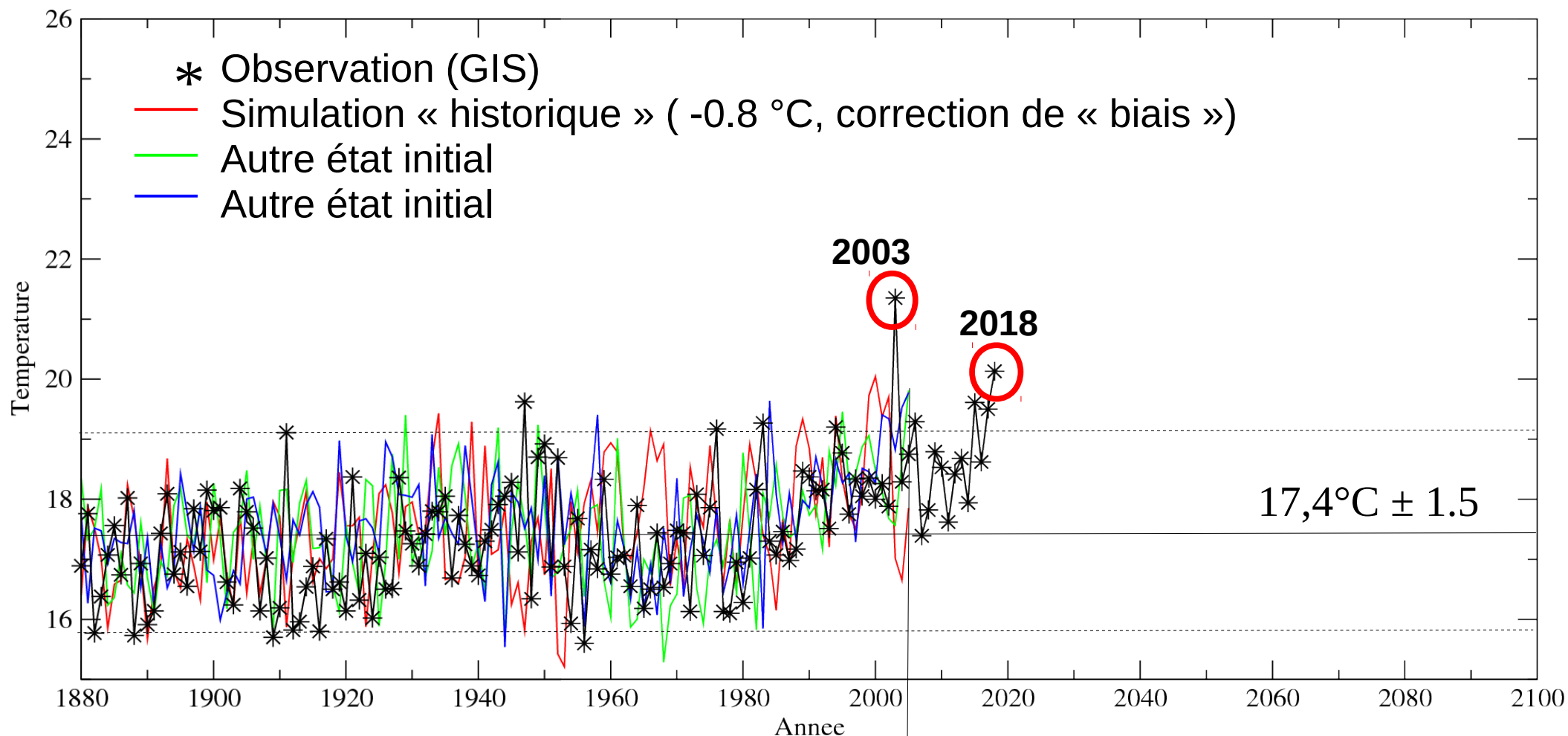
Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)

Températures estivales France (°C, Moyenne Juin-Juillet-Août)



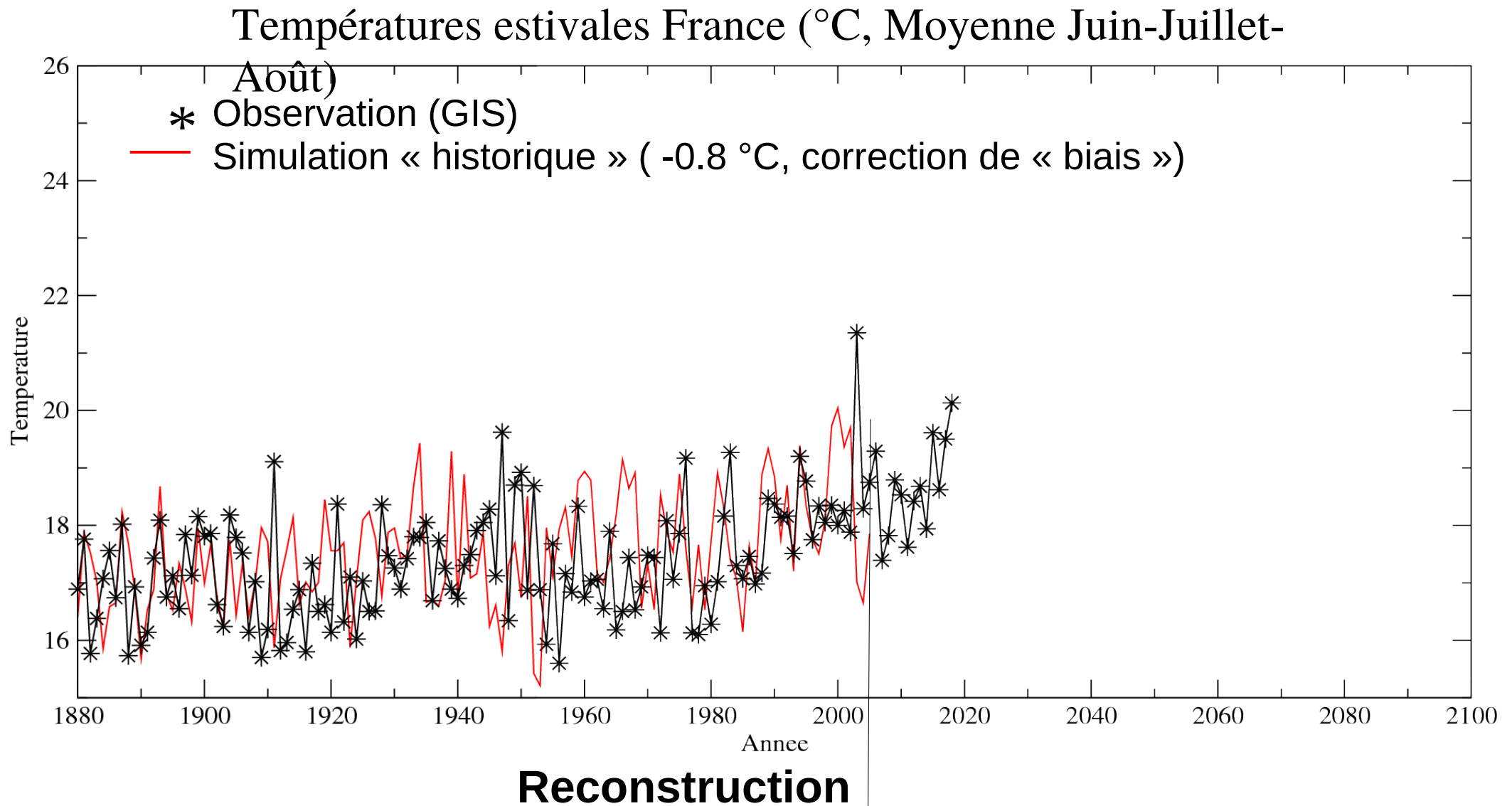
Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)

Températures estivales France (°C, Moyenne Juin-Juillet-Août)



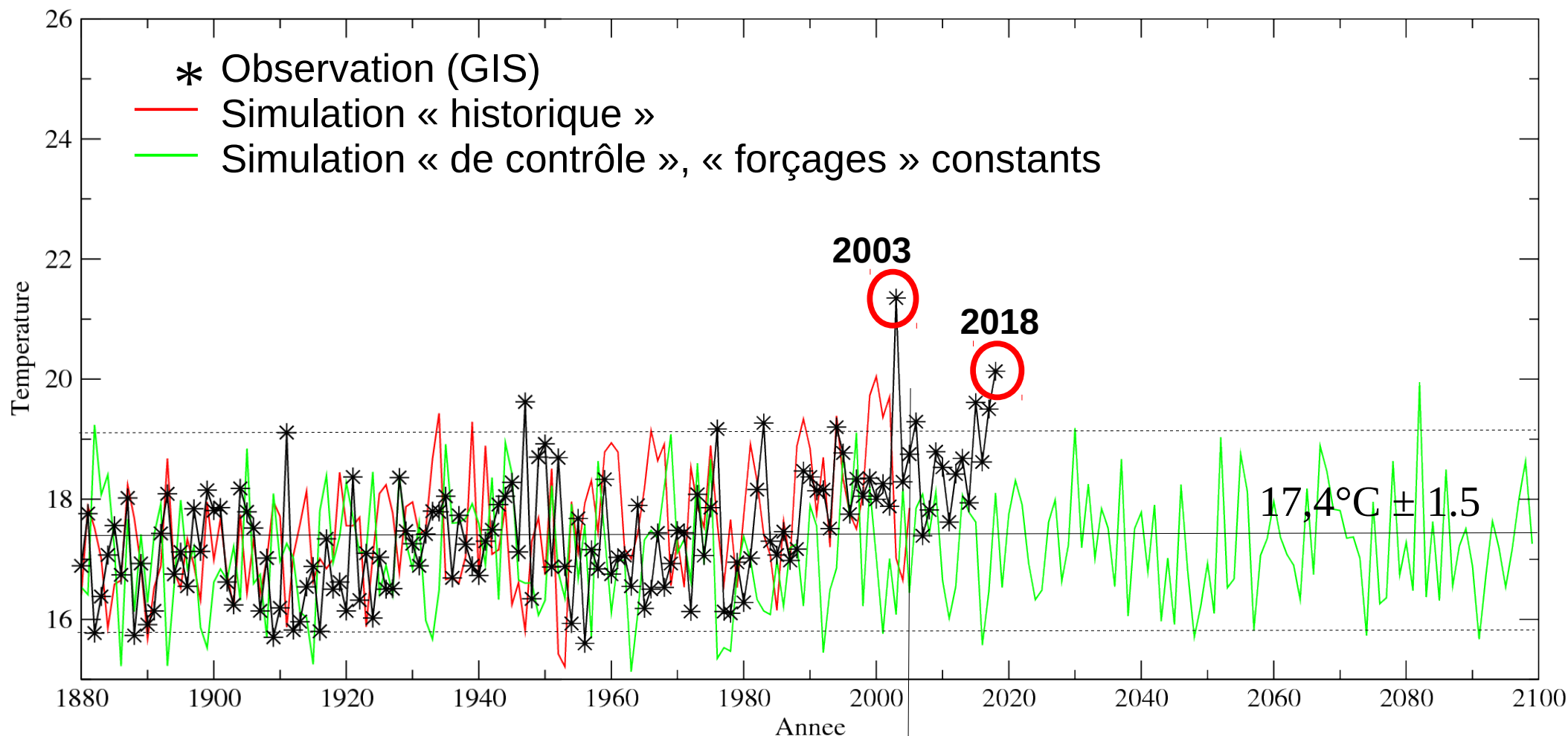
Reconstruction

Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)



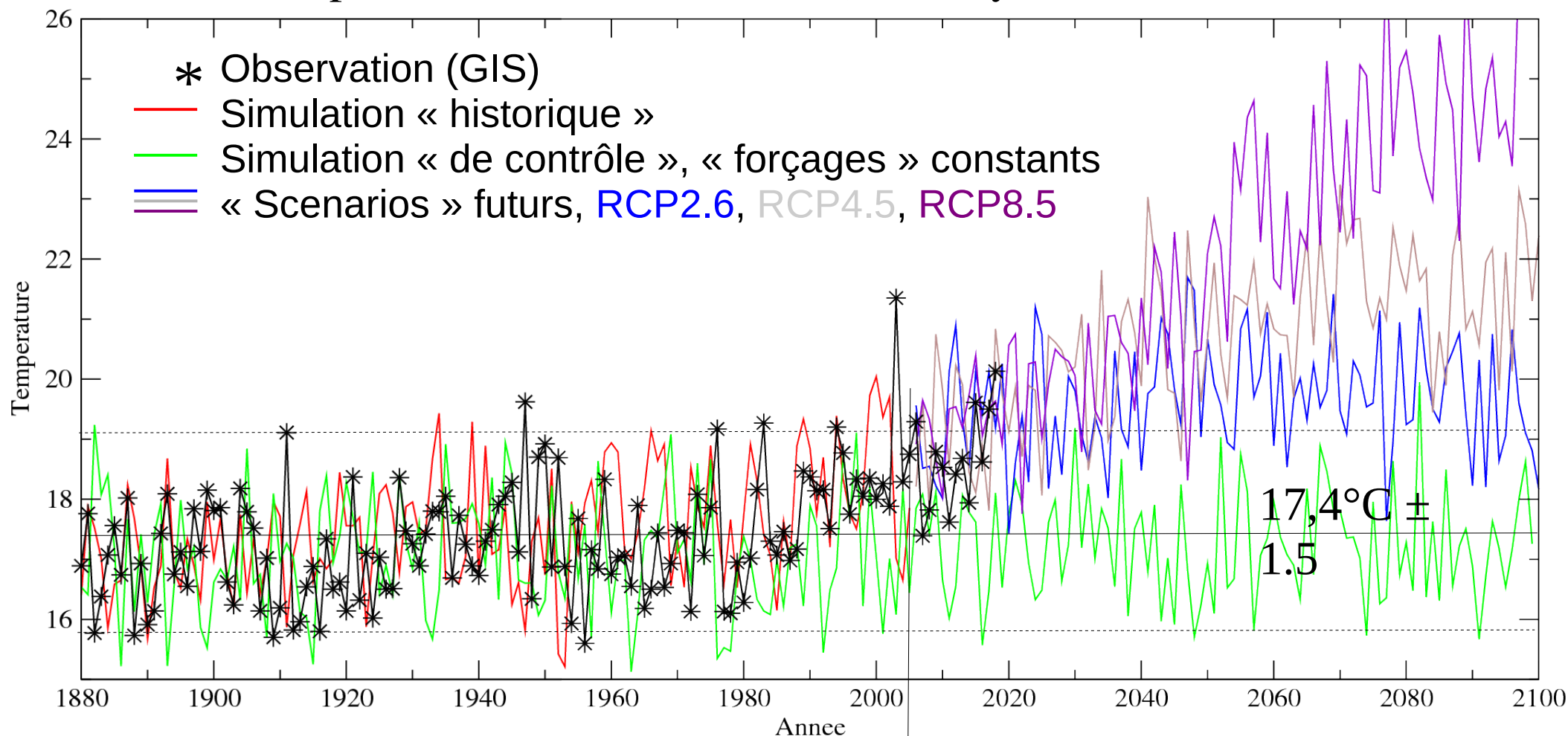
Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)

Températures estivales France (°C, Moyenne Juin-Juillet-Août)

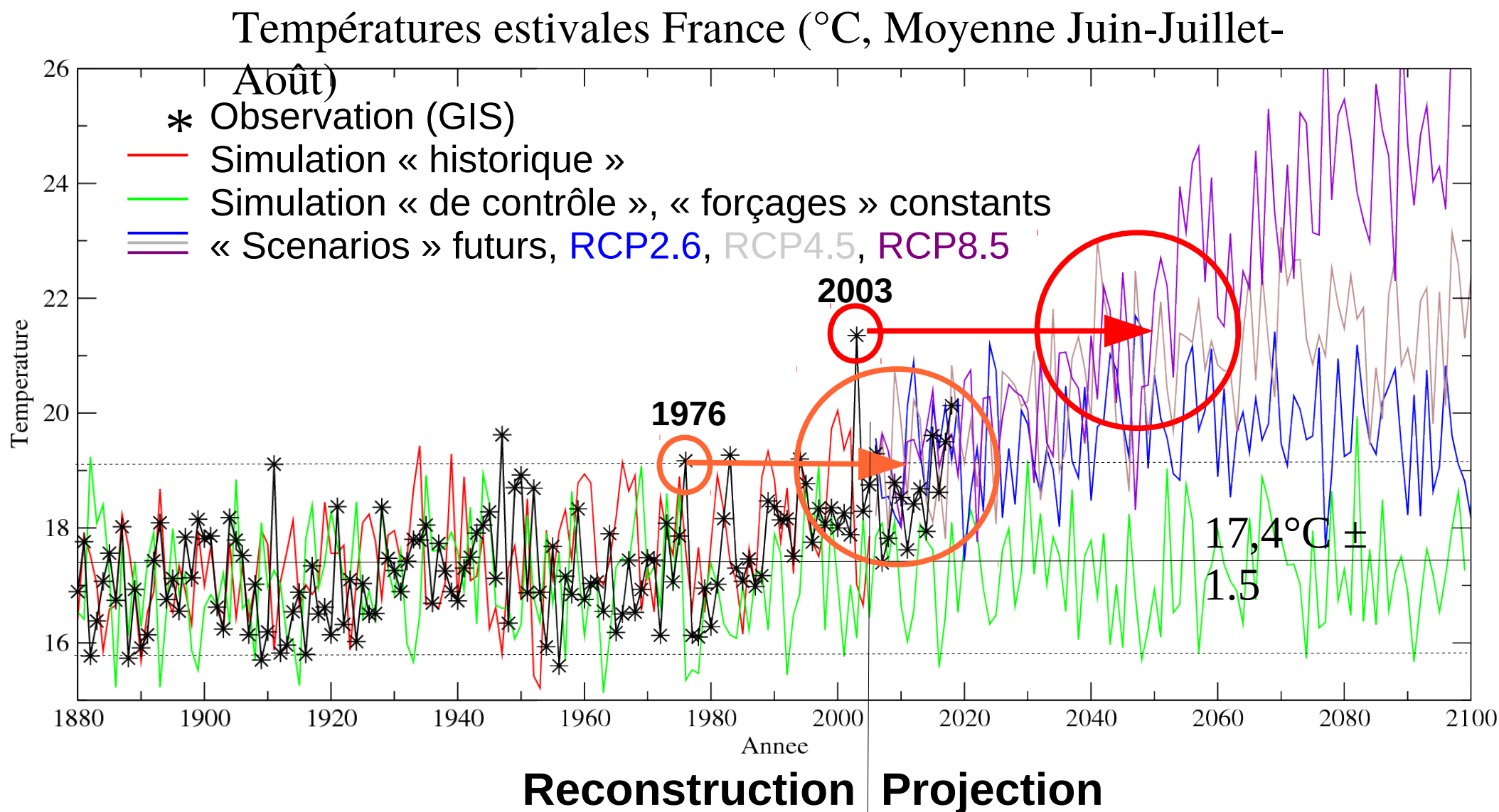


Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)

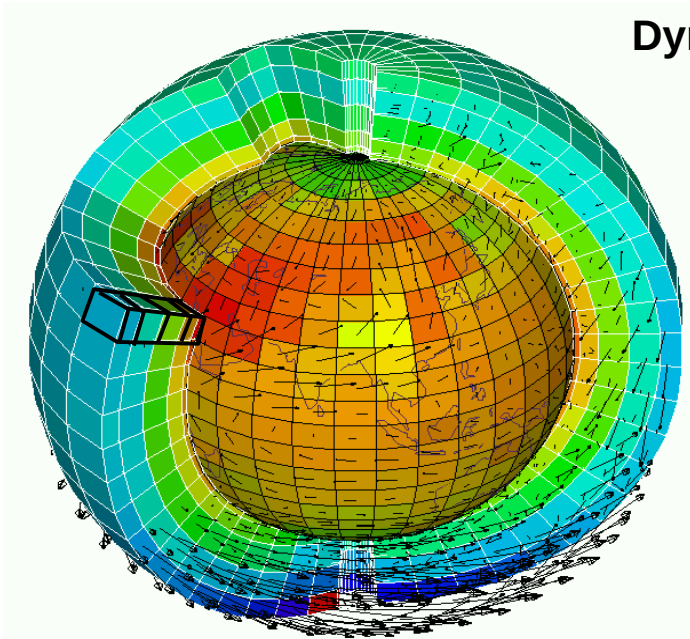
Températures estivales France (°C, Moyenne Juin-Juillet-Août)



Exemple d'utilisation de simulations climatiques (modèle IPSL-CM5A)



Donner les bases sur pour ne pas utiliser les modèles comme des boîtes noires



Dynamique des fluides : équations de bases discrétisées sur la sphère

- Conservation de la masse
 $D\rho/Dt + \rho \operatorname{div}\underline{U} = 0$
- Conservation de la température potentielle
 $D\theta / Dt = Q / Cp (p_0/p)^\kappa$
- Conservation de la quantité de mouvement
 $D\underline{U}/Dt + (1/\rho) \operatorname{grad} p - g + 2 \underline{\Omega} \wedge \underline{U} = \underline{F}$
- Conservation des composants secondaires
 $Dq/Dt = Sq$

+

Paramétrisations physiques : $Q, \underline{F}, Sq$

+

Couplages + HPC + calibration (tuning) + évaluation + utilisation ...

Aujourd'hui :

1/ Coordonnées sphériques

2/ Advection/conservation : $Dq/Dt = 0$

Les paramétrisations des modèles de climat

I. Modélisation du transport non résolu

Frédéric Hourdin

Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL / UPMC

Responsable du développement du modèle global atmosphérique LMDZ

<http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/COURS/ModnumOA/2017/>

hourdin@lmd.jussieu.fr

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

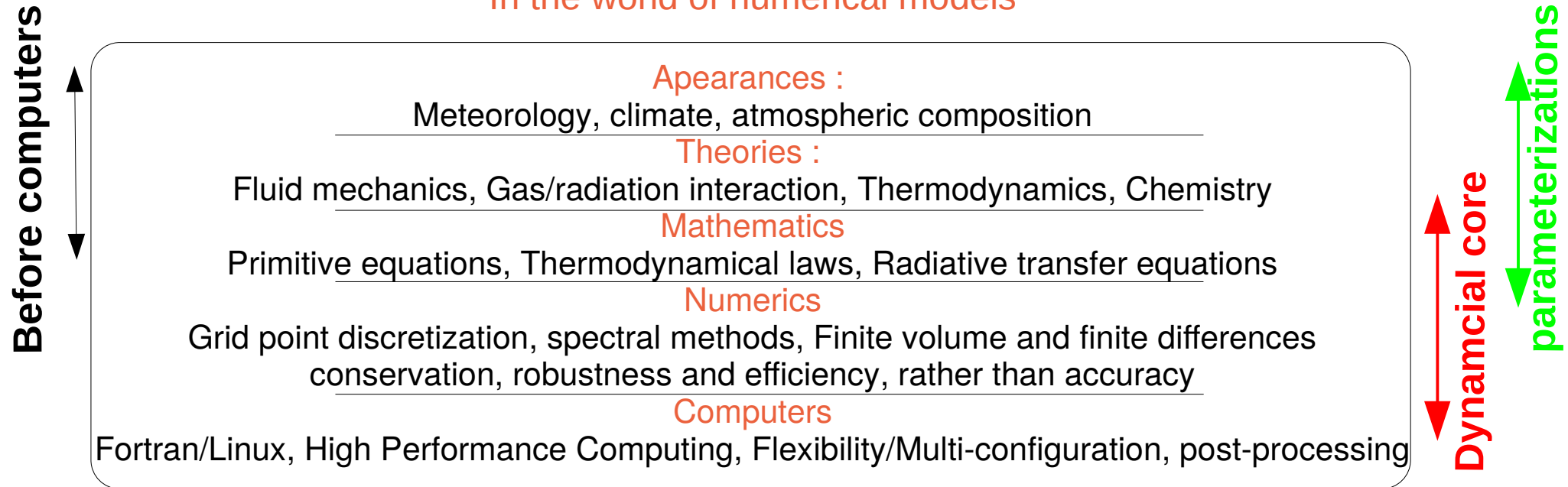
Pour 2 : <http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PEDAGO/cours.pdf>, chapitre 3

<http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/these.pdf>, section 3.3

Pour 3 : <http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/HDR/habil.pdf>, sec 2.2.2 et ch 3

II. General circulation models

In the world of numerical models



Dynamical core :

Well established equations. Work on approximations, numerics, HPC

Parameterizations :

Based on combinations of theories, heuristic approaches, and conservation laws.

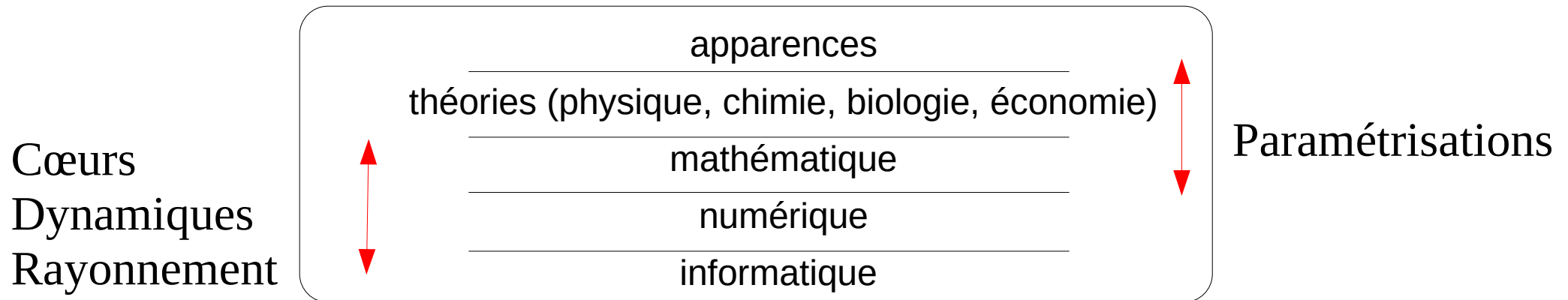
Many ways possible. Strong diversity across models

General comments :

- Modeling concerns all the layers. Lot of expertises required and shared.
- Be aware of the layer in which you are working, or at which transition between layers.
- Do not forget that your goal is to explain things in the first layer

1. Introduction et principes des paramétrisations

The world of numerical models



La modélisation concerne l'ensemble de ces couches.

→ **cœurs dynamiques** : Equations de base bien connues.

L'accent est mis sur le passage d'équations bien établies à leur discrétisation.

→ **Paramétrisations** : La recherche porte sur l'établissement du modèle mathématique (parfois pensés directement dans la couche numérique). Combinaisons de développement théoriques, de considérations heuristiques, de principes de conservation.

Point commun : le retour vers la couche supérieure

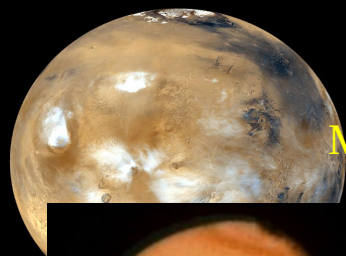
On veut des réponses dans le monde des apparences

On veut que les schémas préservent certains grands principes.

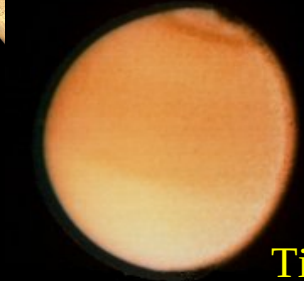
Peut dépendre de la question posée

Découpage, dynamique/physique, par composantes, météo/traceurs

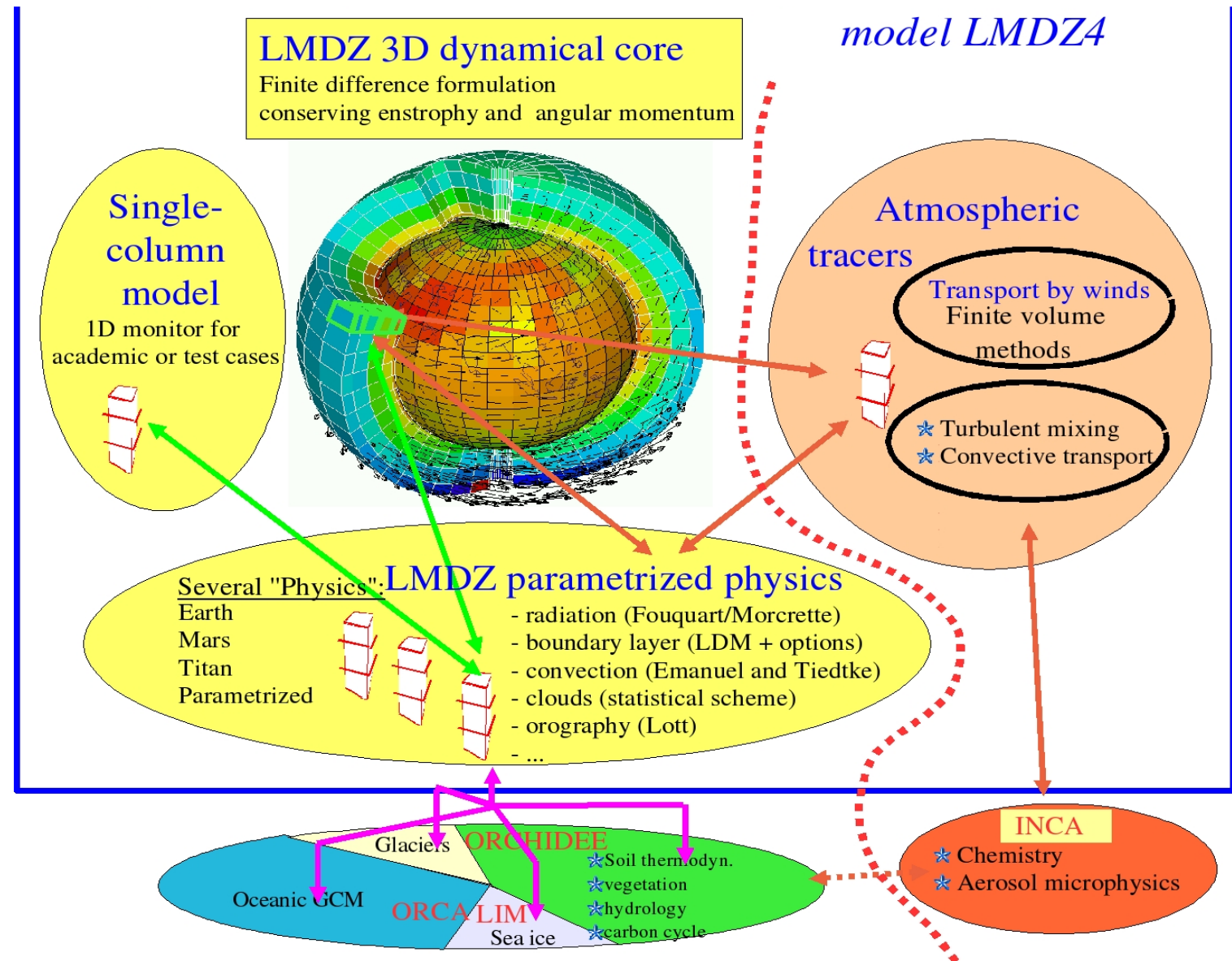
The Earth



Mars



Titan



Lignes de codes

27000 : noyau dynamique

127000 : lignes, physique dont ancien rayonnement

250000 : nouveau rayonnement

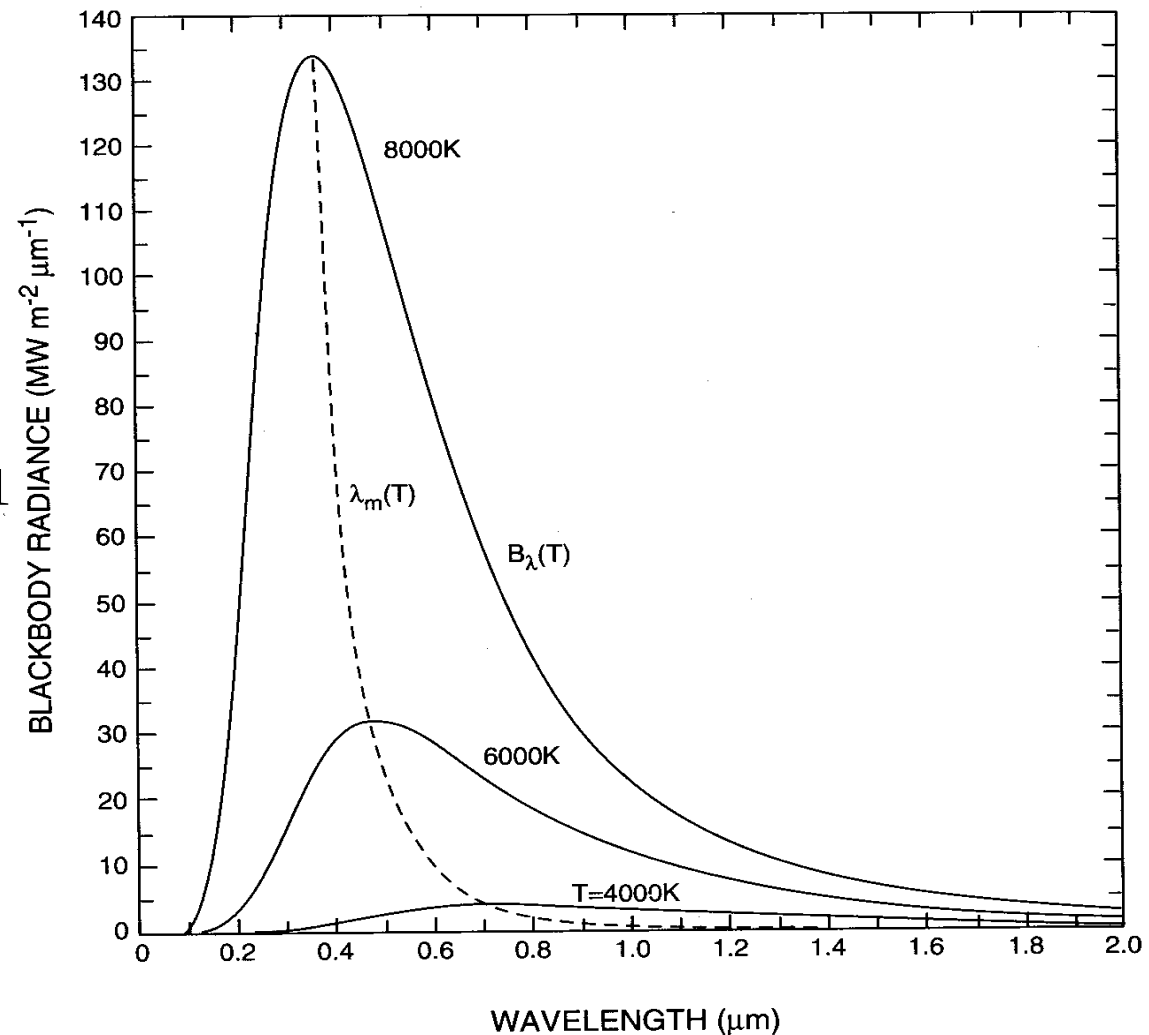
Les paramétrisations des modèles de climat

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

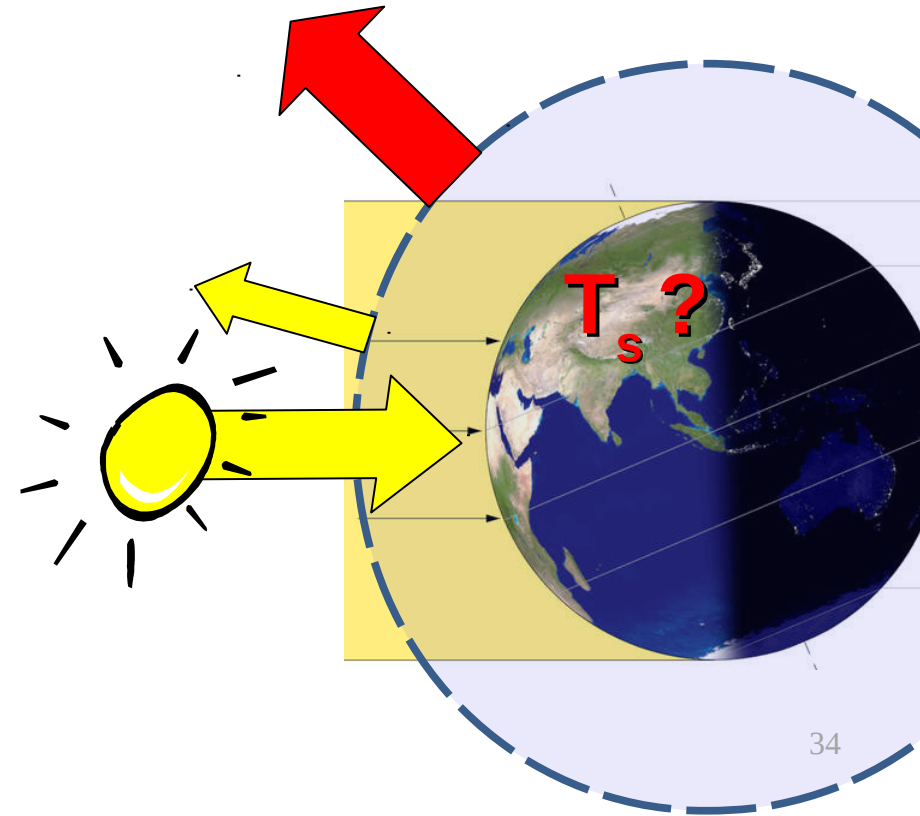
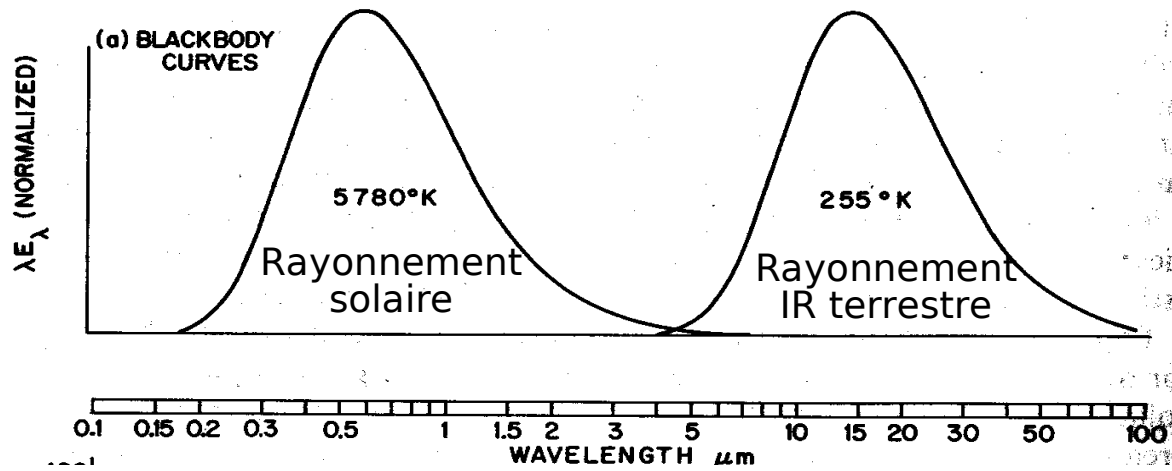
Emission du corps noir

$$\text{Flux total} = \sigma \cdot T^4$$

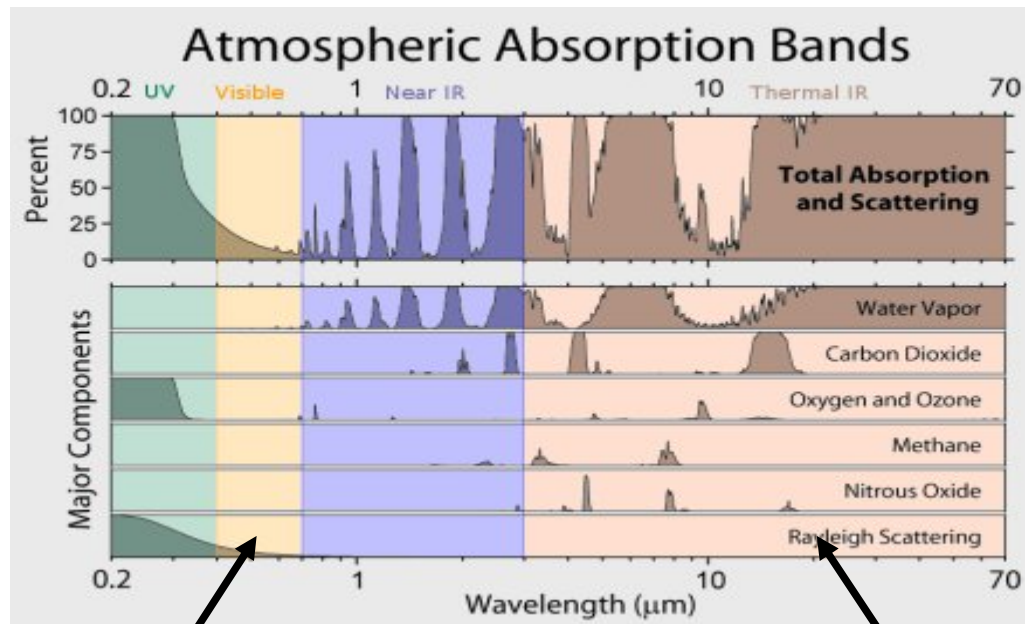
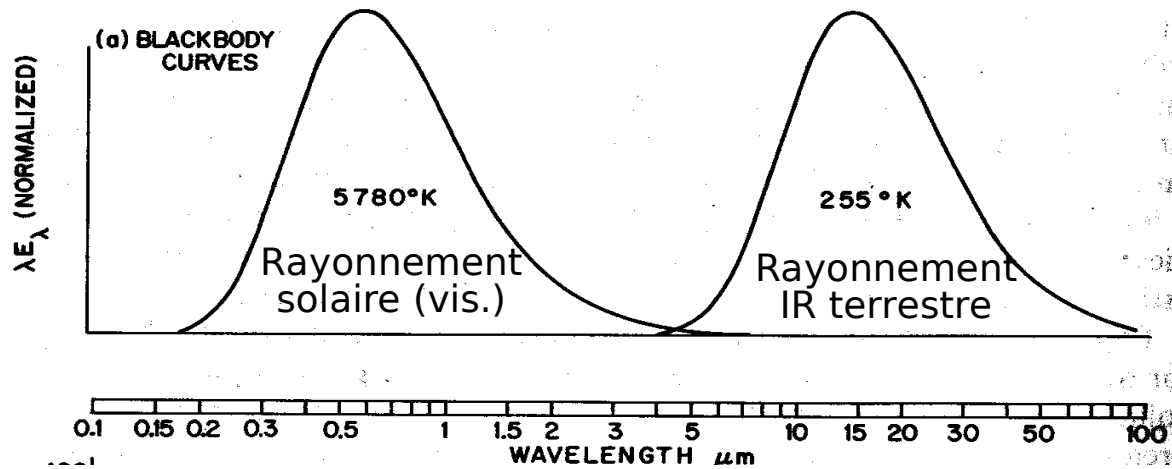
$$\lambda_{\text{maximum}} \propto T^{-1}$$



2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif



2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif



~Transparent

~Opaque

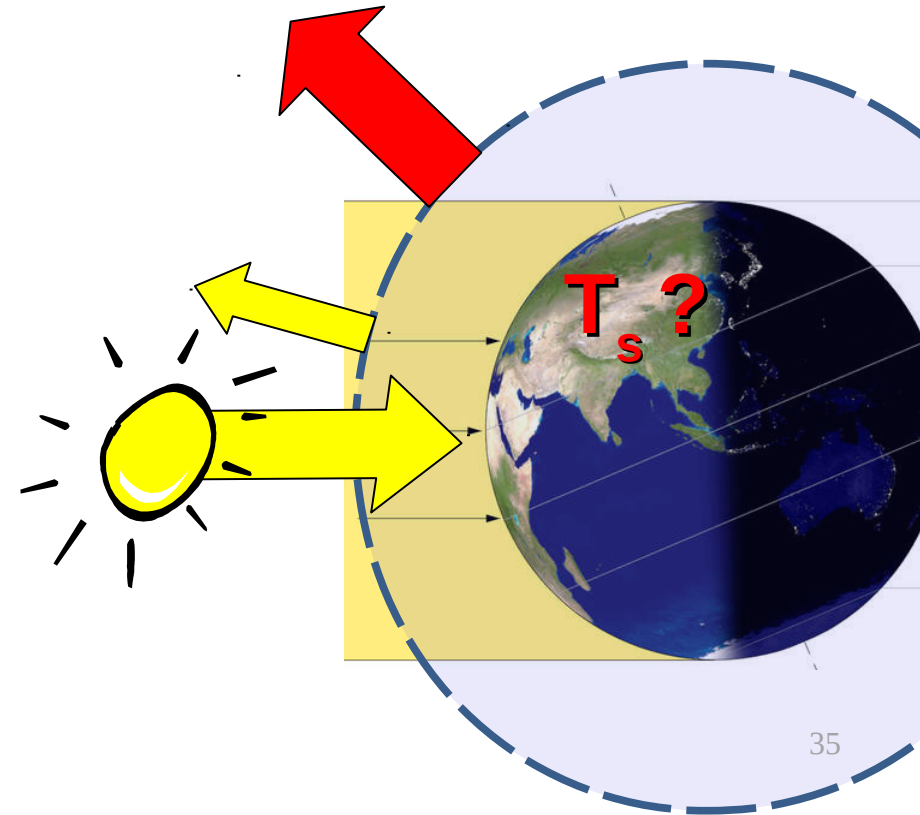
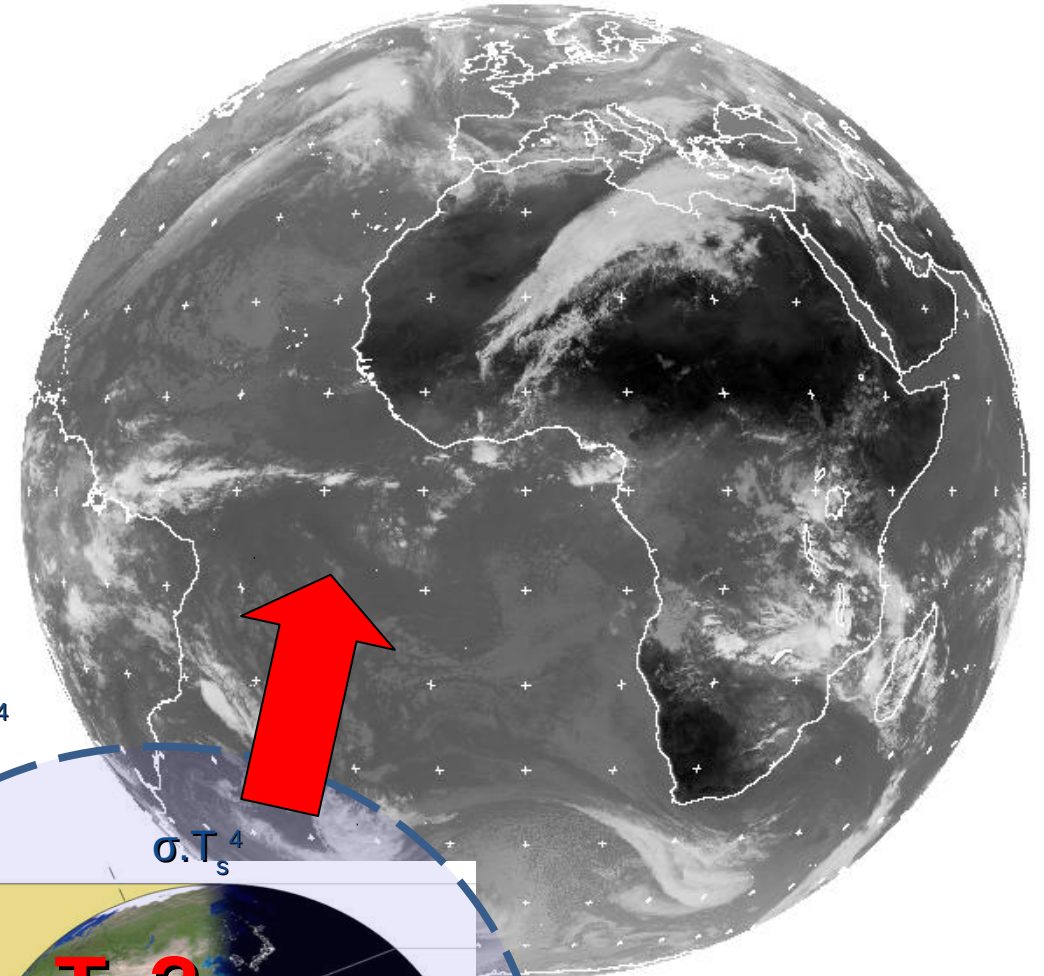
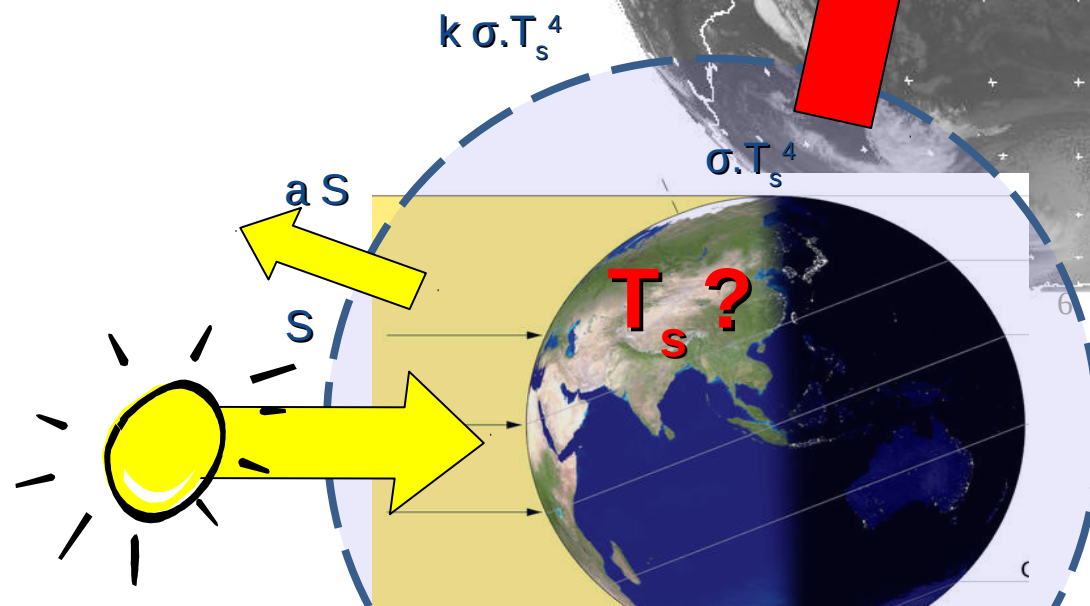


Image visible meteosat

Image infra-rouge
meteosat

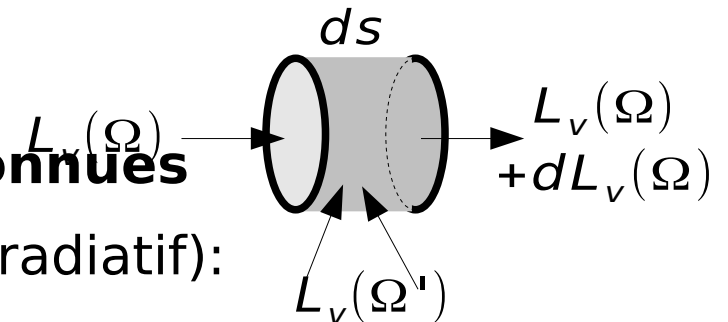


09 May 2003,
1215 UTC



©EUMETSAT

Transfert radiatif : des équations bien connues



Calcul de la luminance (équation de transfert radiatif):

$$\frac{dL_v(\Omega)}{ds} = -\kappa_v L_v(\Omega) + \kappa_v B_v(T) - \sigma_v L_v(\Omega) + \sigma_v \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\Omega', \Omega) L_v(\Omega') d\Omega'$$

Mais extrêmement coûteux.

- Intégration sur les fréquences (ν)
- Intégration sur les angles (avec diffusion multiple P)
- La description des « diffuseurs » et « absorbeurs » elle-même peut être problématique (distribution de taille de gouttes, forme, aérosols ...)

Pour un calcul d'une « scène » à un instant donné, un calcul « exact » (ou complet) peut prendre des heures de calcul sur un supercalculateur.

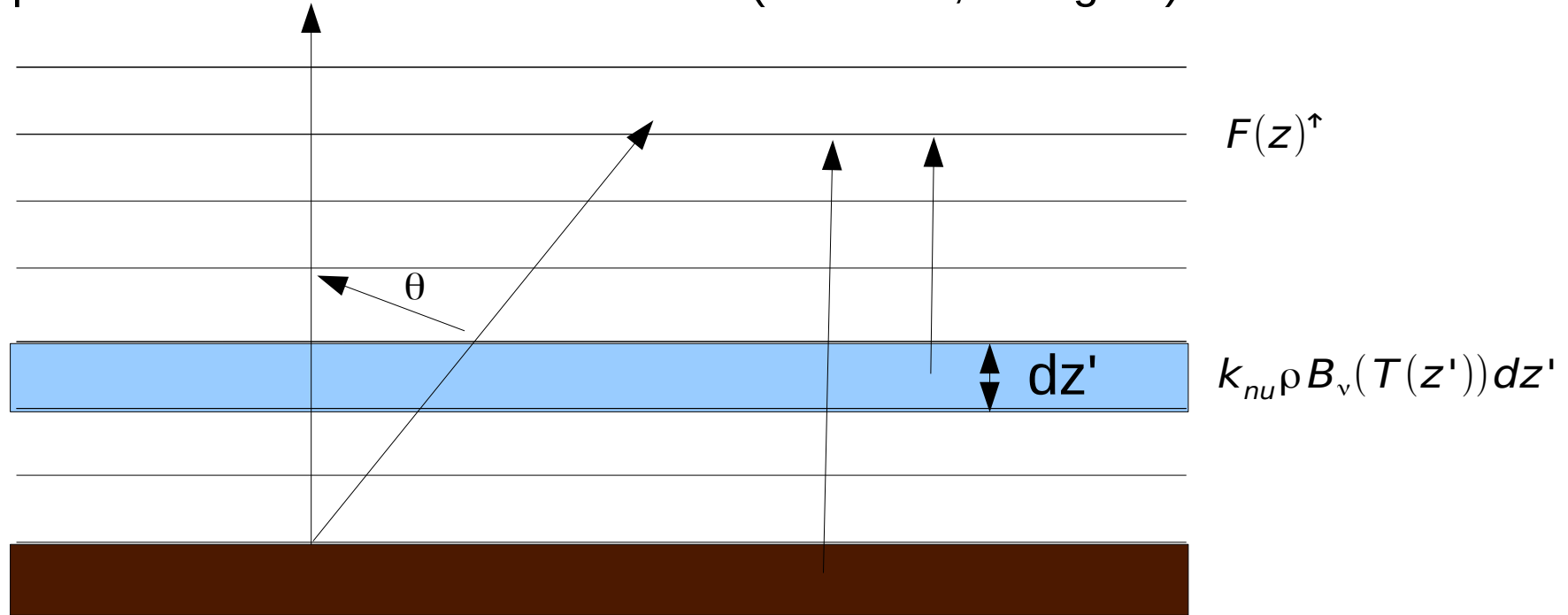
Pour suivre le cycle diurne : 1 calcul par heure et par « colonne » du modèle.

Infrarouge, cas non diffusant

Approximation « plan parallèle » : espace semi-infini homogène

Approximation « diffuse » : un angle moyen

Séparation flux montant / descendant (2-stream, Eddington)



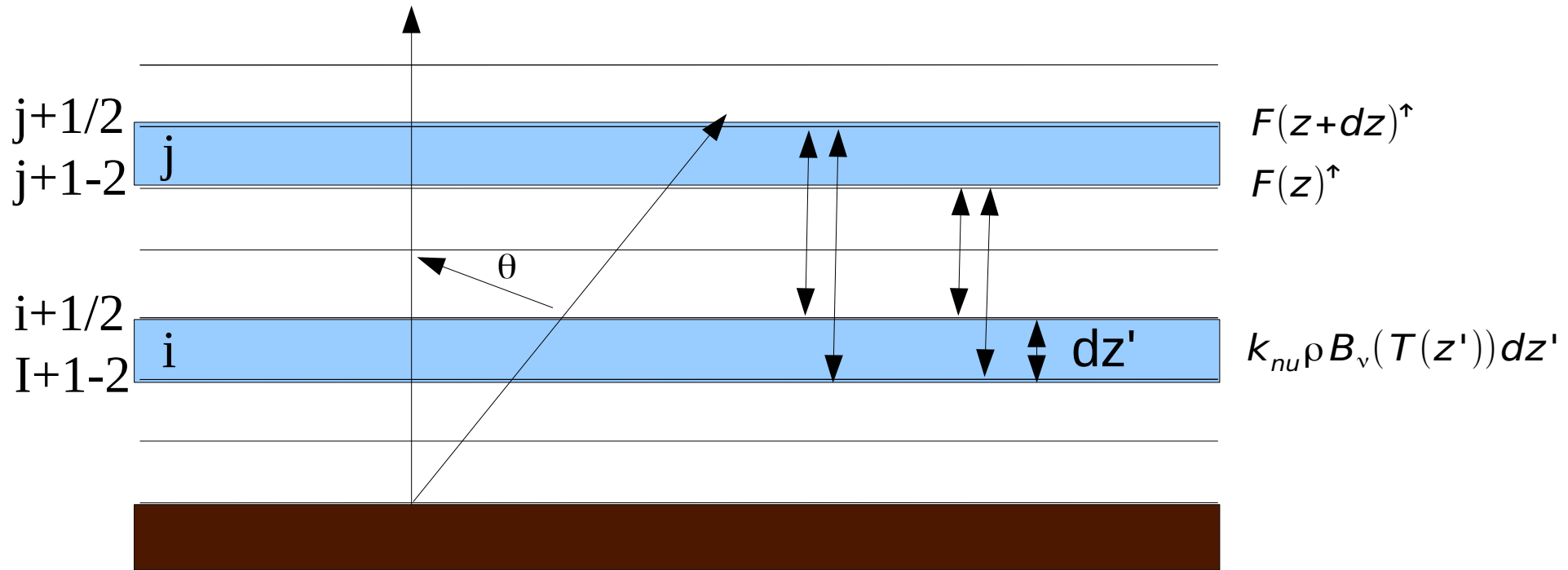
$$\frac{\partial F(z)^\uparrow}{\partial z} = -k_v \rho \mu F(z)^\uparrow + k_v \rho \mu B_v(T) \quad \mu = \frac{1}{\cos(\theta)}$$

$$\epsilon_v(z_1, z_2) = \exp\left[-\mu \int_{z_1}^{z_2} k_v(P, T) \rho dz\right]$$

$$F(z)^\uparrow = B_v(T_s) \epsilon(0, z) + \int_0^z k_{nu} \rho B_v(T(z')) \epsilon(z', z) dz'$$

$$F(z)^\uparrow = B_v(T_s) \epsilon(0, z) + \int_0^z B_v(T(z')) \frac{\partial \epsilon(z', z)}{\partial z'} dz'$$

$$Q = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F(z)^\uparrow}{\partial z}$$



Contribution de la couche i au flux en z

$$F_{i \rightarrow z} = B_v(T_i) [\epsilon_v(z_{i+1/2}, z) - \epsilon_v(z_{i-1/2}, z)]$$

Contribution de la couche i au chauffage de la couche j

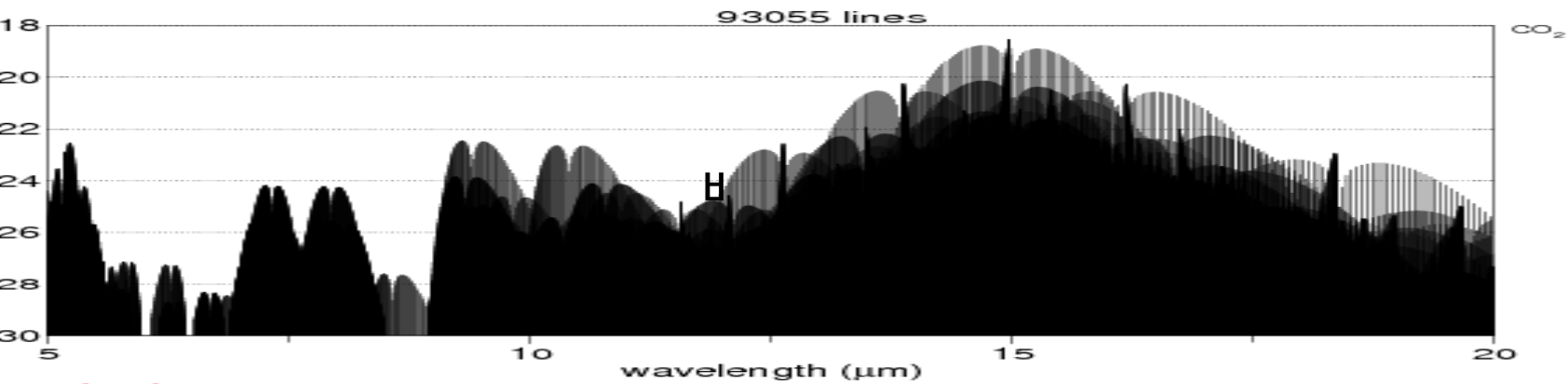
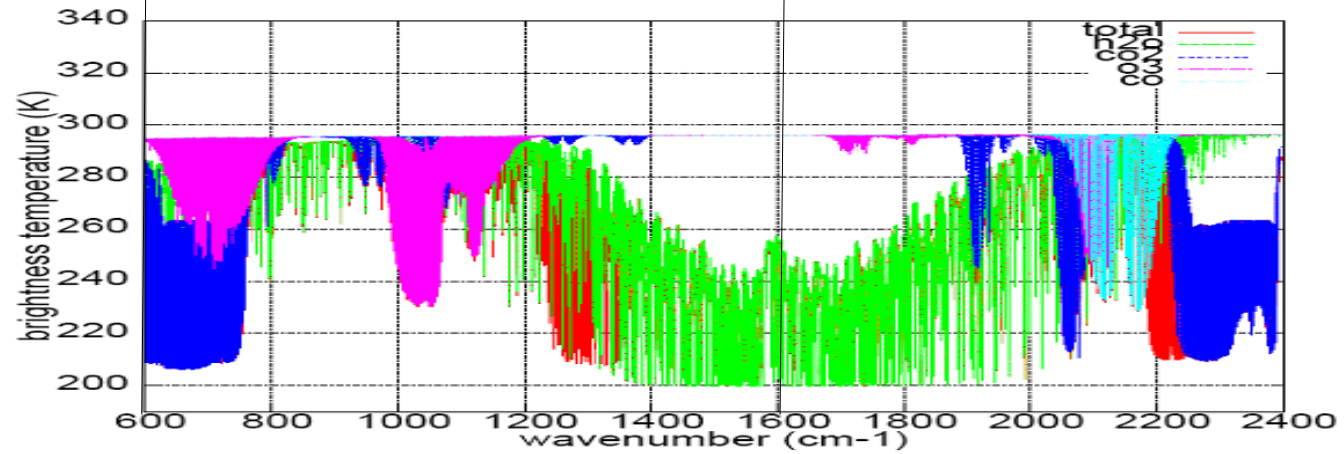
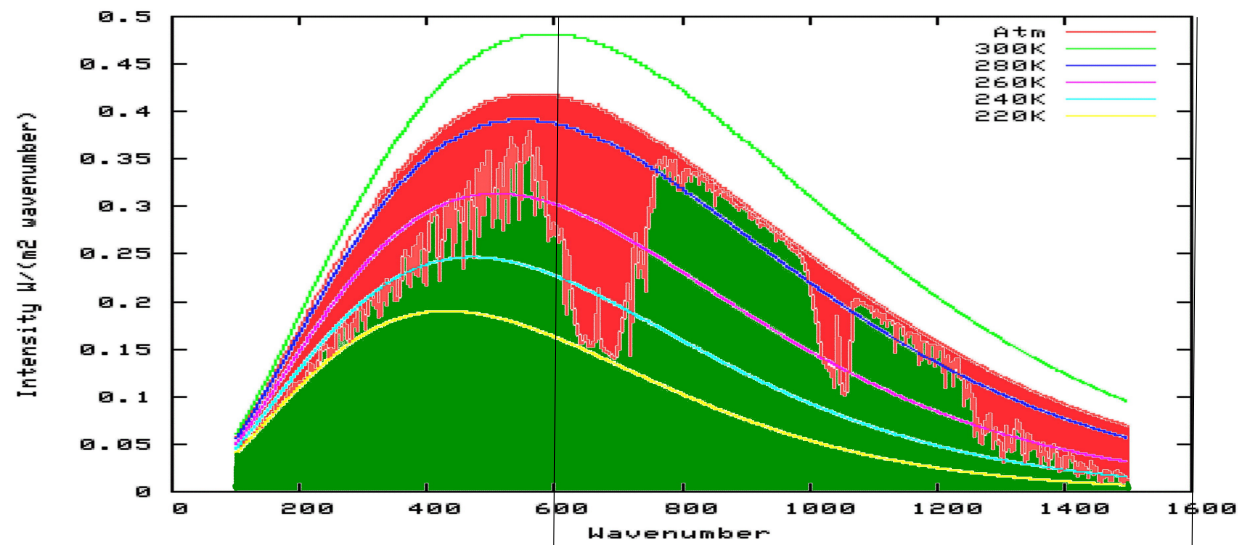
$$Q_{i \rightarrow j} = \psi_{i \rightarrow j} / (\rho C_p) \quad \text{avec}$$

$$\psi_{i \rightarrow j} = B_v(T_i) [\epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j-1/2}) + \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j-1/2})]$$

Puissance nette échangée entre les couches i et j

$$\psi_{i \rightarrow j}^{net} = (B_v(T_i) - B_v(T_j)) [\epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j+1/2}) - \epsilon_v(z_{i+1/2}, z_{j-1/2}) + \epsilon_v(z_{i-1/2}, z_{j-1/2})]$$

Des approximations sur un calcul montant / descendant peut violer des principes de symétrie.



Approches pour l'intégration spectrale

Raie-par-raie :

Discrétisation des fréquence. Trop coûteux par DES ordres des grandeur

Modèles de bandes, en émissivité (code « Fouquart Morcrette, 1980)

$$\epsilon_{\Delta\nu}(z_1, z_2) = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} \epsilon_\nu(z_1, z_2) d\nu$$

On perd la propriété : $\epsilon_{\Delta\nu}(z_1, z_2) = \epsilon_{\Delta\nu}(z_1, z) \epsilon_{\Delta\nu}(z, z_2)$

Le coup passe de N en N2 sur la verticale.

Modèles k-correllés (RRTM, utilisé dans LMDZ, MesoNH, ECMWF, MAR)

On se ramène à des sommes d'exponentielles

Difficulté : k(P,T).

Les coeffcients ne varient pas de la même façon selon les transitions

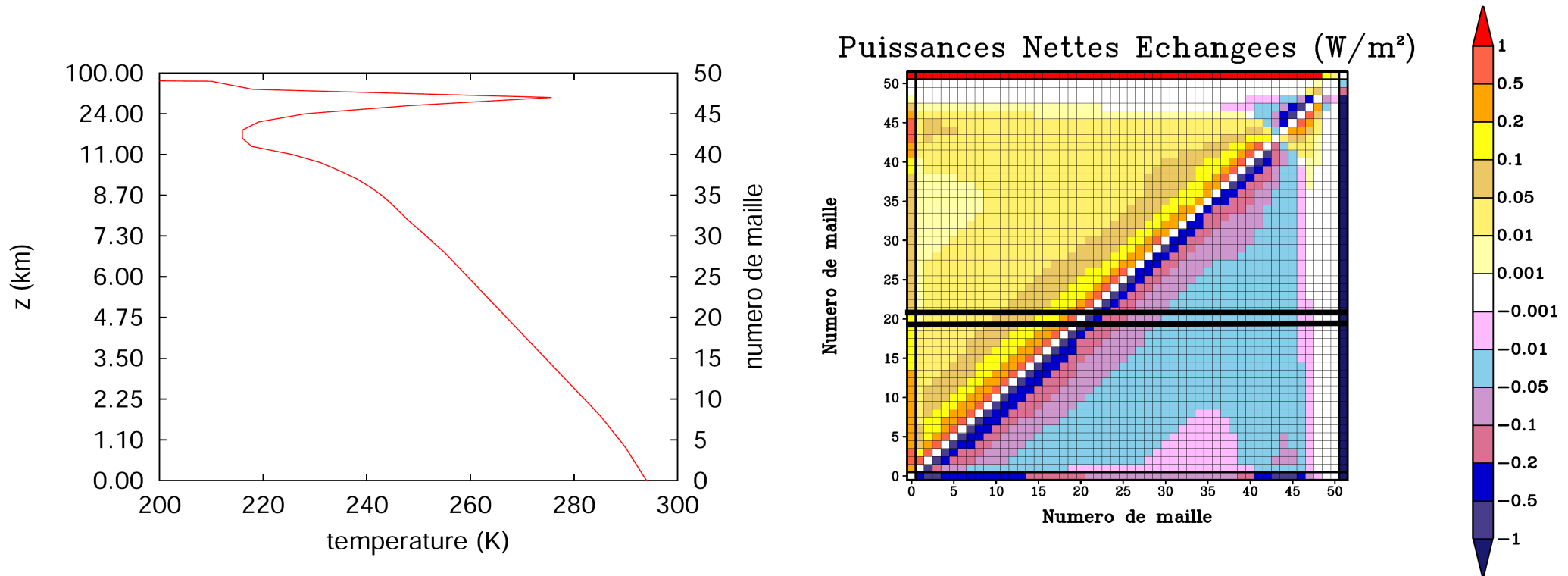
Méthodes Monte-Carlo

Echantillonnage du spectre (et des autres dimensions du problème simultanément)

2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Analyse en Puissance Nette Échangée

Atmosphère moyenne latitude, été
ciel clair



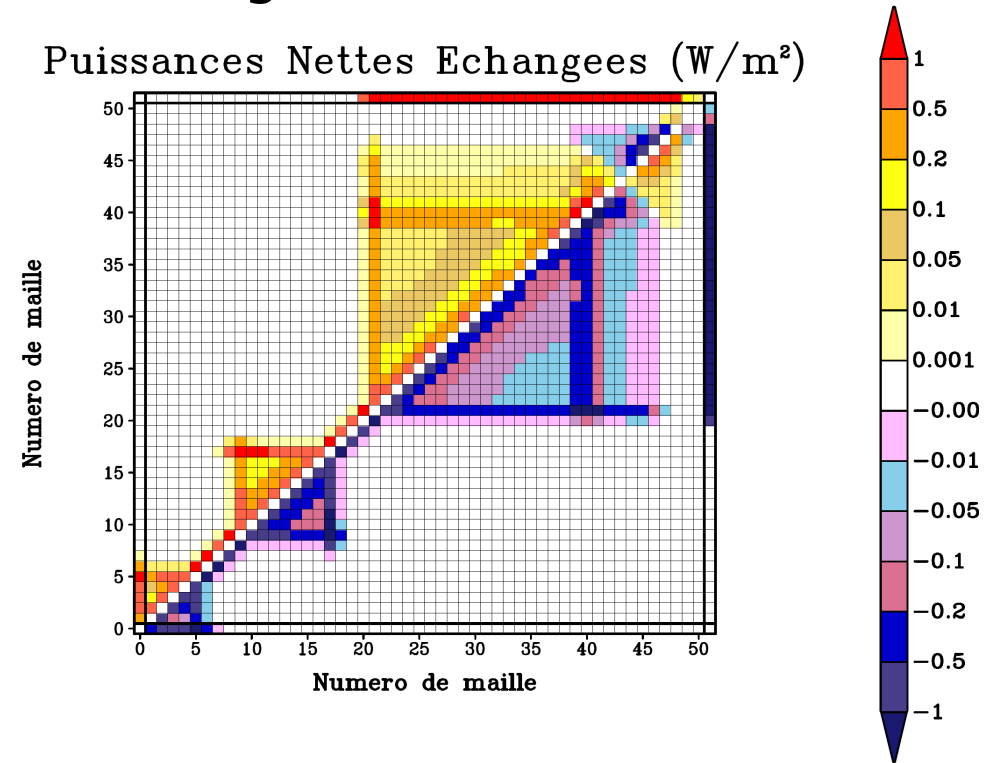
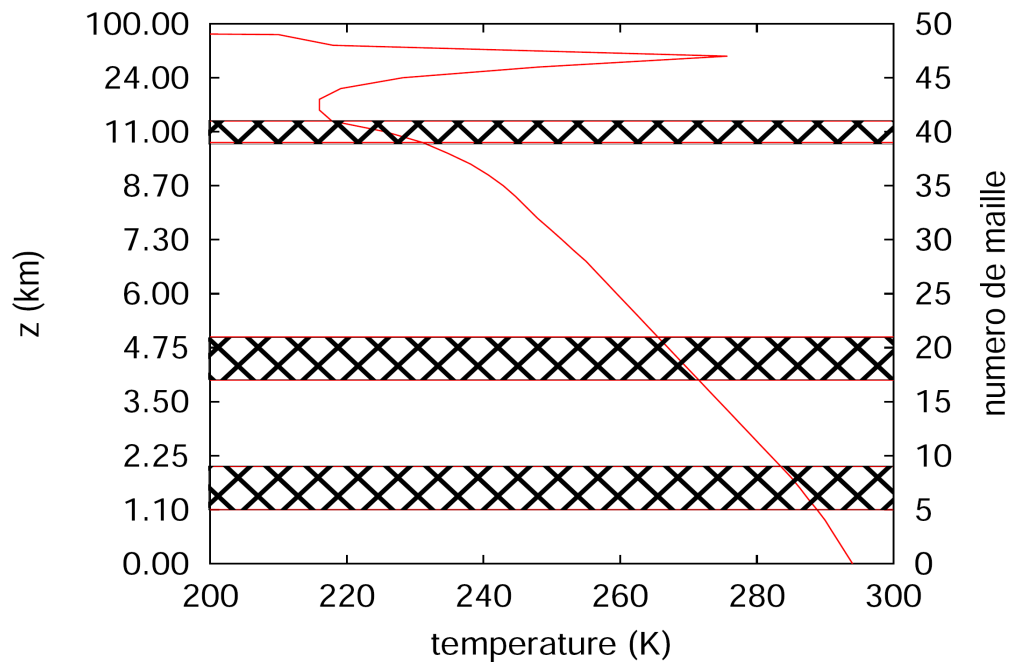
[Eymet et al., 2004]

Transparents Jean-Louis
Dufresne

2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Analyse en Puissance Nette Échangée

Atmosphère moyenne latitude, été
trois couches de nuages



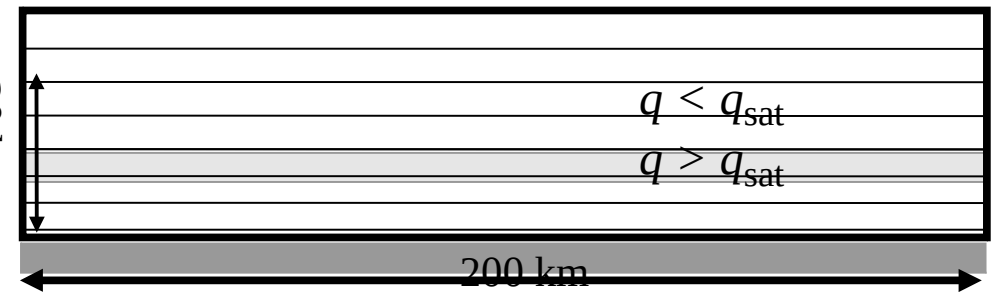
[Eymet et al., 2004]

Transparents Jean-Louis
Dufresne

2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

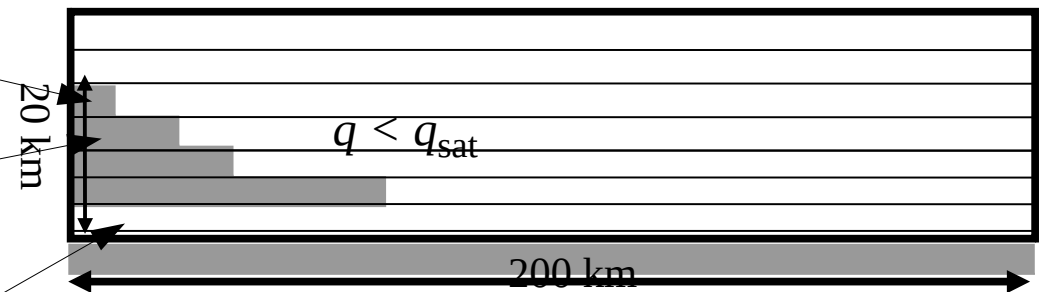
Modèle « tout ou rien » :

Si $q > q_{\text{sat}}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



Modèle « statistique » :

On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



Représentation des nuages

q : concentration en vapeur d'eau

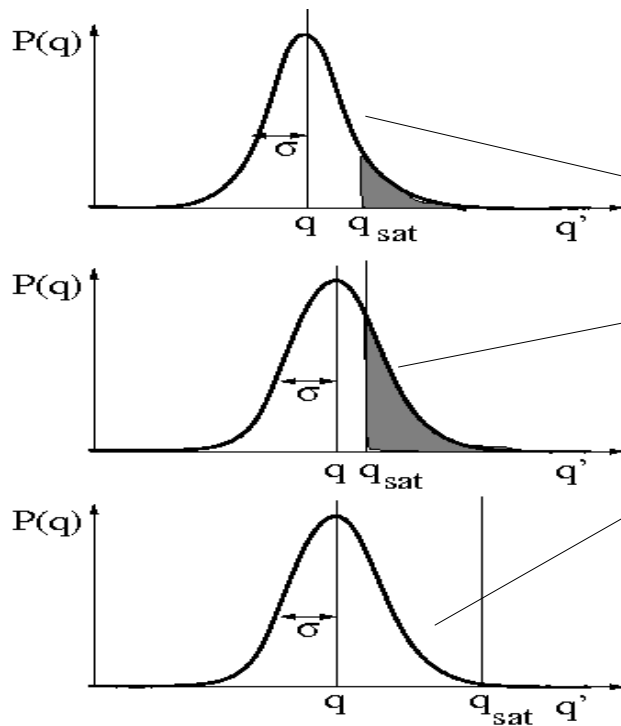
q_{sat} : concentration maximum à saturation

Si $q > q_{\text{sat}}$:

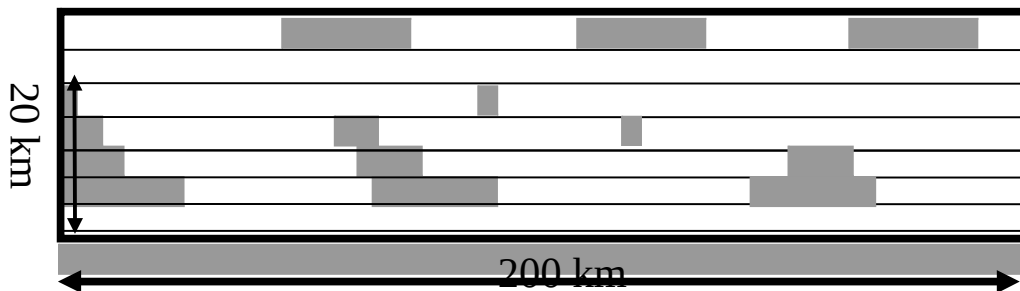
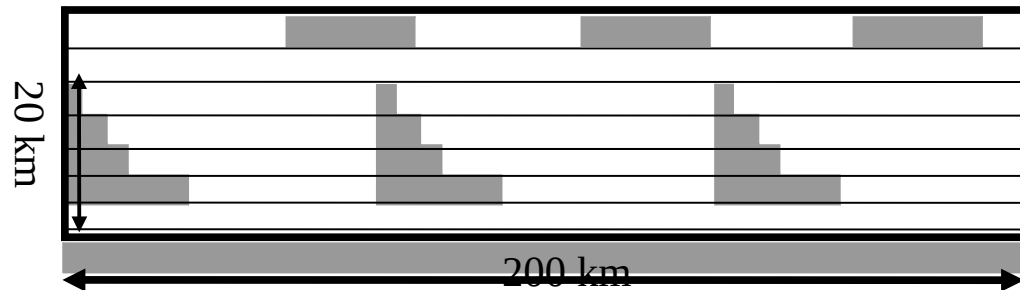
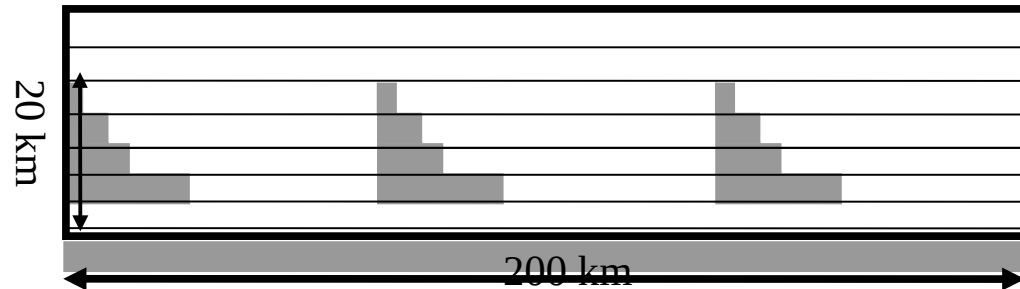
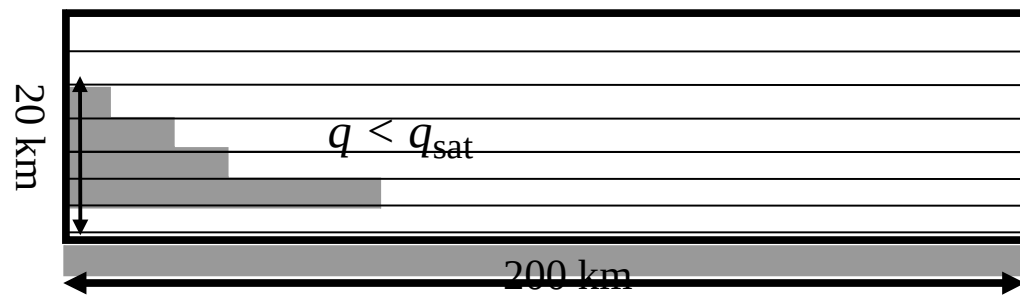
→ la vapeur d'eau condense = nuage

On connaît q et q_{sat} à l'échelle de la maille

→ Fraction de la maille couverte de nuages ?



Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$



Equivalent du point de vue des codes
radiatifs « actuels »

Hypothèse « maximum random »
Quand de couches adjacentes sont superposées
Sinon, recouvrement aléatoire

Vrais nuages plus complexes
Calcul de diffusion dans une scène réaliste très coûteux
Pistes : « tirages de sous-colonnes »

2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Quelques idées à retenir :

- Composante essentielle d'un modèle de climat
- Transfert radiatif, problème bien connu mais intrinsèquement extrêmement « coûteux »
- Le poids relatif des différentes raies varie le long du trajet optique en fonction de p et T .
- Les échanges proches sont dominés par les centres des raies alors que les échanges gaz-gaz à distance se passent dans les ailes. On passe son temps dans des calculs inutiles.
- Deux grandes familles pour l'intégration spectrale : modèles de bandes où on perd la « multiplicabilité » des transmissions et approches en k -distributions ou k -corrélé où on essaie de maintenir cette propriété dans le monde spectrale.
- L'intégration angulaire est remplacée par un (ou des, ordonnées discrètes) angle moyen.
- Dans le visible : la prise en compte de la diffusion est essentielle.
- Elle est la plupart du temps négligée dans l'infra-rouge
- Dans beaucoup de modèles on se « débrouille » en ayant un rayonnement directionnel en provenance du soleil, et un rayonnement après diffusion traité avec le même angle moyen que l'infra-rouge.
- Avec tout ça, on pense que le calcul radiatif ciel clair est correct à quelques W/m^2
- Les incertitudes liées à la distribution et aux propriétés optiques des aérosols et des nuages sont au moins aussi grandes.
- Très peu d'évolution des codes terrestres. Peu de codes. Investissement énorme et pas toujours très gratifiant pour amélioration faible.
- Reformulation possible dite en « puissances nettes échangées », basée sur la réciprocité des chemins optiques et qui garantit le second principe (une couche ne peut pas contribuer à réchauffer une couche plus chaude qu'elle).
- Evaluation : test des méthodes d'accélération par comparaison à des calculs le plus exact possibles (raie par raie, avec intégration angulaire). Evaluation difficile / obs.
- Modèles « plan parallèle » même dans des modèles explicite de nuages ($dx=20m$) !

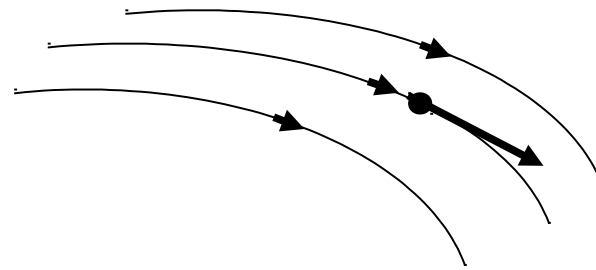
Les paramétrisations des modèles de climat

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente

Pour le calcul du transport, on considère les espèces chimiques ou aérosols comme des traceurs de l'écoulement, c'est à dire qu'on suppose que la concentration massique "c" est conservée le long des trajectoires d'air (vision Lagrangienne) :

$$\frac{dc}{dt} = 0 \quad (\text{ou } S_c)$$

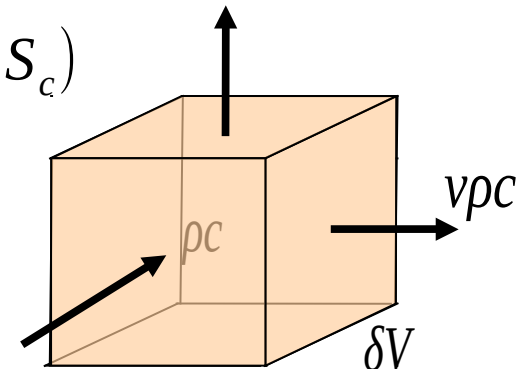


Description Eulérienne du transport

Forme advective $\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = 0 \quad (\text{ou } S_c)$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v}) = 0$$

Forme flux ou conservative $\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v} c) = 0 \quad (\text{ou } \rho S_c)$



3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente

Séparation entre transport “explicite” et “paramétrisations”

Pour une variable ρc , et un processus de moyenne $\bar{X}$ qui commute avec les dérivations on considère la moyenne pondérée par la masse volumique de l'air $\tilde{X} = \bar{\rho X} / \bar{\rho}$

$$X = \tilde{X} + X' \quad \text{on a} \quad \overline{\rho X'} = 0$$

$\frac{\partial \bar{\rho} \tilde{c}}{\partial t} + \underbrace{\text{div}(\bar{\rho} \tilde{\mathbf{v}} \tilde{c})}_{\text{Partie explicite}} + \underbrace{\text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'})}_{\text{Partie turbulente, fluctuations}} = 0$	
Ecoulement “grande échelle” ou moyenne d'ensemble	Turbulence, convection, couche limite
Moyenne zonale	Transport par les ondes planétaires

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v} c) = -\text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'})$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \text{grad} c = -\frac{1}{\rho} \text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'})$$

Paramétrisations mouvements sous-mailles :

$$\text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'}) = F(\mathbf{v}, c, T, \dots)$$

3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente

Quelques idées à retenir

→ La paramétrisation des mouvements convectifs et turbulents repose sur la décomposition de Reynolds.

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v} c) = -\text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'}) \quad \frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = -\frac{1}{\rho} \text{div}(\overline{\rho \mathbf{v}' c'})$$

→ Cette décomposition ne nécessite pas d'hypothèses incompressible ou Boussinesq

→ Dans les modèles « grande échelle » seuls les termes verticaux sont considérés alors que la

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{grad} c = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{\rho w' c'}}{\partial z}$$

diffusion 3D est importante dans les simulations LES (mailles de quelques dizaines de m).

→ Les développements aux perturbations des équations permettent de repousser la « fermeture » à des ordres plus loin.

→ Les fermetures en diffusion turbulente utilisant la TKE pour pronostiquer l'intensité de la turbulence sont largement utilisées dans les modèles d'océan et d'atmosphère.

$$\overline{\rho w' c'} = -\rho l \sqrt{e} \frac{\partial c}{\partial z}$$

→ Les fermetures sont rarement poussées à un ordre supérieur dans les modèles de climat mais l'ordre 3 permet une asymétrie dans les distributions et un transport remontant le gradient.

→ **Le couplage entre les « milieux » se passe au niveau des couches limites.**

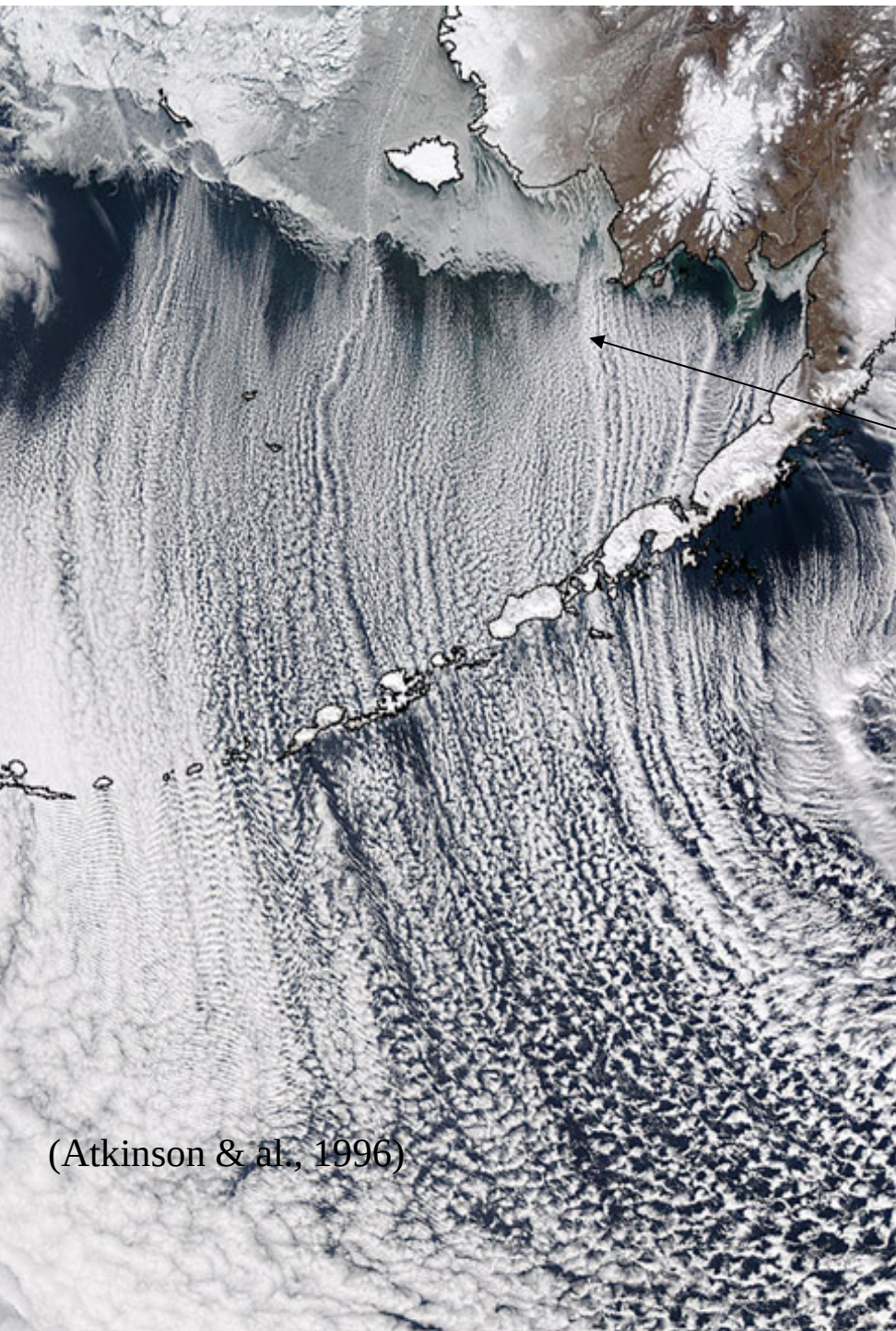
→ Utilisation systématique de schémas implicites.

→ Le découpage entre systèmes nécessite de penser spécifiquement leur raccordement.

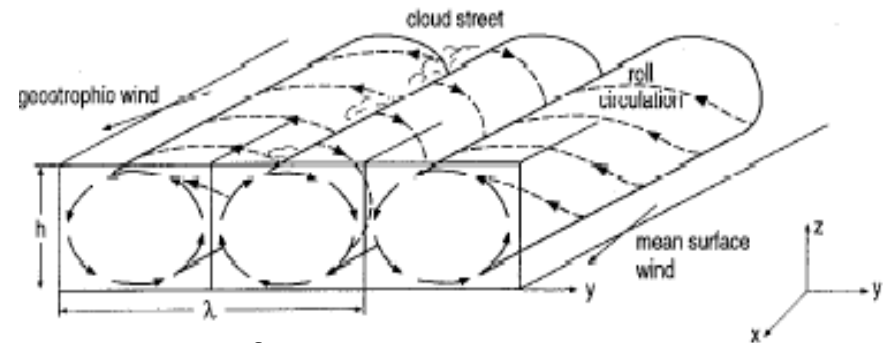
Les paramétrisations des modèles de climat

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
- 4. Couche limite convective**
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

4. Couche limite convective

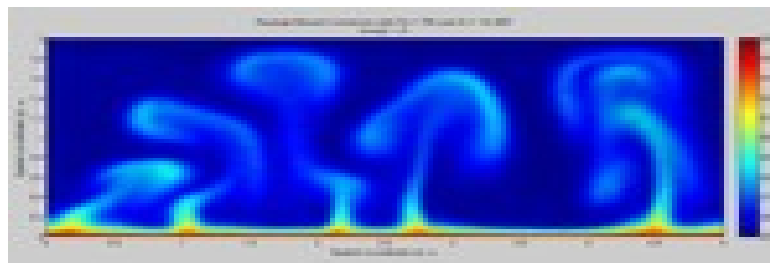
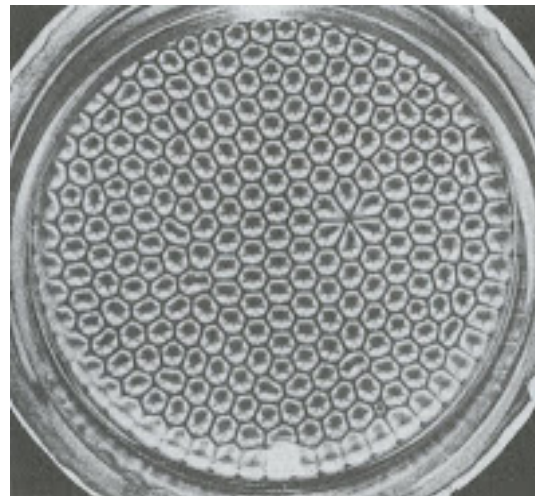


(Atkinson & al., 1996)



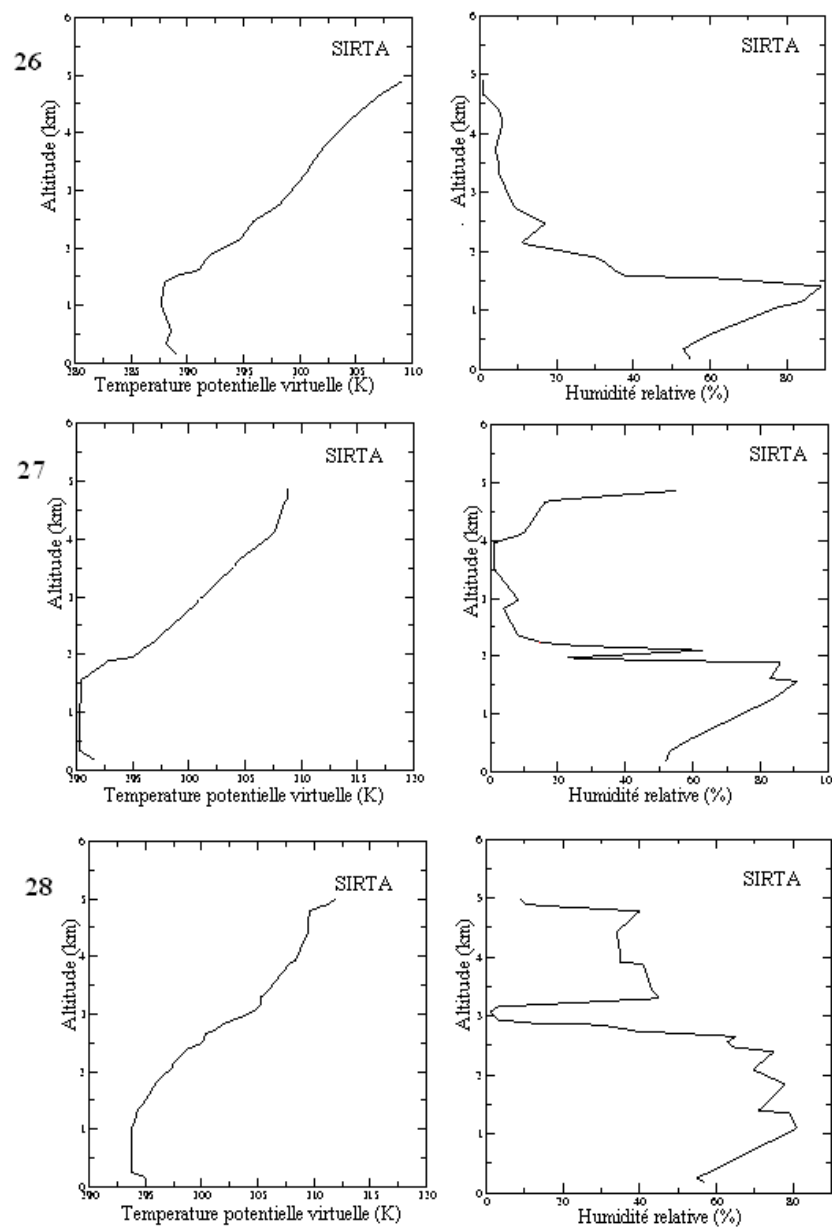
Classical examples of cloud streets obtained at the top of thermal rolls

- Polar air arriving on warm air masses
- Entry of maritime air on a warmer continent

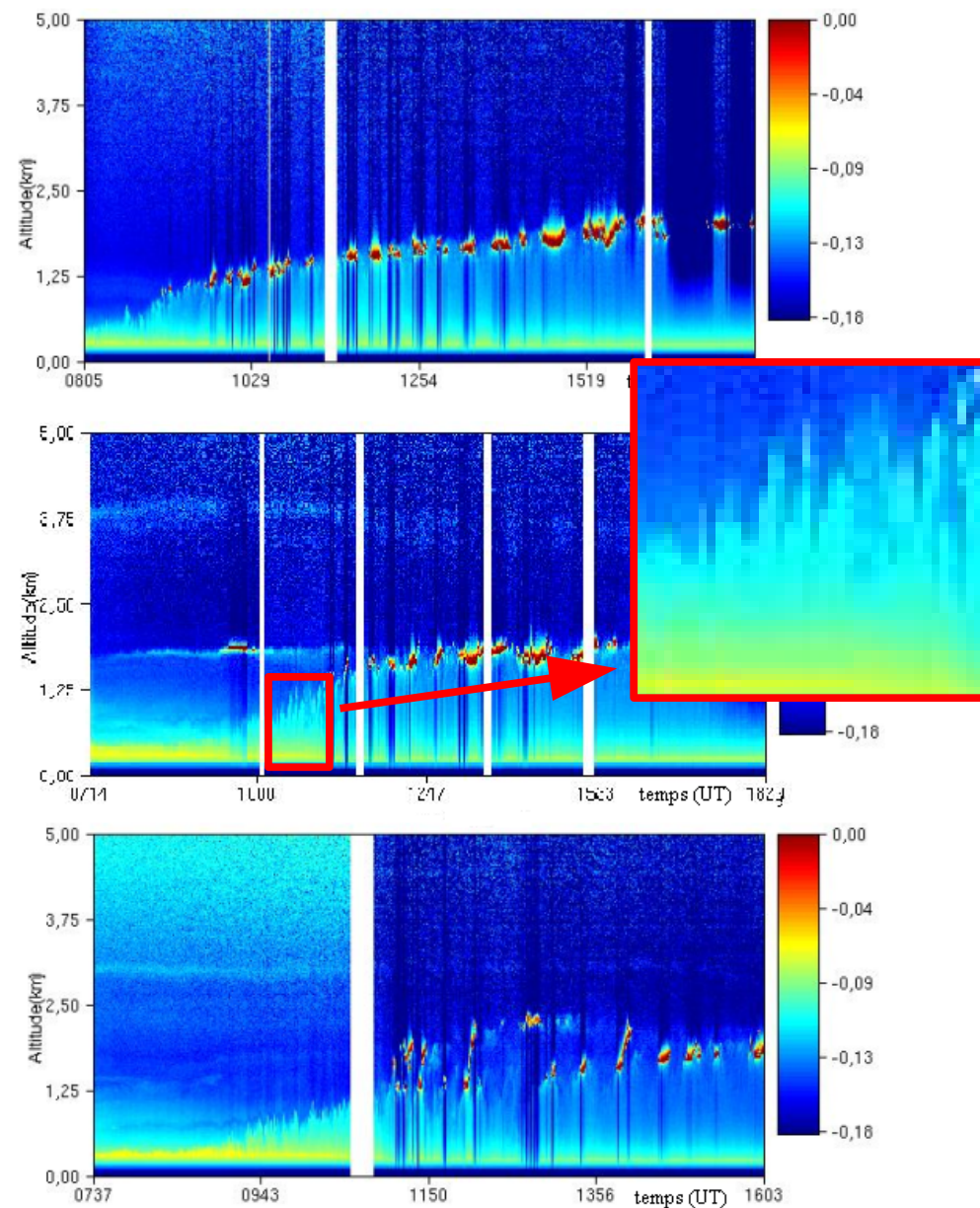


4. Couche limite convective

Z(km)



T (K) RH (g/kg)
Sondages Trappes, 12:00
3 jours consécutifs

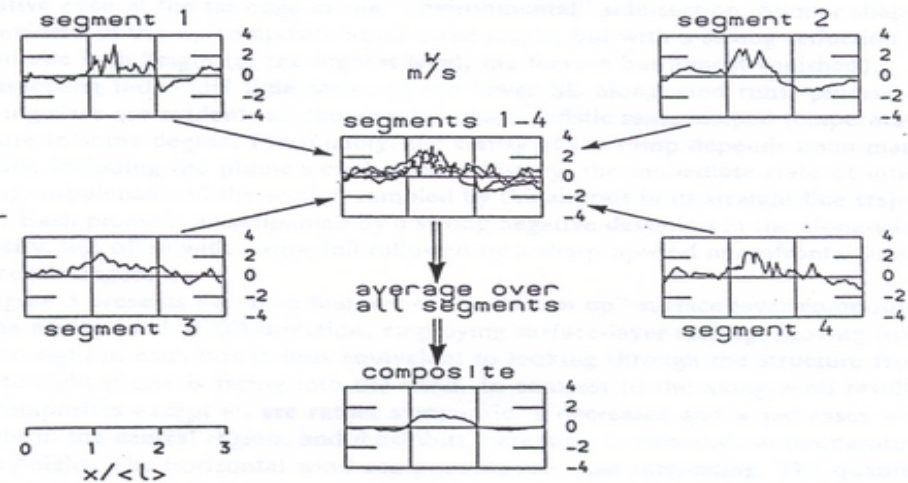
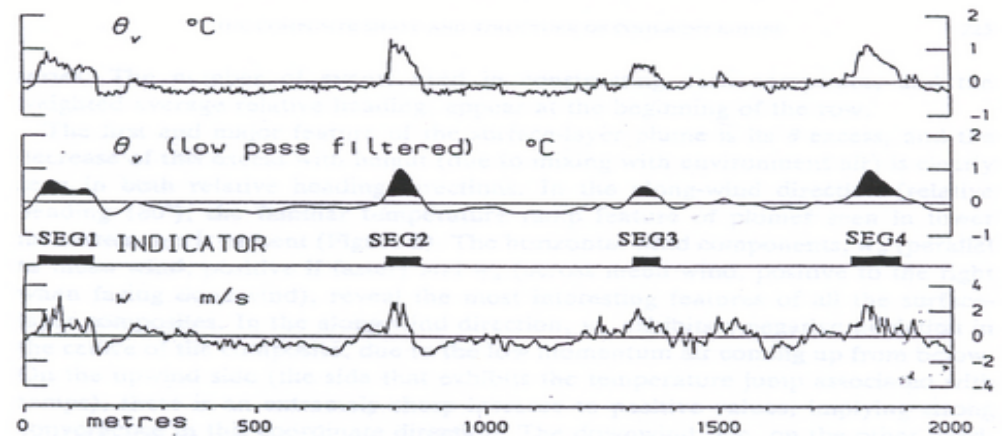


Echos Lidar, Sirta (site IPSL proches Trappes)

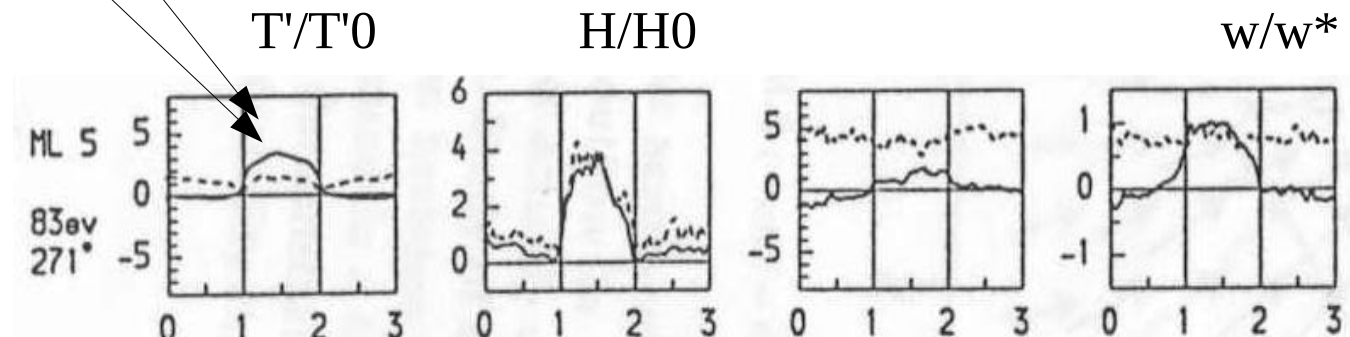
4. Couche limite convective

Reconstruction des thermiques par composite sur la température potentielle à Parir de vols avions.

Williams et Hacker 1992



Moyenne
Ecart-type



4. Couche limite convective

Convection organisée même pour les couches limites non nuageuses.

Mise en évidence dans des « Large Eddy Simulations » ou « Simulation des grands tourbillons », domaine de quelques km, mailles de qq 10m.

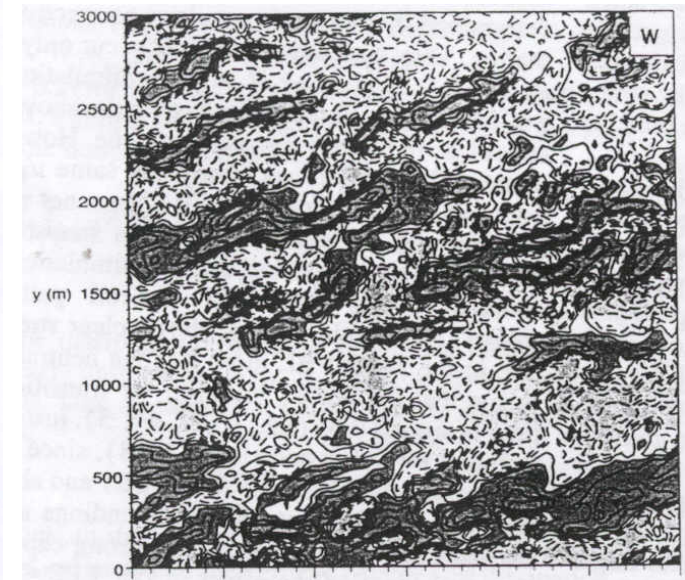
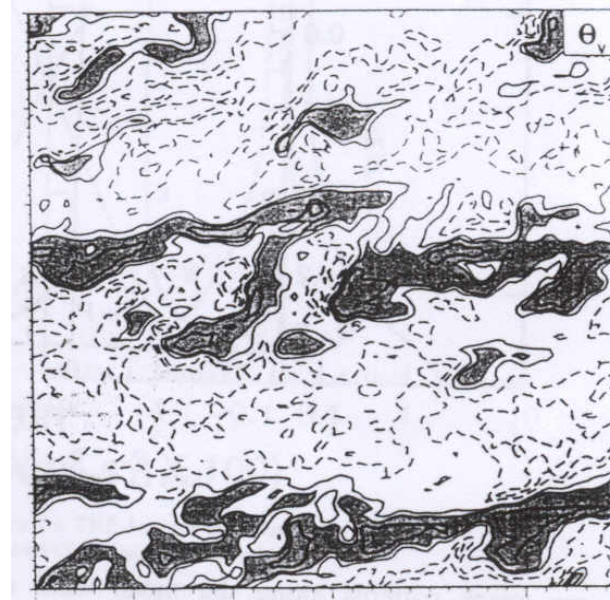
Forcé par un flux de chaleur venant de la surface

θ'

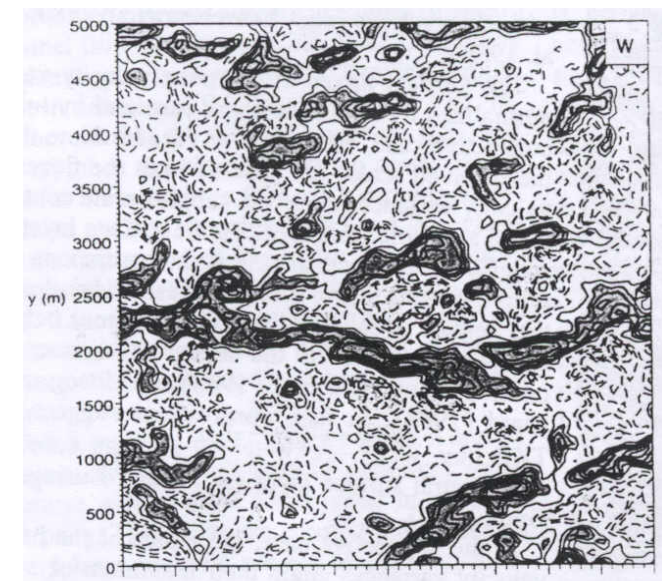
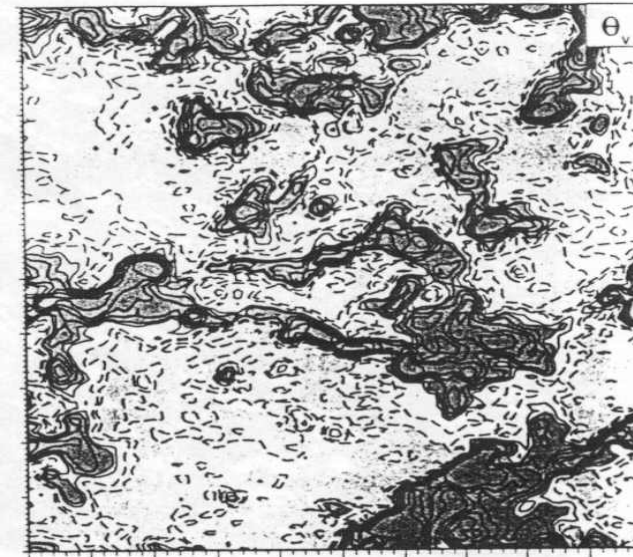
w'

Exemple de résultats de simulations LES. Coupes instantannées au niveau 0.2 Zi où Zi est la hauteur de la couche limite. Moeng et al, 1994

Simulation avec convection + cisaillement

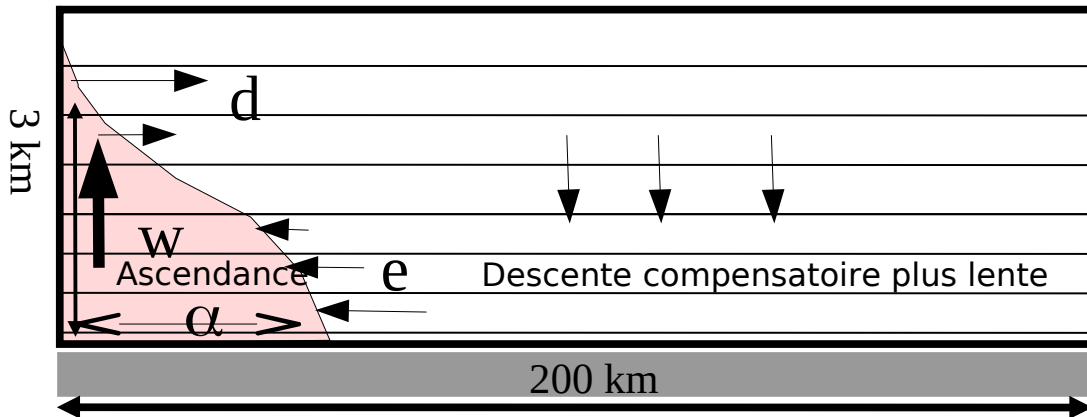


Simulation avec convection sans cisaillement (convection libre)



4. Couche limite convective

Le modèle du thermique



Variables internes de la paramétrisation :

- w : vitesse moyenne des panaches ascendants
- α : fraction de la surface couverte par les ascendances
- e : taux d'entrée latérale d'air dans le panache (entraînement)
- d : sorties d'air depuis le panache (détrainement)
- q_a : concentration du composant q dans l'ascendance

Terme source pour les équations explicites

$$S_q = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho w' q'} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho K_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [\rho \alpha w (q_a - q)]$$

Diffusion turbulente

Transport par le modèle de panache

4 Paramètres libres :

$$a_1 = \frac{2}{3}, \beta_1 = 0.9, b = 0.002, c = 0.012 m^{-1}, d = 0.5$$

Conservation de la masse :

$$\frac{\partial f}{\partial z} = e - d \quad \text{avec } f = \alpha \rho w$$

Conservation de la masse du composant q

$$\frac{\partial f q_a}{\partial z} = e q - d q_a$$

Equation du mouvement

$$\frac{\partial f w}{\partial z} = -d w + \alpha \rho B$$

B étant la poussée d'Archimède

$$B = g \frac{\theta_{va} - \theta_v}{\theta_v}$$

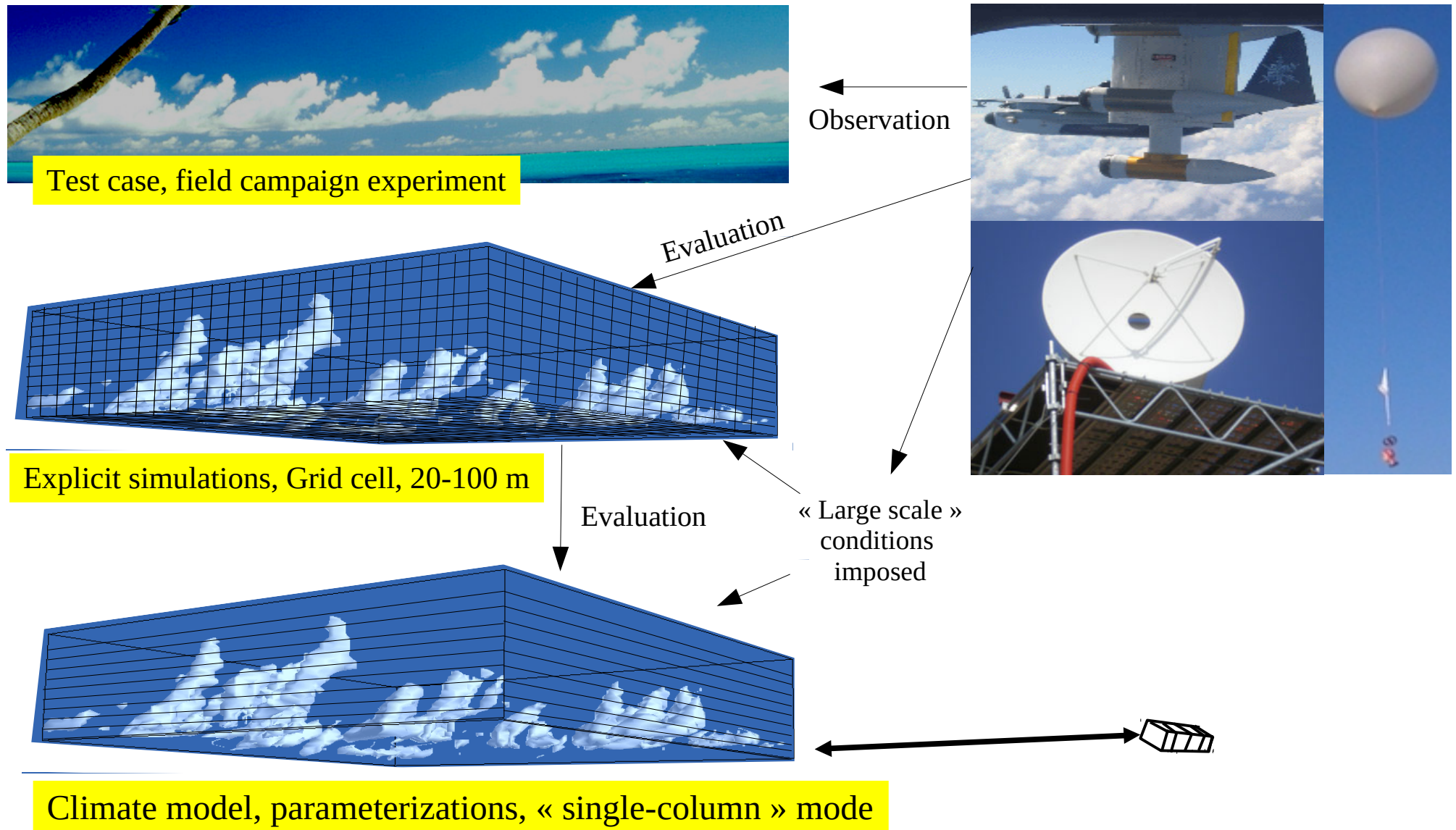
$$e = f \max(0, \frac{\beta_1}{1 + \beta_1} (a_1 \frac{B}{w^2} - b))$$

$$d = f \max(0, -\frac{a_1 \beta_1}{1 + \beta_1} \frac{B}{w^2} + c (\frac{q_a - q}{w^2})^d)$$

Etc ...

4. Couche limite convective

1.2 Cloud process studies and the use of high resolution explicit models

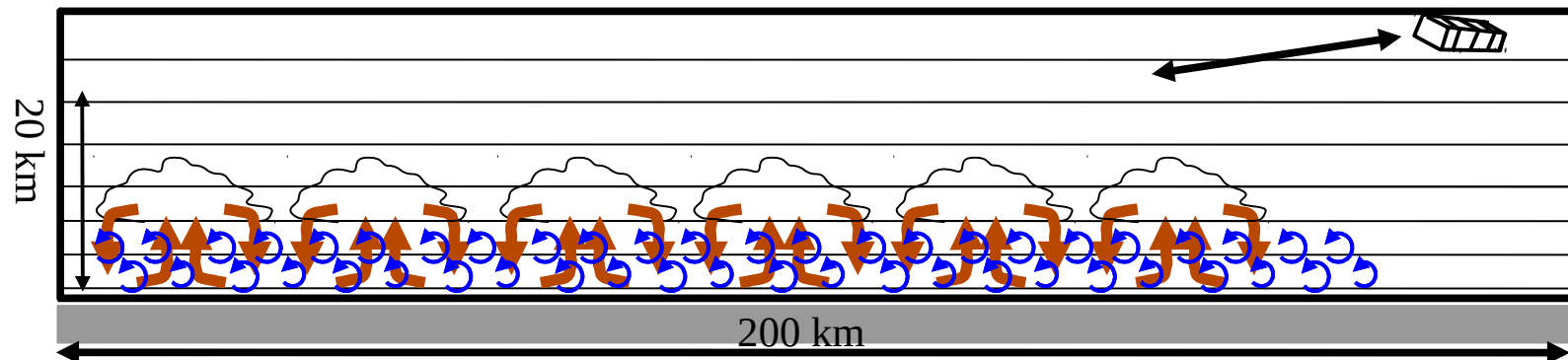
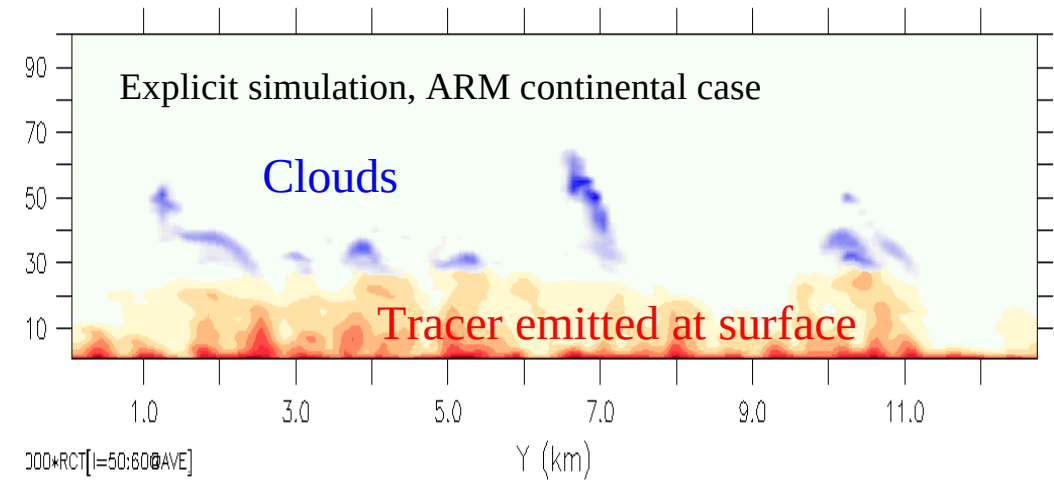
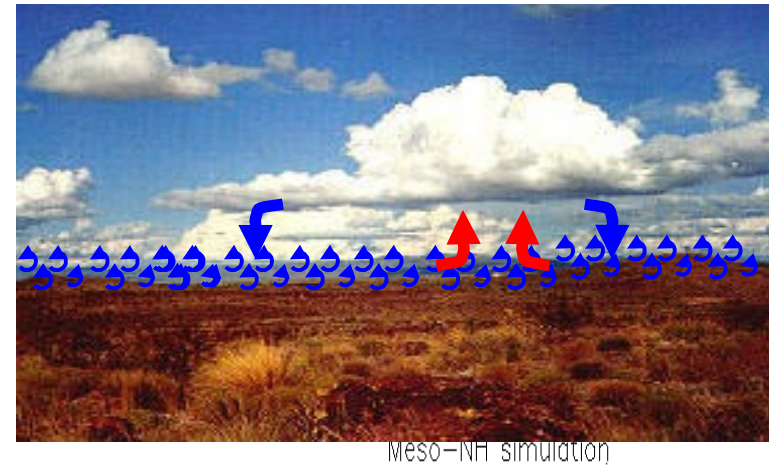
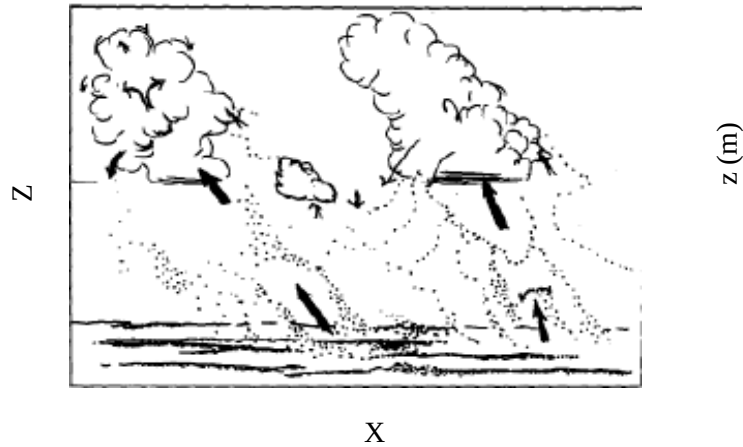


- Parameterizations are evaluated against other models
- Can be done for realistic test cases but also with more idealized forcing (check the response of the parameterization to perturbations)

4. Couche limite convective

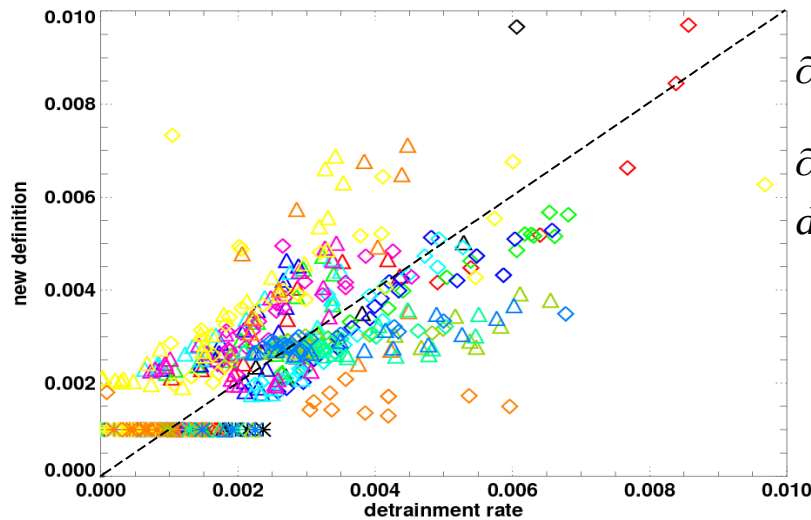
Thermal plumes and clouds

LeMone and Pennell, MWR, 1976



Towards a more physical definition for ε / δ : LES

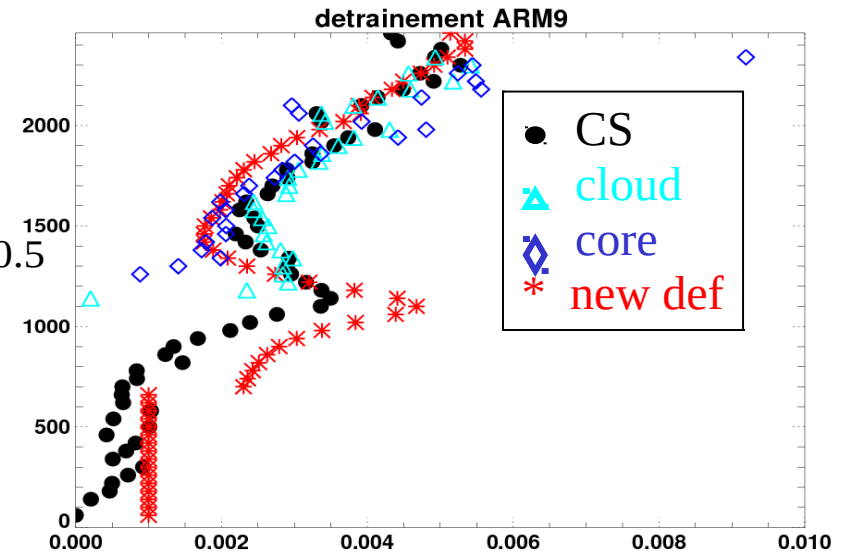
(Couvreur and Rio to be submitted)



$$\partial = \max(\partial_1, d_1 - d_2 \frac{\gamma}{w_u^2})$$

$$\partial_1 = 0.001 \text{ ou } 0.003$$

$$d_1 = 0.001 \text{ ou } 0.003; d_2 = 0.5$$



(Yves Bouteloup)

Équation de la vitesse verticale :

Schéma des thermiques

$$\frac{1}{2} \frac{\partial w_u^2}{\partial z} = a_1 B_u - (b + \varepsilon) w_u^2$$

EDKF

$$\left(\frac{1}{2} \frac{\partial w_u^2}{\partial z} = a_1 B_u - \varepsilon w_u^2 \right)$$

Entraînement :

$$\varepsilon = \max \left(0, \frac{\beta_1}{1 + \beta_1} \left(a_1 \frac{B_u}{w_u^2} - b \right) \right)$$

$$\left(\varepsilon_{dry} = \max \left(0, C_\varepsilon \frac{B_u}{w_u^2} \right) \right)$$

Détrainement :

$$\delta = \max \left(0, - \frac{a_1 \beta_1}{1 + \beta_1} \frac{B_u}{w_u^2} + c \left(\frac{\Delta r_t / r_t}{w_u^2} \right)^d \right)$$

$$\left(\delta_{dry} = \max \left(\frac{1}{L_{up} - z}, C_\delta \frac{B_u}{w_u^2} \right) \right)$$

4. Couche limite convective

Représentation des nuages

q : concentration en vapeur d'eau

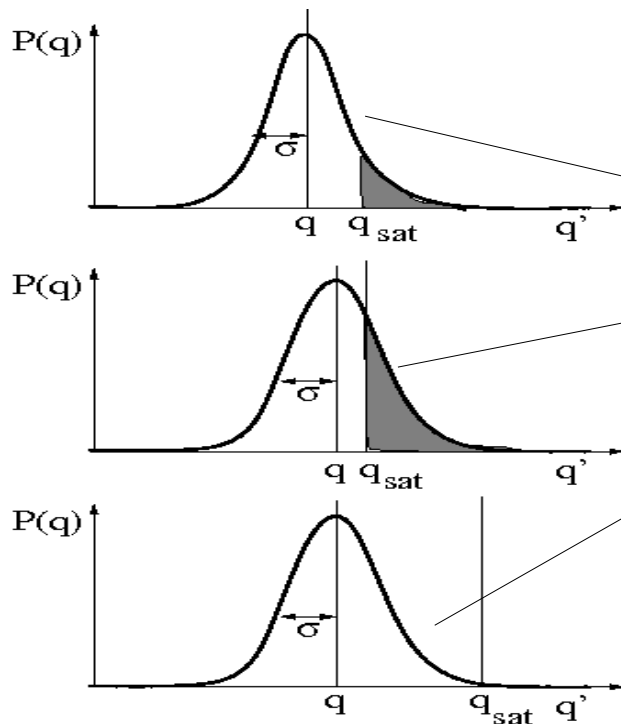
q_{sat} : concentration maximum à saturation

Si $q > q_{\text{sat}}$:

→ la vapeur d'eau condense = nuage

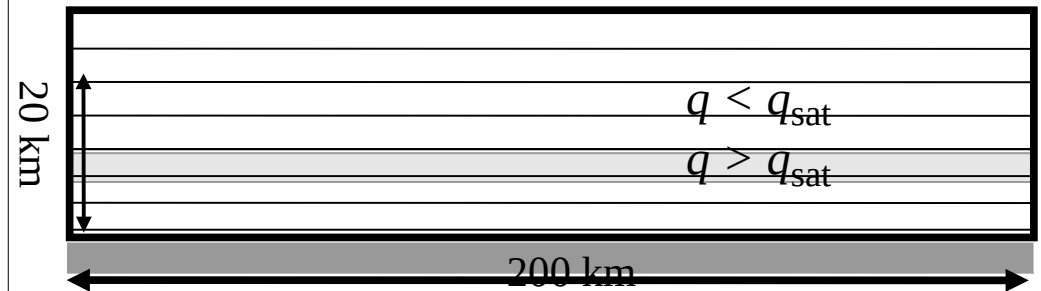
On connaît q et q_{sat} à l'échelle de la maille

→ Fraction de la maille couverte de nuages ?



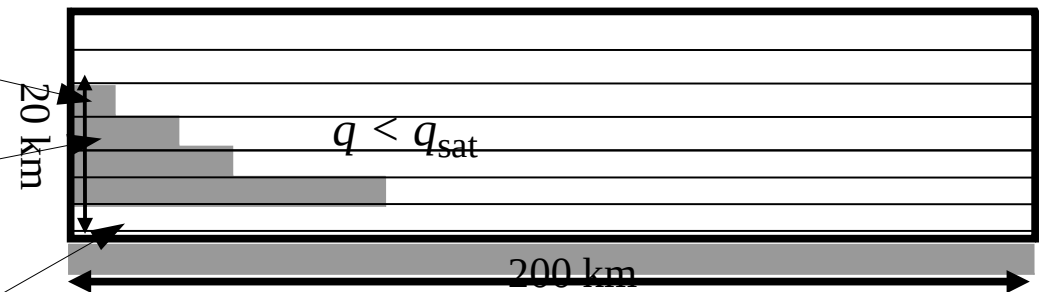
Modèle « tout ou rien » :

Si $q > q_{\text{sat}}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



Modèle « statistique » :

On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



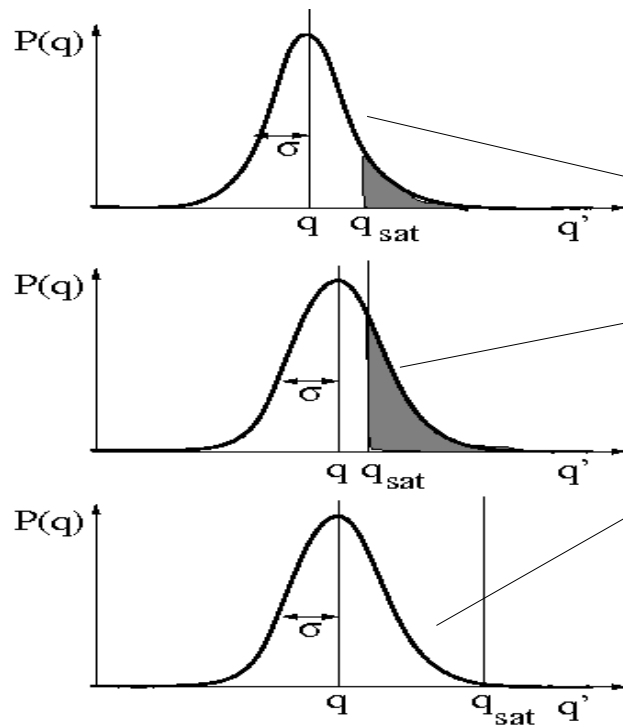
Intervient dans **Q**

→ condensation

→ prise en compte des nuages dans le code radiatifs

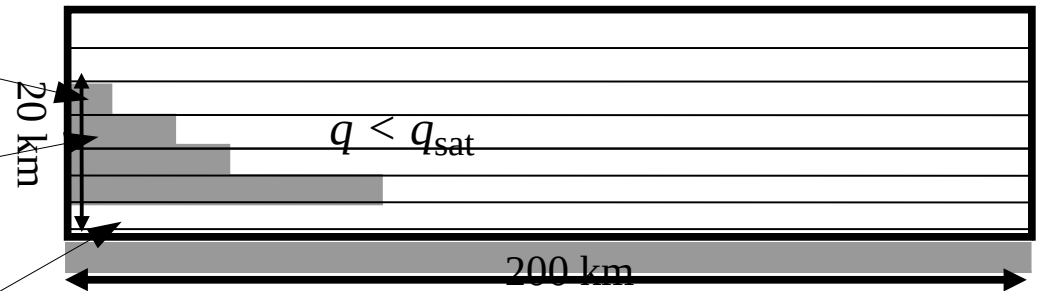
Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$

4. Couche limite convective

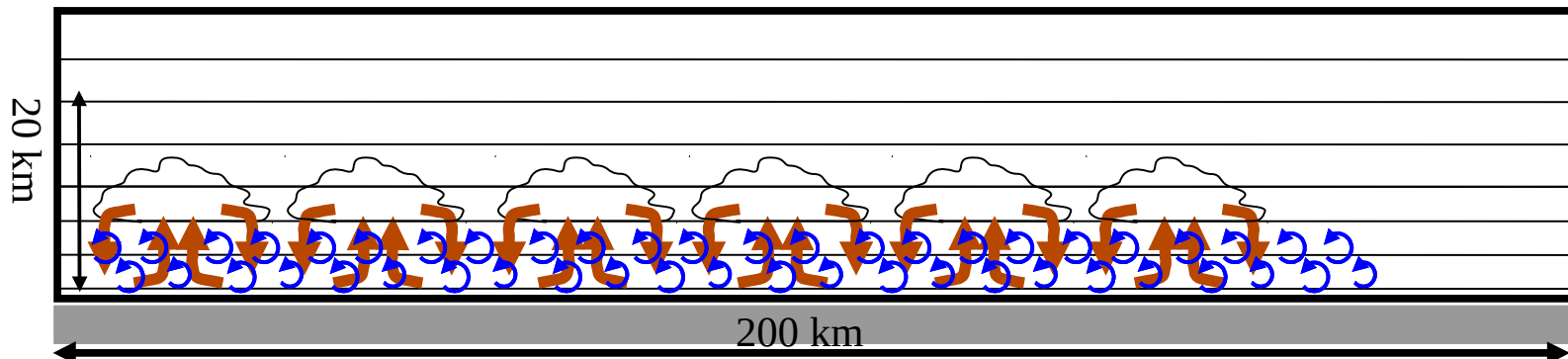


Modèle « statistique » :

On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



Paramétrisation simple : gaussienne $\sigma / q = 20\%$



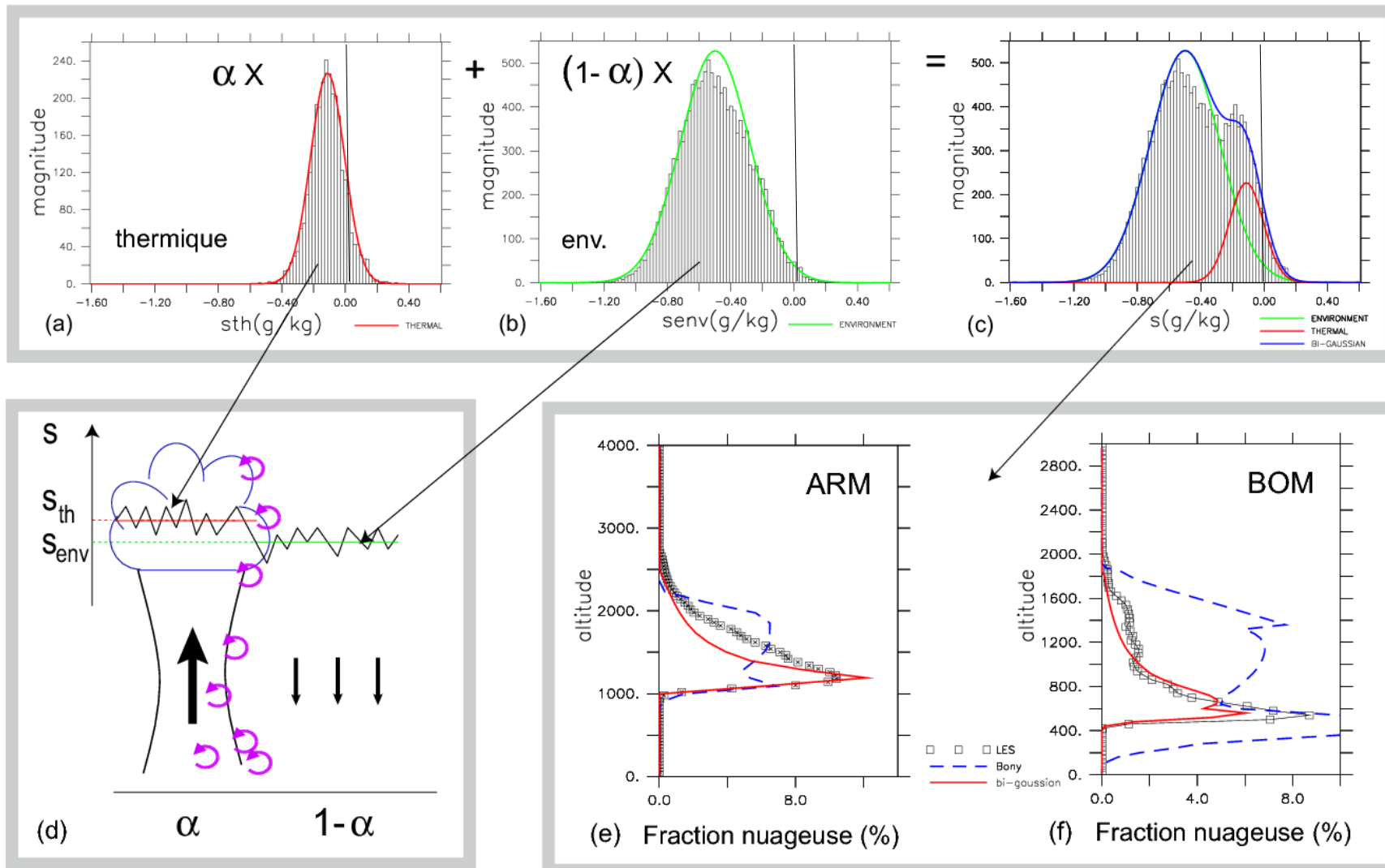
4. Couche limite convective

Nouvelle paramétrisation de nuages couplée aux thermiques :

Utilisation d'une PDF bi-gaussienne pour la distribution d'eau totale sous nuageuse

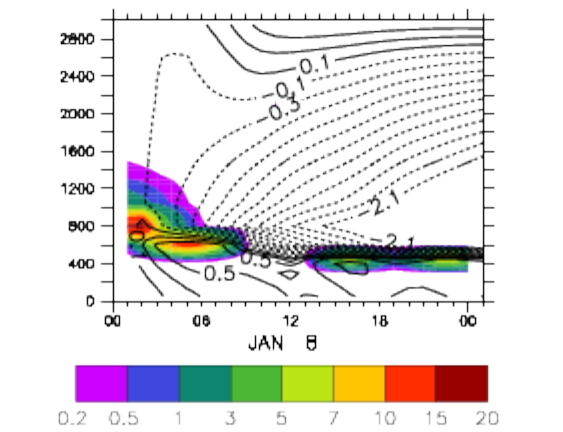
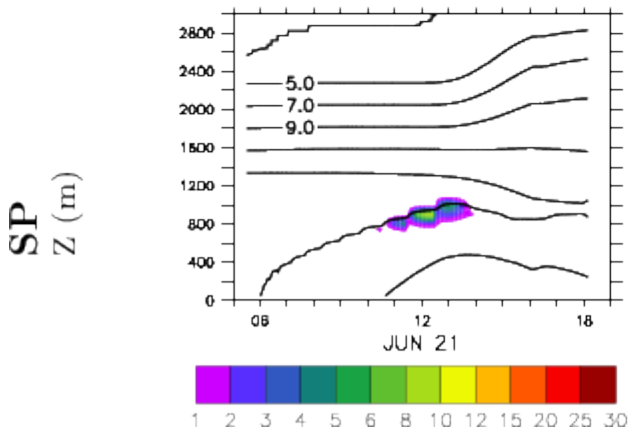
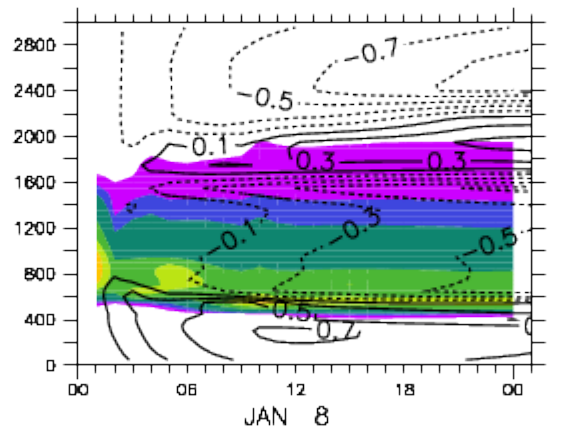
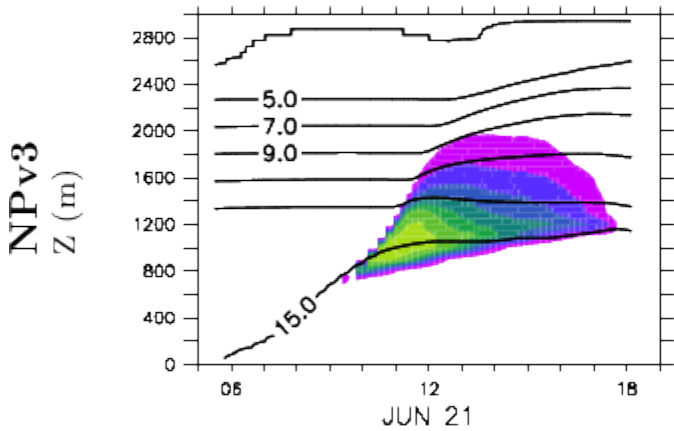
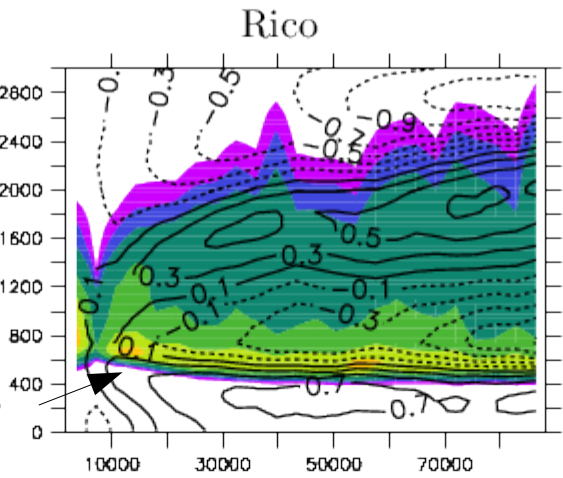
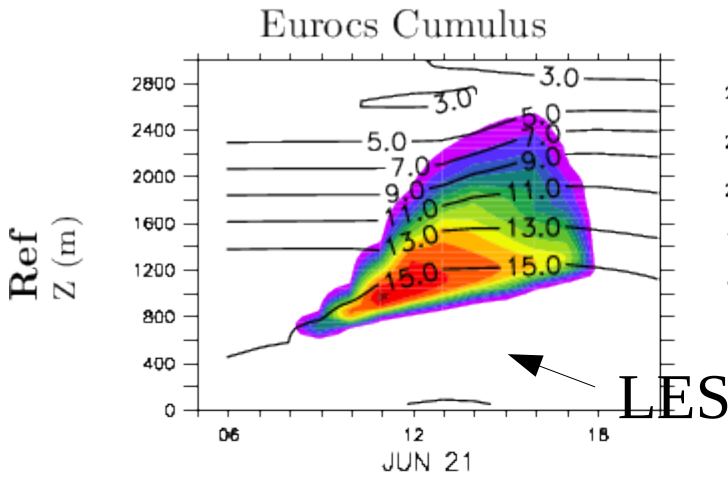
Une gaussienne pour les panaches thermiques et une pour l'environnement

Comparaison des distributions prédites par ce schéma avec les distributions des LES



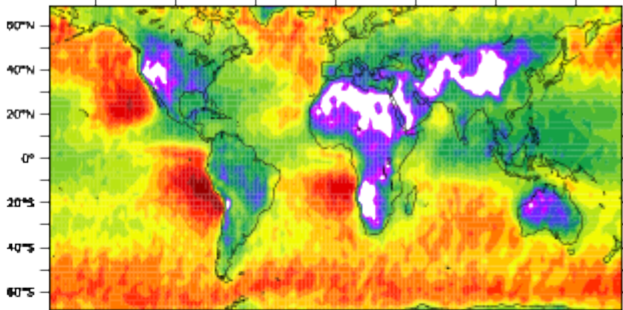
4. Couche limite convective

1D test cases

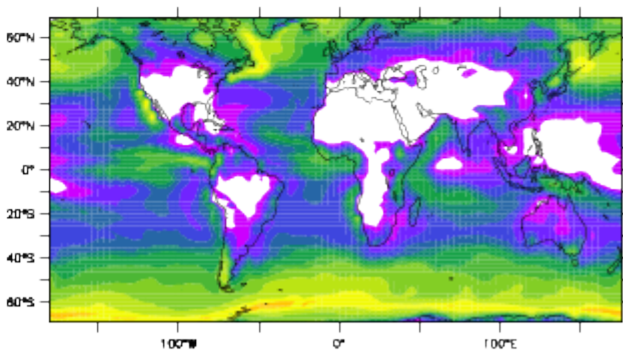
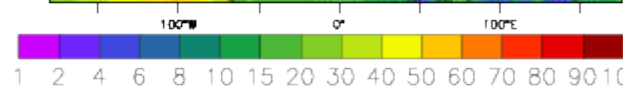
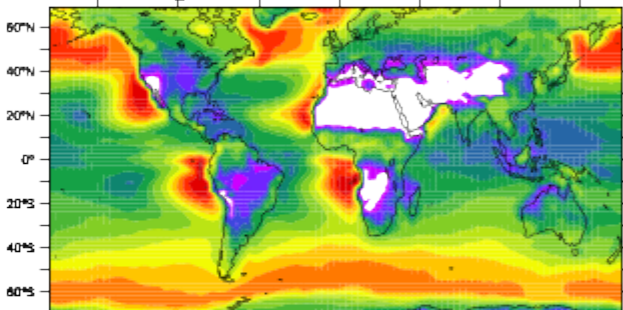


3D simulations

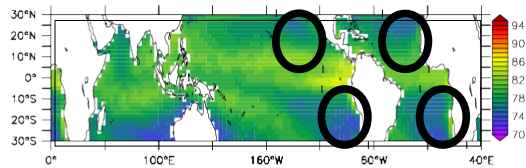
Calipso



Using COSP simulator
To compare model and satellite



4. Couche limite convective

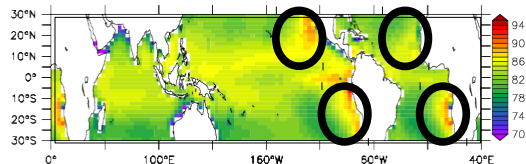


Observations

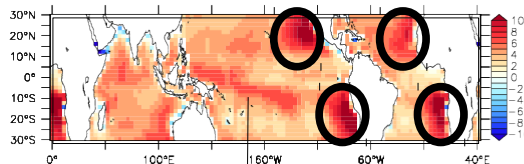
Humidité relative (%) en surface dans différentes configurations.

→ **L'activation des thermiques assèche la surface**

AMIP-AR4.1 surf. RH (%)

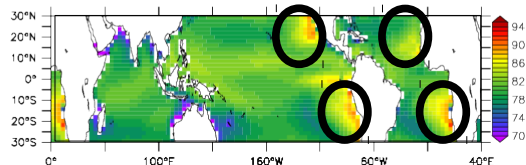


AMIP-AR4.1 - Da Silva surf. RH (%)

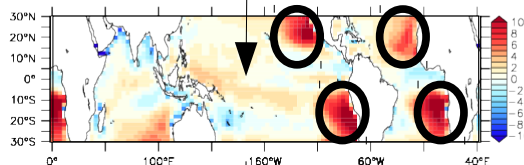


Activation des thermiques (régimes d'alisées)

AMIP-NPv3.1 surf. RH (%)

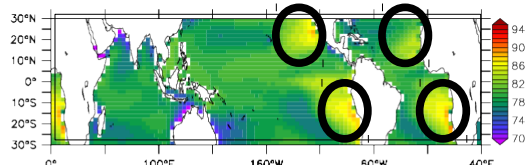


AMIP-NPv3.1 - Da Silva surf. RH (%)

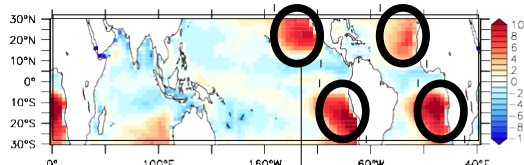


Résolution verticale plus fine

AMIP-NPv3.3 surf. RH (%)

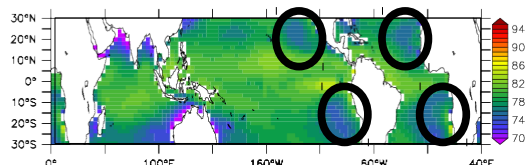


AMIP-NPv3.3 - Da Silva surf. RH (%)

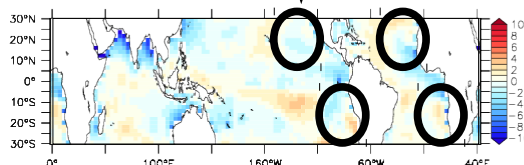


Activation des thermiques (subsidiences)

AMIP-NPv4.0 surf. RH (%)

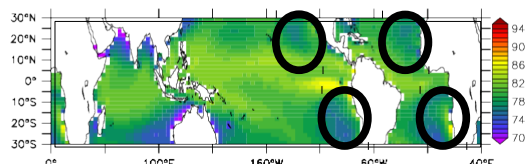


AMIP-NPv4.0 - Da Silva surf. RH (%)

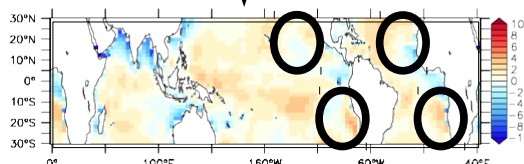


Réglage des nuages

AMIP-NPv4.12 surf. RH (%)



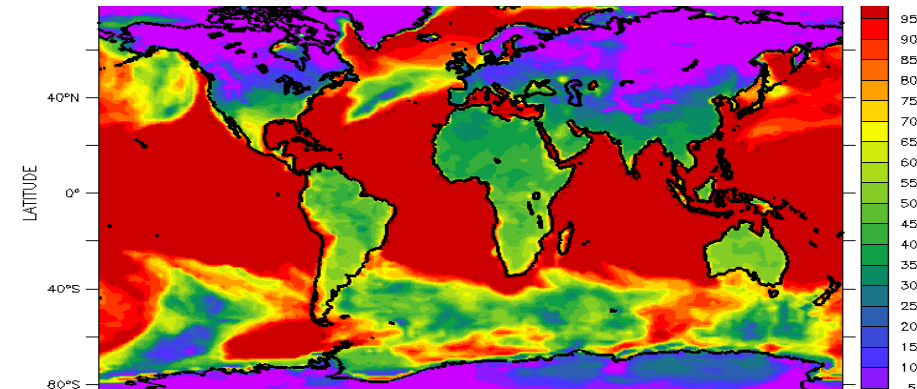
AMIP-NPv4.12 - Da Silva surf. RH (%)



Simulation

Simulation - obs

Simulations LMDZ forcées en SST



Freq occurrence thermiques

(%, 10jours, janvier)

Des thermiques actifs tout le temps sur les océans tropicaux et le jour sur les continents tropicaux et en été.

4. Couche limite convective

Modèle	LMDZ5NP / 6 Et Mars	ARPEGE-Climat (AR5)	ARPEGE-Climat (pre-AR6)	ARPEGE-PNT	AROME/MesoNh	MAR
Diffusion turbulente / TKE						
Général	TKE pronostiq. Yamada 83	TKE d'eq. Ricard-Royer 93	TKE pronostiq. Cuxart 2000	TKE pronostiq. Cuxart 2000	TKE pronostiq. Cuxart 2000	Duynderke 88
Stabilité	dt=10min	dt= 30 mn	dt=15 mn	dt=10min	dt=60s	dt=6min
CL surface	classique	Louis	Louis/continent Coare ou Ecume /océans	Louis/continent Ecume /océans	Louis/continent Ecume /océans + Canopy	
TKE humide	Non	Oui	Oui+coupl conv	Oui	Oui	Oui
Spécifique CL stables	Holtlag Boville +Kz min		TKE _{min} =10 ⁻⁵ m²/s² futur avec TPE ?	TKE _{min} =10 ⁻⁵ m²/s² futur avec TPE ?	TKE _{min} =10 ⁻⁵ m²/s² futur avec TPE ?	Duynderke 88
Autre			L non locale			
Traitements spécifiques couche limite convective / Convection peu profonde						
Général	Modèle du thermique Hourdin, Rio ...	Non	PCMT (Pirou, Gueremy)	Bechtold 2000 + TKE_in trigger Futur : PMMC09	PMMC09	
Stabilité	Adv amont Implicite dt=10m		dt =15 mn	dt=10min	dt=60s	
Couplage avec la TKE	Indirect via la modification des profils		Non	Prod. Thermique pour TKE + mod Lm	Prod thermique pour TKE	
Couplage nuages	Bi-gaussienne couplée (Jam)		Pdf mixte Bougeault Nébul convect = f(frac convect)	Pdf Smith	Pdf mixte Bougeault	
Autre	Couplé convec : (ALE/ALP)			Conv. Prof. Mod Lm		
Autres/Divers						

Quelques idées à retenir

Plus de la moitié du flux en milieu de couche limite est expliqué par les structures kilométriques.

→ **rompre avec les formulations en diffusion pour des mailles $> 200\text{m}$**

L'approche combinant diffusion turbulente et flux de masse pour les structures cohérentes est aujourd'hui partagée par LMDZ/MesoNH/Arpege/Arome (coordination des développements dans le cadre du projet national Dephy)

Alternative : fermeture avec moment d'ordre 3, avec fit de distributions asymétriques (GFDL)

Processus rapides et paramétrisations facilement instables numériquement.

A des résolutions de quelques km, on est dans la zone la plus énergétique de la couche limite convective. cf. étude sur la « zone grise » de la couche limite convective, Rachelle Honnert, Valery Masson, Fleur Couvreur

Importance pour le transport vertical de moment, de température et d'humidité, et les nuages.

L'introduction d'une paramétrisation des thermiques assèche et réchauffe la surface, accélère les vents et améliore la représentation des nuages de couche limite.

Les LES sont des outils pertinents pour tester les idées et modèles dans ce domaine. Bien pour la dynamique des tourbillons. Encore très dispersés pour les nuages.

Approche équivalentes en cours de test dans l'Océan (NEMO, Giordani)

Les paramétrisations des modèles de climat

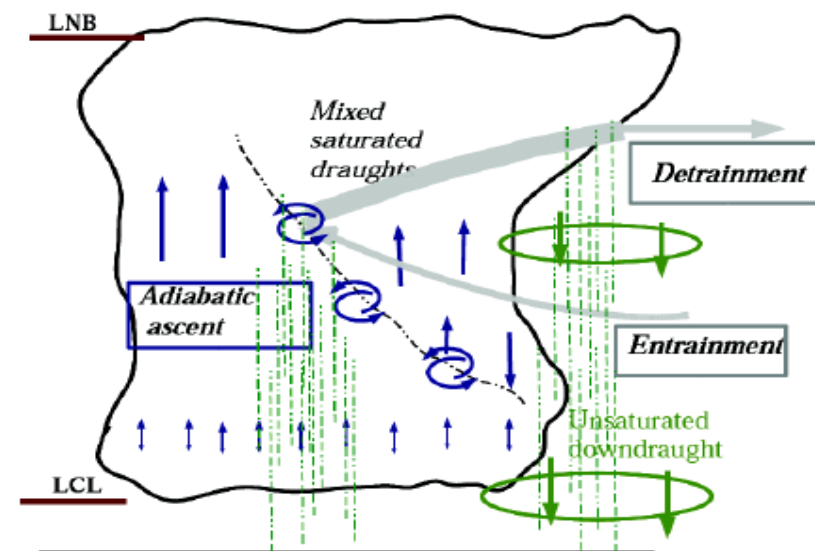
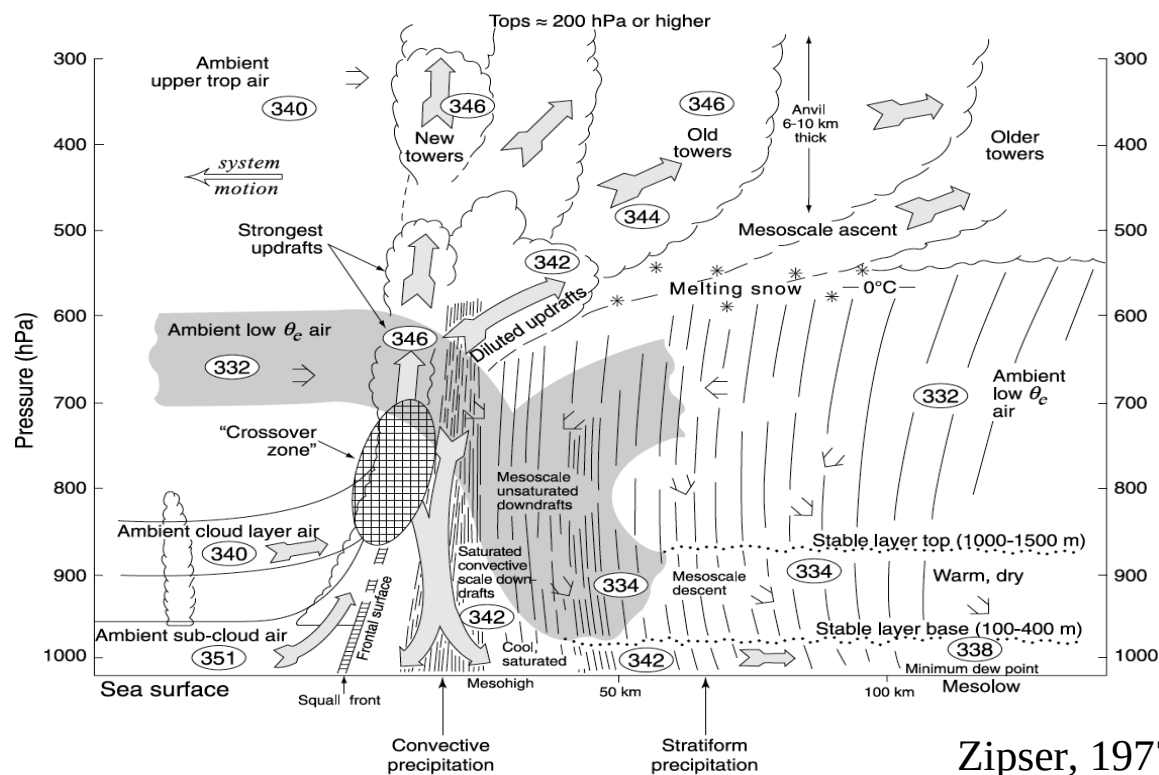
1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
- 5. Convection profonde**
6. Les modèles et leur utilisation

5. La convection profonde

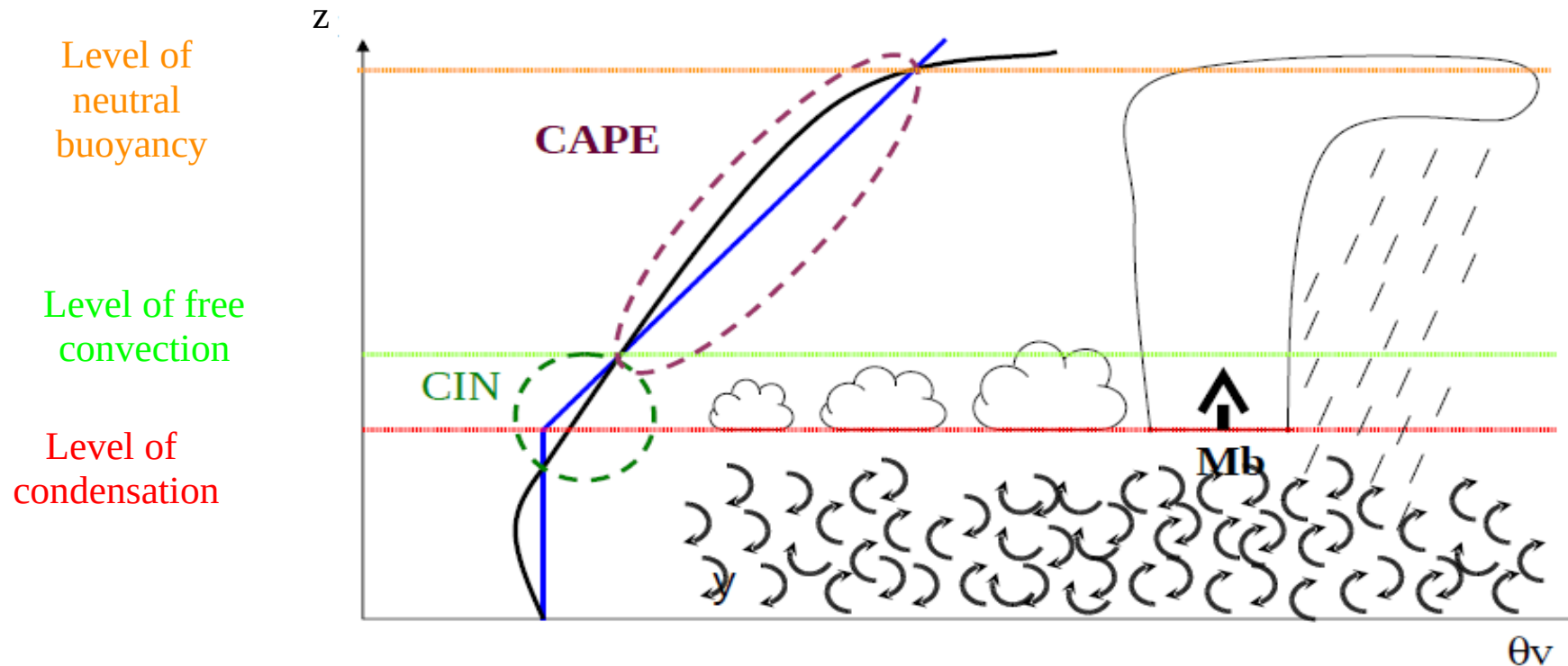
Spécificités de la convection profonde

- Profonde (typiquement jusqu'à la tropopause)
- Instabilité conditionnelle → Processus de déclenchement (triggering)
- Importance de la microphysique. La pluie joue un rôle déterminant.
- Importance de l'organisation méso-échelle (formes variées)

Conceptual model of convection highlighted by field campaigns



2. Approaches: The parcel model



CAPE: Convective Available Potential Energy

Integration of the buoyancy of a parcel during an adiabatic ascent between LFC and LNB

CIN: Convective Inhibition

Integration of the buoyancy of a parcel during an adiabatic ascent in the negative buoyancy zone around LCL

Key ingredients: Triggering

In what condition is the deep convection scheme activated?

→ If the **buoyancy** of a from the surface adiabatically-lifted parcel is positive at a specific height above the condensation level (Emanuel, 1991)

→ If the low-level **moisture convergence** is positive and the profile is unstable (Bougeault, 1985, Tiedtke, 1989)

→ If **lifting energy** from boundary-layer processes is sufficient to overcome the convective Inhibition

Lifting energy computed from a typical vertical velocity at cloud base (Bretherton et al., MWR, 2004)

Key ingredients: closure

- CAPE closure with a relaxation time:

Quasi-equilibrium between convection and the large-scale.

Equilibrium between CAPE production by the large-scale and CAPE consummation by

Convection . Convection acts to reduce CAPE towards zero over a specific time scale τ

$$M_b = f(CAPE) \quad \frac{\partial}{\partial t} CAPE \approx -\frac{CAPE}{\tau}$$

τ : 1h for deep convection

3h for shallow convection

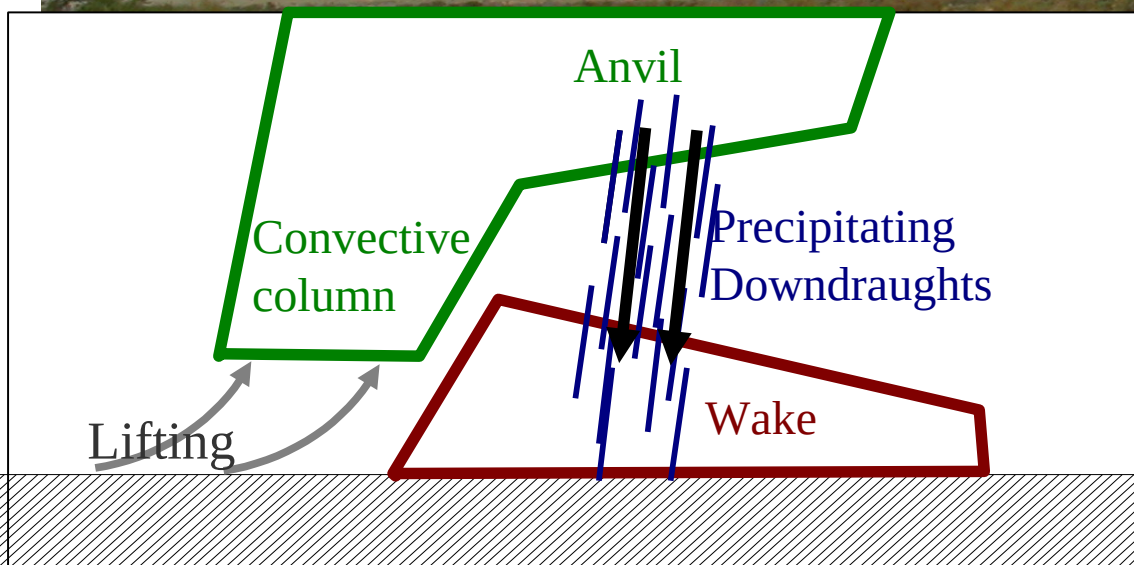
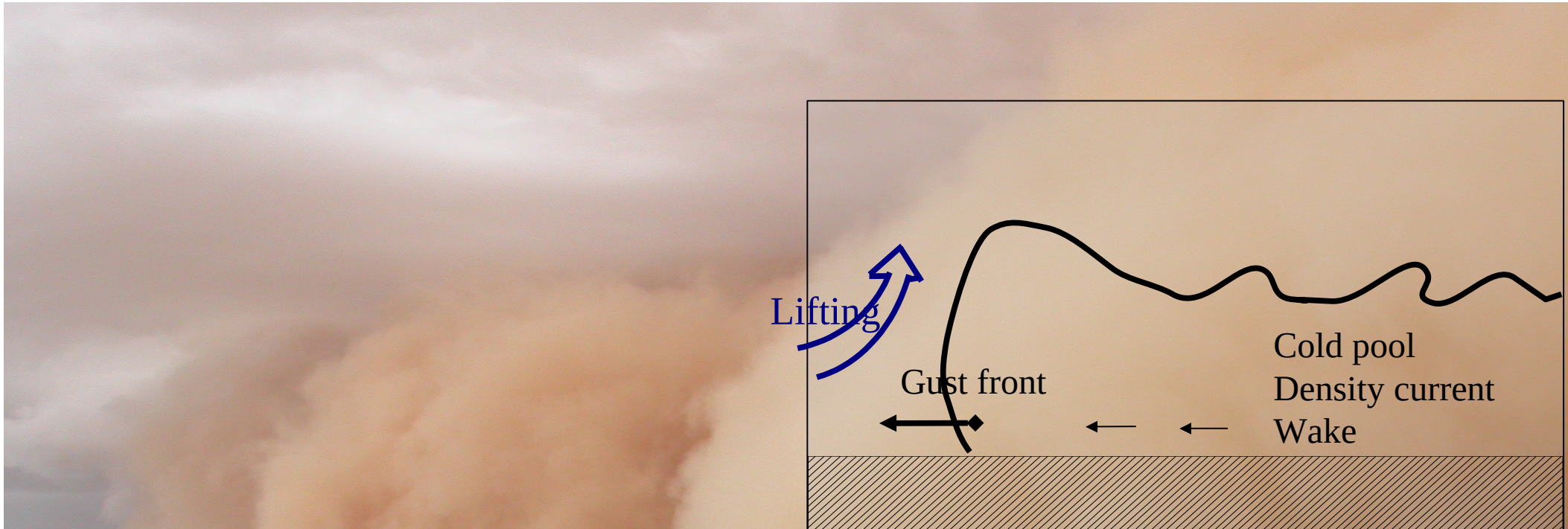
deduced from convection depth and vertical velocity

- Moisture convergence closure:

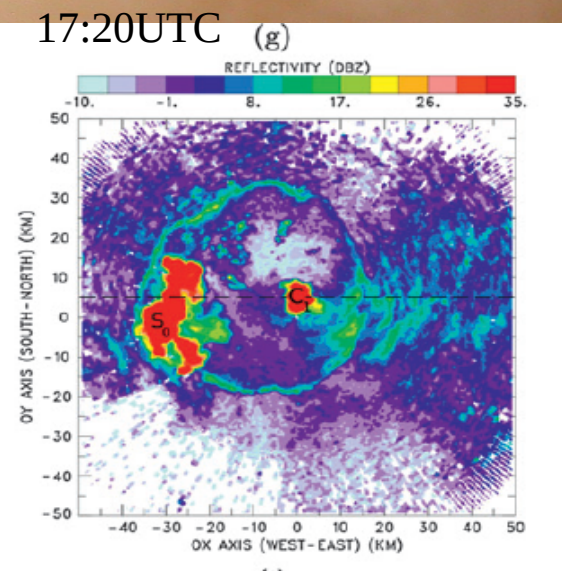
Available moisture is provided by large-scale advection and vertical diffusion and is redistributed into convective precipitation and detrainment.

Bougeault (1985), Tiedtke (1989)

5. La convection profonde



Radar :
Coupe
horizontale
à 600m
Poches froides
Autour de Niamey
10 Jul 2006



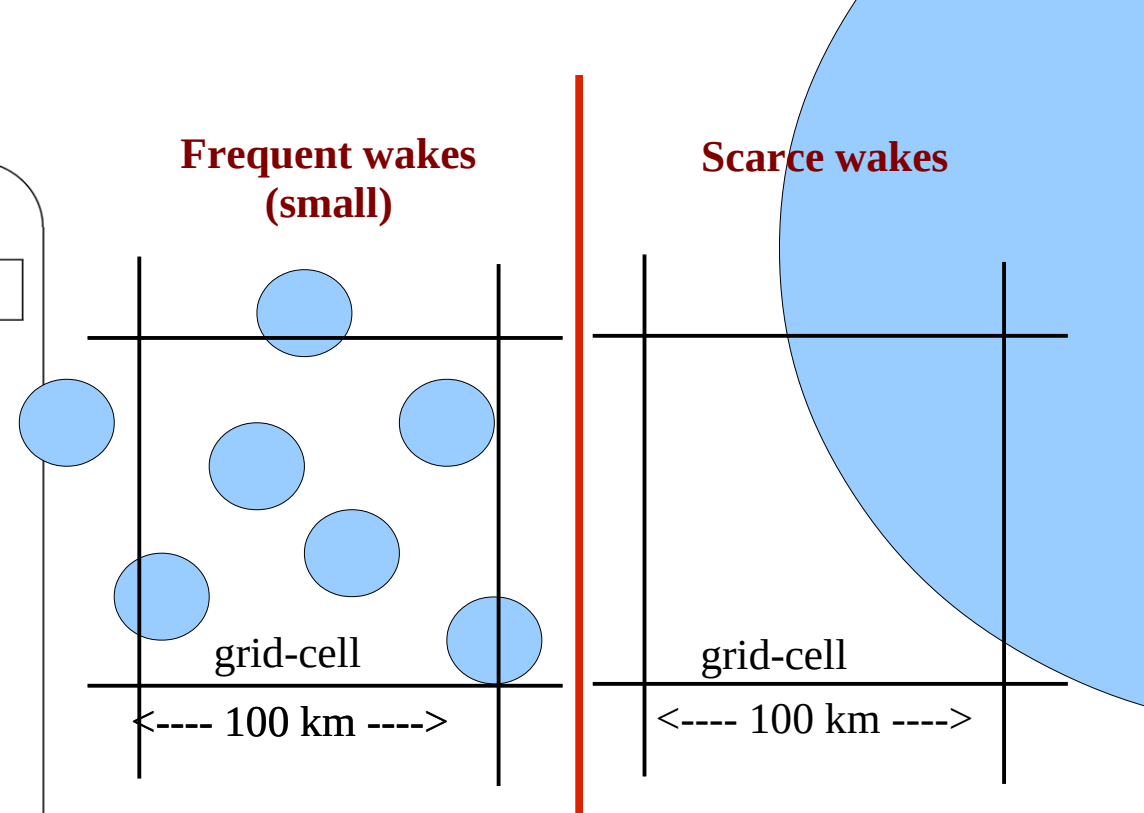
Mali, August 2004
F. Guichard, L. Kergoat

5. La convection profonde

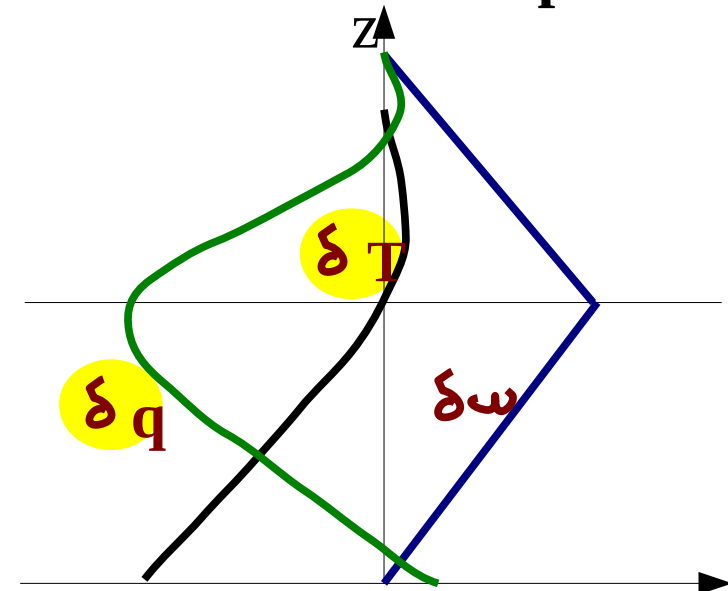
The density current (wake) parametrization

(Grandpeix and Lafore, JAS, 2010; Grandpeix et al., JAS 2010)

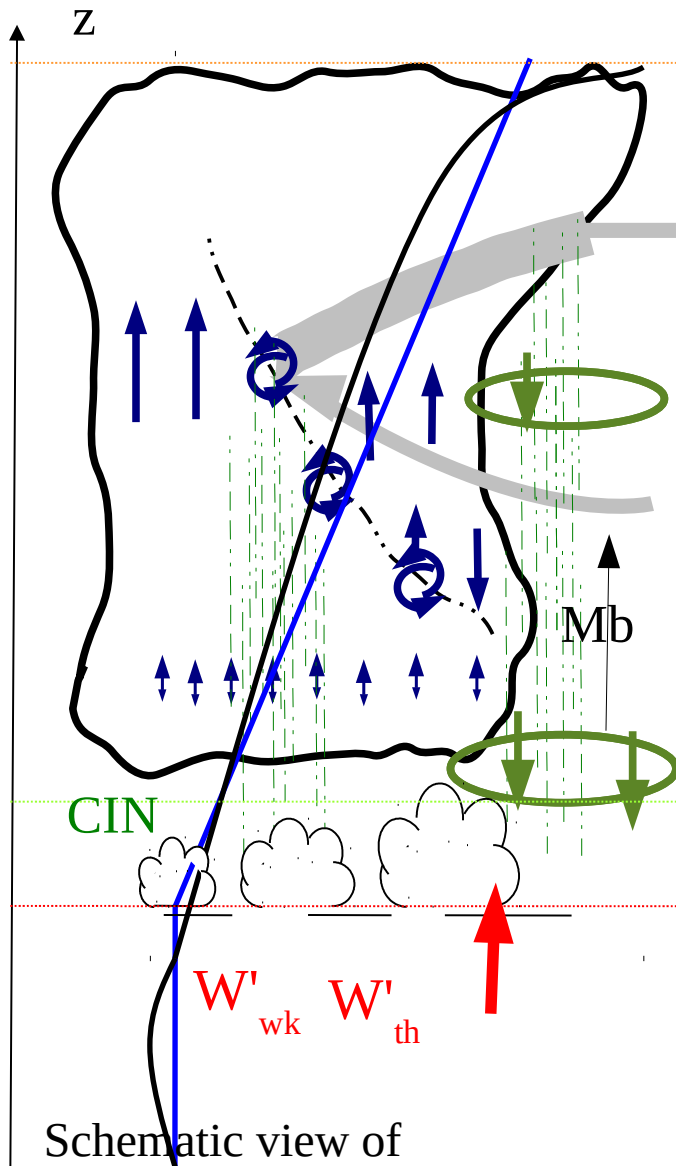
- Representation of a part of an infinite plane where identical cold pools (radius r , height h) are scattered with an homogeneous density D_{wk} .
- State variables : (i) surface fraction covered by the wakes $\sigma_w = \frac{S_w}{S_t}$ ($\sigma_w = \pi r^2 D_{wk}$), (ii) temperature and humidity differences (resp. $\delta\theta(p)$ and $\delta q(p)$) between wake and off-wake regions.
- Spreading speed : C_* such that $C_*^2 \simeq WAPE$ (Wake Potential Energy); $WAPE = \int_{p_{top}}^{p_{surf}} R_d \delta T_v \frac{dp}{p}$
- Evolutions of $\delta\theta$ and δq profiles are given by conservation equations of mass, energy and water taking into account vertical advection, turbulence and phase changes.
- Turbulence and phase change terms are assumed to be given by the deep convection scheme.
- $\delta\omega$ profile is linear between the surface and the wake top (no mass exchange through the wake boundary); it goes back to 0 linearly between the wake top and an arbitrary altitude (about 4000 m).



Wake differential profiles



« Nouvelle physique » : contrôle de la convection par les processus sous-nuageux



Schematic view of
Emanuel (1993) scheme
Deep convection

- Paramétrisation des poches froides (Grandpeix and Lafore 2010)
 - Fermeture basée sur les processus sous-nuageux
- Dans LMDZ : on se base sur la vitesse verticale W' estimée par les paramétrisations des thermiques et des poches froides.
(thèse Catherine Rio)

K: Energie de soulèvement disponible

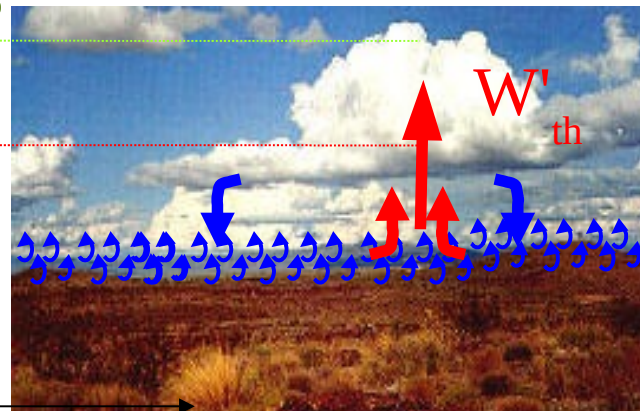
ALE en J/kg, proportionnel à w'^2 .

→ **Déclenchement** : $\max(ALE_{th}, ALE_{wk}) > |CIN|$

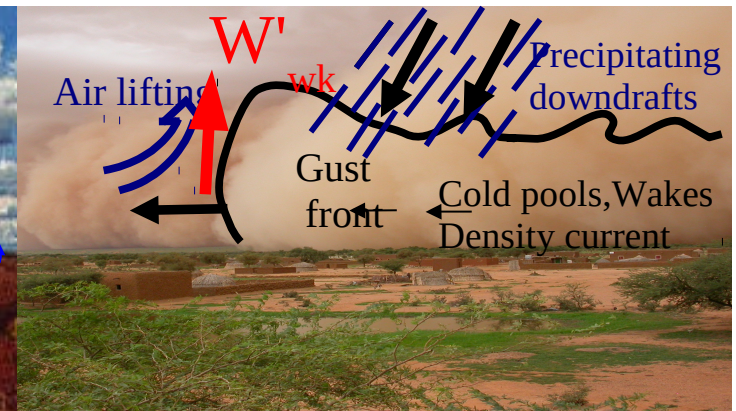
P: Puissance de soulèvement disponible

ALP en W/m², proportionnel à w'^3 .

→ **Fermeture** : $MB = f(ALP_{th} + ALP_{wk})$



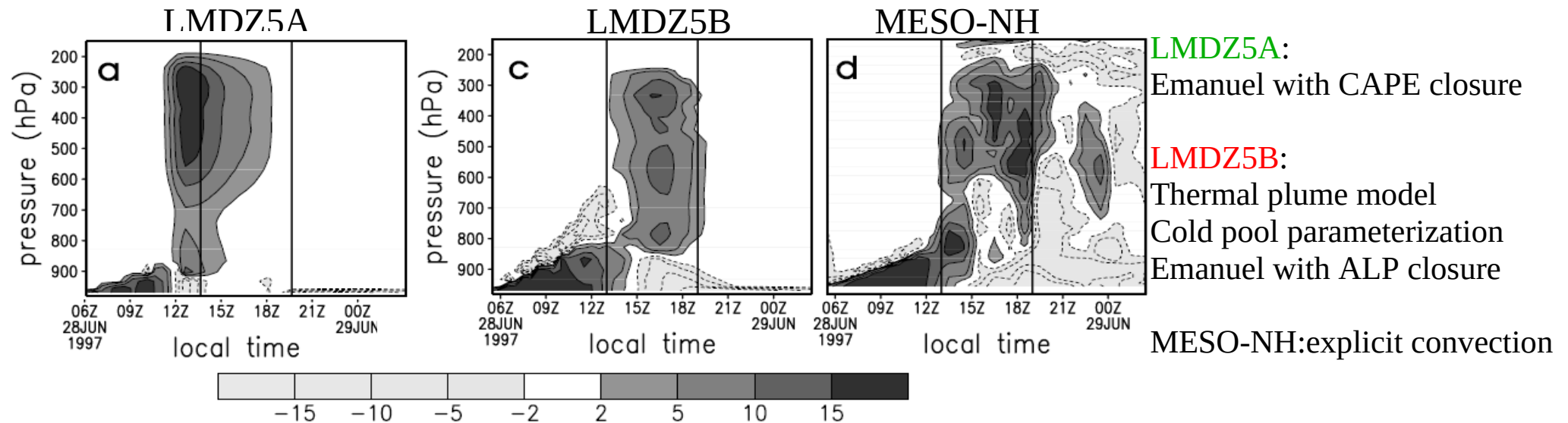
θ_v



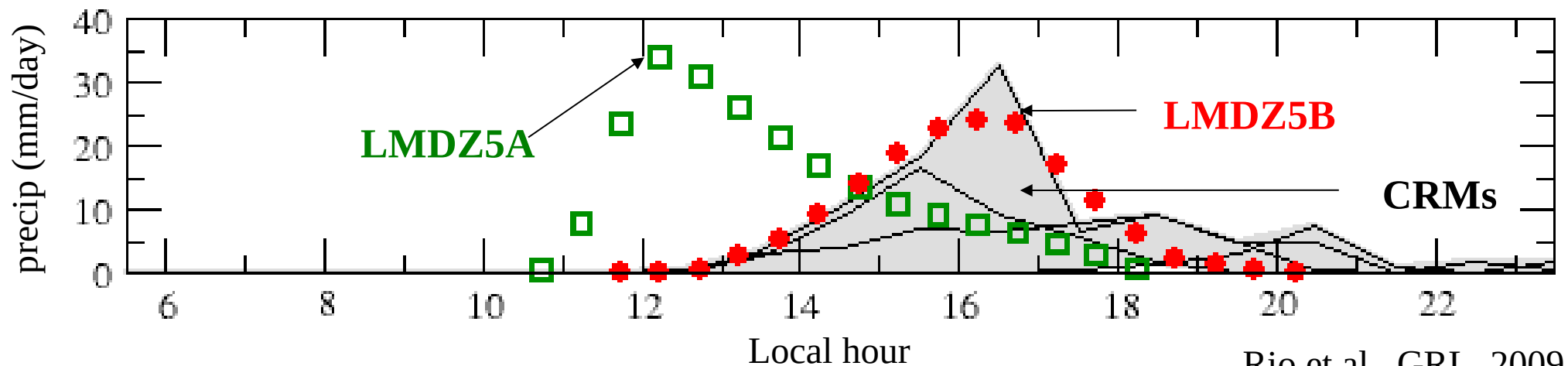
2. Cold pools: Impact on the diurnal cycle of convection over land

Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land

Diurnal cycle of heating rate (K/day)



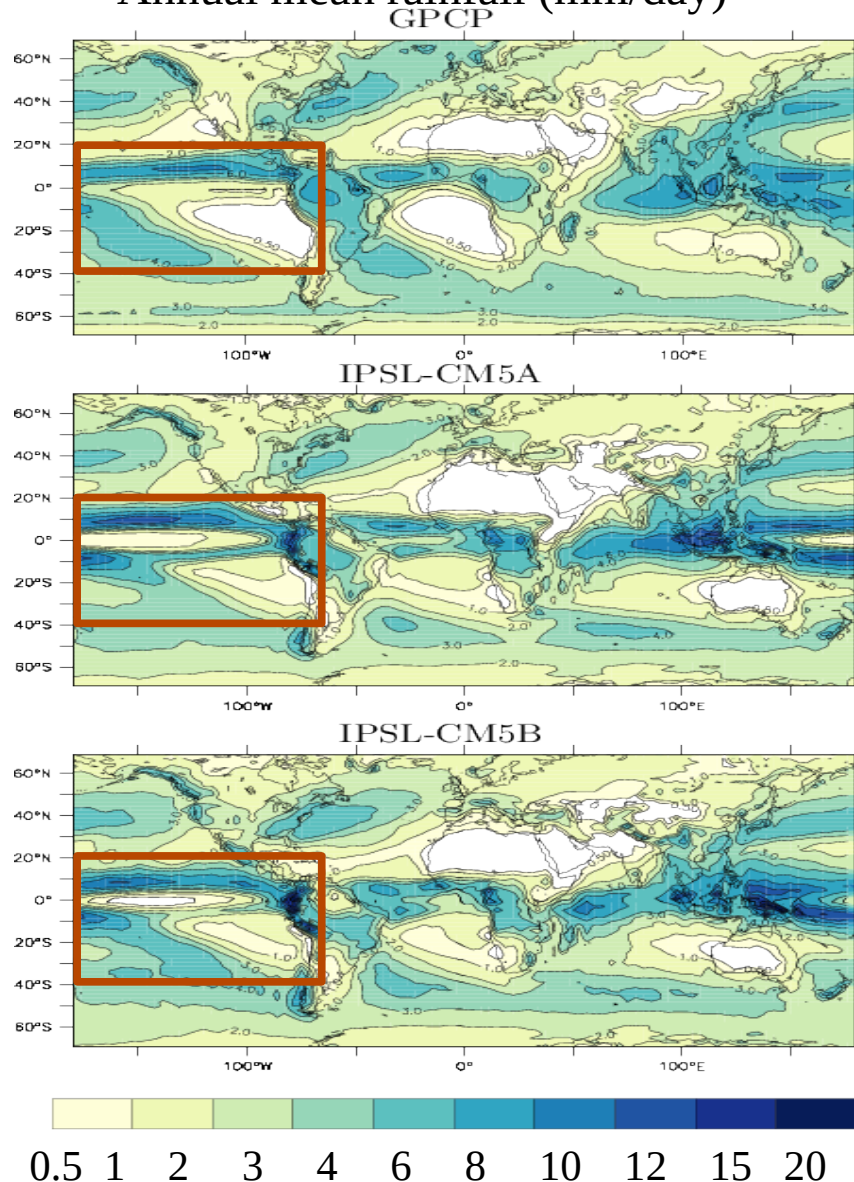
Diurnal cycle of precipitation the 27 June 1997 in Oklahoma: the EUROCS case study



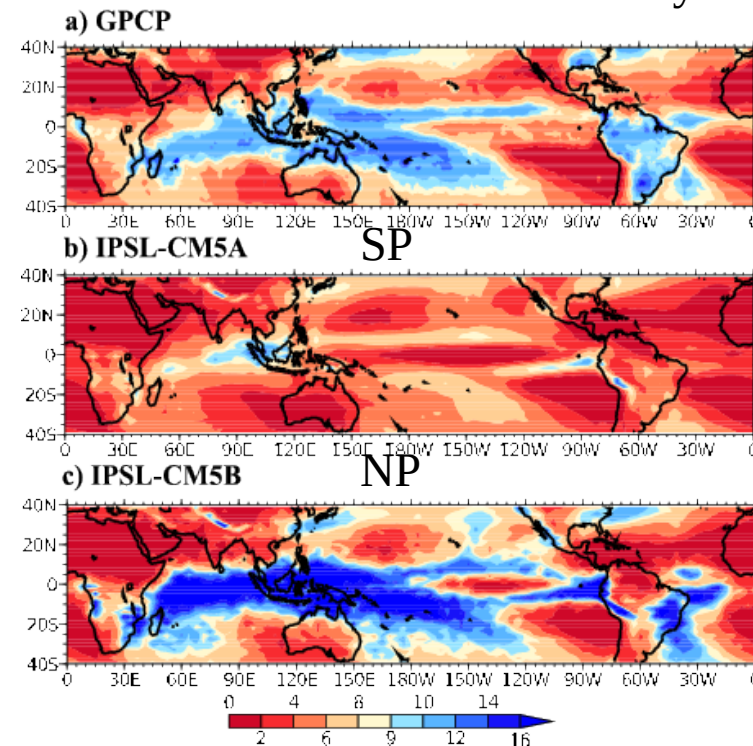
Rio et al., GRL, 2009

5. La convection profonde

Slight bias reduction for
Annual mean rainfall (mm/day)

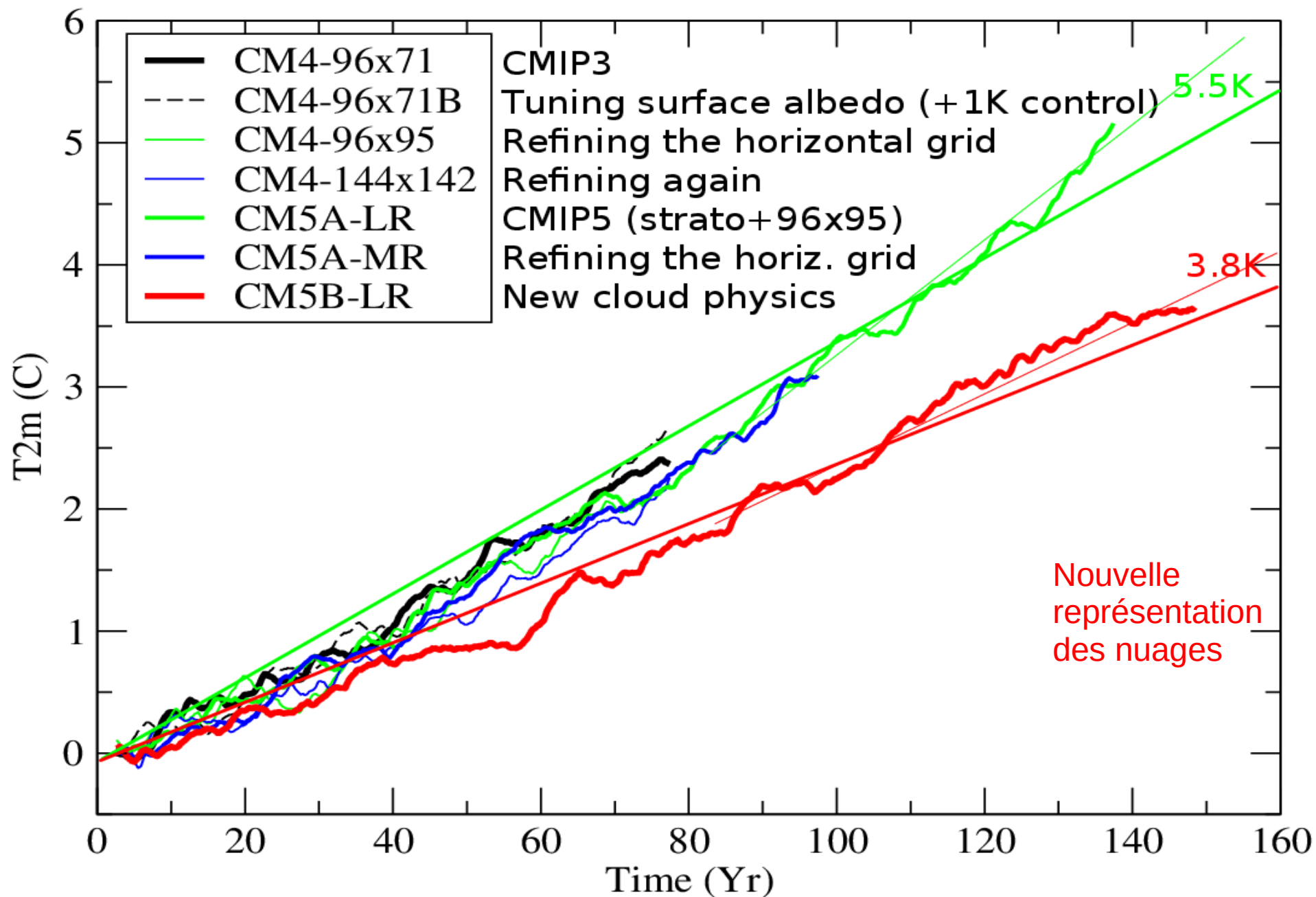


Large positive impact on the
Intraseasonal rainfall variability



Standard deviation of daily rainfall
anomalies (mm/day) of the a) GPCP
dataset (1996-2009), b) IPSL-CM5A and
c) IPSL-CM5B preindustrial simulations,
for the winter season (November to April -
NDJFMA)

5. La convection profonde

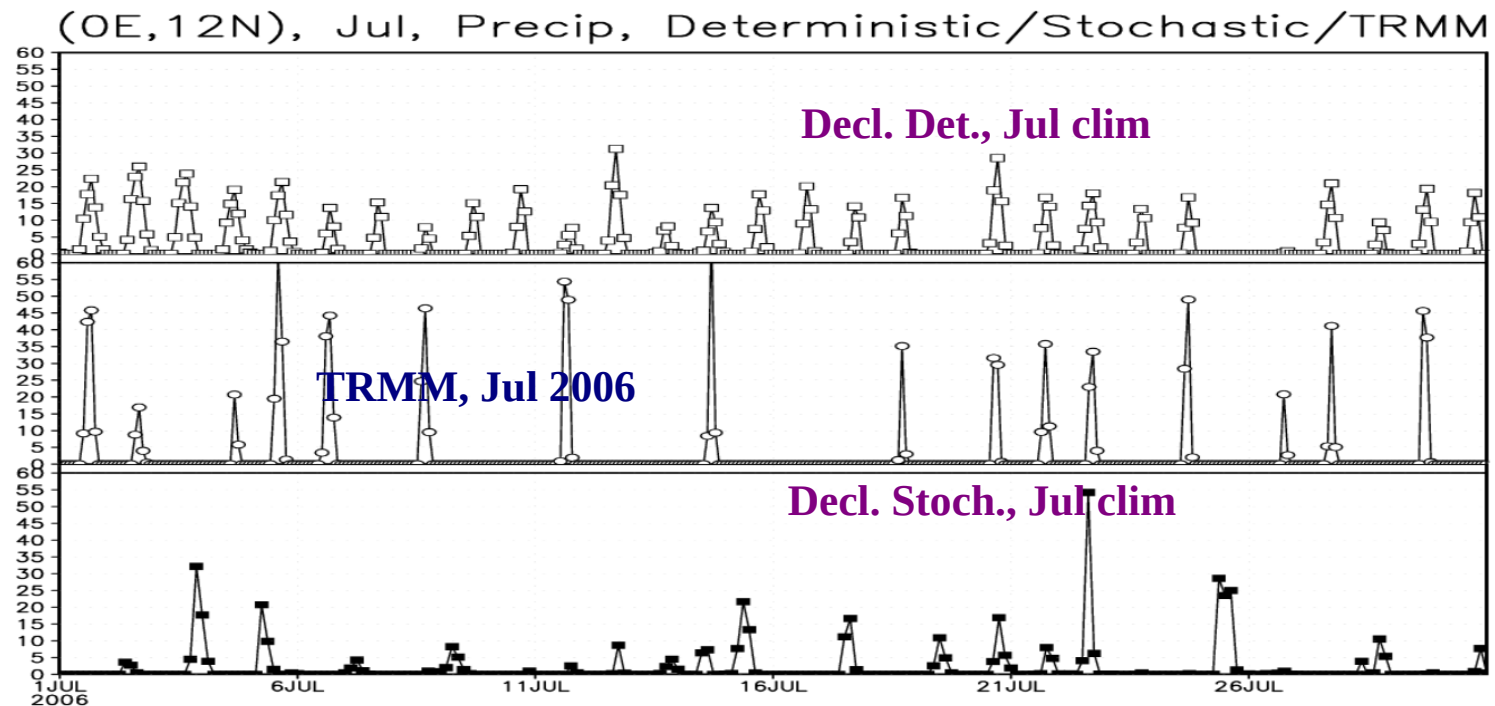


5. La convection profonde

Nouveau déclenchement :

On demande en plus que la surface d'un thermique soit plus grande qu'une taille critique Sc
Modèle du thermique $\rightarrow$ distribution de taille des thermiques $\rightarrow$ tirage aléatoire

Si on met un seuil fixe sur la probabilité d'avoir un nuage plus grand que Sc , et dans des conditions assez homogènes, on se retrouve à déclencher beaucoup plus pour des mailles plus petites



Les paramétrisations des modèles de climat

1. Introduction et principes des paramétrisations
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif
3. Décomposition de Reynolds et fermetures en diffusion turbulente
4. Couche limite convective
5. Convection / échelles / zone grises
6. Les modèles et leur utilisation

6. Les modèles et leur utilisation - 6.1 Améliorations du contenu et ajustement des paramètres

$$\begin{aligned} &\text{A climate model configuration} \\ &= \\ &\text{Physical content (parameterizations, equations, numerics)} \\ &+ \\ &\text{Grid configuration} \\ &+ \\ &\text{Tuning of free parameters} \end{aligned}$$

Tuning or parameter calibration is central in many modeling fields

Particularly true for couple climate models :

Clouds modelling uncertainty $\sim$ tens of W/m^2

Climate sensitivity $\sim 1\text{K}/(\text{W/m}^2)$

Whatever the sophistication of a climate model, obtaining global temperature at better than 1K can only be by chance or because of tuning

Most probably true also for a global CRM or LES

Tuning of free parameter : a fundamental aspect of climate modeling

Feeling that this question was not discussed enough, we organized a one-week workshop on model tuning with Torsten Mauritsen in October 2014 in Garmisch-Partenkirchen.

The Art and Science of Climate Model Tuning, Hourdin et al., **BAMS**, march 2017

One particularly important aspect shared by most groups:
tuning of cloud parameters to obtain a reasonable representation of radiative forcing

Example of tuning of a scale factor on the fall velocity of ice particles shared by several models

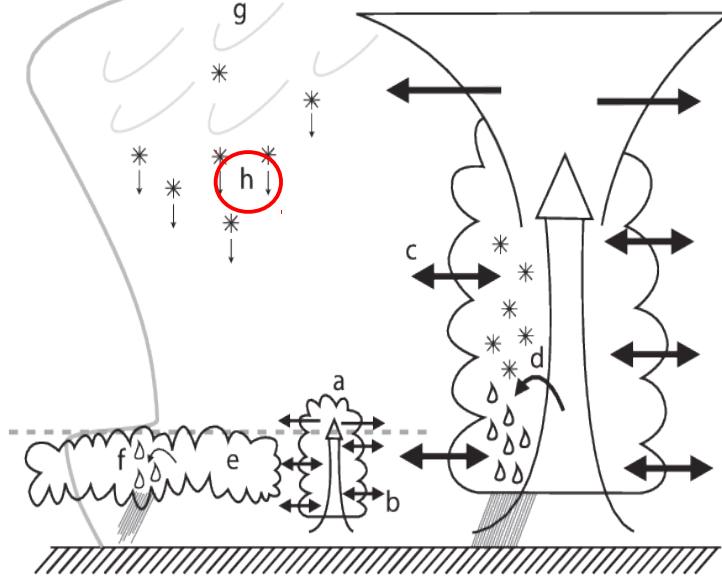
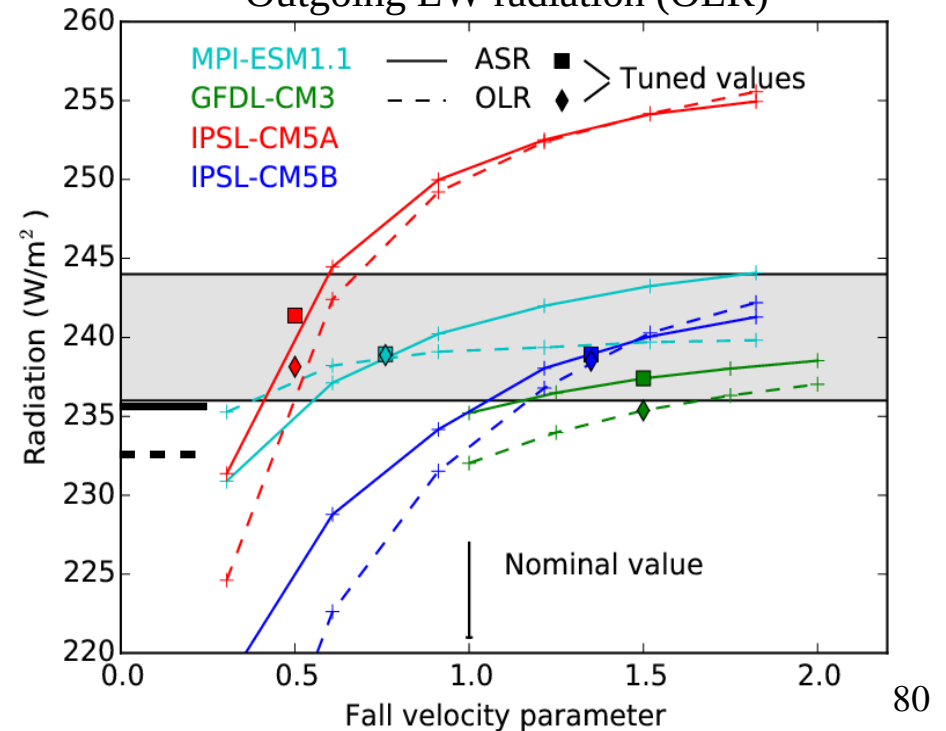
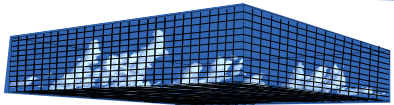


Figure from Mauritsen et al, 2013 (MPI model)

Impact on the global Top-Of-Atmosph. fluxes
Absorbed SW radiation (ASR)
Outgoing LW radiation (OLR)

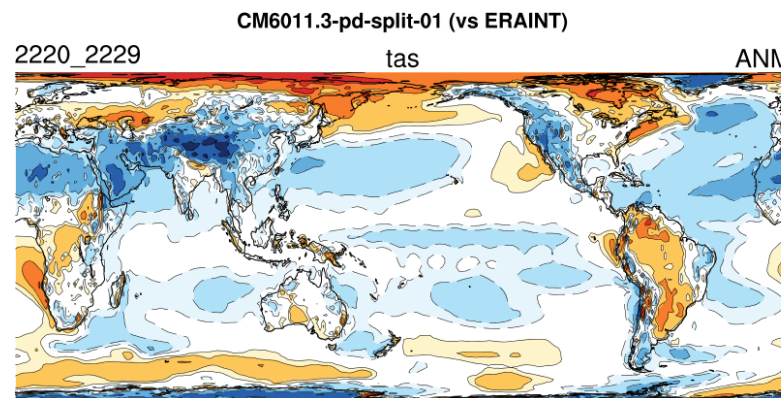
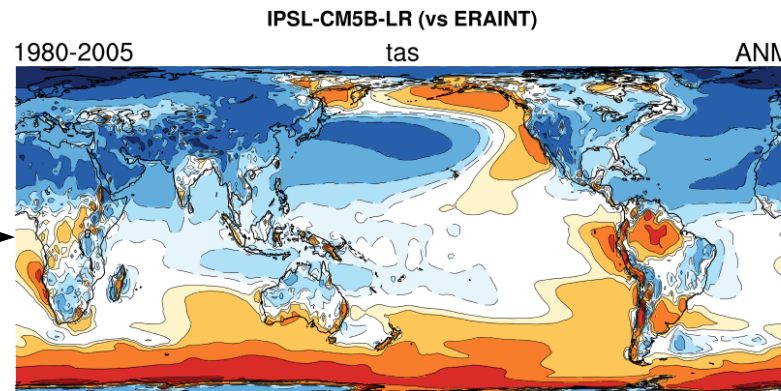
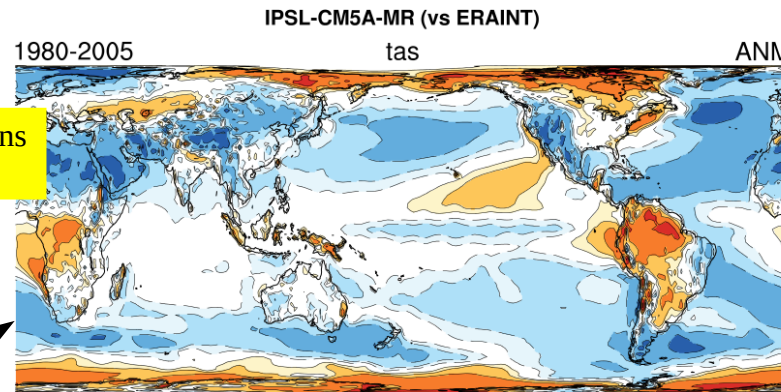
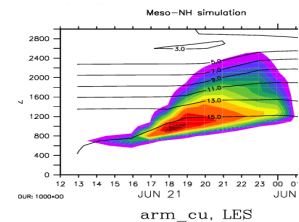
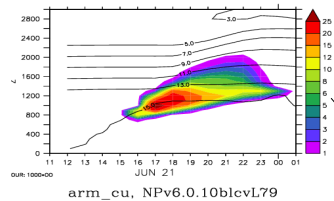
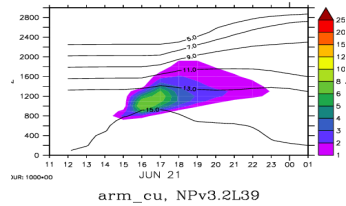
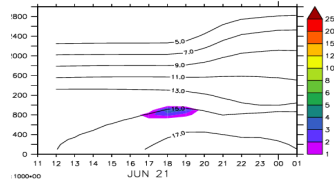




Explicit simulations, $dx \sim 20-100$ m



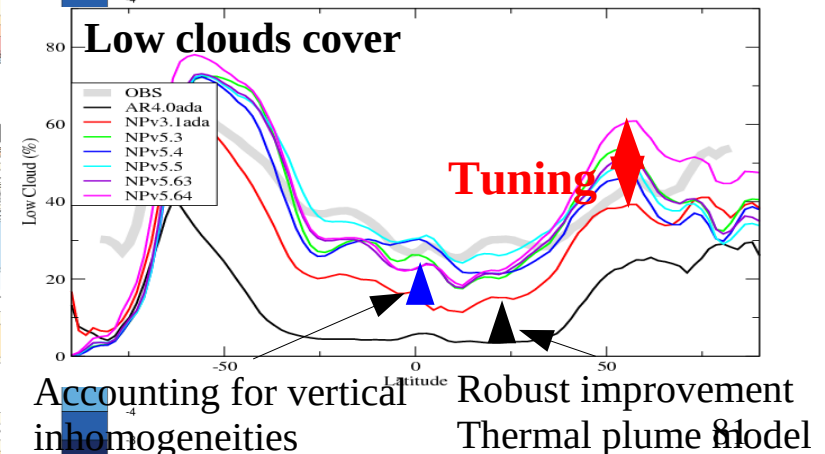
Climate model, parameterizations
« single-column » mode



**IPSL-CM4 to 6 : (slow) physics improvement
+ slow resolution increase
+ tuning free parameters**

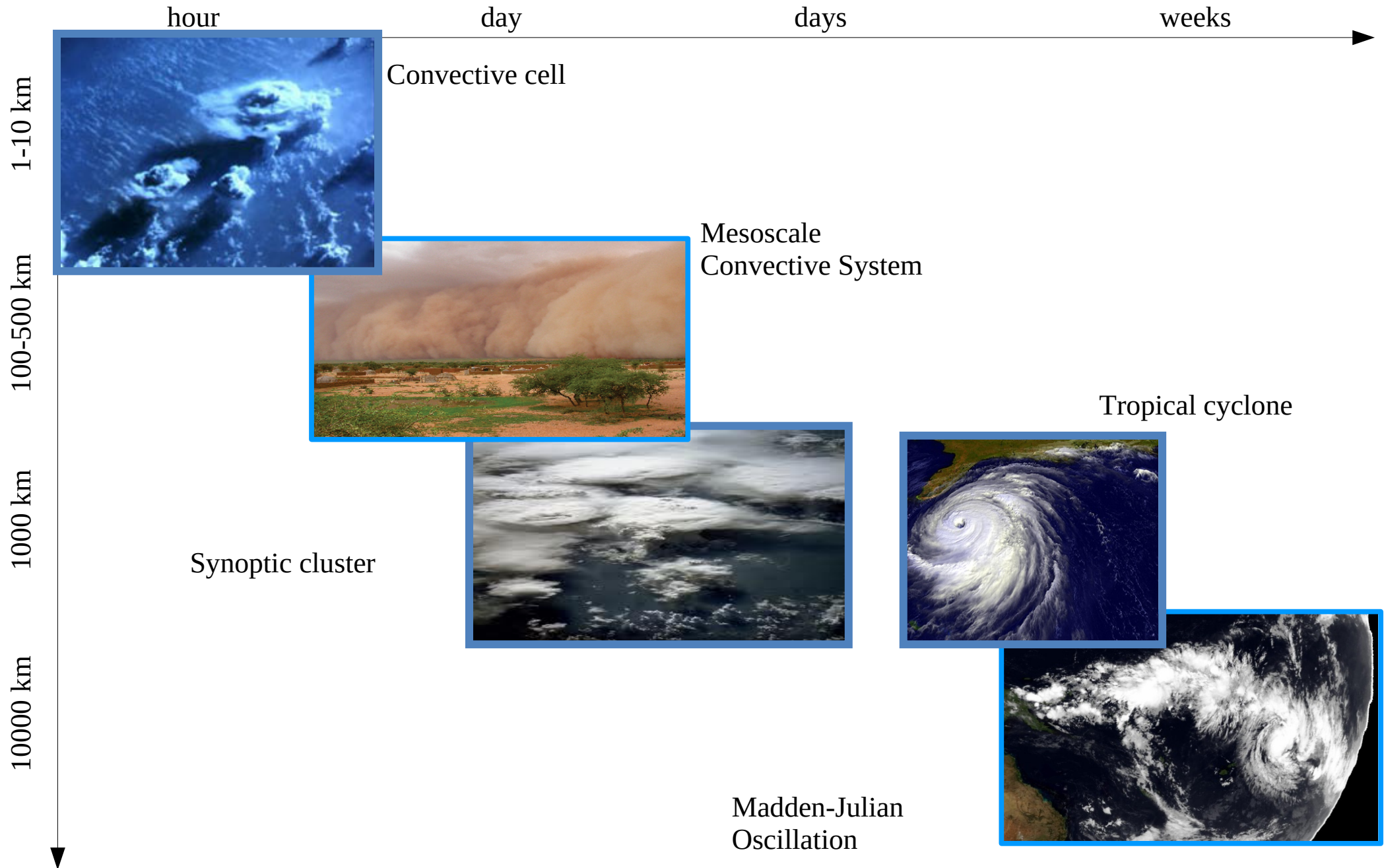
Tuning targets:

Global energy balance
Decomposition clear sky/CRE
Latitudinal distribution
Dyn. regime sorting in tropics
+ « systematic » warm biases
→ Eastern tropical oceans
→ Roaring forties

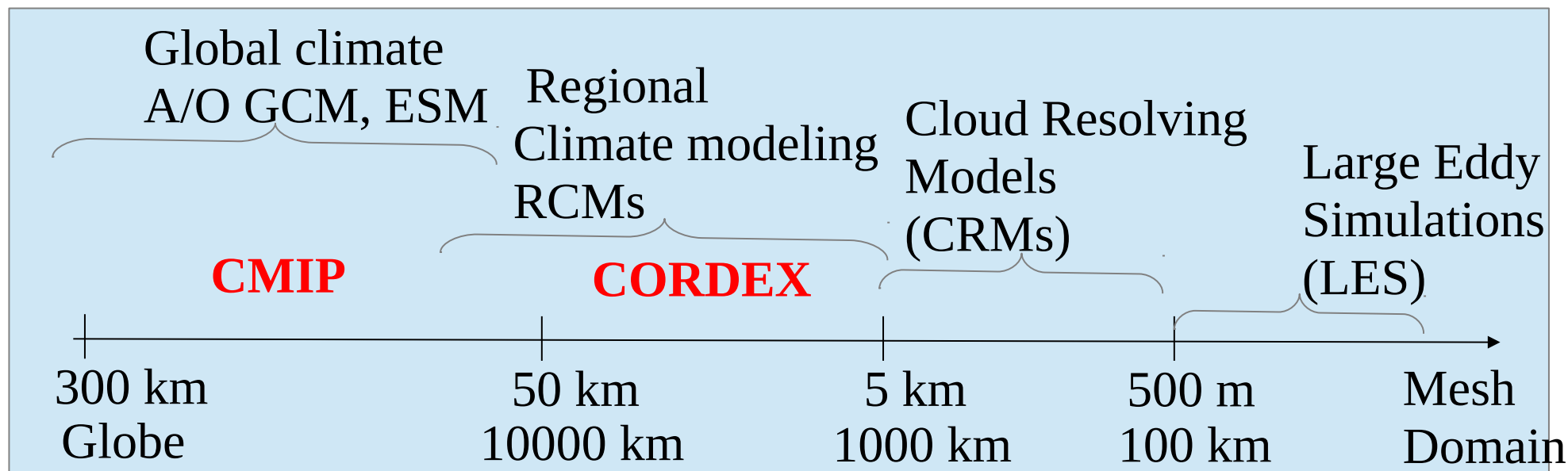


6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Questions d'échelles

Spatial and temporal scales of convection: a challenge for models



6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Questions d'échelles



Parameterized convection
Subrid scale clouds, poor microphysics
Climate studies (CMIP)

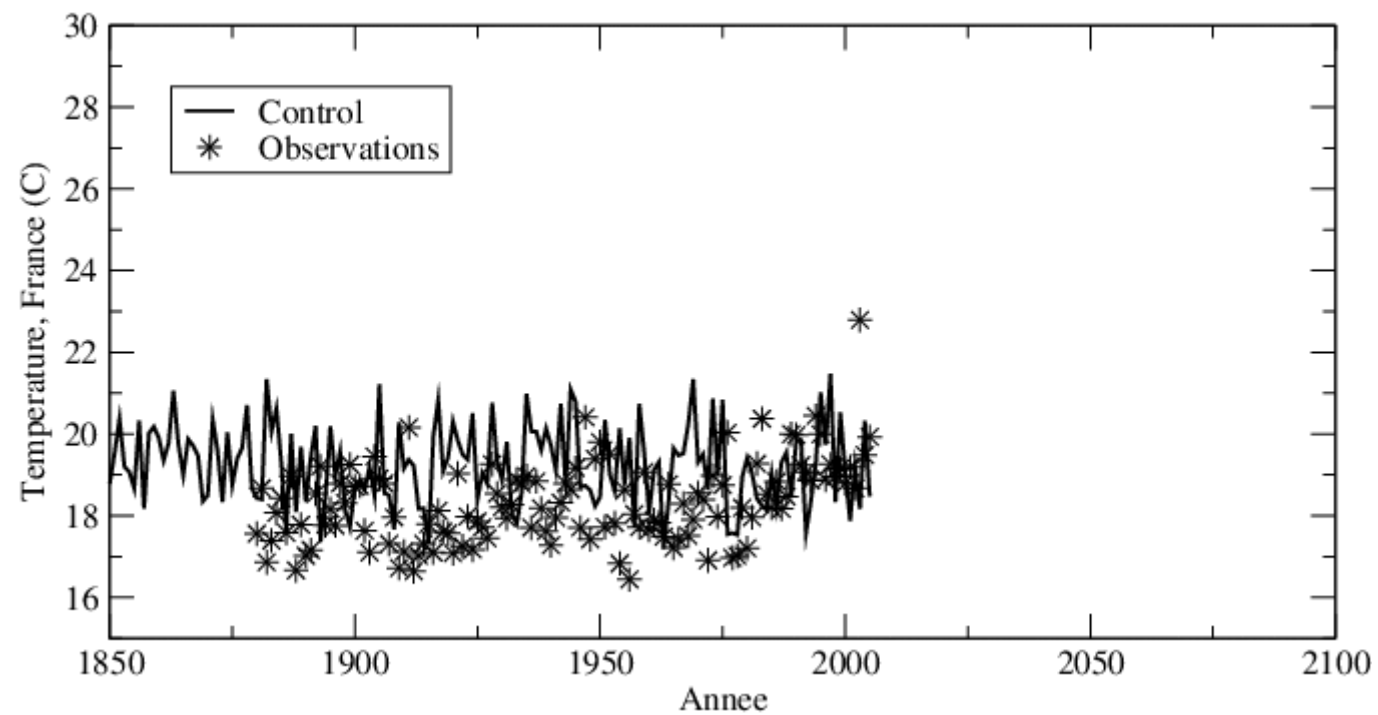
Explicit convection
1/0 clouds, sophisticated microphysics
Process studies (GASS)

←→
Zone grise convection

←→
Zone grise couche limite

6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

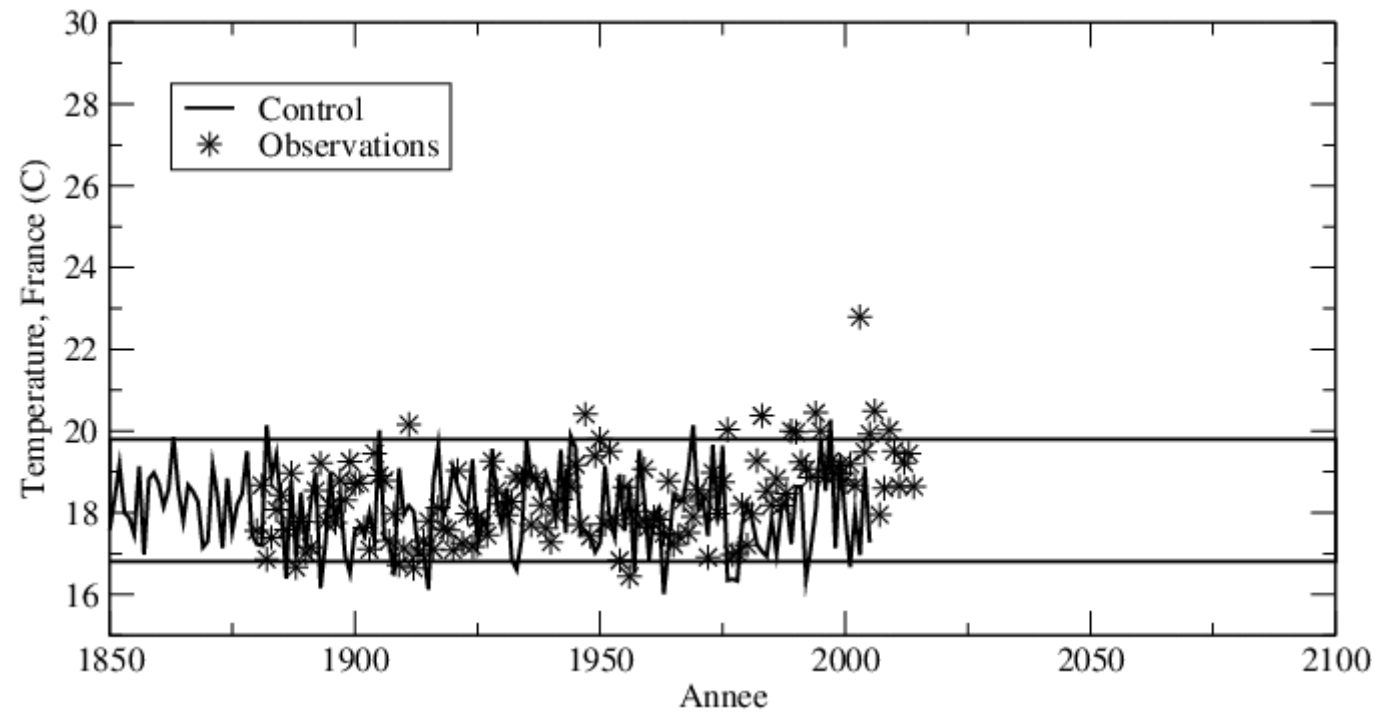
Projections climatiques



6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

Projections climatiques

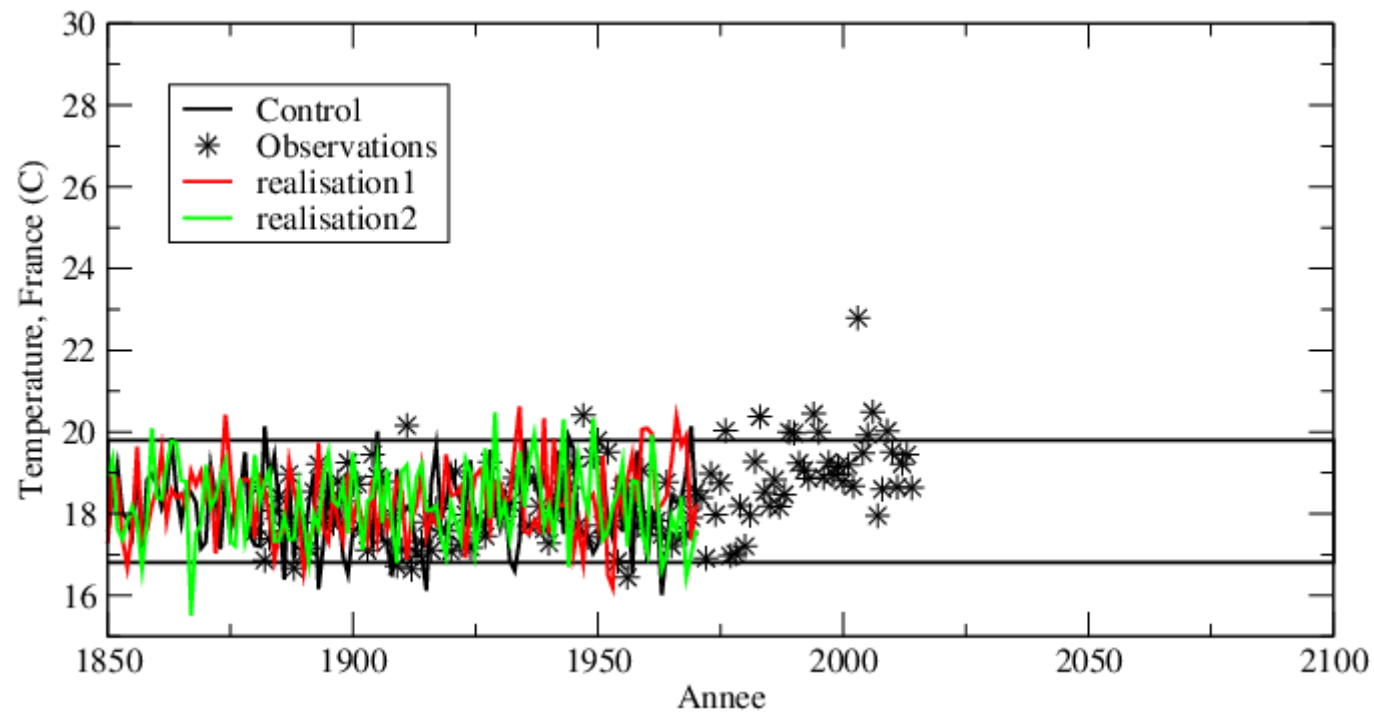
→ Des biais dans les modèles



6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

Projections climatiques

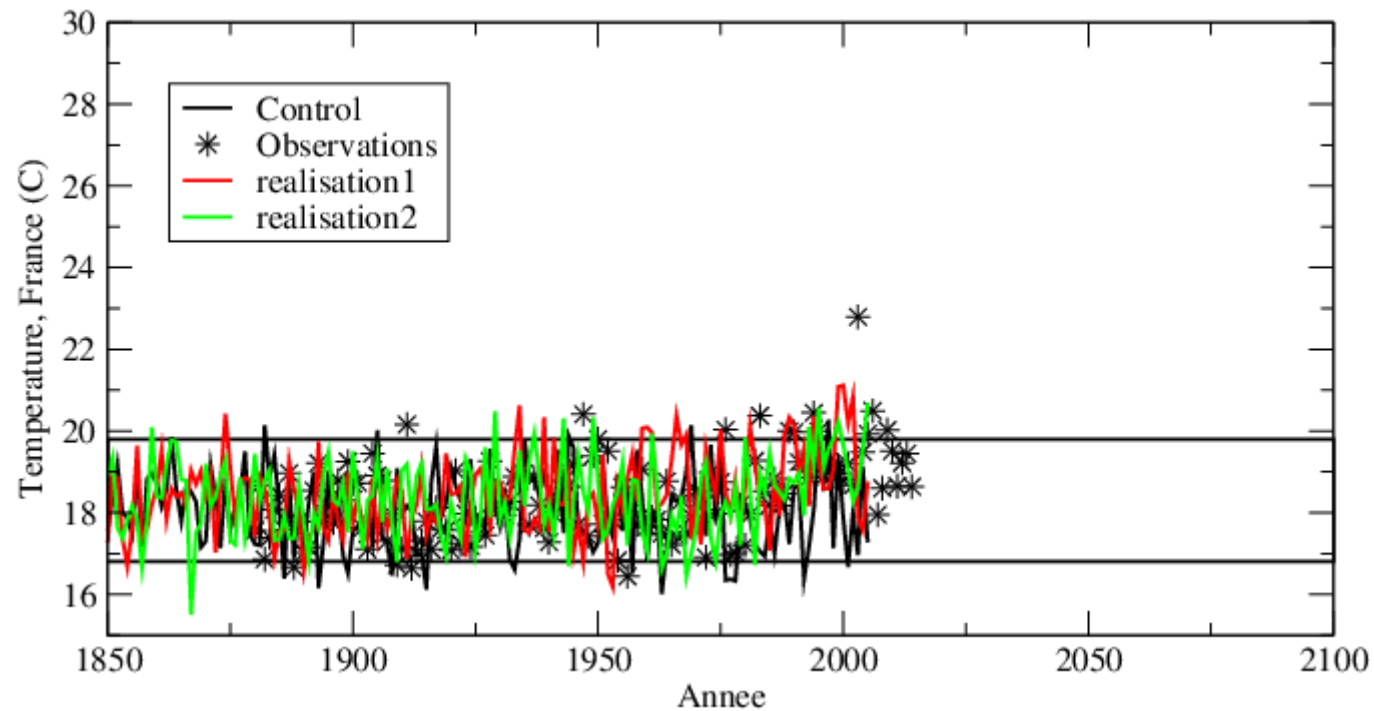
- Des biais dans les modèles
- Météo : une réalisation , Climat : statistiques → simulations d'ensemble



6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

Projections climatiques

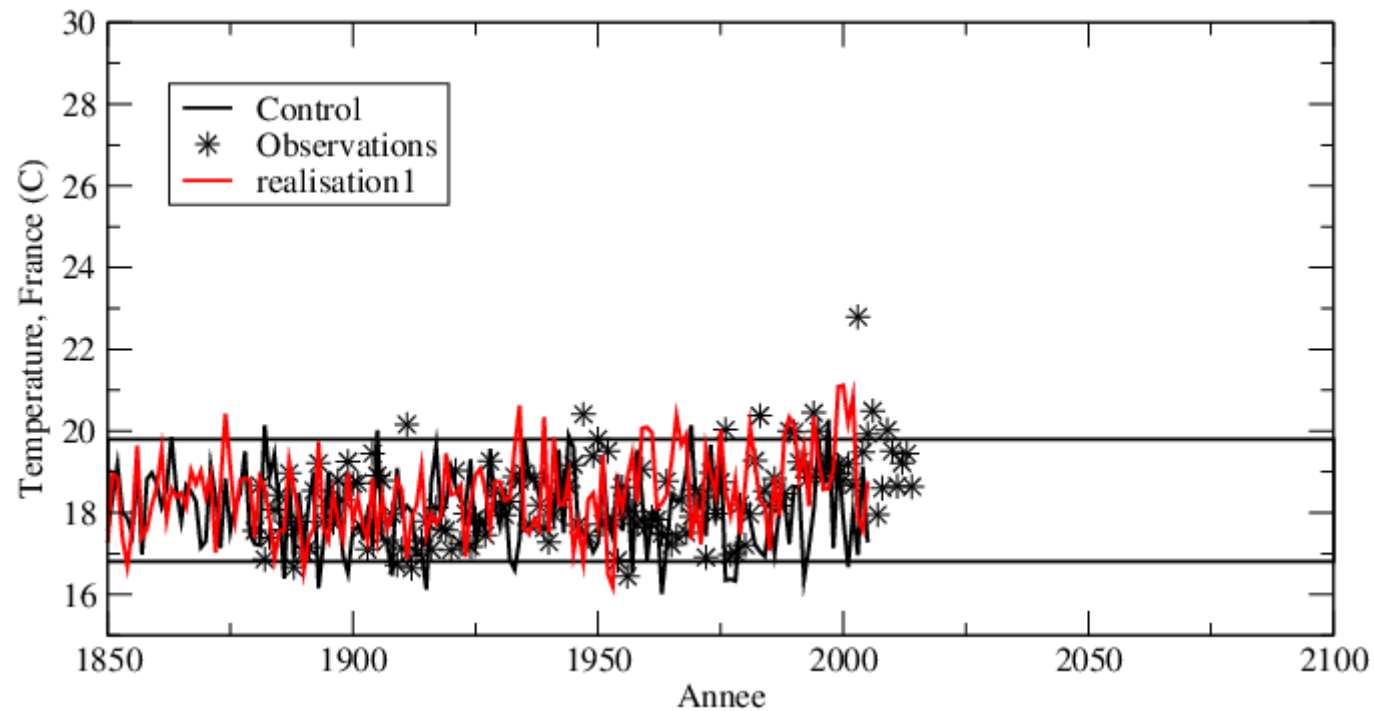
- Des biais dans les modèles
- Météo : une réalisation , Climat : statistiques → simulations d'ensemble
- On perturbe les simulations par rapport à un « climat d'équilibre »



6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

Projections climatiques

- Des biais dans les modèles
- Météo : une réalisation , Climat : statistiques → simulations d'ensemble
- On perturbe les simulations par rapport à un « climat d'équilibre »

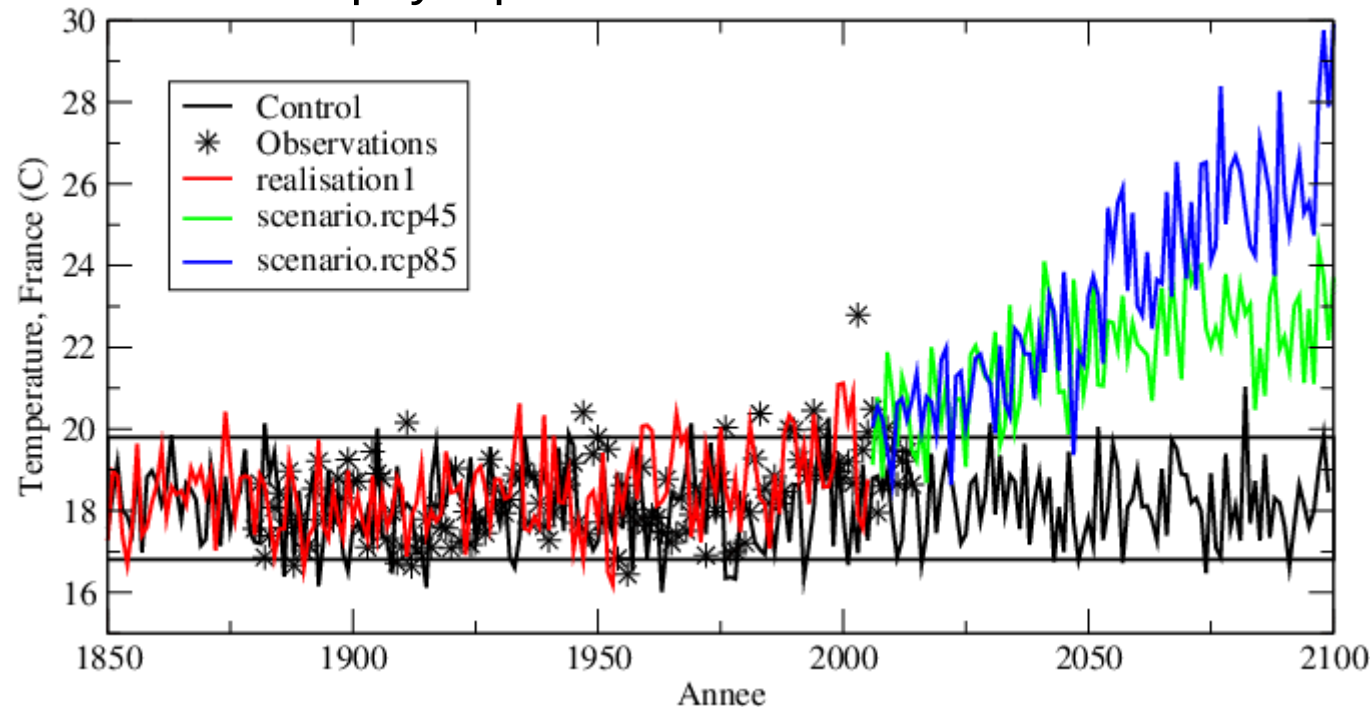


6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

Projections climatiques

- Des biais dans les modèles
- Météo : une réalisation , Climat : statistiques → simulations d'ensemble
- On perturbe les simulations par rapport à un « climat d'équilibre »
- Projections : mise en jeu de couplages et rétroactions. On change de « monde »

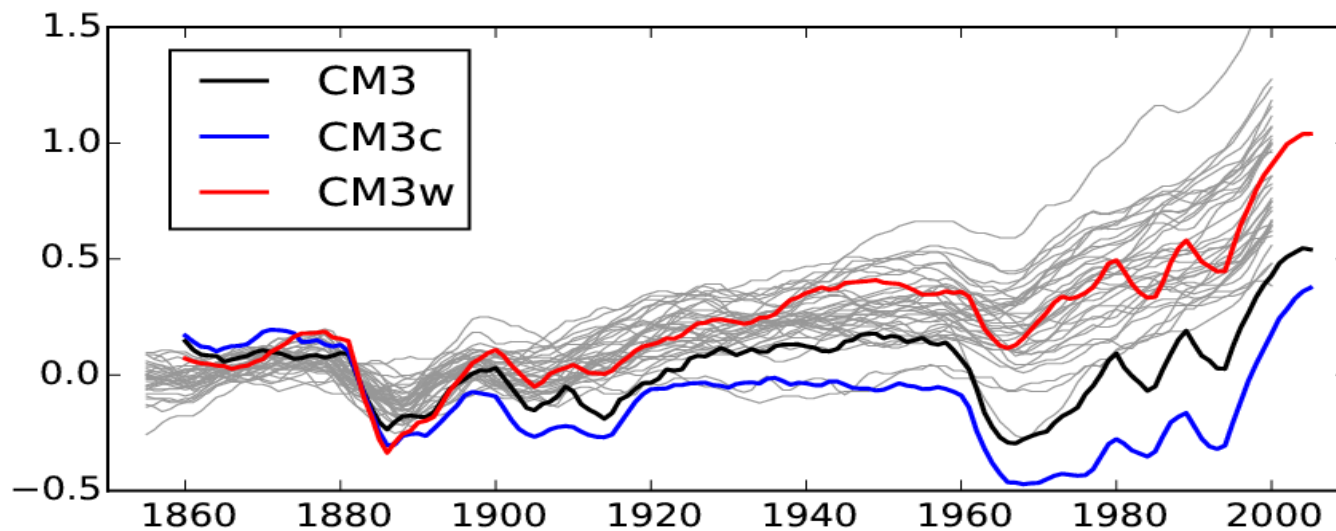
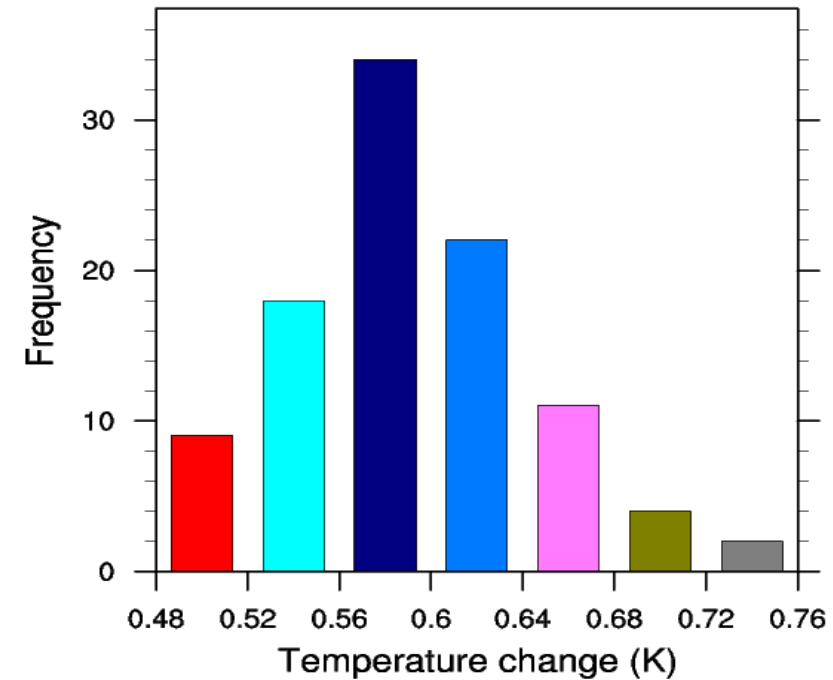
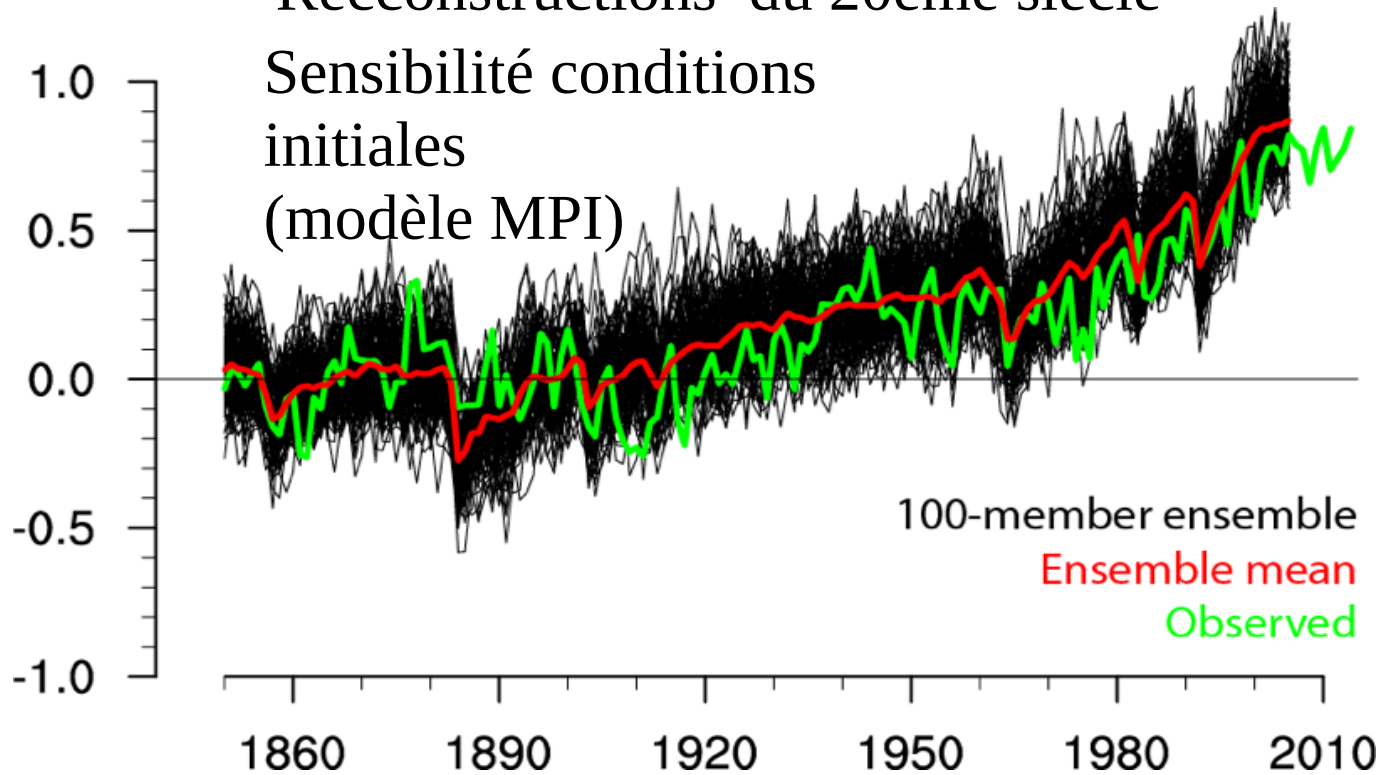
Besoin de modèles « physiques »



6. Les modèles et leur utilisation - 6.2 Projections climatiques

Reconstructions du 20ème siècle

Sensibilité conditions
initiales
(modèle MPI)



Effet du tuning
Modèle du GFDL

Approche classique pour l'amélioration des modèles de climat :

On effectue des simulations longues ou ensembles de simulations

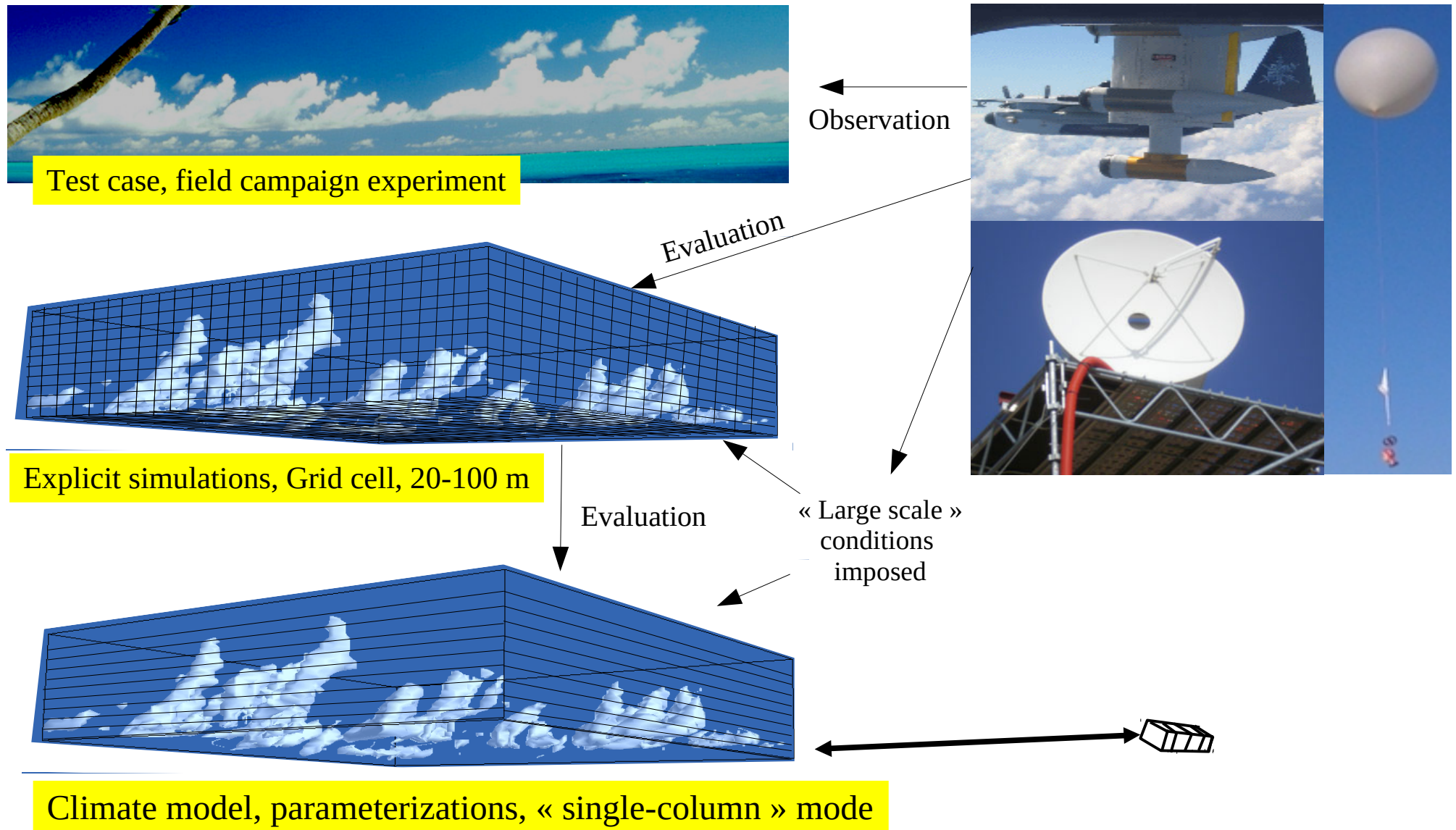
- statistiques robustes pour le modèle
- On compare ces statistiques aux observations (pour lesquelles on ne dispose que d'une seule réalisation).
- On peut résumer la différence aux observations à un ensemble de métriques (qui peuvent dépendre du but assigné au modèle).
- On effectue des simulations de sensibilité à des paramètres incertains.
- On choisit des jeux de paramètres plus favorables.
- Emergence de méthodes automatiques et « objectives » (mais le choix des objectifs est toujours subjectif)

Mais système couplé, chaotique, variable à toutes les échelles de temps et d'espace.

Nécessite des jeux d'observations très complets (spatial et temporel)

4. Couche limite convective

1.2 Cloud process studies and the use of high resolution explicit models



- Parameterizations are evaluated against other models
- Can be done for realistic test cases but also with more idealized forcing (check the response of the parameterization to perturbations)

6. Les modèles et leur utilisation - 6.3 Méthodologies amélioration/évaluation/tuning

Utilisation de simulations guidées ou initialisées

On élimine le chaos en forçant la trajectoire météo à suivre la trajectoire observée. Permet de travailler sur les paramétrisations physique à situation synoptique connue, et de comparer au jour le jour a des données insitu.

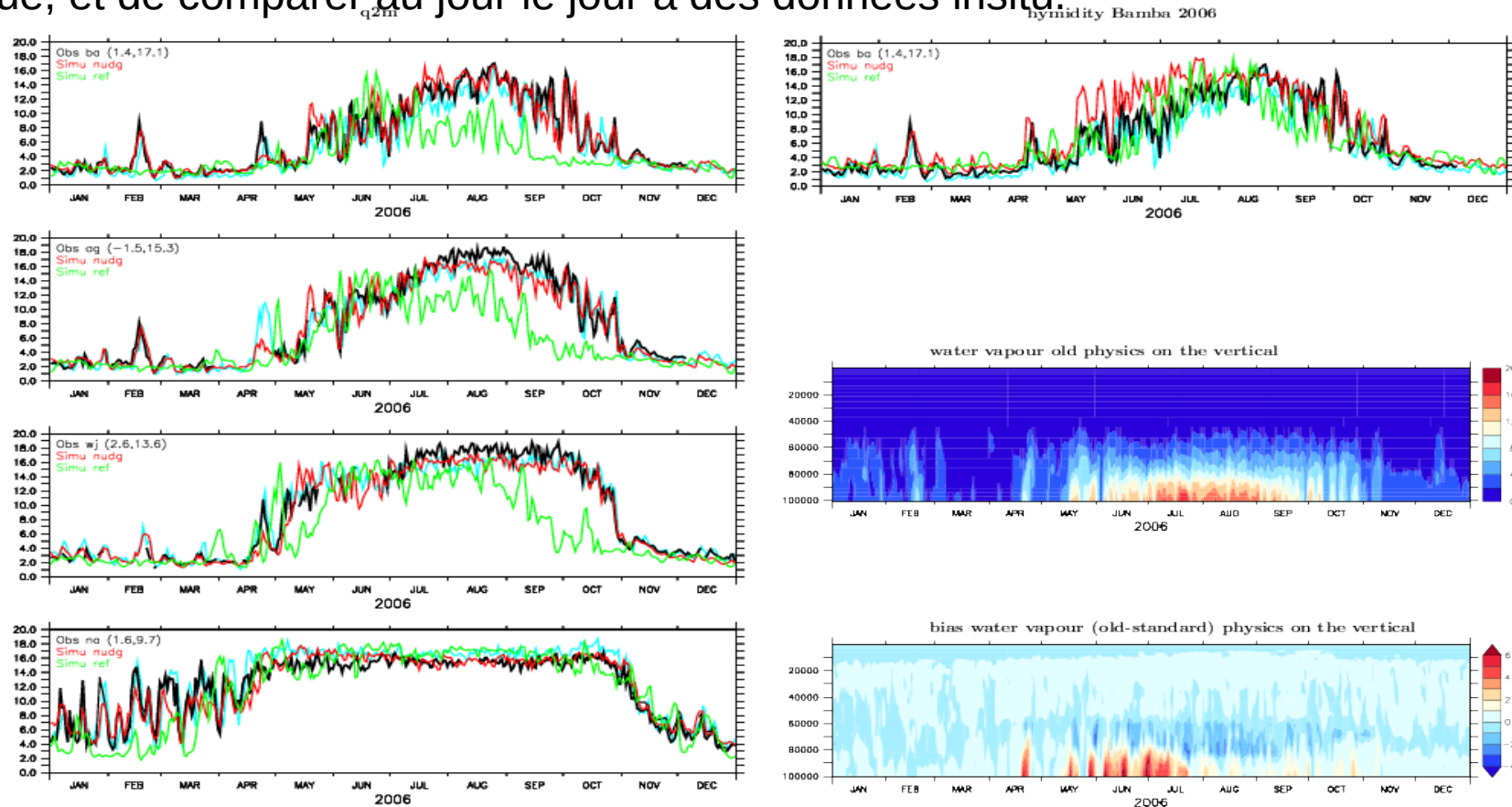


Figure 3: 1st column 1 top-down : evolution of specific humidity at 2 meters in 2006, Top-down: Bamba , Agoufou (1.5 W, 15.3N), Wankama (2.6E, 13.6N) Bira(1.7E, 9.8N) and Nahohoulou(1.6E, 9.7N) with addition Bira (1.7E, 9.8N) .local Observations (black), ERAI(blue bright) nudged simulation(red), reference simulations (green).column 2, top-down : evolution of specific humidity at 2 meters and precipitable water, old physic and difference between old and standard in Bamba (1.4E, 17.1N) in 2006 . 2nd

Conclusions 1/3 :

Nouvelles paramétrisations :

- Développées sur un mélange de « phénoménologie » des processus en jeu et de principes fondamentaux (conservation masse, énergie, humidité).
- Couche limite convective sèche et nuageuse TKE + flux de masse (de plus en plus répandu)
- Poche froides : très peu répandu jusque là.
- Recherche au long cours, mais passionnante (et publiable).
- Enjeux sur le couplage entre les différents processus
- Des paramétrisations de plus en plus complexes. Où s'arrêter ?

Les paramétrisations : pas seulement un pis aller.

- un modèle avec sa vocation d'analyse.
- Découpage : effet des nuages sur le climat ?
- Paramétrisations avec de plus en plus de physique et de paramètres internes « observables ».

Aspects numériques :

- Moins « balisé » que sur les coeurs dynamiques
- schémas implicites pour la diffusion verticale (y compris couplage à la surface)
- Utilisation de schémas amonts dans les paramétrisations en flux de masse
- importance donnée aux lois de conservation ...
- ou au respect d'autres principes fondamentaux comme la réciprocité pour le rayonnement.
- conservation de l'énergie pas évidente du tout, notamment avec changements de phase

Informatique :

Colonnes indépendantes. Parallélisation naturelle.

Conclusions 2/3 :

Configuration de modèle =

Grille , contenu physique + **choix/ajustement de paramètres libres**

Changement de paradigme I

Classiquement : $\underline{U}, q, q$ à l'instant $t \rightarrow$ **variables internes** $\rightarrow \underline{E}, Q, Sq \rightarrow \underline{U}, q, q$ à $t+dt$

De plus en plus : variables d'états internes (pronostiques plutôt que diagnostiques) aux paramétrisations avec un couplage entre elles de ces paramétrisations.

Changement de paradigme II

Zone grise

Avec la convection, les augmentations de résolution ne vont pas d'elle même.

A partir de 20-50 km : « orages points de grilles »

Convection explicite à partir de 1-2 km mais encore malmenée.

Couche limite convective 200m-20m

Irruption du stochastique : en lien en pratique avec la nature « événementielle » de la convection

Conclusion 3/3 : Stratégie de développement / évaluation

Changement de paradigme II :

Utilisation systématique de la comparaisons aux simulations LES pour le développement, l'ajustement et l'évaluation des paramétrisations.

Observations à disposition :

Satellites : Modèles → simulateurs d'obs / obs

Souvent préférable à

Obs → Inversion variables modèles / modèle

Réanalyses : champs 3D directement comparables. Mais pas des obs !

Un bon modèle peu faire mieux

Observations de surface : souvent locales (attention aux climatologies « grillées » !)

Ou reconstituées à partir d'observations satellites (attention au côté indirect)

Observations in situ : de surface sur site ou campagnes de terrain.

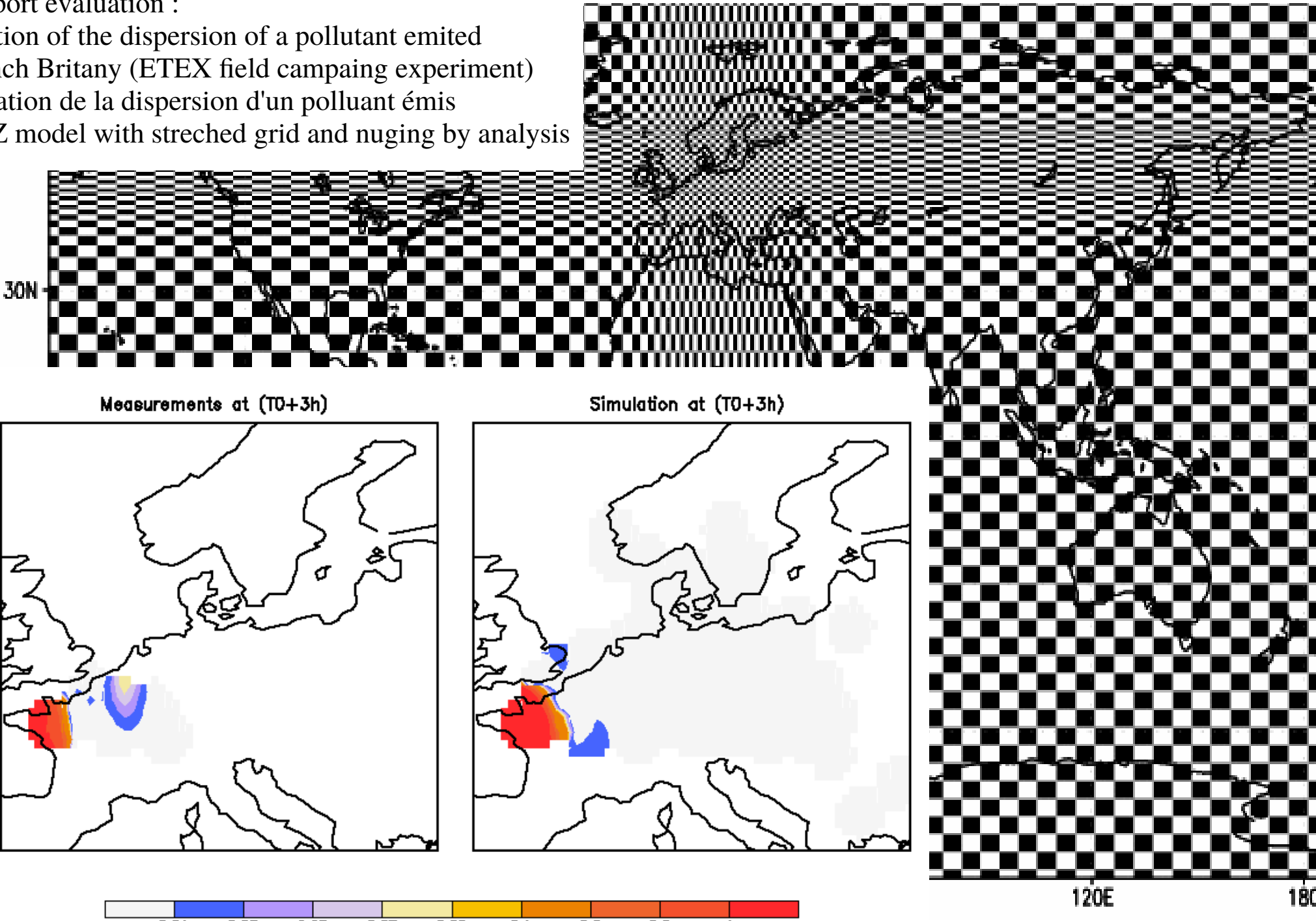
Méthodologie de comparaisons :

Simulations en mode climatique (sensible aux conditions initiales) : la comparaison ne peut être que statistique. Besoin de simulations d'ensemble ou longue.

Simulations guidées ou prévision à court terme : permet de la comparaison au jour le jour et sur site (l'impossibilité de comparé un modèle même global à des simulations de surface est souvent « survendu »).

Nouvelle stratégie : LES/1D → Simulations guidées → Simulations climatiques + outils d'exploration de l'espace des paramètres (emulateurs, méta modèles)

Transport evaluation :
Simulation of the dispersion of a pollutant emitted
in french Brittany (ETEX field campaign experiment)
Simulation de la dispersion d'un polluant émis
LMDZ model with streched grid and nugging by analysis

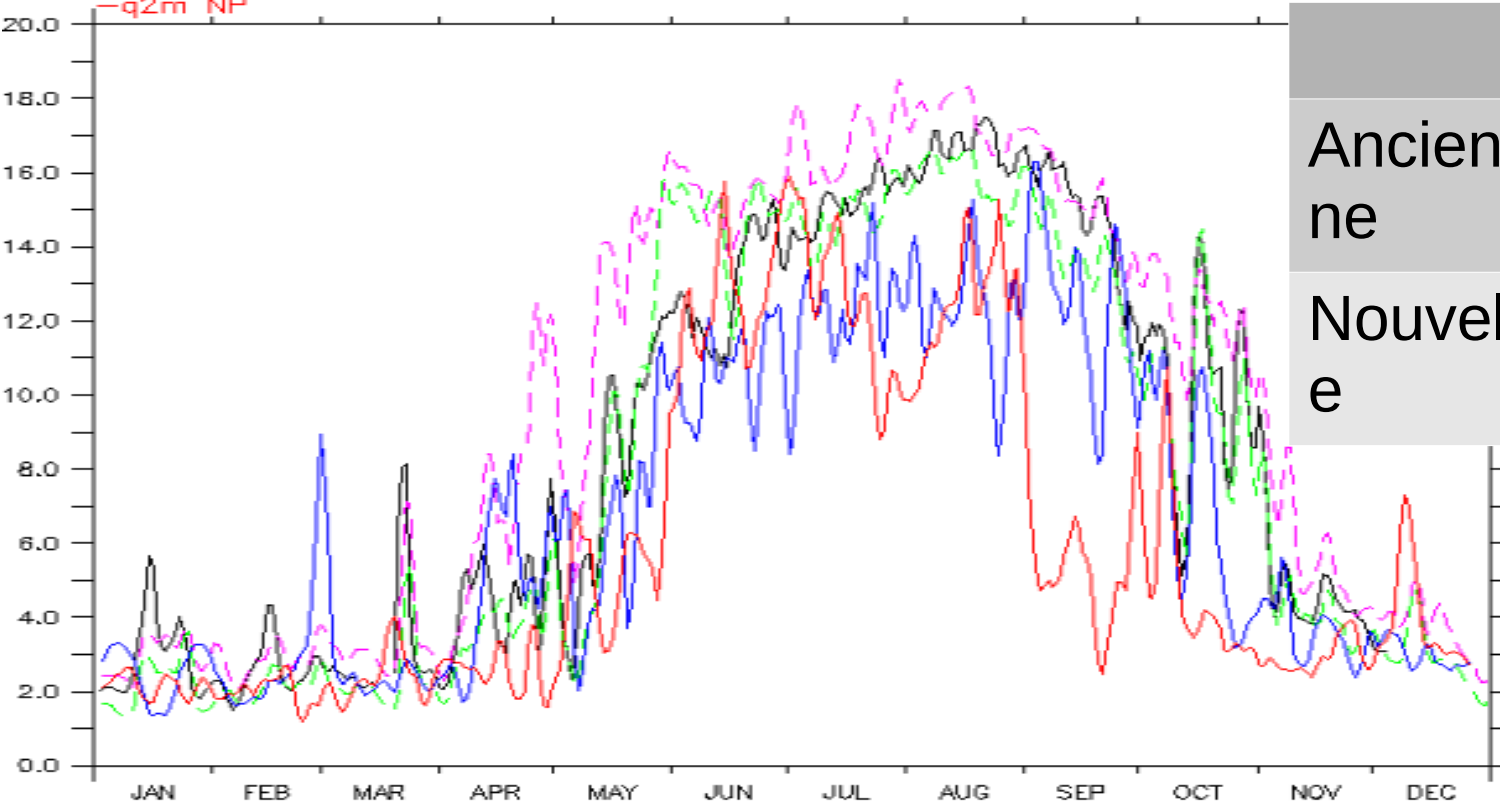


3. Couche limite et nuages

Evaluation par rapport à des mesures sur site
Guidé = relaxation du vent modèle vers les réanalyse

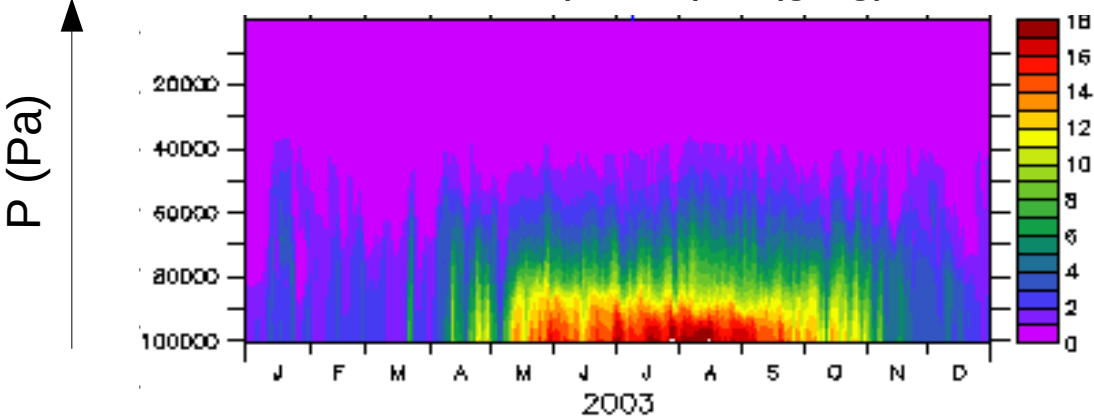
—q2mG AR
—q2mG NP
—q2m AR
—q2m NP

Observation q2m à Agoufou (1.5W,15.3N) 2003

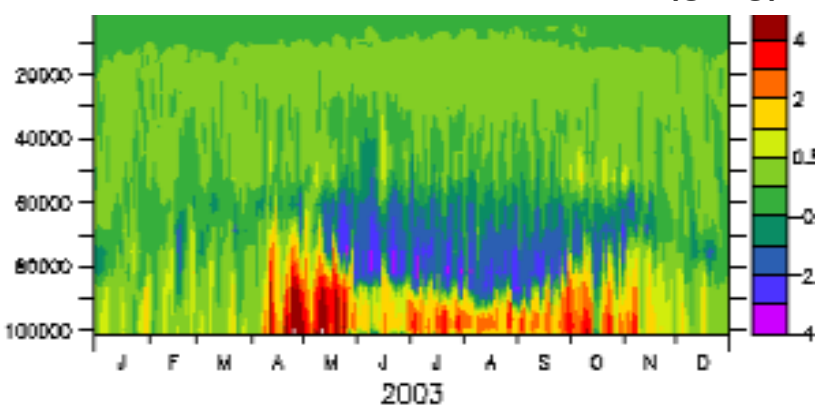


	Libre	guidé
Ancien		
Nouvelle		
Obs sur site		

Humidité spécifique (g/kg)

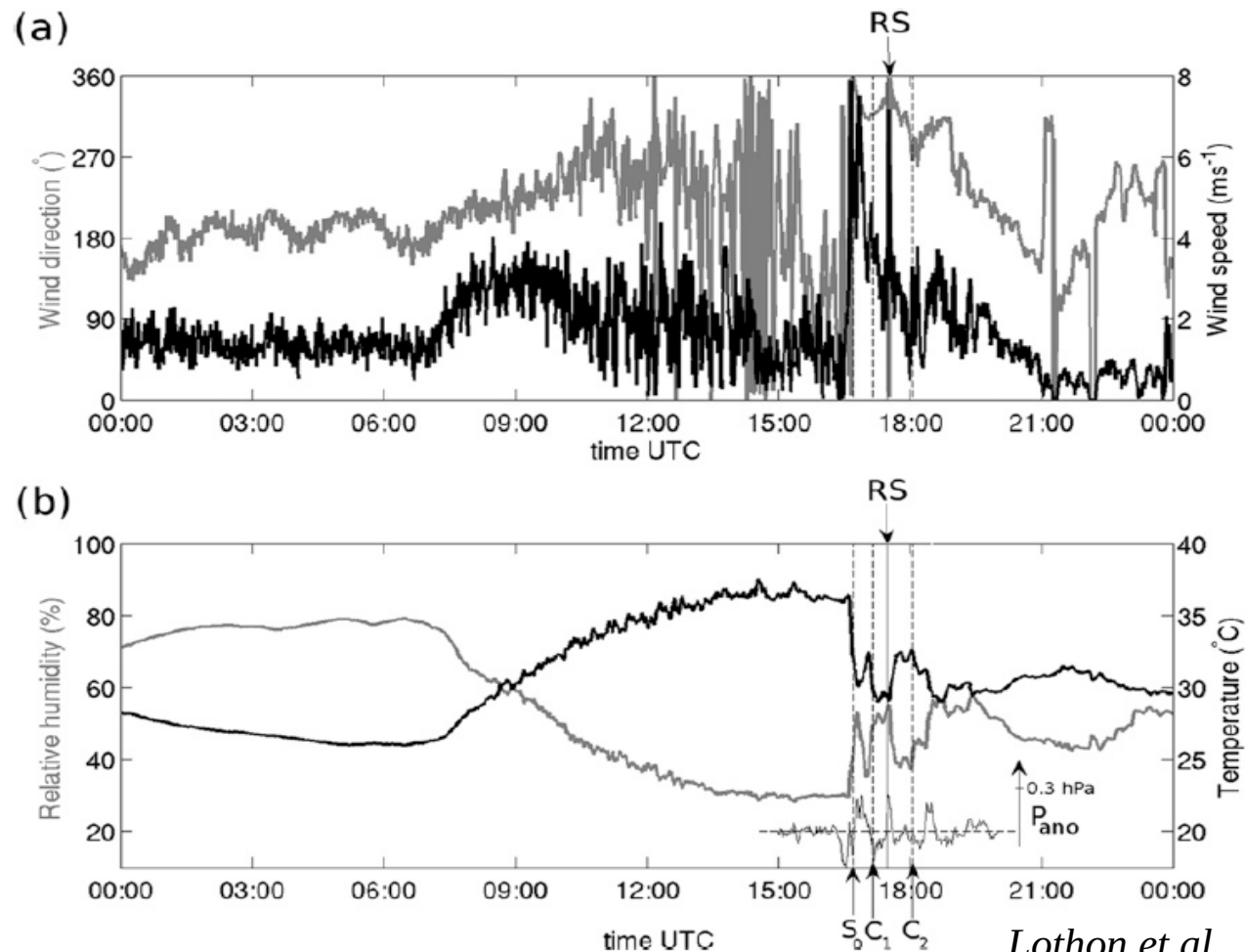


Différence ancien - nouveau (g/kg)



2. Cold pools: observations

Modification of winds, temperature and humidity at the the cold pool passing



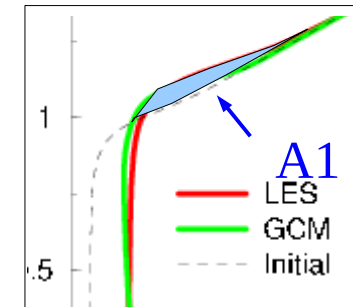
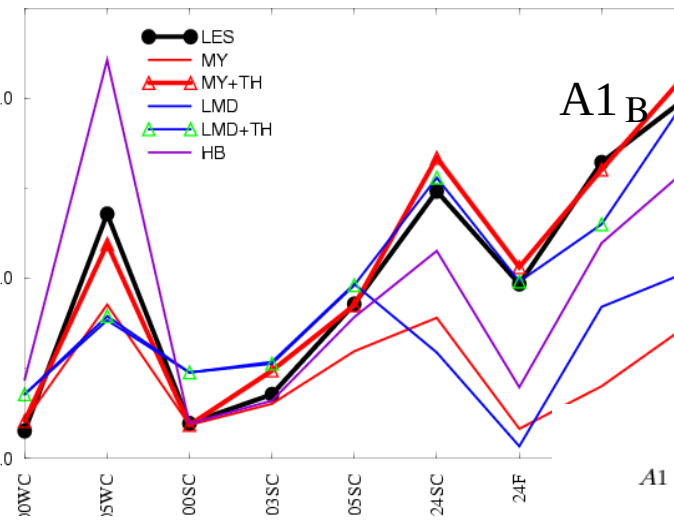
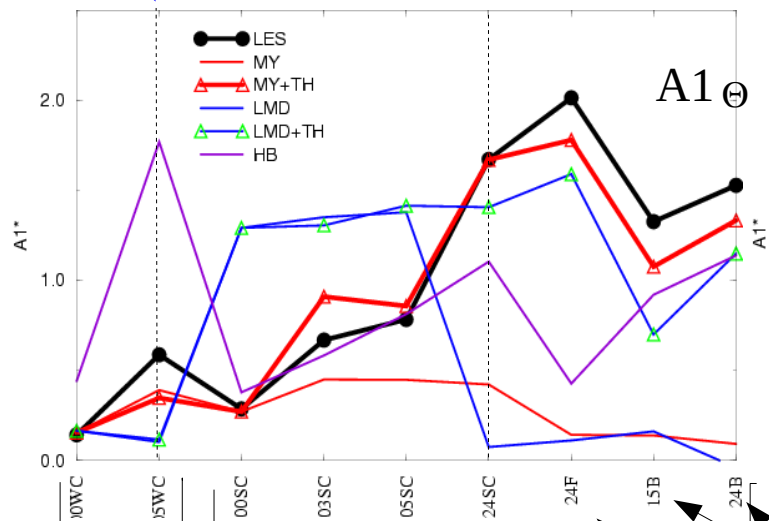
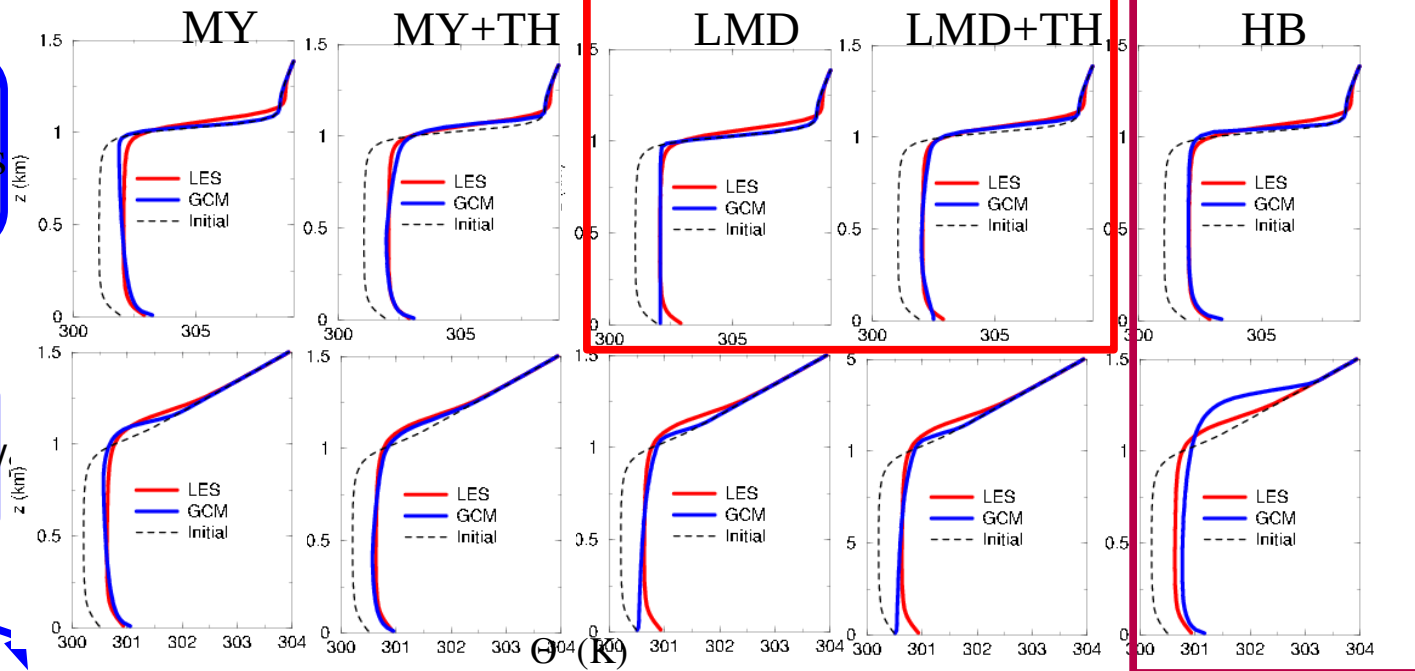
Lothon et al., MWR, 2011

Signature of the passing of several successive cold pools at the surface:
Wind increase, temperature drop and humidity increase.

II. Transport non local dans la couche limite par des panaches thermiques

Cas 24SC
 $w'q'_0 = 0.24 \text{ Km/s}$
 Strongly Capped

Cas 05WC
 $w'q'_0 = 0.05 \text{ Km/s}$
 Weakly Capped



Faible
 Flux de chaleur croissants

Forte inversion

Barocline (vent geostrophique = $f(z)$)

Convection libre (vent geostrophique nul)

$$A1 = -\frac{1}{t_f - t_1} \int_{z_i(t_0)}^H [\phi(z, t_f) - \phi(z, t_0)] dz$$

$$= \frac{1}{t_f - t_1} \int_{t_0}^{t_f} w' \phi'(z_i(t_0), t) dt$$

Formulation en Puissance Nette Échangée: principe

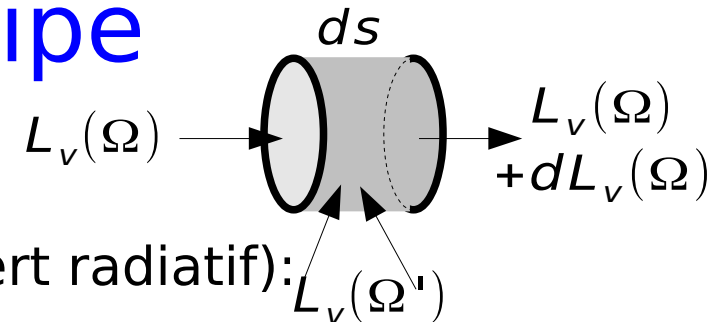
Formulation en flux:

1- calcul de la luminance (équation de transfert radiatif):

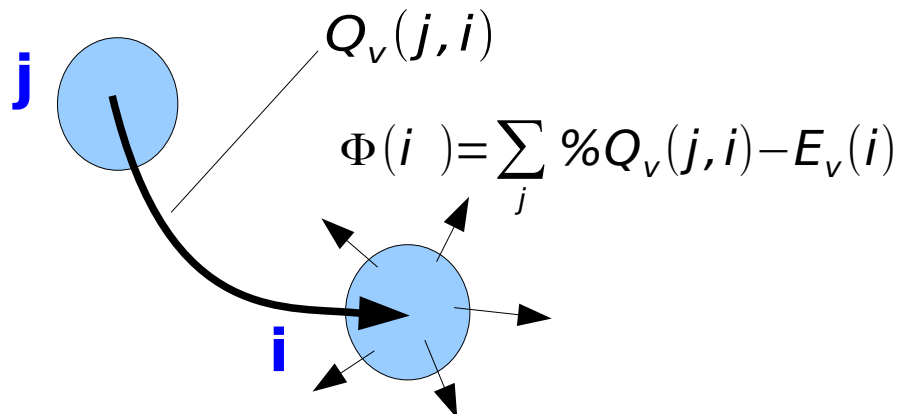
$$\frac{dL_v(\Omega)}{ds} = -\kappa_v L_v(\Omega) + \kappa_v B_v(T) - \sigma_v L_v(\Omega) + \sigma_v \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\Omega', \Omega) L_v(\Omega') d\Omega'$$

2- calcul du flux radiatif

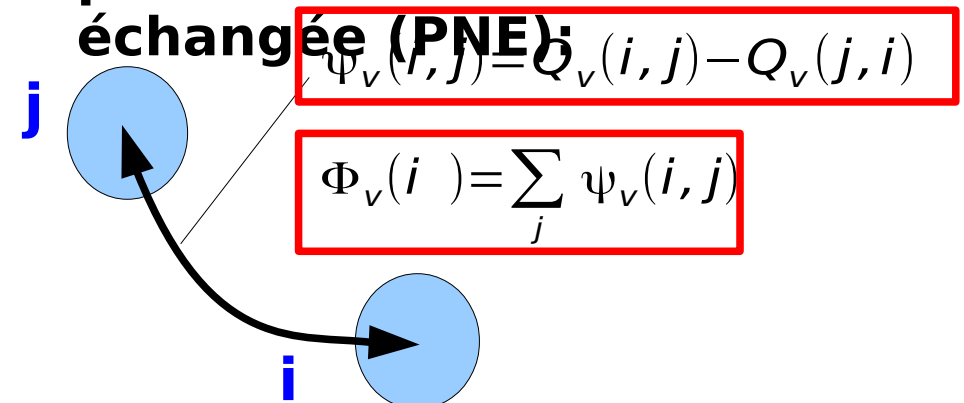
3- bilan Φ_v : calcul de la divergence du flux



Formulation en puissance échangée:



Formulation en puissance nette échangée (PNE):



[Green, 1967]

Formulation en Puissance Nette Échangée

Puissance $Q_\nu(S_i, S_j)$ du rayonnement monochromatique émis par S_i et absorbé par S_j (deux surfaces noire) :

$$Q_\nu(S_i, S_j) = \int_{\Gamma(S_i, S_j)} -B_\nu(\vec{x}_\gamma) \tau_{\nu, \gamma} d\gamma$$

$\Gamma(S_i, S_j)$: ensemble des chemins optiques de la surface S_i à la surface S_j

$B_\nu(\vec{x})$: luminance du corps noir à la température du point $\vec{x}$

$\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma$: coordonnées de la première et de la seconde extrémités du chemin optique γ

$d\gamma$: mesure d'intégration du chemin optique

$\tau_{\nu, \gamma}$: transmissivité monochromatique de γ

Puissance $Q_\nu(S_j, S_i)$ du rayonnement monochromatique émis par S_j et absorbé par S_i :

$$Q_\nu(S_j, S_i) = \int_{\Gamma(S_j, S_i)} -B_\nu(\vec{y}_\gamma) \tau_{\nu, \gamma} d\gamma$$

Puissance nette $\psi_\nu(S_i, S_j)$ échangée entre deux surfaces opaques S_i et S_j

$$\begin{aligned} \psi_\nu(S_i, S_j) &= Q_\nu(S_i, S_j) - Q_\nu(S_j, S_i) \\ &= \int_{\Gamma(S_i, S_j)} [B_\nu(\vec{y}_\gamma) - B_\nu(\vec{x}_\gamma)] \tau_{\nu, \gamma} d\gamma \end{aligned}$$

en utilisant le principe de réciprocité $\Gamma(S_i, S_j) = \Gamma(S_j, S_i)$

[Dufresne et al., 1998]

Formulation en Puissance Nette Échangée

Puissance nette $\psi_\nu(E_i, E_j)$ échangée entre deux éléments E_i et E_j :

$$\psi_\nu(E_i, E_j) = \int_{\Gamma(E_i, E_j)} \underbrace{[B_\nu(\vec{y}_\gamma) - B_\nu(\vec{x}_\gamma)]}_{\text{blue}} \underbrace{O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma)}_{\text{red}} d\gamma$$

avec $O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma)$ facteur optico-géométrique d'échange.

Si les deux éléments sont des surfaces :

$$O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = \tau_{\nu, \gamma}$$

Si un élément est une surface, l'autre un volume de gaz :

$$O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = \left| \frac{\partial \tau_{\nu, \gamma}}{\partial s_{x_\gamma}} \right|$$

Si les deux éléments sont des volumes de gaz :

$$O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = \left| \frac{\partial^2 \tau_{\nu, \gamma}}{\partial s_{x_\gamma} \partial s_{y_\gamma}} \right|$$

Formulation en Puissance Nette Échangée

Spécificités:

Le **premier et le second principe** de la thermodynamique sont conservés **quelles que soient les erreurs d'intégrations** de $O_v(x,y)$

La précision de calcul ne se dégrade pas lorsque l'on s'approche d'un milieu isotherme

Les **échanges radiatifs** entre les différentes parties du système peuvent être **calculés de façon indépendante**

Facilite le **couplage** avec les autres modes d'échanges d'énergie

L'analyse des échanges permet d'établir des approximations de calcul spécifiques aux différentes sous-parties

Utilisations:

Thermique de l'habitat

Chambre de combustion

Atmosphères

Paramétrisation pour Mars et Venus

Analyse des échanges pour la Terre

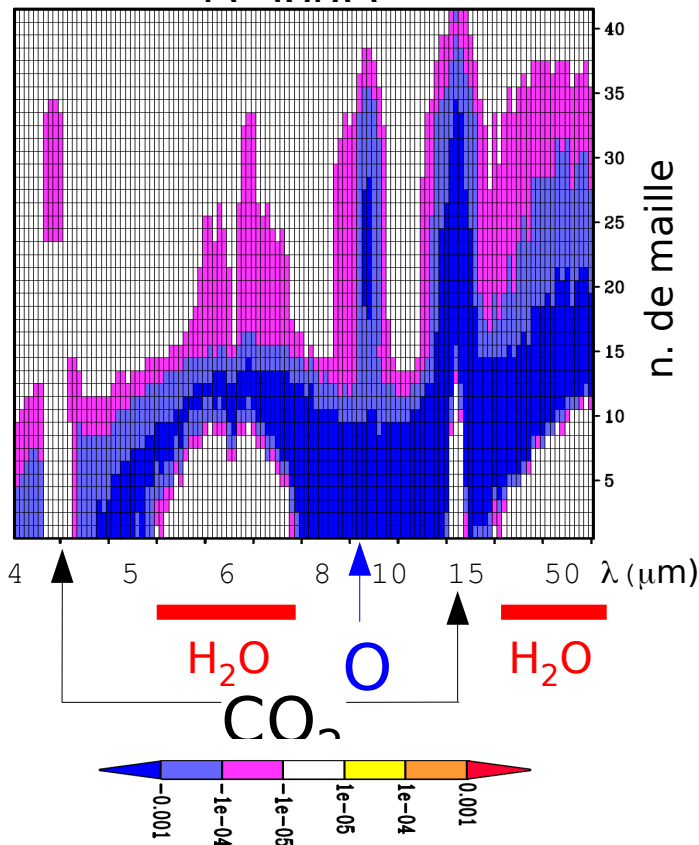
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Analyse de l'effet de serre sur Terre

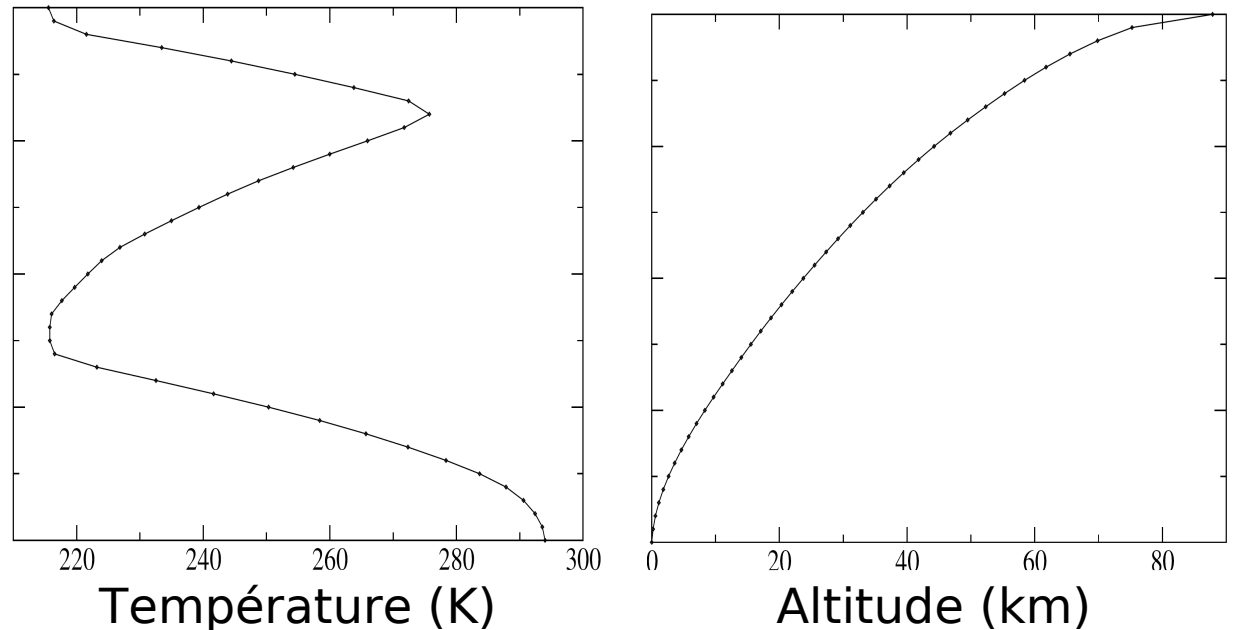
Bilan $\rightarrow \Phi_i = \Psi_{i,e} + \Psi_{i,s} + \Psi_{i,a}$ $\leftarrow$ Échange net avec le reste de l'atmosphère

Échange net avec l'espace $\leftarrow \Psi_{i,e}$ $\leftarrow \Psi_{i,s}$ Échange net avec la surface

Échange net avec l'espace



Profile atmosphérique, été, moyenne latitude (MLS, RTMIP)



[V. Eymet, Laplace]

Transparents Jean-Louis Dufresne

3. Couche limite et nuages

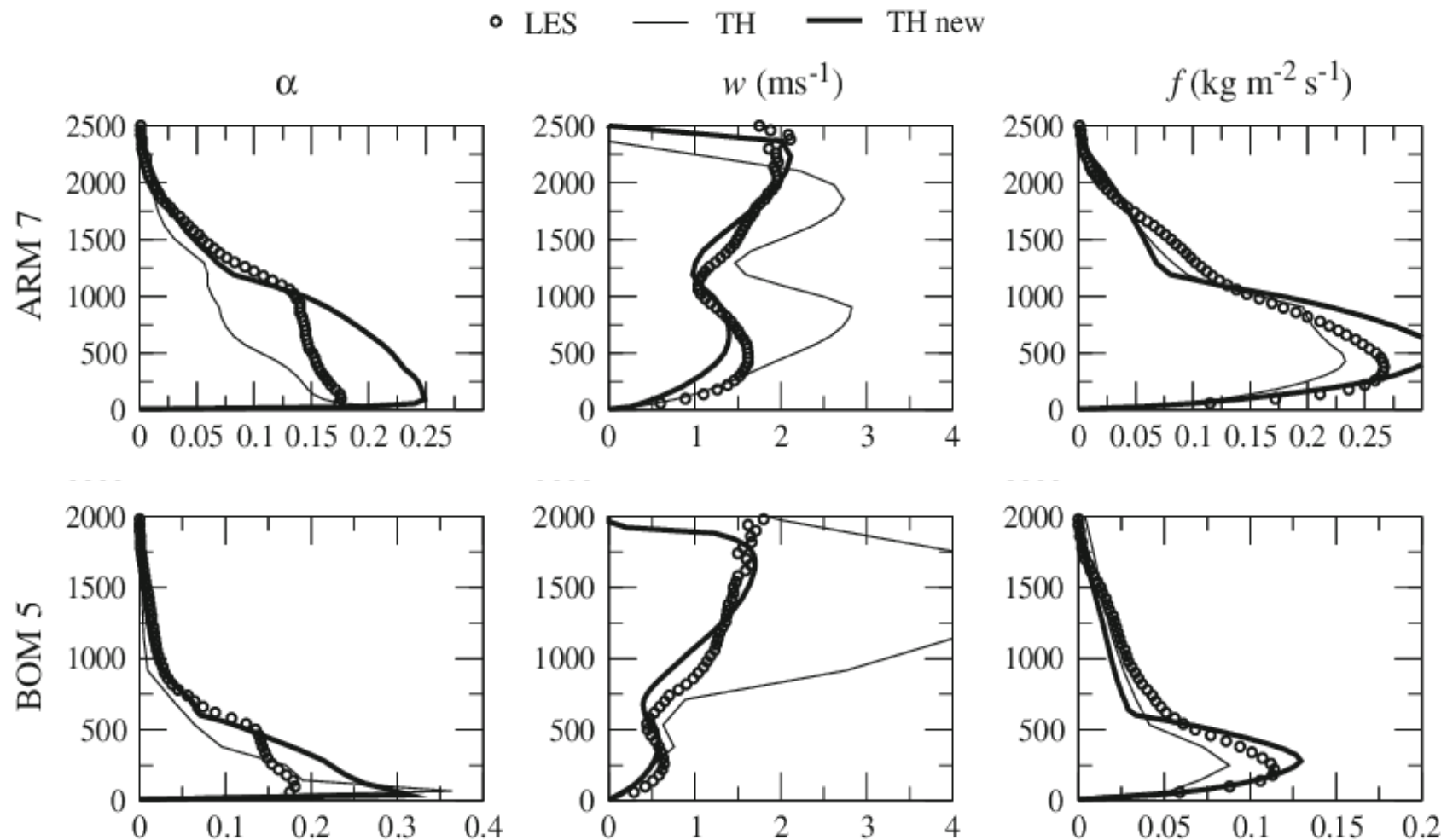


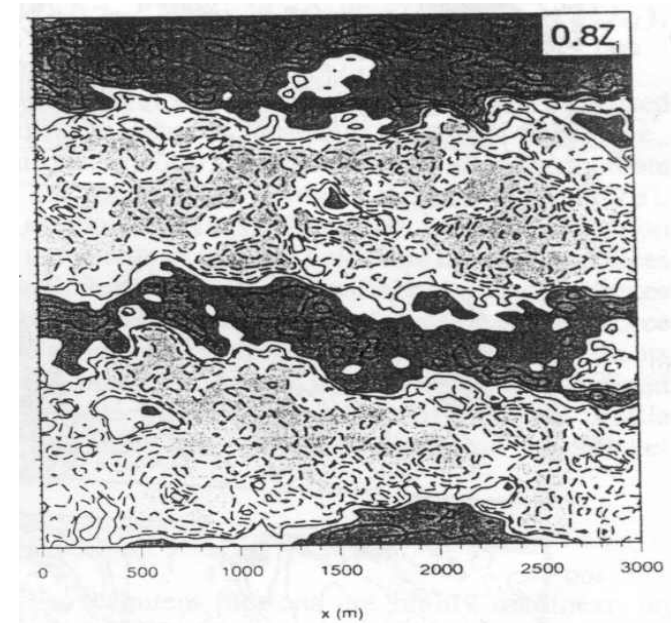
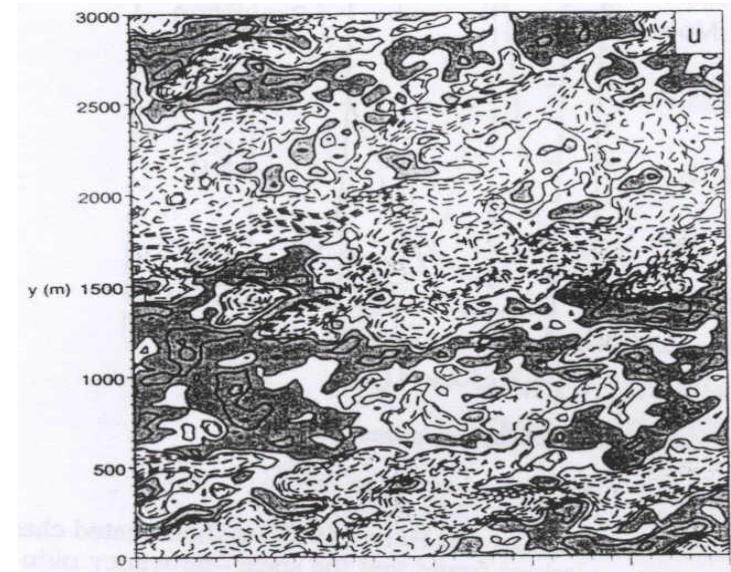
Fig. 4 Vertical profiles of the thermal fractional cover (α , *left*), vertical velocity (w in m s^{-1} , *middle*) and mass flux (f in $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, *right*) at 1330 local time (ARM7) and 1530 local time (ARM9) for the ARM case and at the fifth hour of simulation BOMEX (BOM5): comparison of LES results using the conditional sampling (*black dots*) with results obtained with the original (TH, *light black line*) and the new (THnew, *dark black line*) versions of the thermal plume model

Rio et al., 2010

3. Couche limite et nuages

Résultats de simulations des
grands tourbillons.

Vent zonal aux niveaux 0.2 Zi et
0.8 zi.



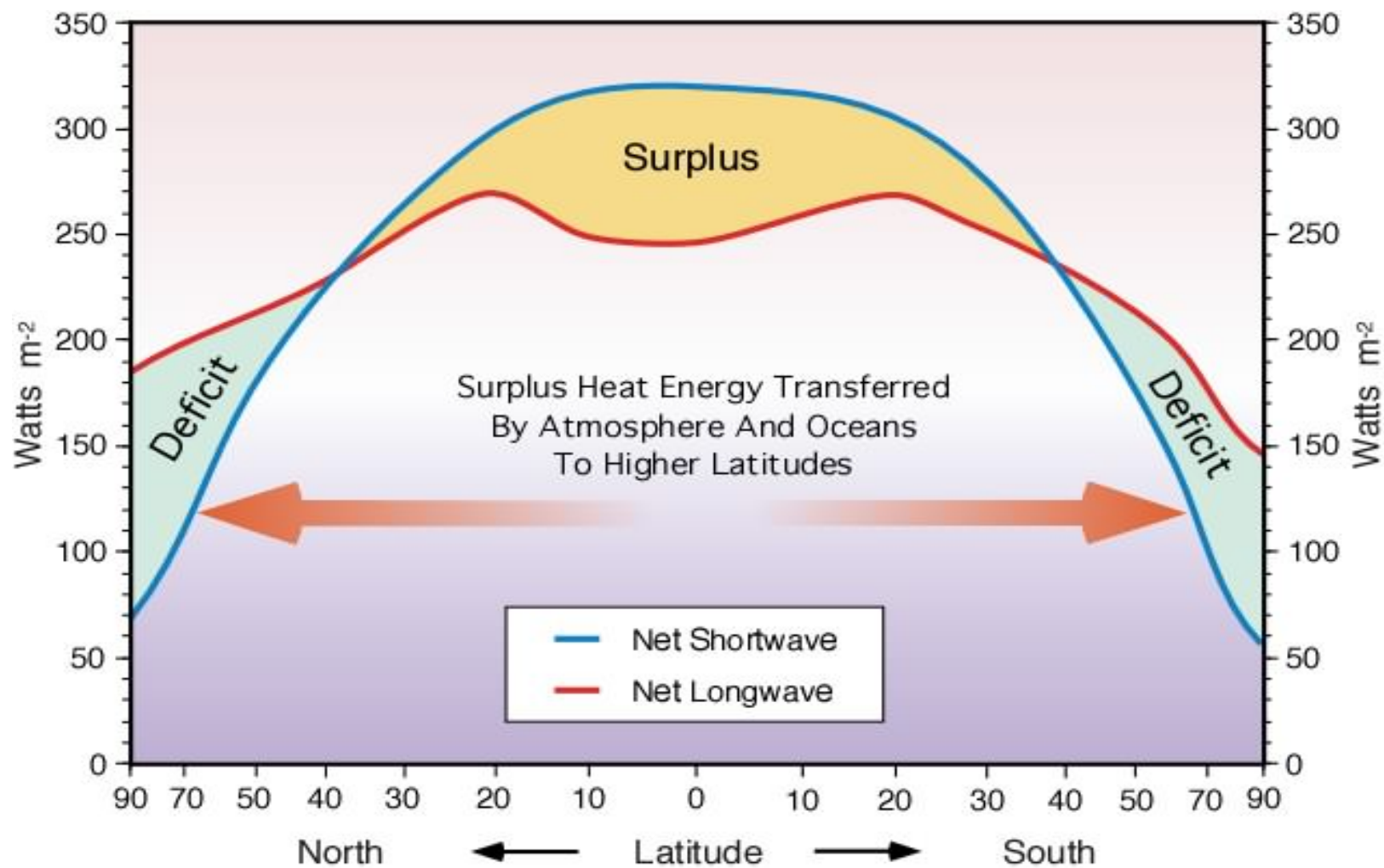
2. Un aperçu des questions de la modélisation du transfert radiatif

Image visible meteosat

Image infra-rouge
meteosat

09 May 2003,
1215 UTC

©EUMETSAT



6. Les modèles et leur utilisation - 6.1 Améliorations du contenu et ajustement des paramètres

Une paramétrisation ou un modèle discrétisé :
Un jeu d'équations + une configuration de grille + des paramètres libres

Ces paramètres sont souvent incertains voir in-observables

Le « tuning » de ses paramètres est souvent vu comme « sale ».

Encore plus « sale » que le passage analytique → numérique
(Dubos:))

Il faut comprendre au contraire que c'est une composante essentielle de la modélisation

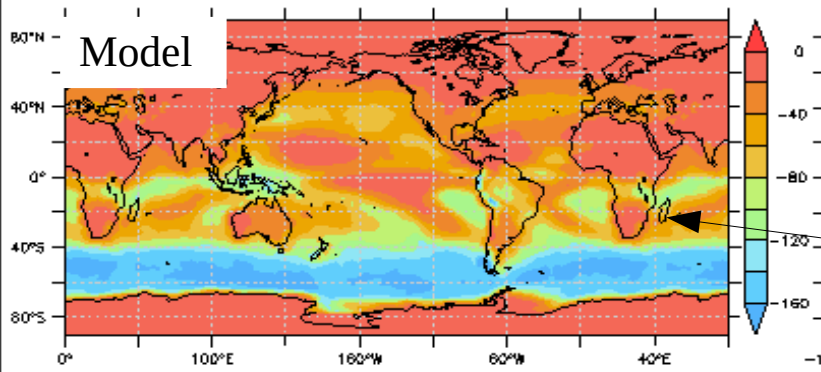
Notamment le « tuning » de l'énergétique du climat

CRF_{sw} (W/m²): LMDZ4, EBAF

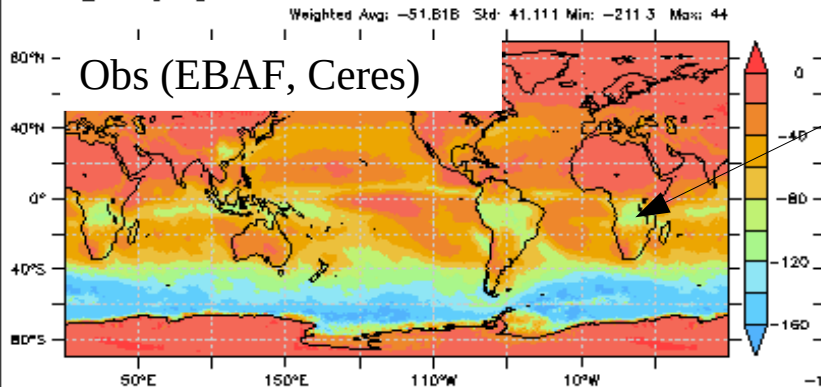
6. Les modèles et leur utilisation - 6.1 Améliorations du contenu et ajustement des paramètres

Relative importance of model improvements and tuning

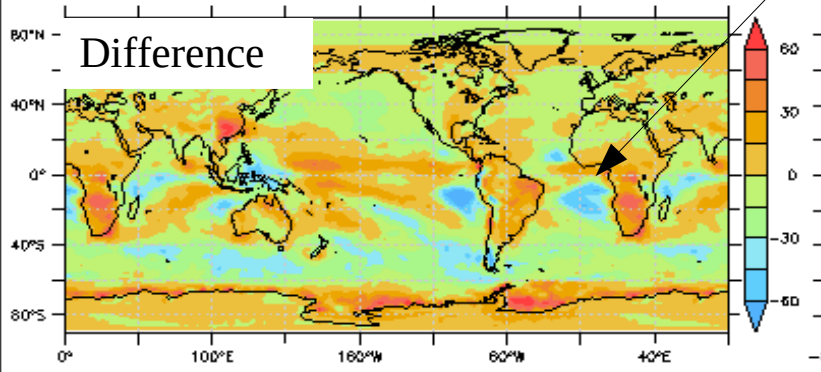
January, CRF SW, TOA (W/m²)



CERES_EBAF_TOA_Terra_Edition1A_200003-200510_01-12.nc
clim_swcre[l=1]



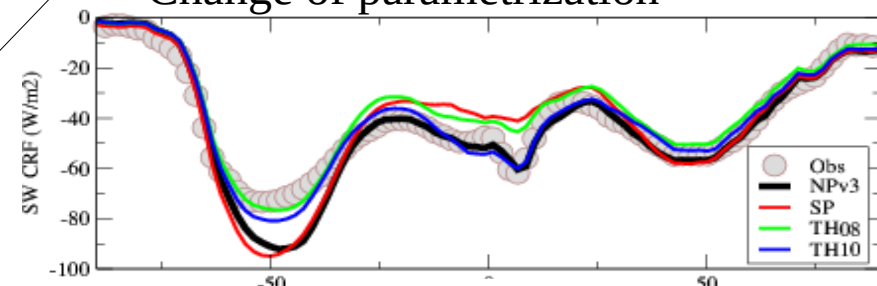
Difference
(tops[l=1]-tops0[l=1]) - clim_swcre[l=1]
Weighted Avg: -3.898 Std: 19.519 Min: -109.684 Max: 111.141



SW Cloud Radiative Effect at Top-of-Atmosphere in W/m²

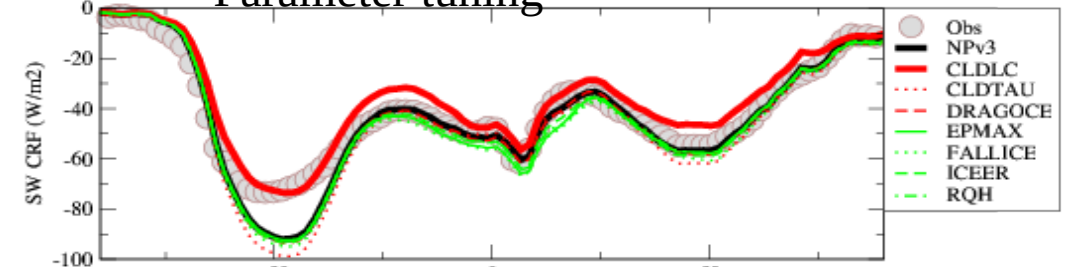
Model
Difference

Change of parametrization



latitude

Parameter tuning

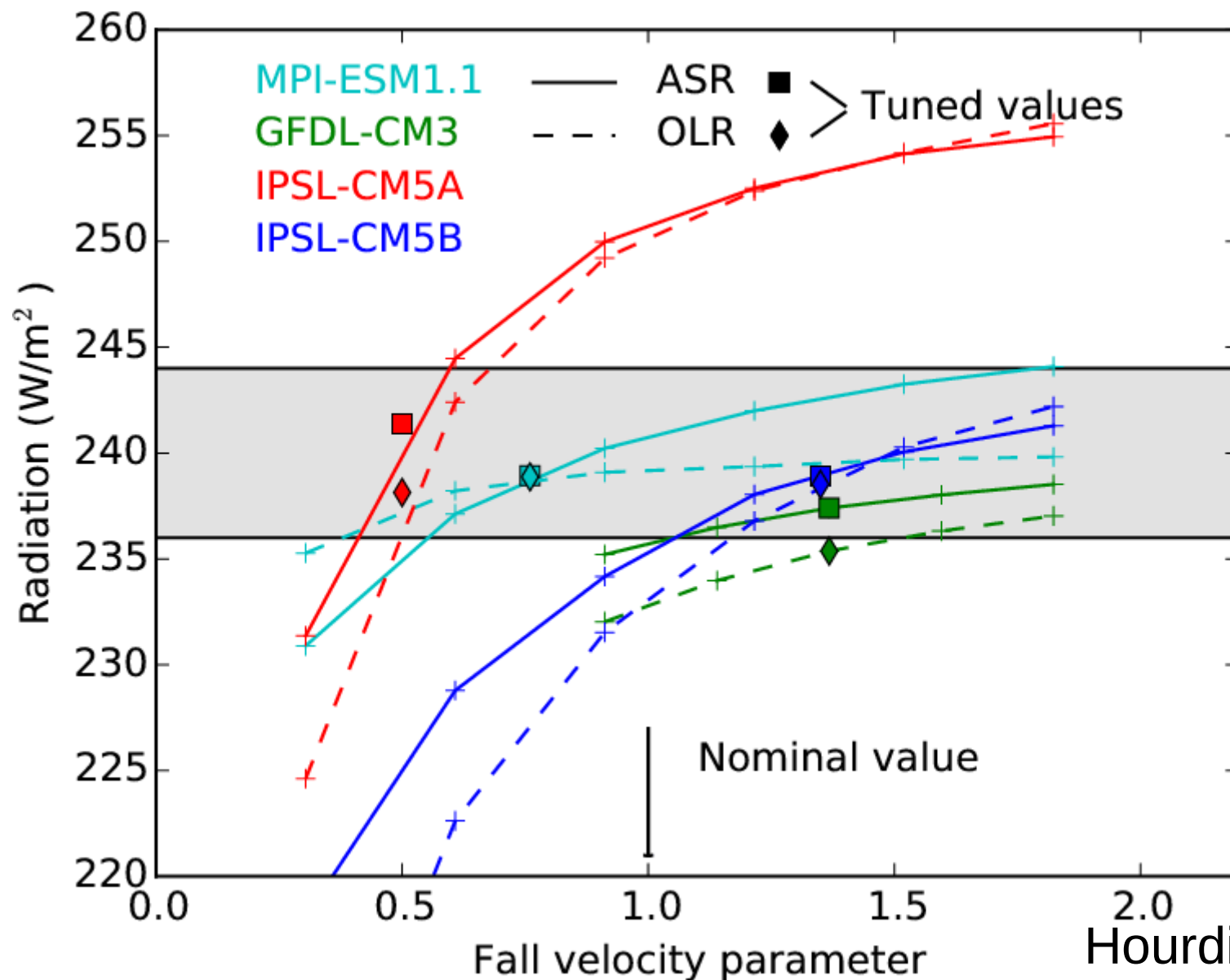


latitude

6. Les modèles et leur utilisation - 6.1 Améliorations du contenu et ajustement des paramètres

Ajustement d'un facteur sur la vitesse de chute des cristaux de glace dans 3 modèles « CMIP »

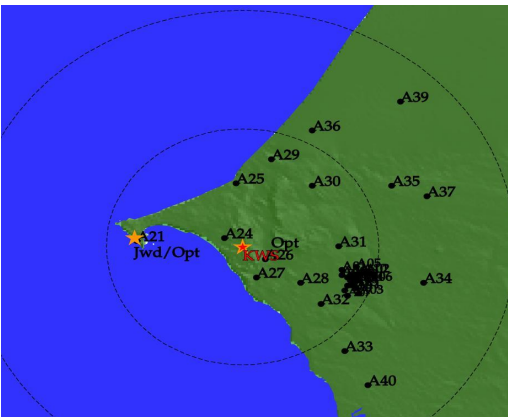
Plusieurs W/m^2 sur le flux ondes longues au sommet global.



Hourdin et al 2016, BAMS

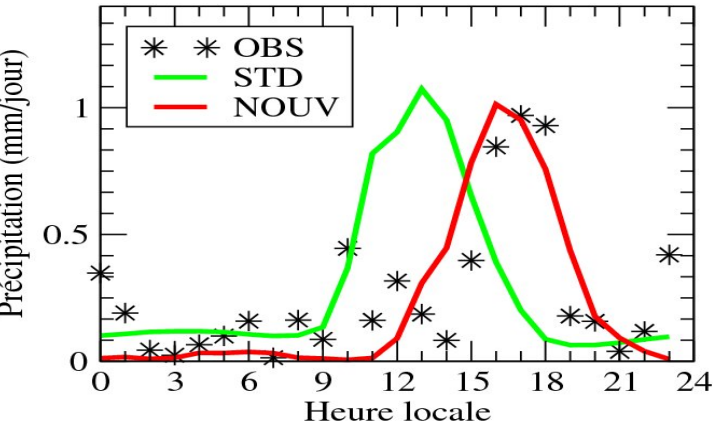
3. La convection profonde

Improvement of the simulation of the diurnal cycle of rainfall
Directly linked to the change in convection schemes



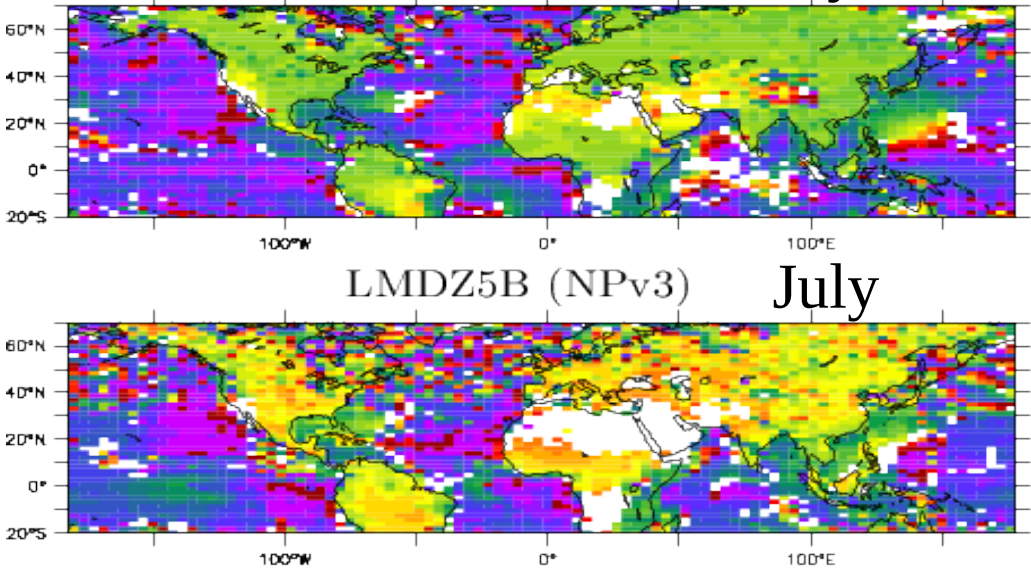
Evolution moyenne
de la pluie dans
la journée
au Sénégal

Réseau
d'observation



Local time of maximum convection

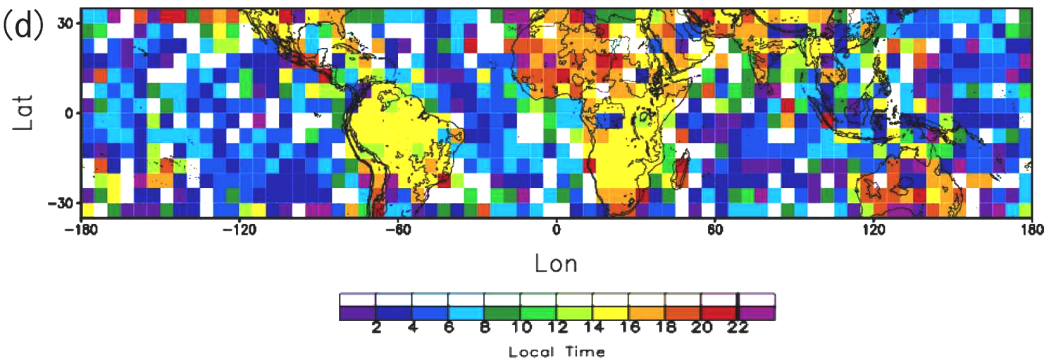
LMDZ5A (SP) July



LMDZ5B (NPv3) July

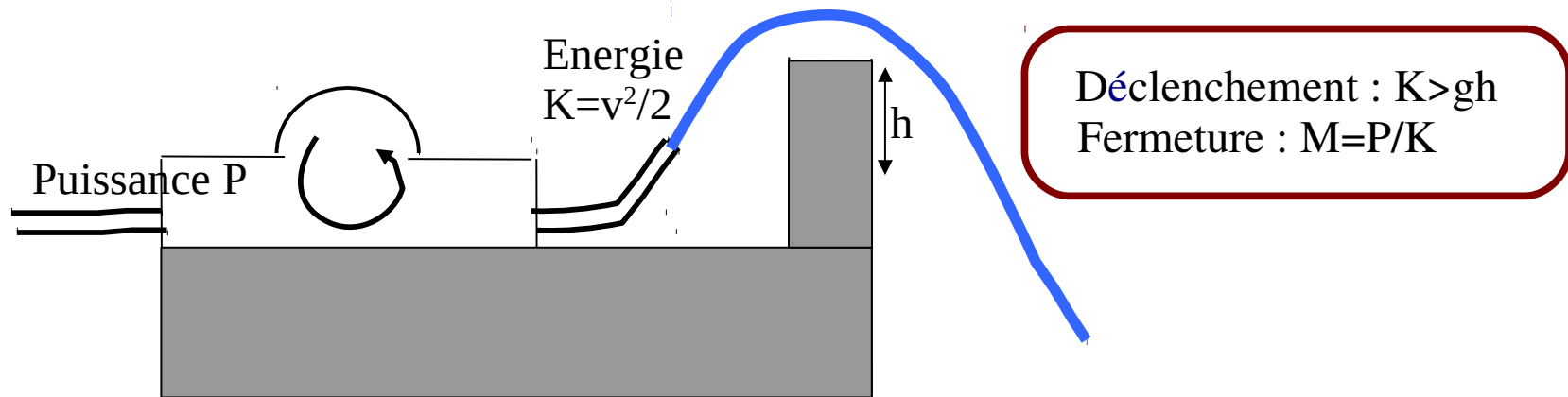


TRMM satellite obs., Hirose et al. 2008, annual



Une nouvelle approche de la convection profonde

Par J.-Y. Grandpeix



K: Energie de soulèvement ou Available Lifting Energy

ALE en J/kg



Déclenchement

P: Puissance de soulèvement ou Available Lifting Power

ALP en W/m²

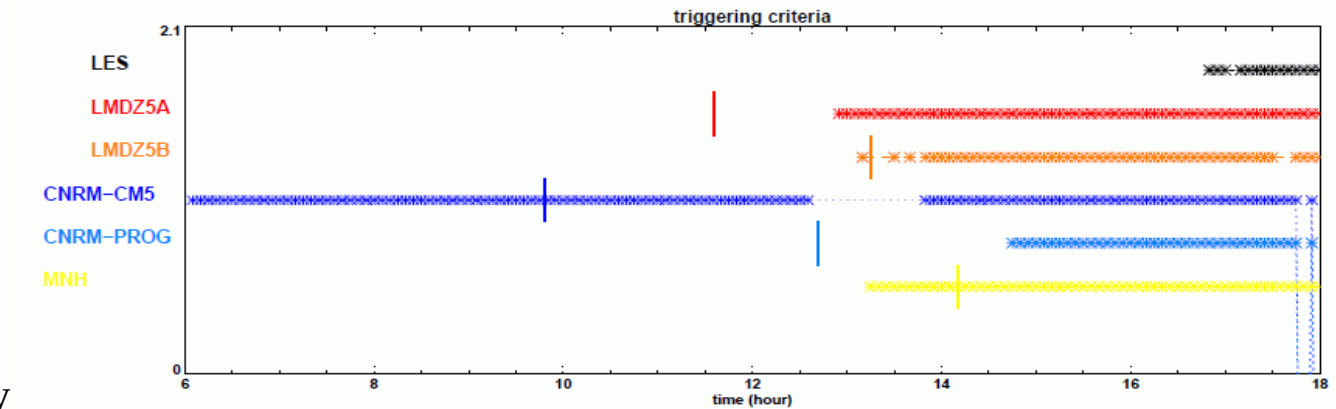


Fermeture

3. Key ingredients: limitations of classical triggering criteria

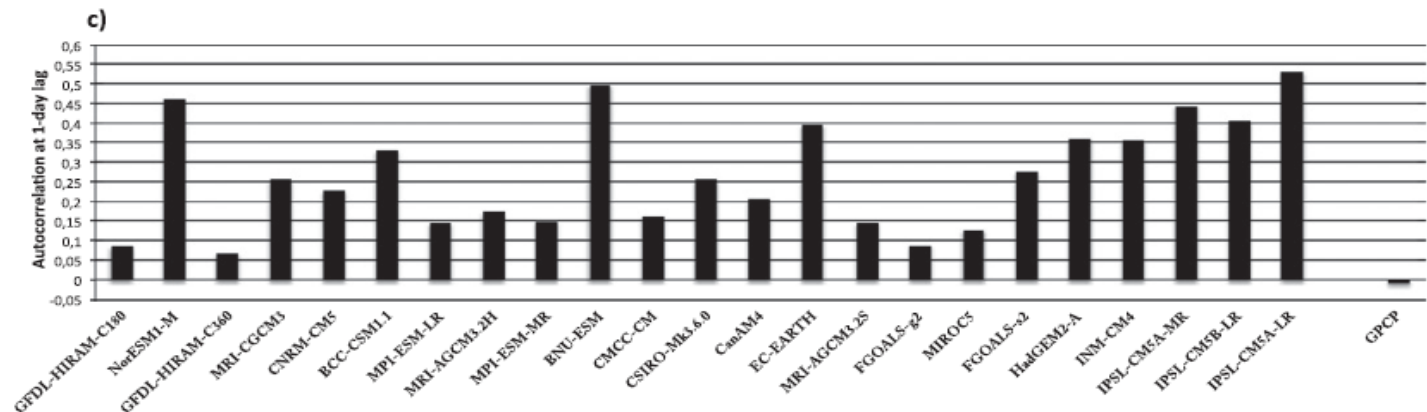
Premature triggering over land

Couvreux et al., QJRM, 2015

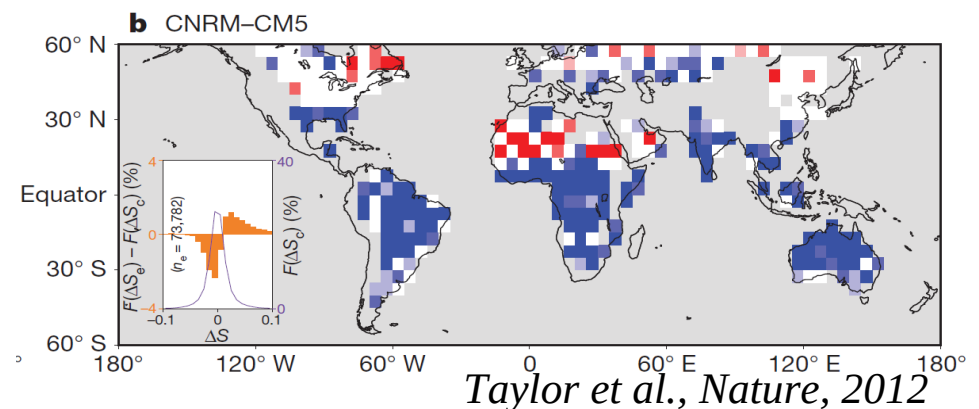
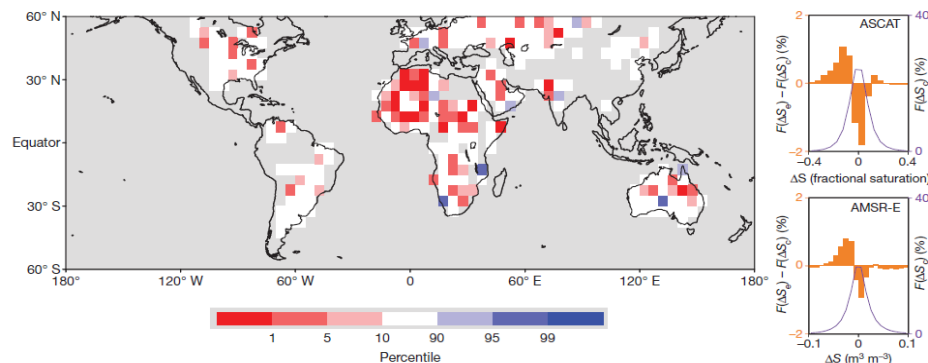


Under-estimation of day-to-day variability

*Roehrig et al.,
Journal of Climate, 2013*



Triggering favored over moist surfaces instead of dry surfaces in observations



Taylor et al., Nature, 2012

2. Cold pools: basic assumptions

- Population of identical circular wakes dispatched uniformly over an infinite plane containing the grid cell:
Radius r , height h_w and density D_{wk}

- 3 new prognostic variables:
fractional area of the wakes $\sigma_w = D_{wk} \pi r^2$
 $\delta\theta$, δq between wakes and environment

- Conservation equations for $\delta\theta$ and δq include turbulence and phase change effects given by the deep convection scheme as well as vertical advection assuming a piecewise linear vertical profile of $\delta\omega$.

- Spreading speed of the wake leading edge:

$$C_* = k_* \sqrt{2 \text{WAPE}}$$

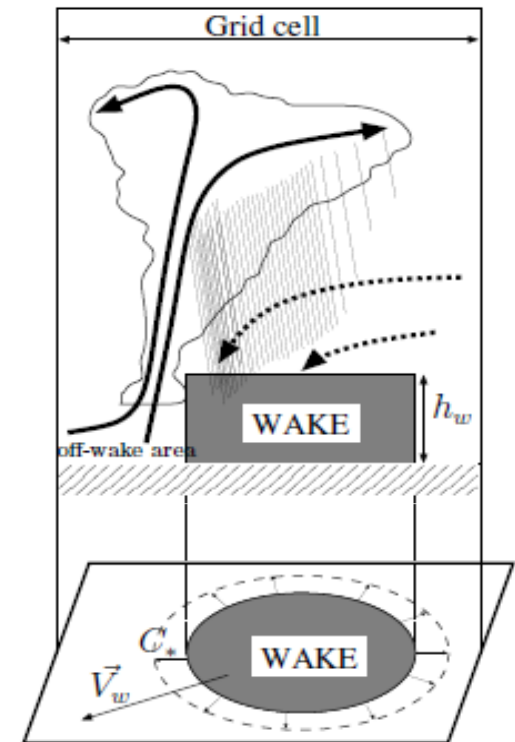
with

$$\text{WAPE} = -g \int_0^{h_w} \frac{\delta\theta_v}{\theta_v} dz$$

- Separation of each grid-cell into two environments:

The wake area, where precipitating downdrafts fall

The environment of the wake, seen by the convective updrafts



Introduce a sub-grid variability of temperature and humidity, of CAPE and CIN

3. Key ingredients: closure

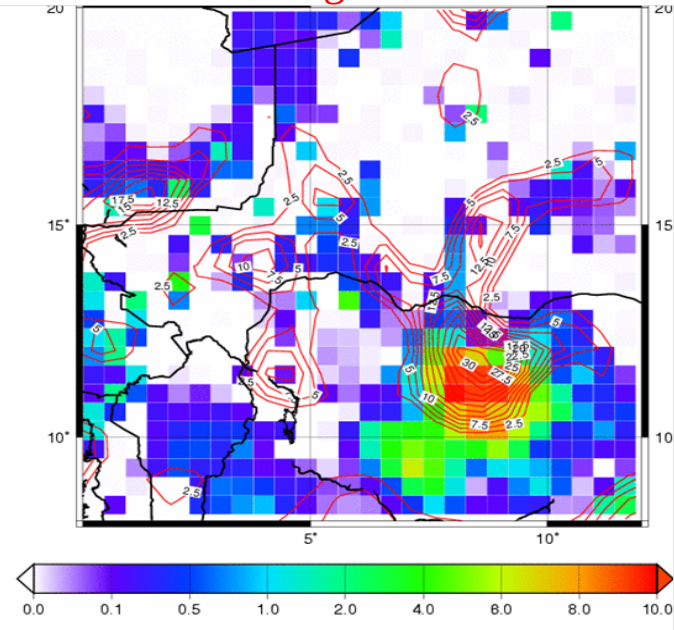
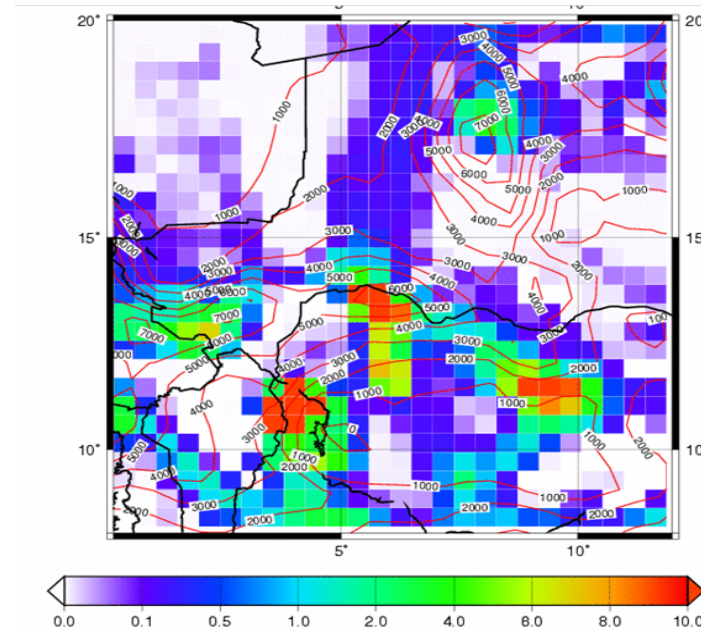
Convective intensity controlled by mean large-scale profiles

CAPE closure

Moisture convergence closure

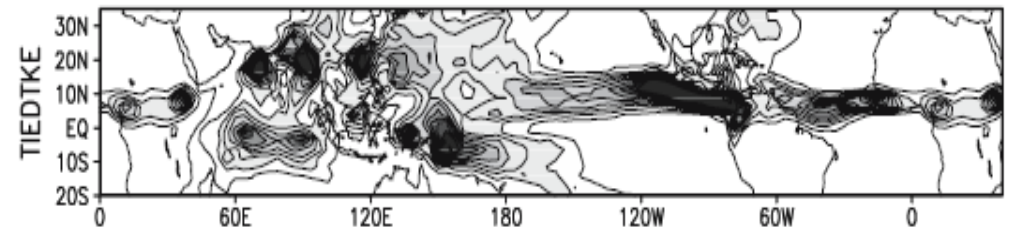
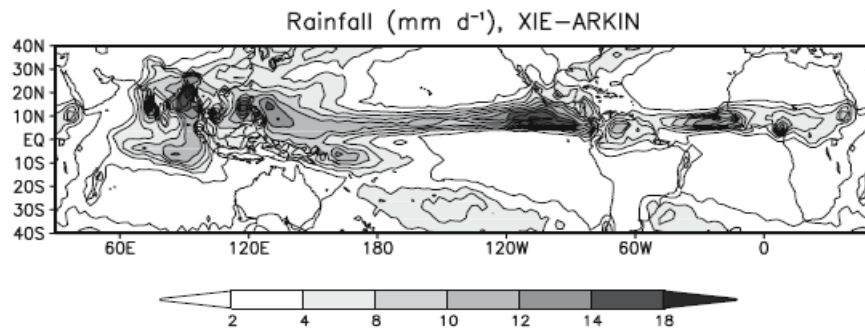
Convective precip
(mm/day) during
Hapex Sahel at 50km
resolution with ALADIN

Courtesy: David Pollack

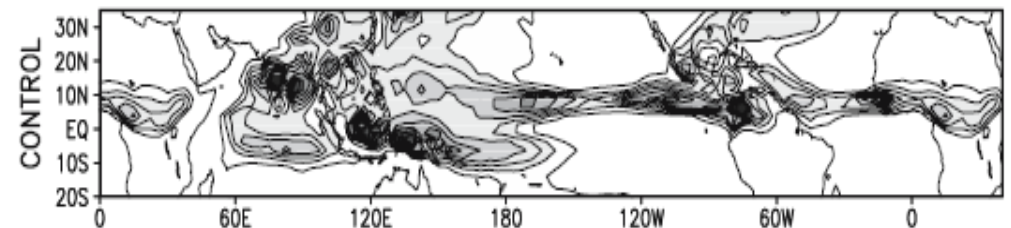


Observed precipitation in July (mm/day)

Tiedtke scheme with moisture convergence closure

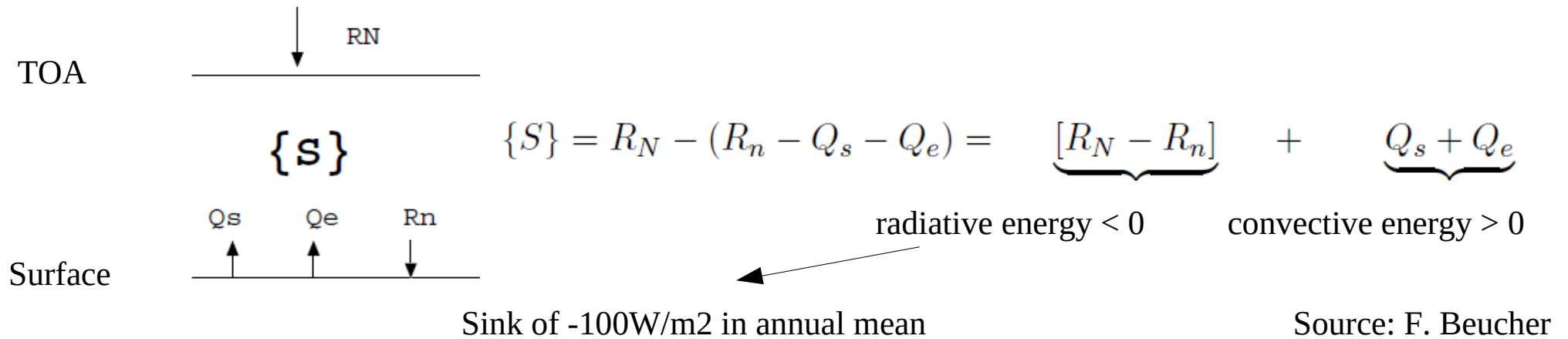


Emanuel scheme with CAPE closure



LMDZ simulations
Hourdin et al., JC, 2006

The Radiative-Convective equilibrium



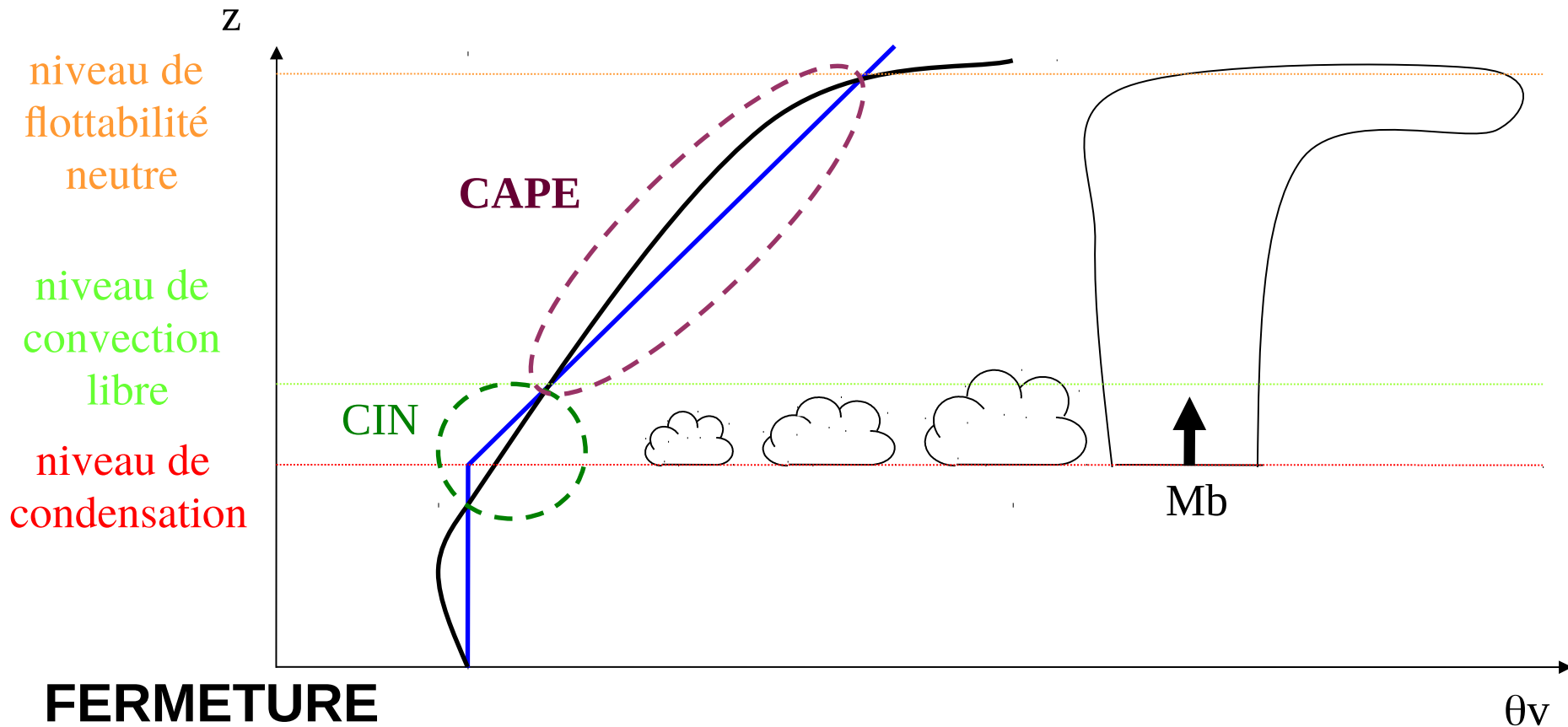
Radiative cooling = Heating from precipitating convection

1K/day cooling



~ 3.2 mm/day

Des cumulus aux cumulonimbus



FERMETURE

La convection profonde dans LMDZ: le schéma d'Emanuel (1991)

- Déclenchement de la convection profonde basé sur la flottabilité B :
 $B(LCL + 40hPa) > |CIN|$
- Intensité de la convection profonde: $Mb = F(CAPE)$

3. Key ingredients: Closure

Convective intensity controlled by sub-grid sub-cloud processes

(Grandpeix et Lafore, 2010; Rio et al., 2012)

The convective power above the inhibition is:

$$\frac{1}{2}M_b w_b^2 = ALP - M_b [|CIN| + \gamma w_b^2]$$

$$\longrightarrow M_b = \frac{ALP}{[|CIN| + 2w_b^2]}$$

ALP: Available Lifting Power
provided by sub-cloud lifting processes
wb: specified vertical velocity at
cloud base

$$ALP = ALP_{th} + ALP_{wk}$$

ALP provided by boundary-layer thermals:

$$ALP_{th} = k_{th} \rho \overline{w'^3} / 2$$

ALP provided by cold pools:

$$ALP_{wk} = k_{wk} h_{wk} L_{wk} \rho C_*^3 / 2$$

In this framework, you could also add lifting power from orography or land/sea contrasts.

1. Definition: Impact of sub-grid scale processes on the large-scale

Conservation equation for mass, heat, water and momentum:

$$\nabla \cdot \vec{v} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' s'}) + L_v (\bar{c} - \bar{e}) + \bar{Q}_r$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' q'}) - (\bar{c} - \bar{e})$$

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} + \bar{w} \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} = -\nabla \Phi - f \vec{k} \wedge \vec{v} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' \vec{v}'})$$

We define the apparent effect of sub-grid scale processes on the large-scale as:
(Yanai, JAS, 1973; Kershaw and Gregory, QJRMS, 1997)

Apparent heat source

$$Q1 = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' s'}) + L_v (\bar{c} - \bar{e}) + \bar{Q}_r$$

Apparent moisture sink

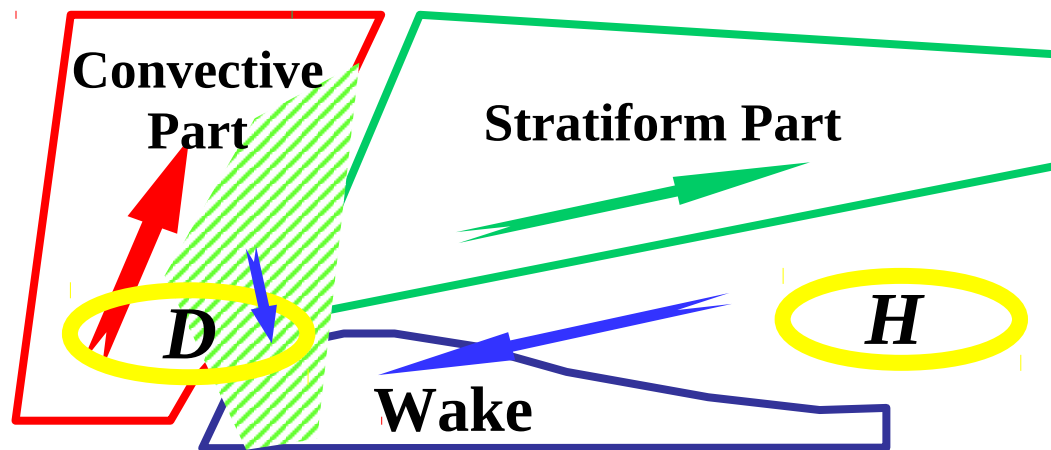
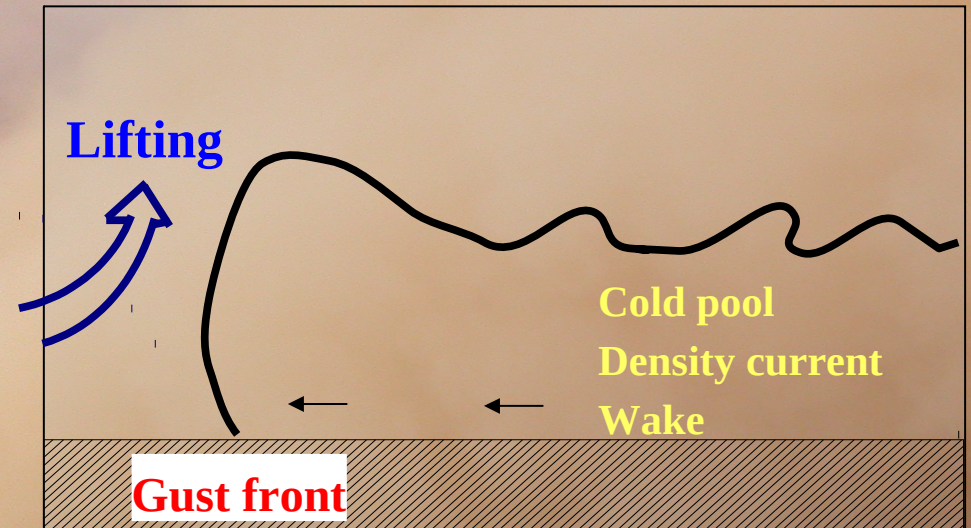
$$Q2 = L_v \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' q'}) + L_v (\bar{c} - \bar{e})$$

Apparent momentum source

$$\vec{Q3} = \left(-\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' u'}), -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' v'}) \right)$$

2. Cold pools: the conceptual model

Grandpeix et Lafore, JAS, 2010



Conceptual model



3. Mesoscale organization: scale-awareness

The expected effect of parameterizations depends on the spatial and temporal resolution at which they are used.

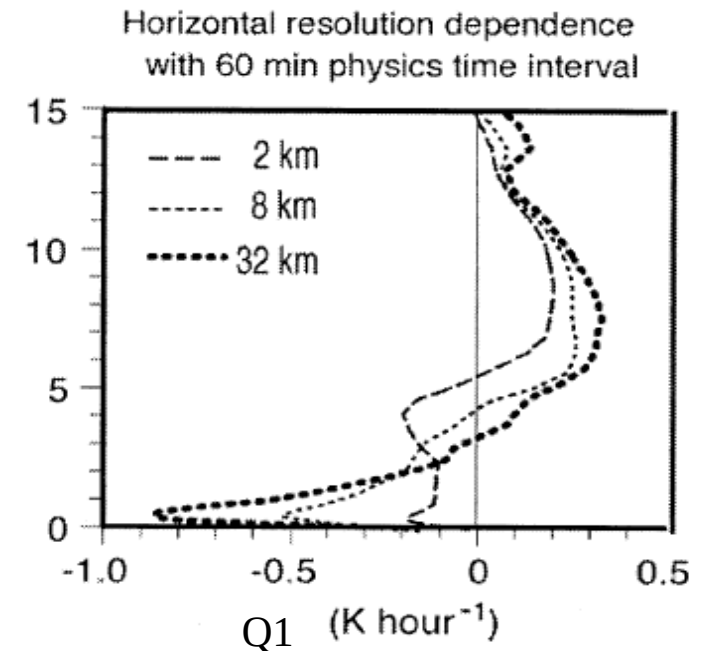
How to make parameterization “aware” of the resolution?

- by making some parameters dependent from the resolution

Ex: fraction of the convergence of humidity available for convection (Bougeault, 1985)

- by including probabilities that depend on grid size

Ex: stochastic triggering by Rochetin et al., 2013, where the probability of triggering depends on the size of the grid box (more chance to trigger in a wider grid box)



Arakawa, 2004

What about the validity of convection schemes hypothesis when resolution decreases?

- In the mass-flux approach, the fraction covered by convective updrafts is assumed to be small in comparison with the model grid box.

- The adjustment time constant is much longer than the model time-step.

But necessity to simulate realistic intermediate states: problem of grid-point storms (Williamson, 2013)

- What about the representation of mesoscale effects at resolutions of the same order as anvil size ?

Parameterization of convection: Towards mesoscale organization

Summary

Nowadays, most parameterizations of convection used in GCMs do not represent mesoscale features of convective systems.

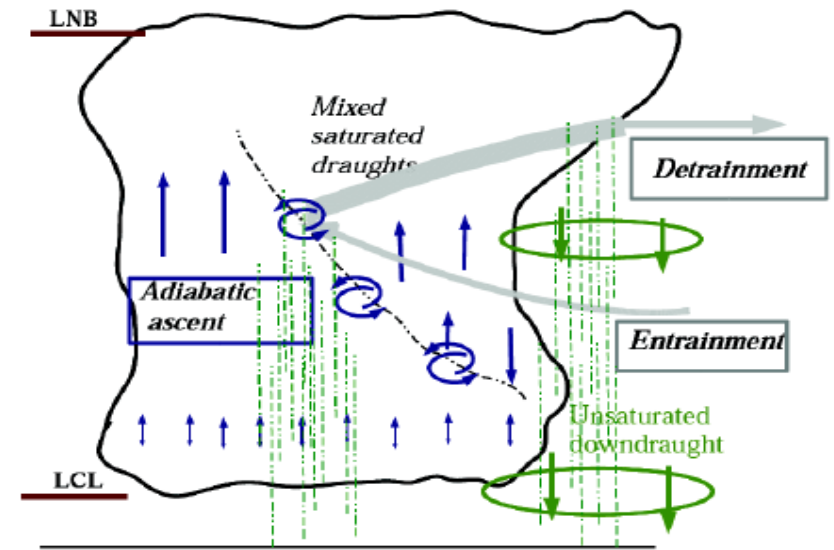
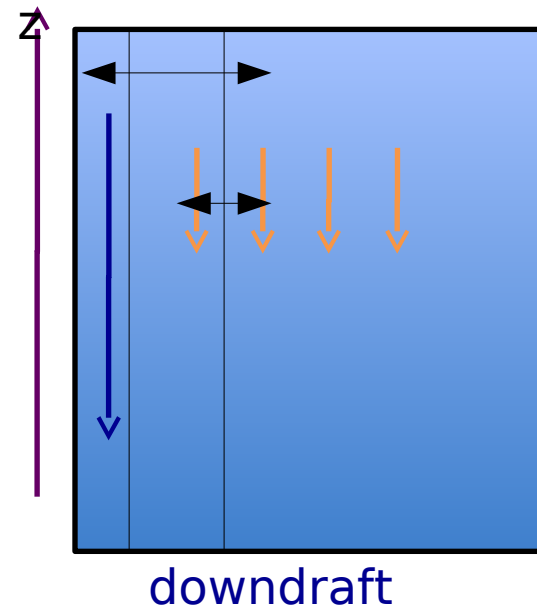
Does it matter?

What degree of complexity is it really necessary to add to actual parameterizations of convection to be able to accurately represent convection/large-scale interactions?

Should we try to represent the underlying physical processes (Grandpeix & Lafore, JAS, 2010; Donner et al., JC, 2001) or only their effect via some new prognostic variables not necessarily observable (Mapes & Neelin, JAMES, 2001; Piriou et al., JAS, 2007) ?

LES and CRM simulations over large domains, as well as superparameterized models should be able to provide insights into those questions.

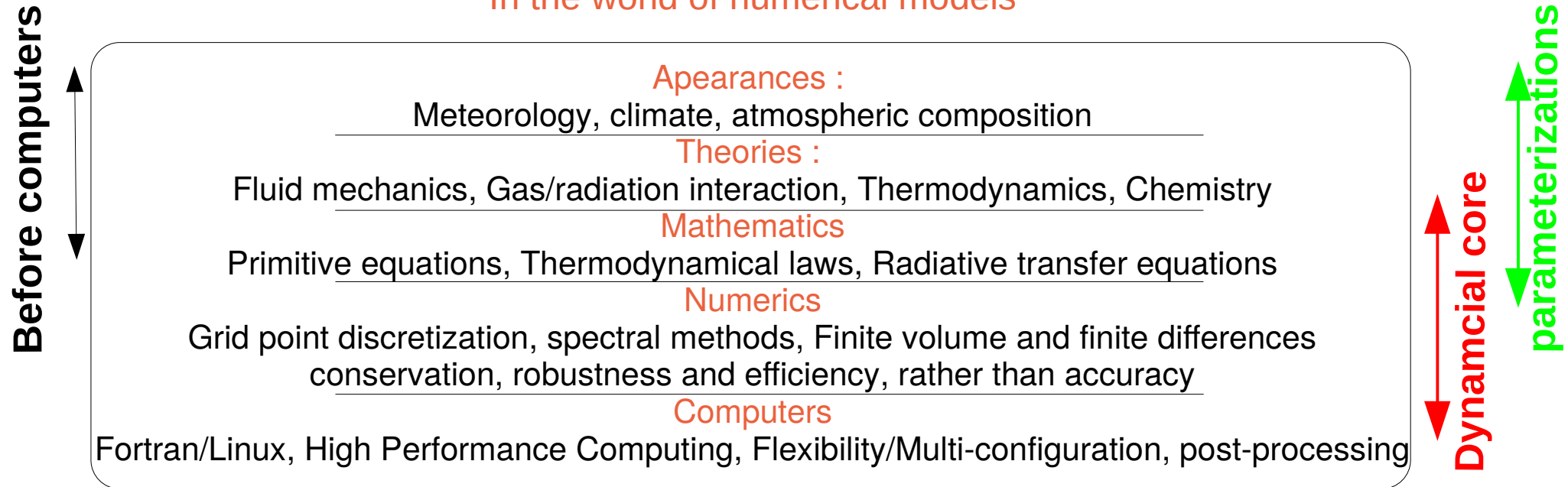
3. La convection profonde



Emanuel, 1991
Paramétrisation des poches
froides (LMDZ5B)

II. General circulation models

In the world of numerical models



Dynamical core :

Well established equations. Work on approximations, numerics, HPC

Parameterizations :

Based on combinations of theories, heuristic approaches, and conservation laws.

Many ways possible. Strong diversity across models

General comments :

- Modeling concerns all the layers. Lot of expertises required and shared.
- Be aware of the layer in which you are working, or at which transition between layers.
- Do not forget that your goal is to explain things in the first layer