

La couche limite

La couche limite atmosphérique

Basse couche de l'atmosphère qui subit directement les interactions avec la surface

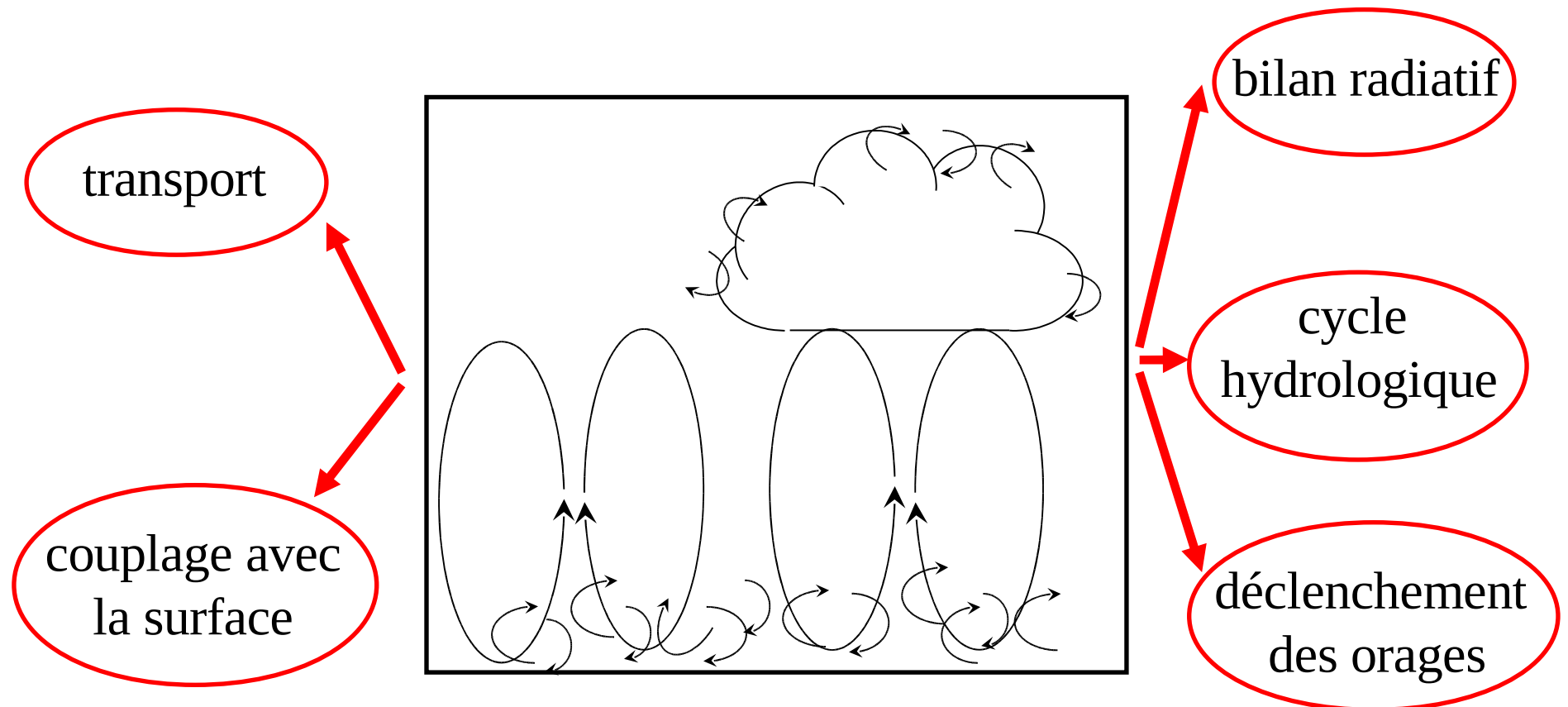
Nuit: qqs centaines de mètres

Jour: entre 1 et 3 km

Elle est le siège de mouvements turbulents à différentes échelles, générés par:

- le chauffage du sol par le rayonnement solaire (forçage thermique)
- le cisaillement de vent en surface dû à la friction (forçage dynamique)

La couche limite atmosphérique joue un rôle central dans le système climatique:



Approche diffusive

Construite par analogie avec la diffusion moléculaire

$$\overline{w'c'} = -K_z \frac{\partial c}{\partial z} \quad \longrightarrow \quad \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial c}{\partial z} \right)$$

Calcul du coefficient de diffusion:

- fonction de la longueur de mélange (Prandtl, 1925)

$$K_z = l|\overline{w'}| \text{ or } K_z = l^2 \frac{\partial \|\mathbf{v}\|}{\partial z}$$

- ... et de la stabilité statique (Louis, 1979)

$$K_z = f(Ri)l^2 \left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right|, \quad \text{with } Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right)^2}$$

- ... et de l'énergie cinétique turbulente (Mellor & Yamada, 1973)

$$K_\phi = l\sqrt{2e}S_\phi(Ri) \quad \text{avec} \quad e = \frac{1}{2} \left[\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} \right]$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\overline{w'u'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{w'v'} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'e}}{\partial z} - \epsilon$$

Production mécanique
de turbulence

Effet de la stratification

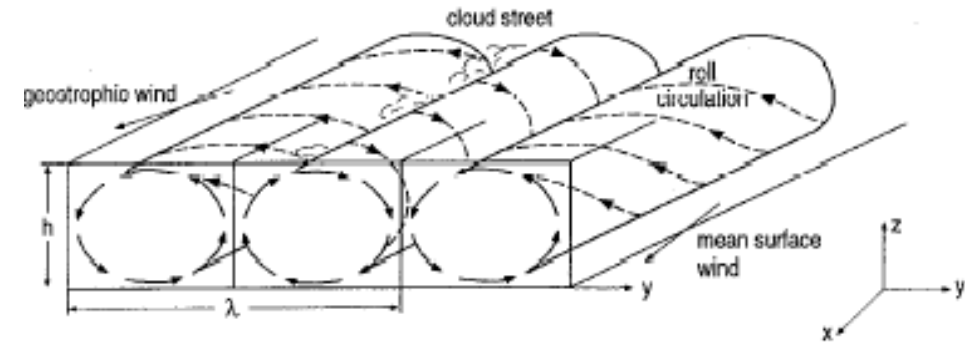
terme de
pression

Transport vertical
turbulent de e

dissipation

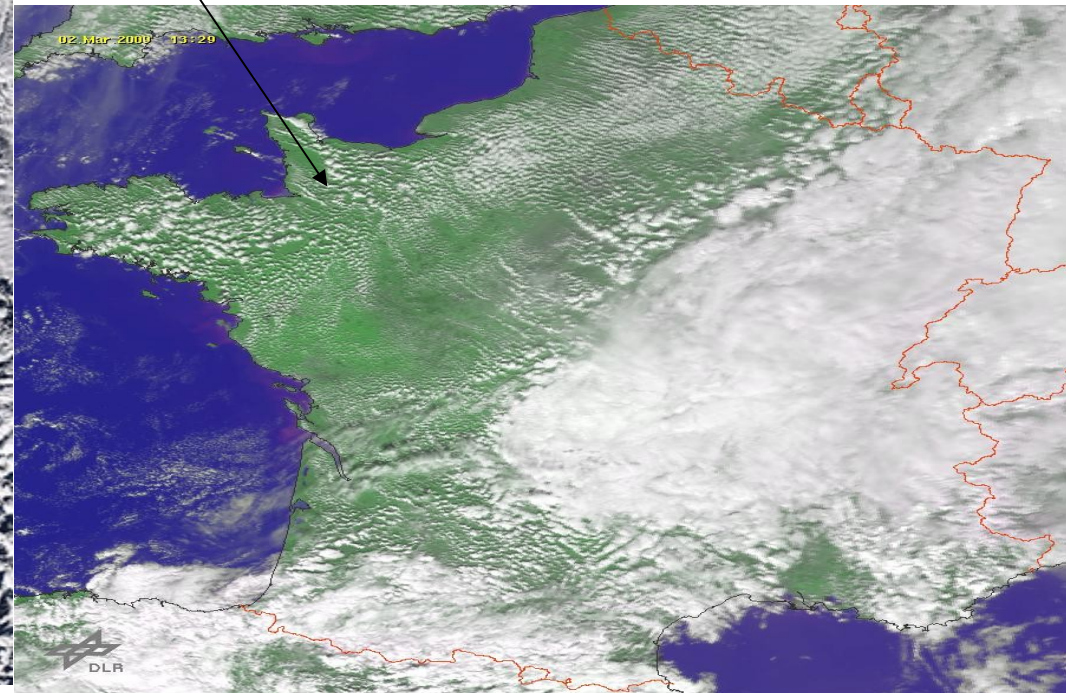
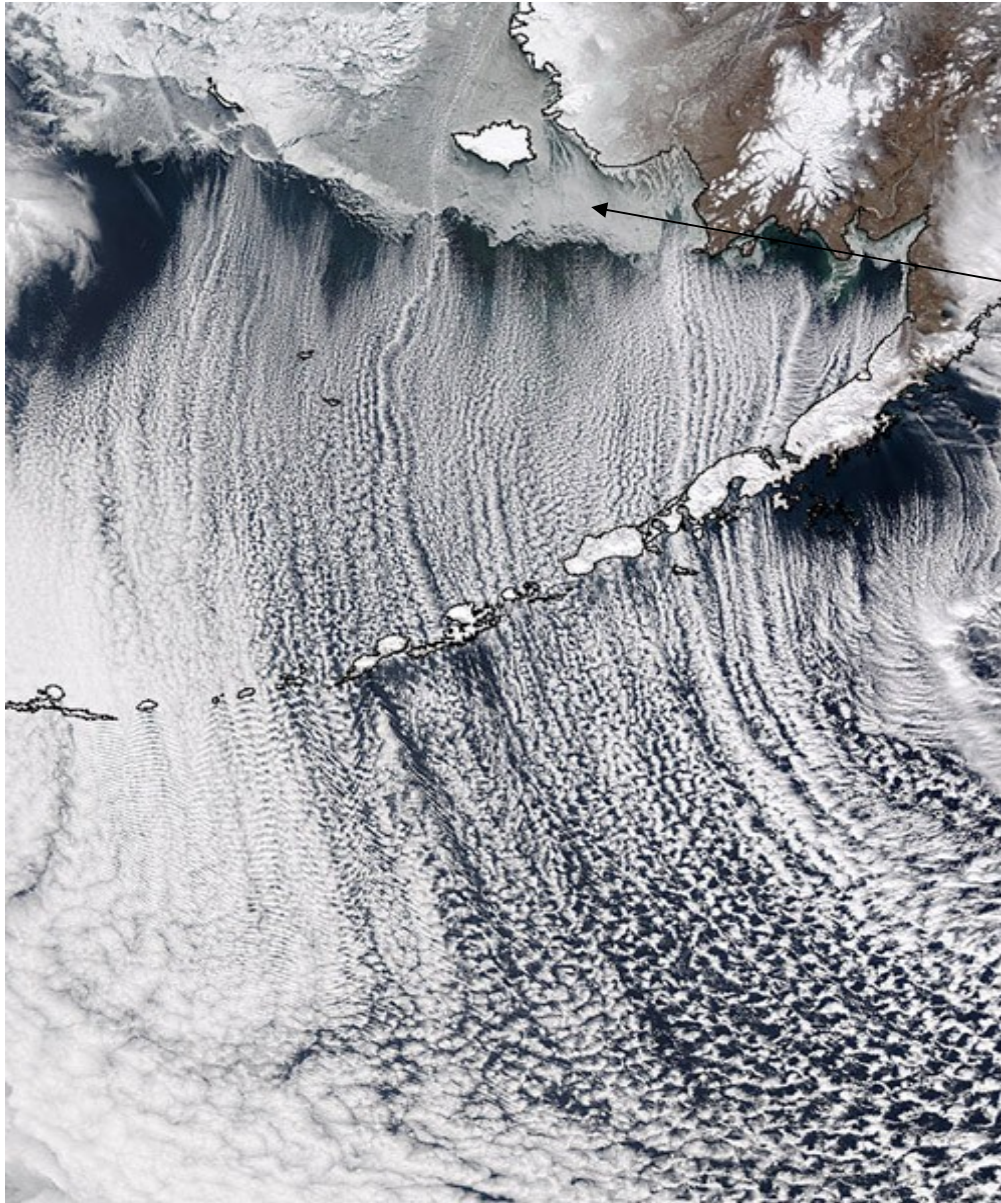
Approche mise en défaut dans les couches limites convectives

Importance des structures organisées visualisées ici par des rues de nuages



Exemple classique de rues de nuages générées au sommet de rouleaux convectifs:

- Air polaire froid arrivant au-dessus d'un océan plus chaud.
- Air maritime chaud arrivant sur un continent plus chaud.



Représentation du transport non local dans la couche limite

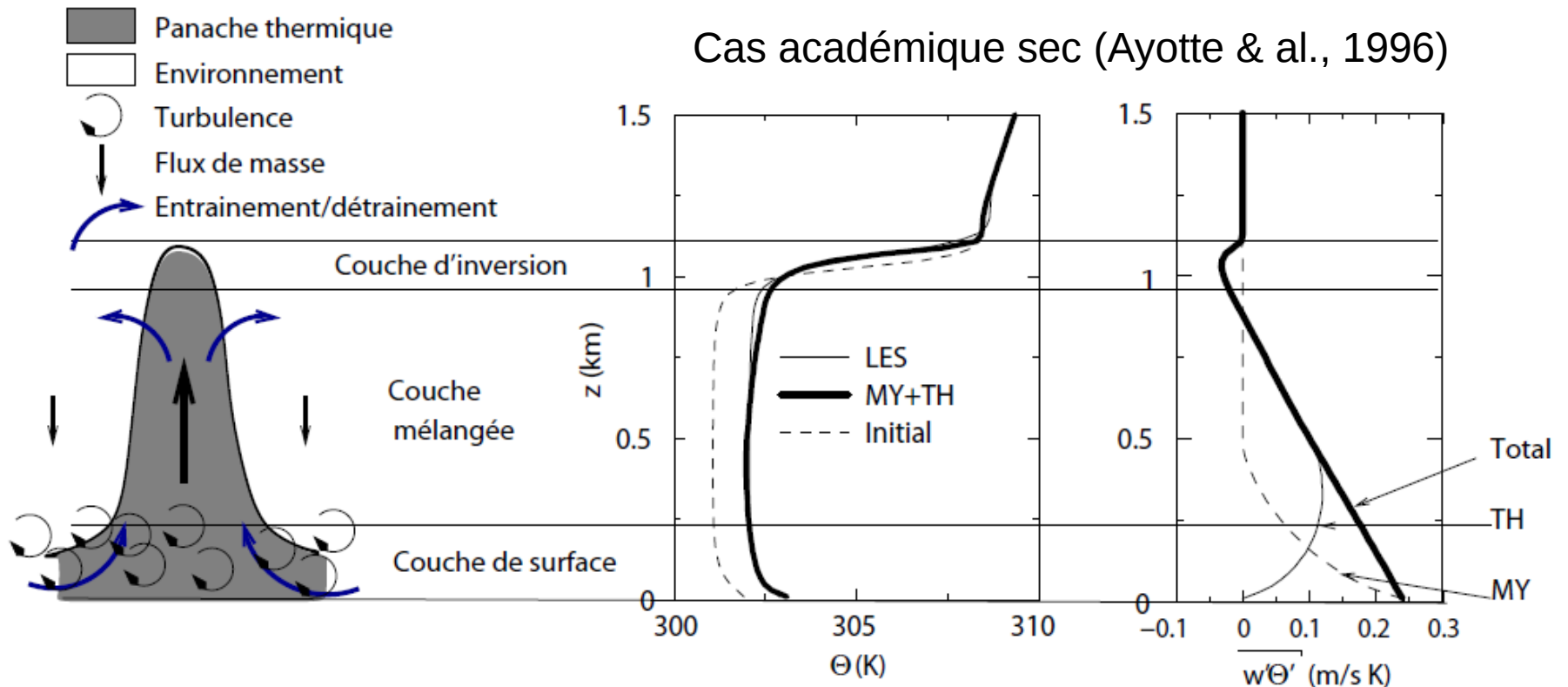
- Introduction d'un contre-gradient (Deardorf, 1966): $\overline{w'\theta'} = K_z \left[\Gamma - \frac{\partial\theta}{\partial z} \right]$

- Introduction d'un schéma en flux de masse (Chatfield & Brost, 1987):

$$\overline{\rho w'\theta'} = -\rho K \frac{\partial\theta}{\partial z} + f(\theta_a - \theta)$$

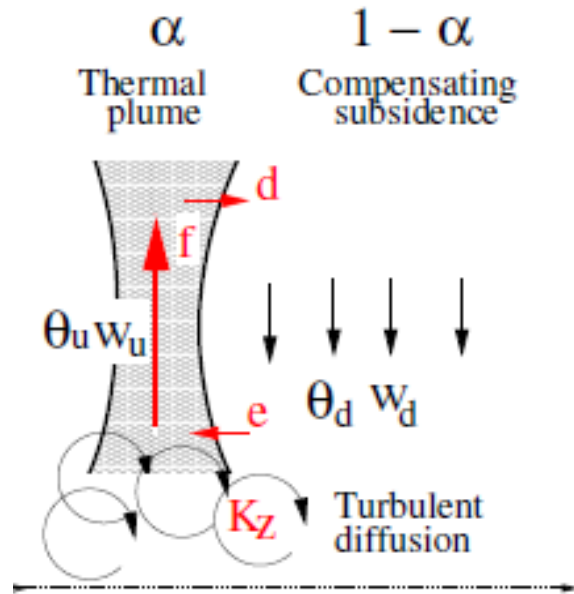
Diffusion turbulente
Mellor & Yamada (JAS, 1974)

Modèle du thermique
(Hourdin et al., JAS, 2002)



Le modèle du thermique

Hourdin et al., JAS, 2002



Les variables internes

- w : vitesse verticale moyenne des thermiques
- α : fraction couverte par les thermiques
- e : taux d'entrainement d'air dans les thermiques
- d : taux de détrainement d'air des thermiques dans l'environnement
- q_a : concentration de q dans les thermiques

- + Spécification des taux d'entrainement et de détrainement
- + calcul du flux de masse à la base des panaches etc...

Les équations

Conservation de la masse:

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

Transport de θ_l , q_t , u , v

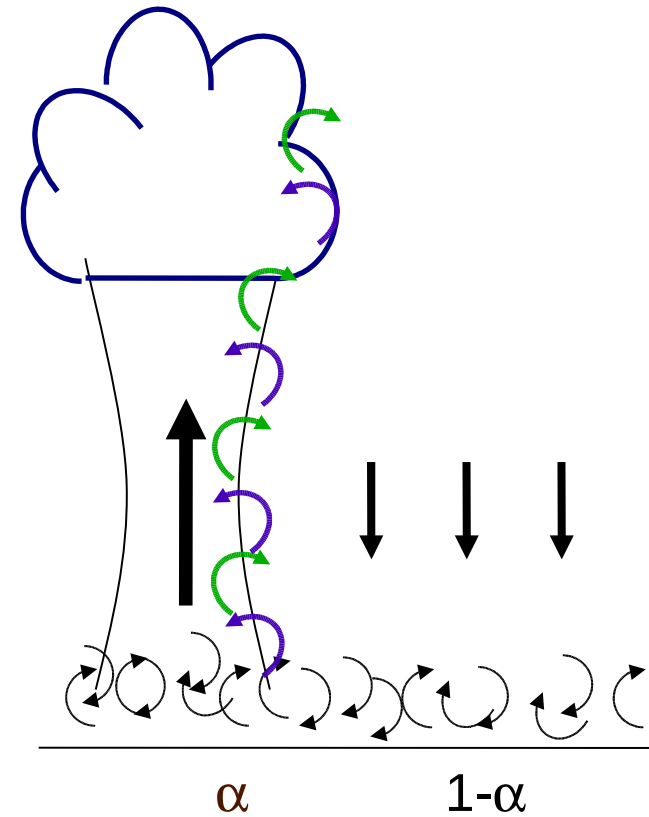
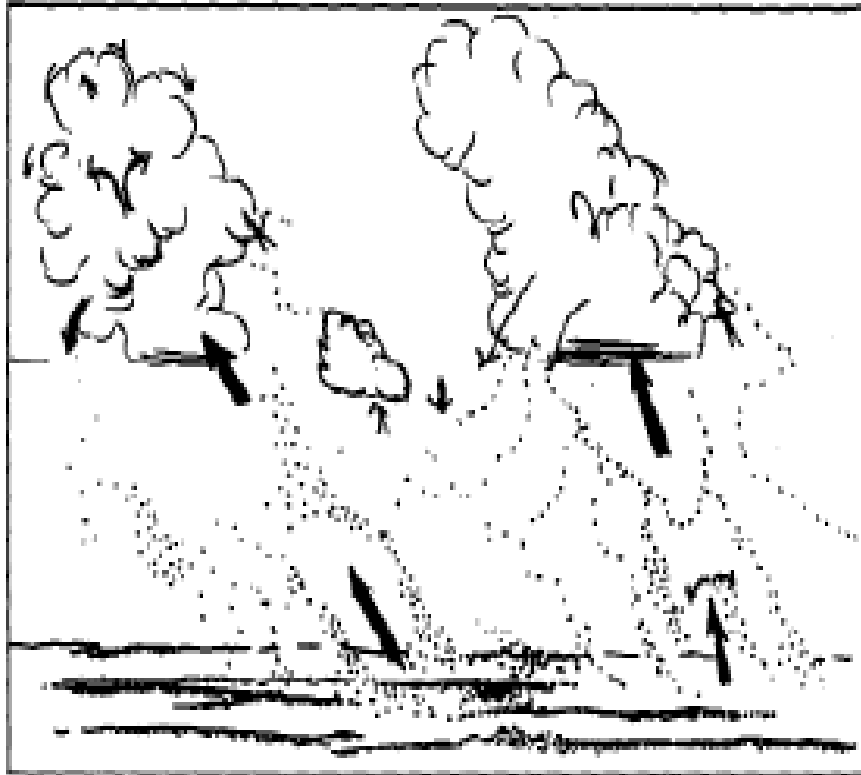
$$\frac{\partial f \psi_u}{\partial z} = e \psi - d \psi_u$$

Conservation du moment:

$$\frac{\partial f w_u}{\partial z} = -d w_u + \alpha g \rho \frac{\theta_{vu} - \theta_v}{\theta_v}$$

Adaptation du modèle du thermique pour la convection nuageuse peu profonde

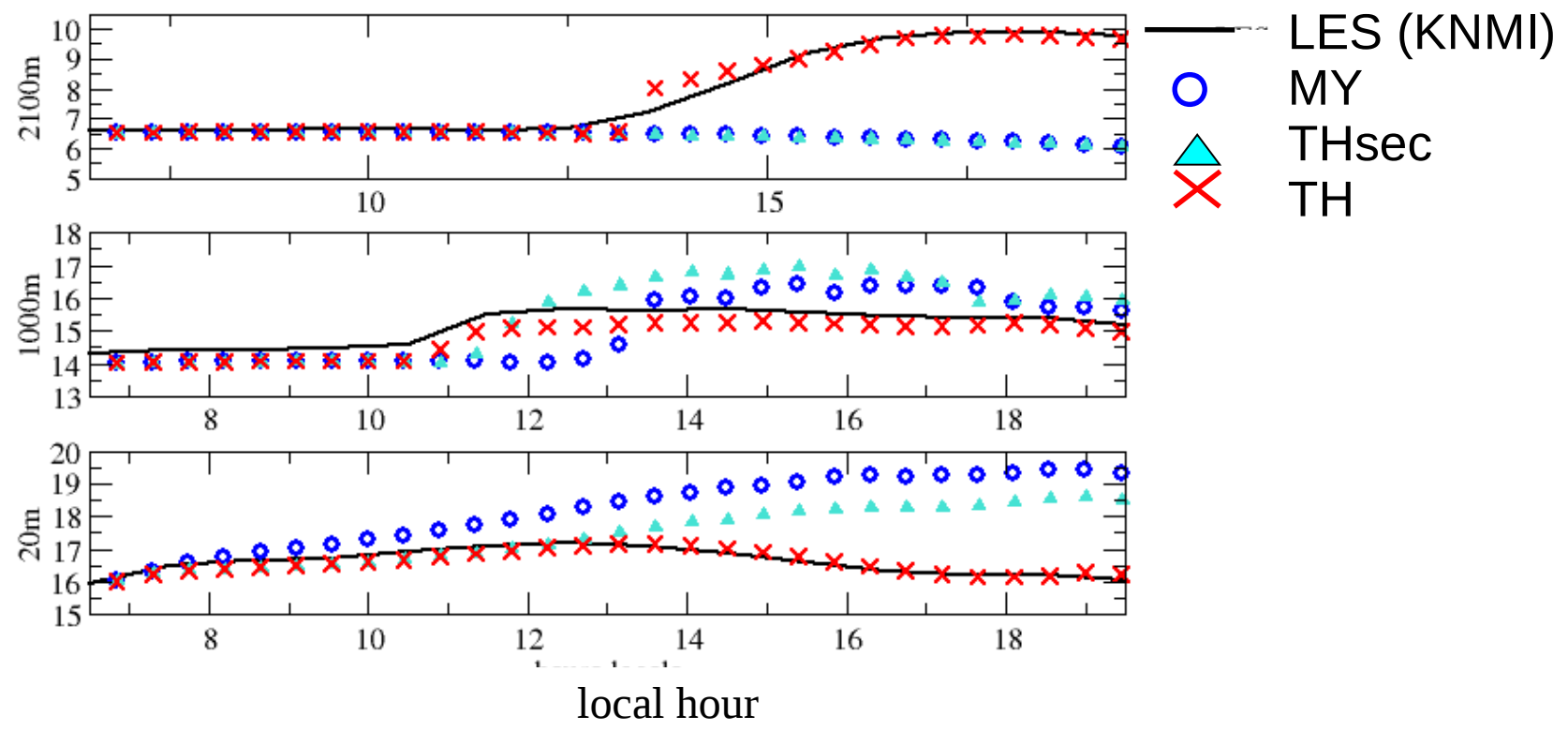
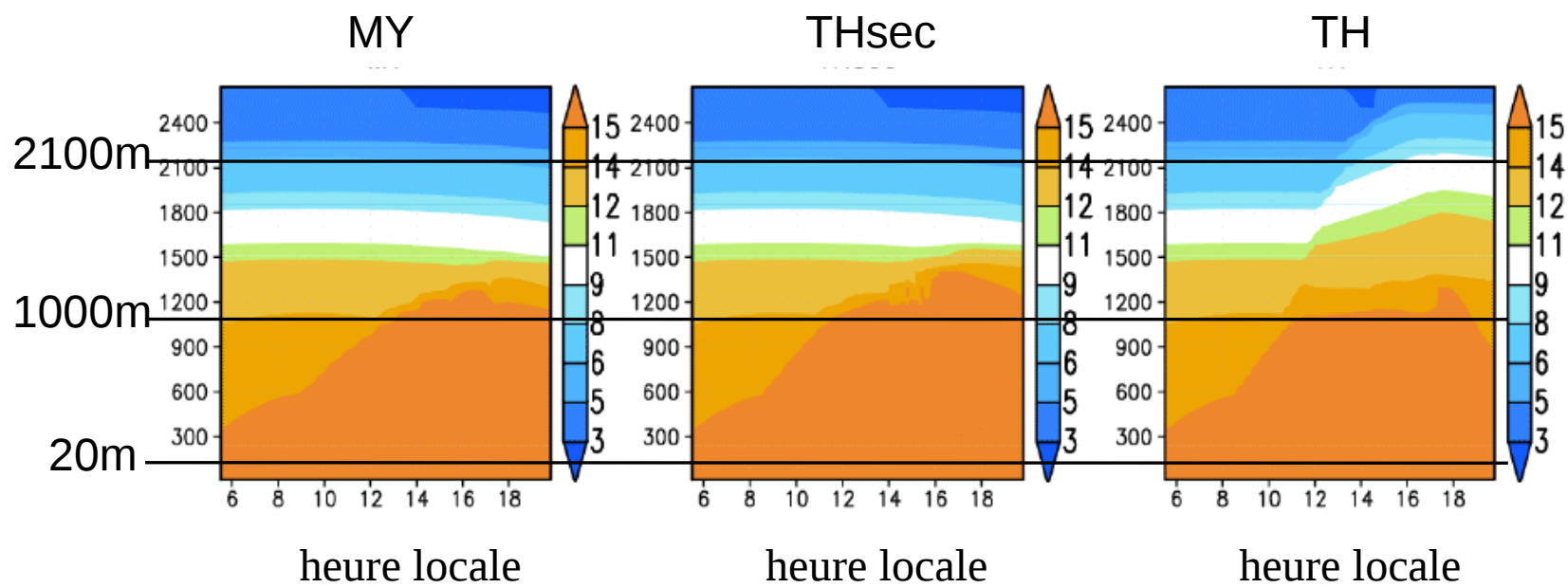
Rio et Hourdin, JAS, 2008



- Ajout des processus de condensation dans le thermique moyen
- Adaptation des taux d'entrainement et de détrainement
- Couplage à un schéma de nuages pour diagnostiquer la fraction nuageuse

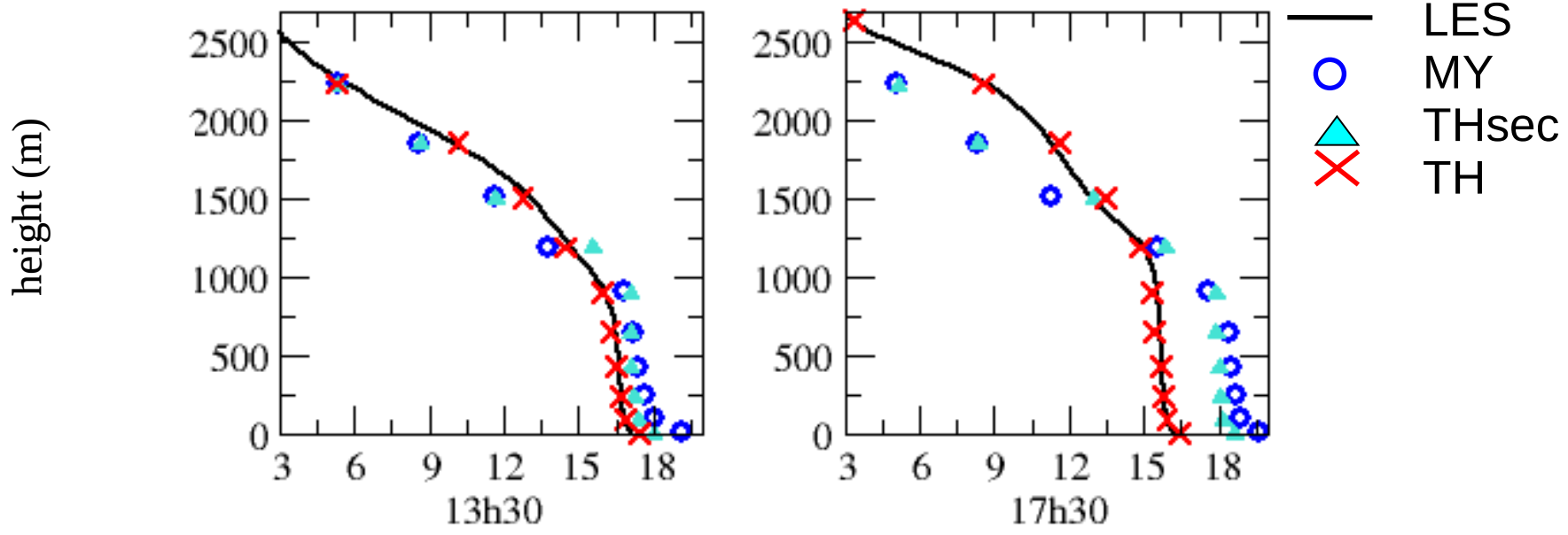
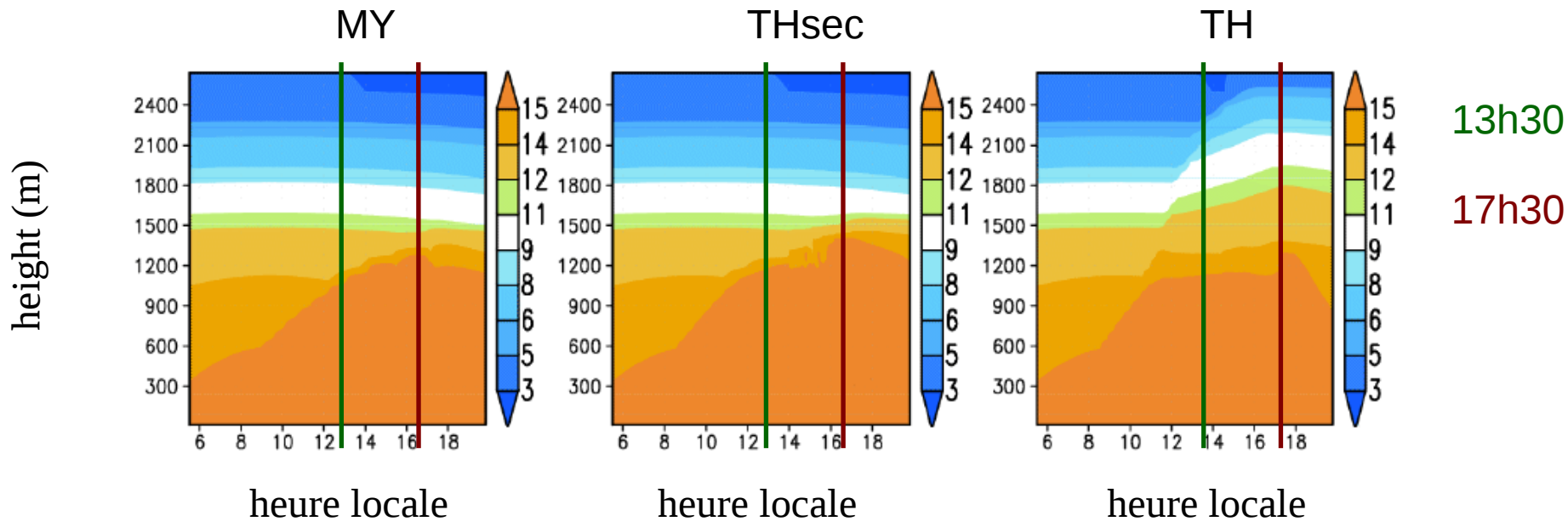
Cycle diurne de la couche limite convective continentale (cas ARM)

Cycle diurne de l'eau totale (g/kg)



Cycle diurne de la couche limite convective continentale (cas ARM)

Cycle diurne de l'eau totale (g/kg)



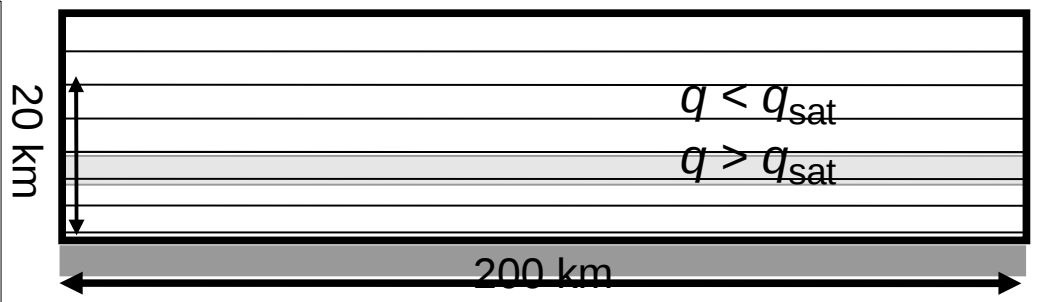
Le schéma de nuages

Les schémas diagnostiques de nuages

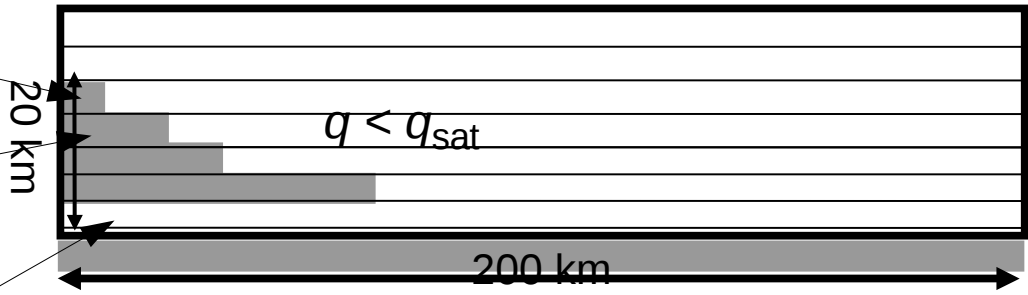
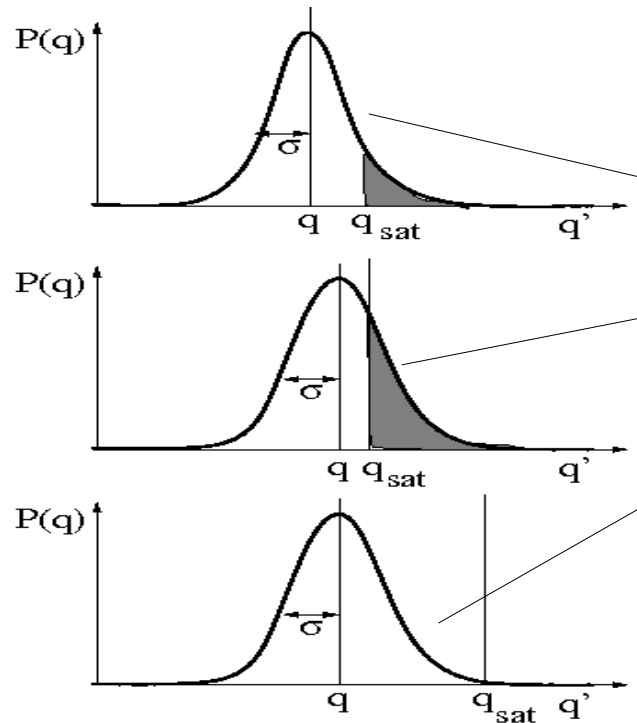
q : concentration en vapeur d'eau
 q_{sat} : concentration maximum à saturation
 Si $q > q_{sat}$:
 → la vapeur d'eau condense = nuage

 On connaît q et q_{sat} à l'échelle de la maille
 → Fraction de la maille couverte de nuages ?

Modèle « tout ou rien » :
 Si $q > q_{sat}$ maille nuageuse, sinon ciel clair.



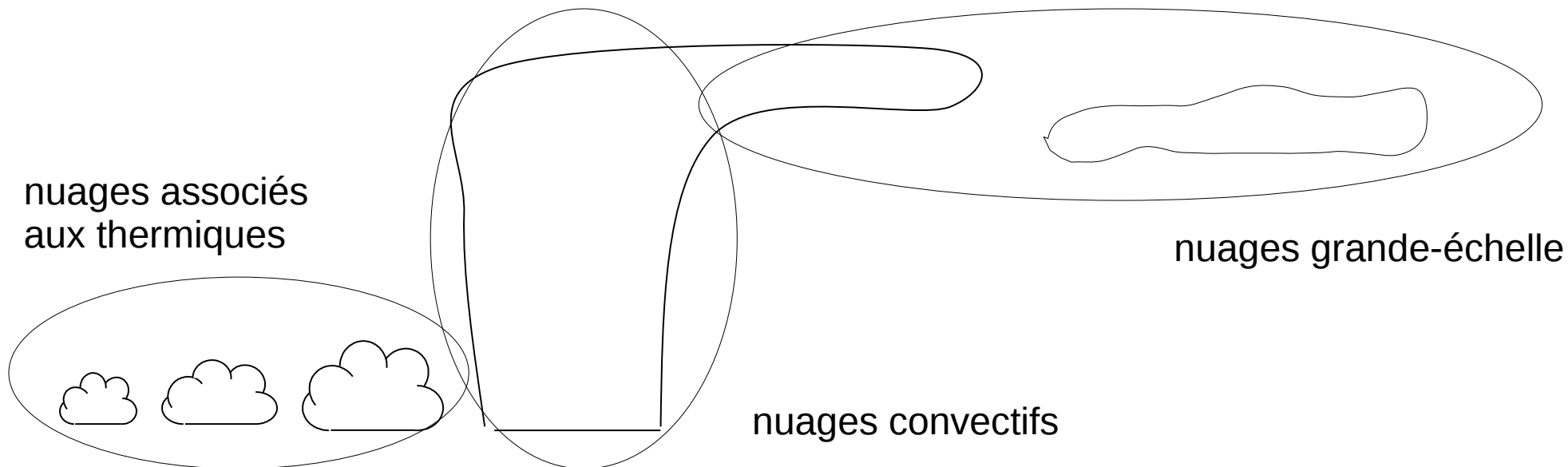
Modèle « statistique » :
 On suppose une distribution statistique de q' dans la maille autour de q



Intervient dans:
 → condensation
 → prise en compte des nuages dans le code radiatifs

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

Traitement séparé des différents types de nuages



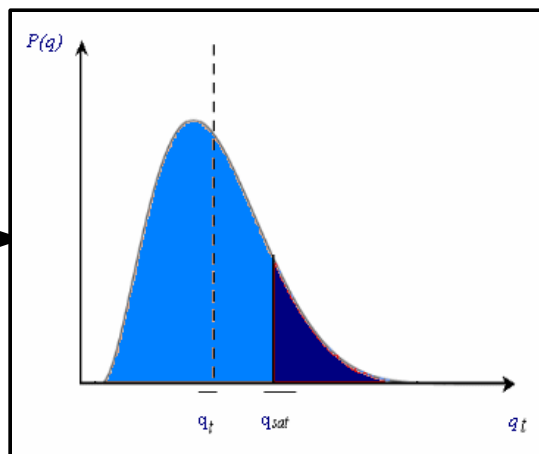
Couverture nuageuse grande-échelle:

distribution log-normale de l'humidité totale q (Bony & Emanuel, JAS, 2001)

champs moyens sur la maille

→ q, q_{sat}

σ/q imposé



$$\alpha_c = \int_{q_{sat}}^{\infty} P(q) dq$$

$$q_c = \int_{q_{sat}}^{\infty} (q - q_{sat}) P(q) dq$$

- eau condensée: partition liquide/glace (fonction de la température)
- une fraction de l'eau condensée tombe sous forme de pluie (paramètres contrôlant le contenu maximal en eau des nuages et le taux d'auto-conversion)
- la pluie est en partie ré-évaporée dans la maille inférieure (paramètre contrôlant le taux d'évaporation)

III. Couplage couche limite-convection-nuages et apport de la nouvelle physique

1. Couplage du modèle du thermique et du schéma de convection avec le schéma de nuages

Les schémas de nuages

Convection profonde:

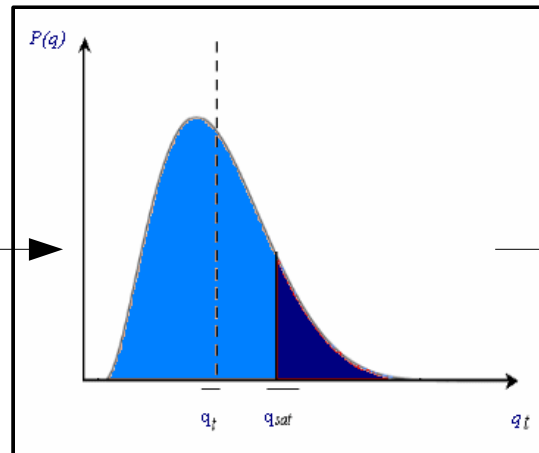
distribution log-normale de l'humidité totale q

champs moyens
sur la maille

→ q, q_{sat}

schéma de convection

→ q_c



→ σ, cf

Bony & Emanuel, JAS, 2001

Convection peu profonde

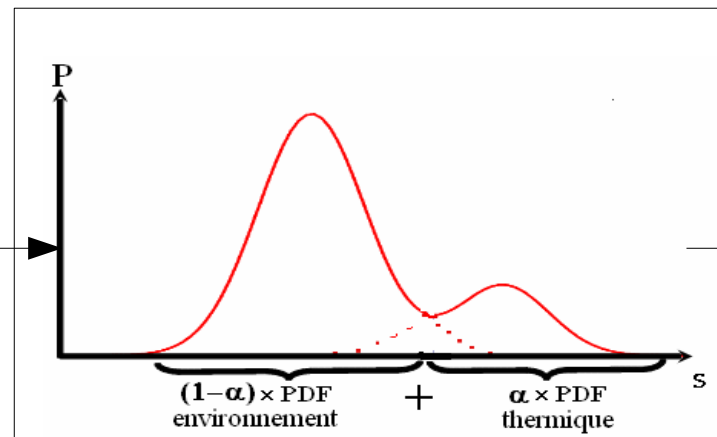
Distribution bi-gaussienne du déficit à la saturation s

champs moyens
sur la maille

→ s_{env}

→ $sth, \sigma_{th}, \sigma_{env}, \alpha$

Modèle du thermique

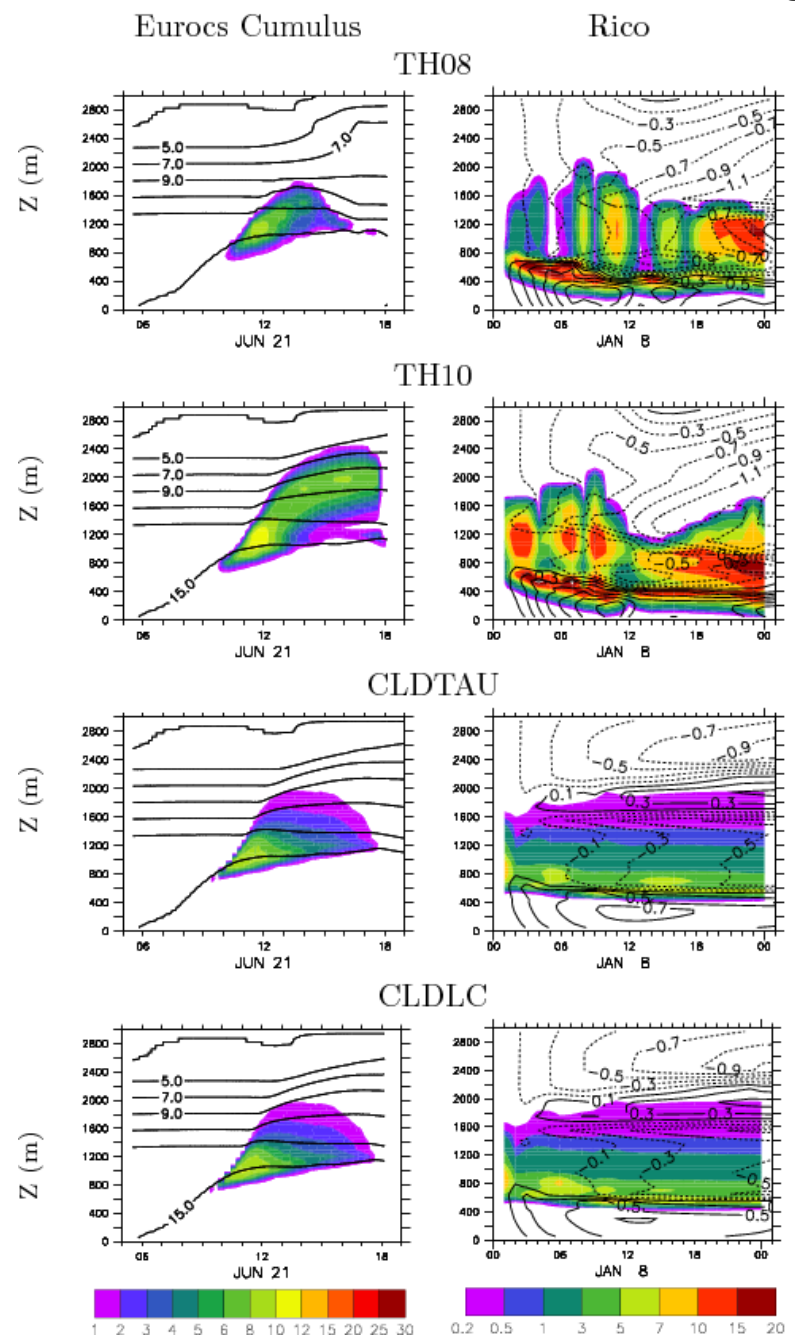


→ q_c, cf

Jam & al., en révision pour BLM

Rôle du changement de paramétrisation versus le tuning de paramètres

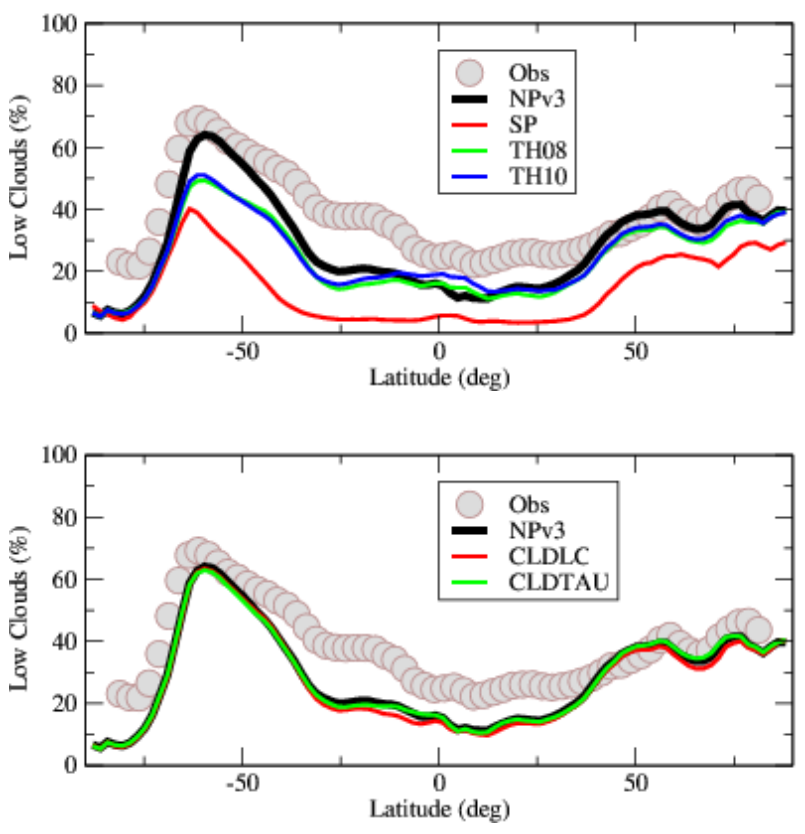
1D: évolution diurne de la couverture nuageuse



Changement de paramétrisations:
SP - TH08 – TH10 – Npv3

Tuning de paramètres nuageux:
CLDLC - CLDTAU

3D: moyenne zonale des nuages bas



Fraction nuageuse haute, moyenne et basse JJAS dans le modèle et les observations (simulateur d'observations)

observations

nouvelle physique

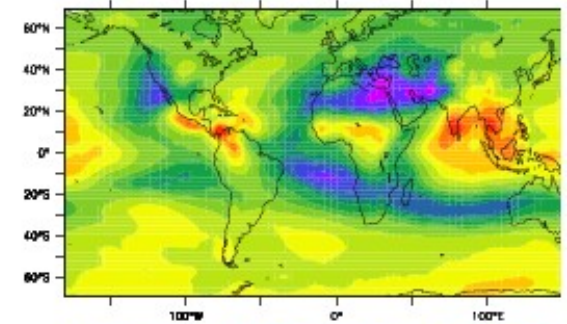
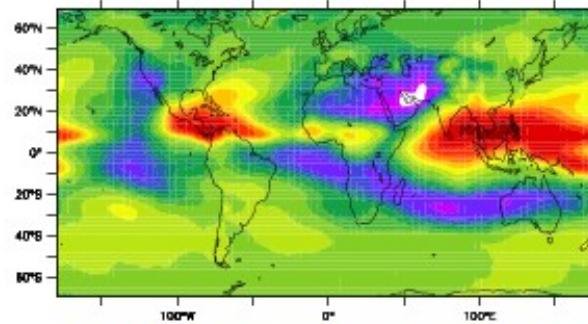
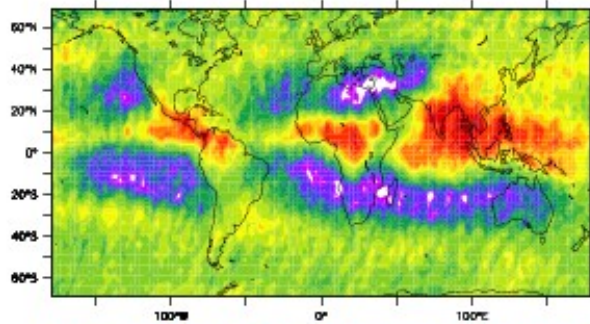
ancienne physique

GOCCP

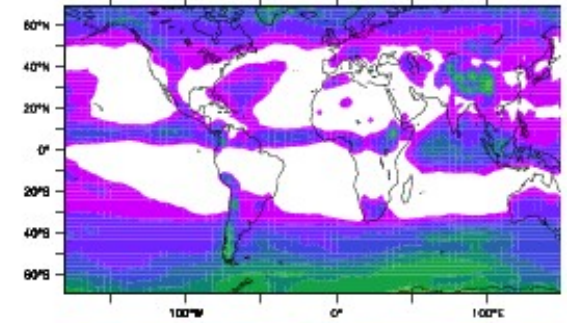
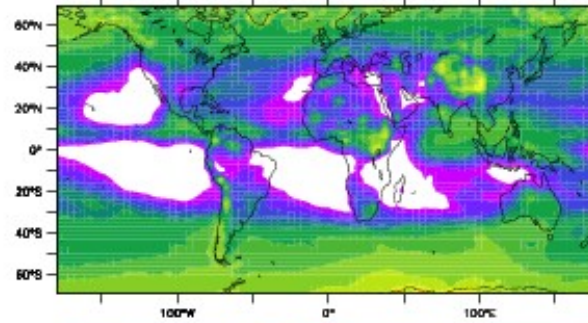
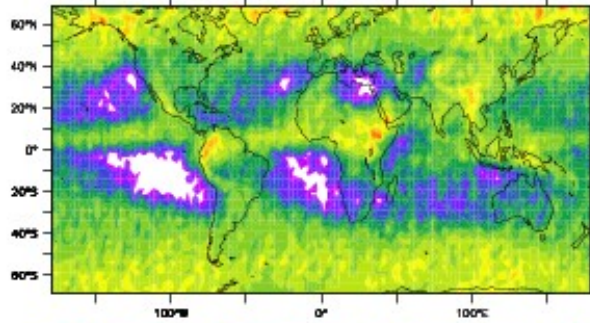
LMDZ5B (NPv3)

LMDZ5A (SP)

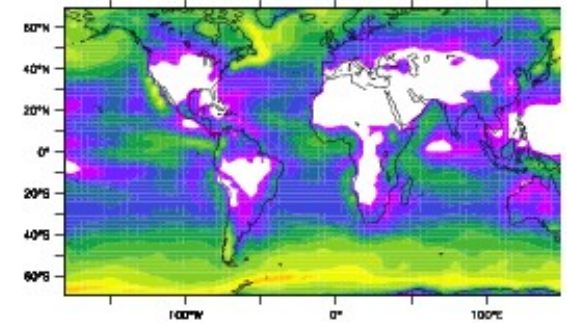
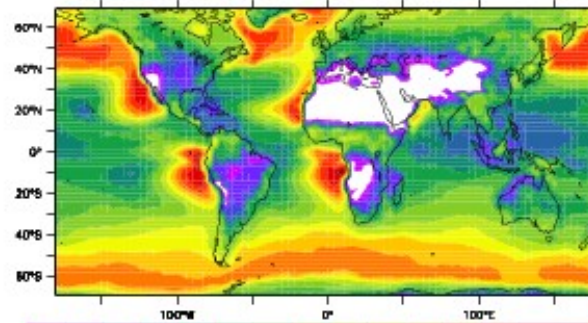
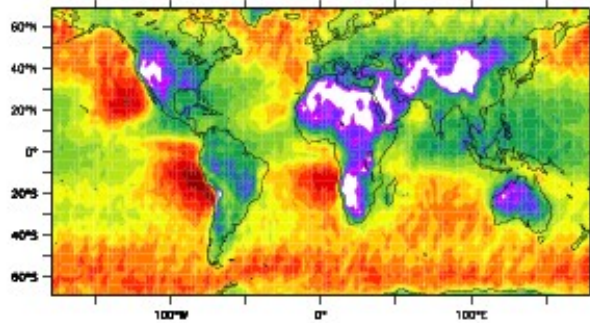
nuages
hauts



nuages
moyens



nuages
bas

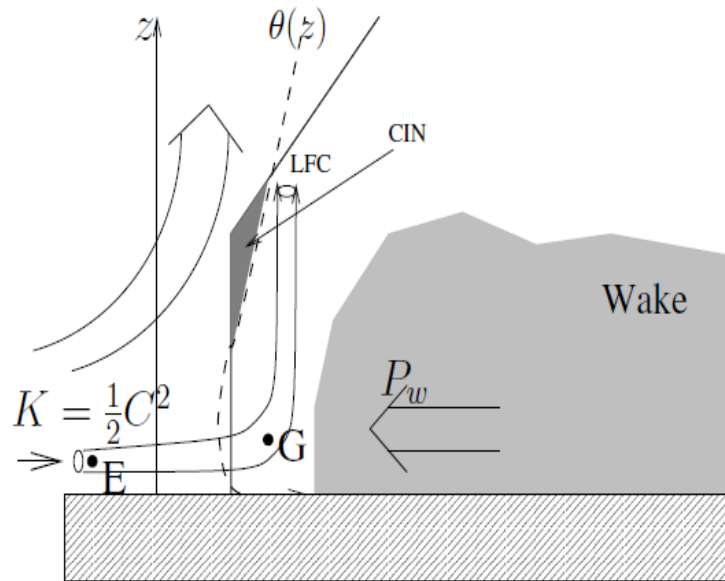


1 2 4 6 8 10 15 20 30 40 50 60 70 80 90 100

2. Couplage modèle du thermique – schéma de convection

Retour sur le critère de déclenchement et la fermeture du schéma de convection

Déclenchement

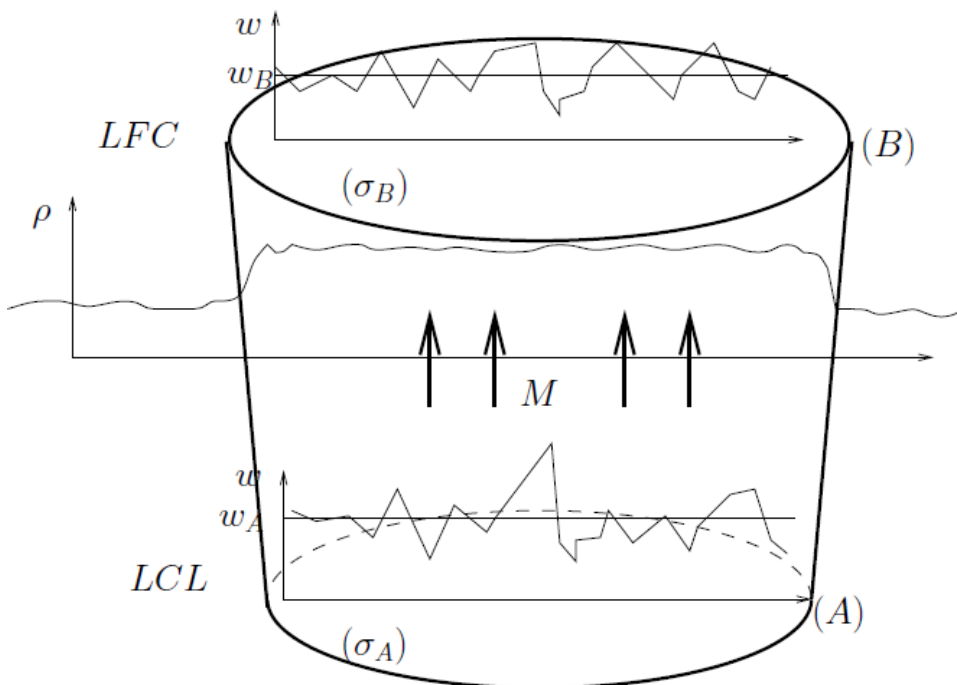


ALE: Available Lifting Energy (J/kg)

$$ALE_{\text{wake}} = 0.5c^*2$$

Convection est active quand $ALE > |CIN|$

Fermeture



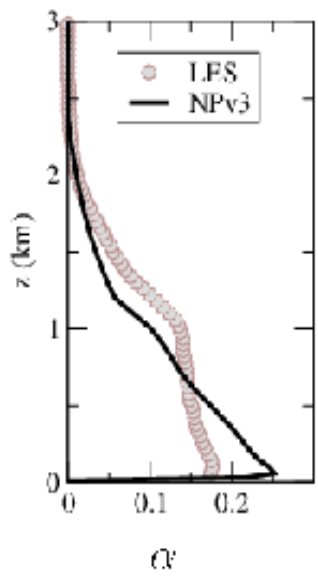
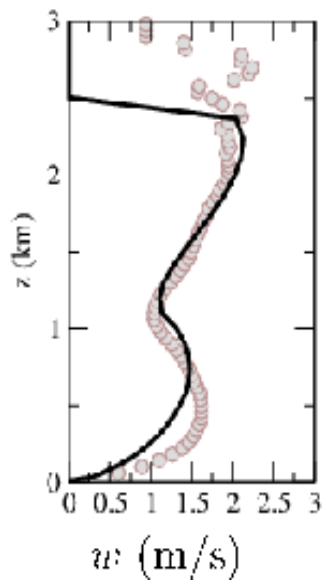
ALP: Available Lifting Power (W/m²)

$$ALP_{\text{wake}} = k' 0.5 \rho c^*3$$

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

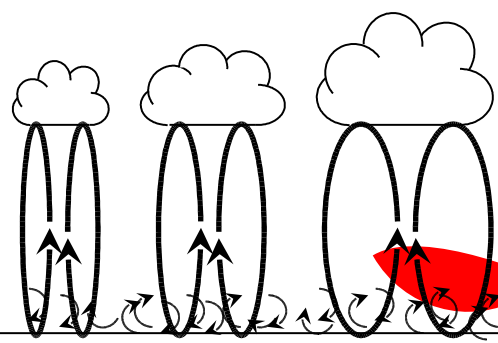
Energie et puissance de soulèvement fournies par les thermiques

Rio & al., GRL, 2009



$$ALE_{th} = 0.5w_{max}^2$$

$$ALP_{th} = k \cdot 0.5 \rho w'^3$$

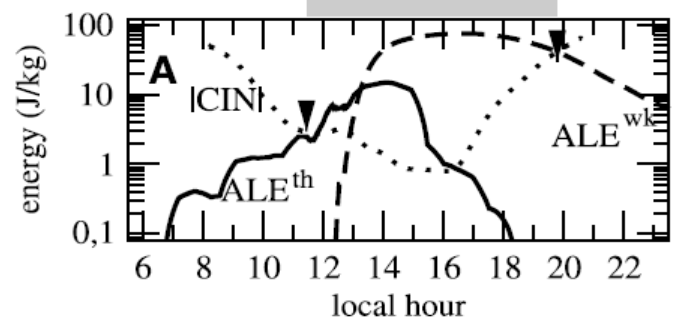


Mb ↑

$$ALE_{wake} = 0.5c^2$$

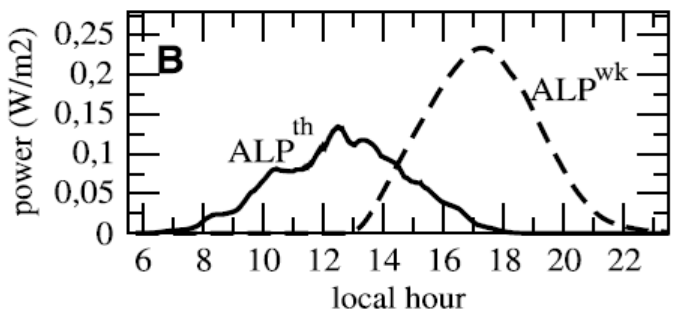
$$ALP_{wake} = k' \cdot 0.5 \rho c^3$$

Illustration sur un cas de convection aux moyennes latitudes (cas EUROCS)



Déclenchement:

$$MAX (ALE_{th} , ALE_{wk}) > |CIN|$$

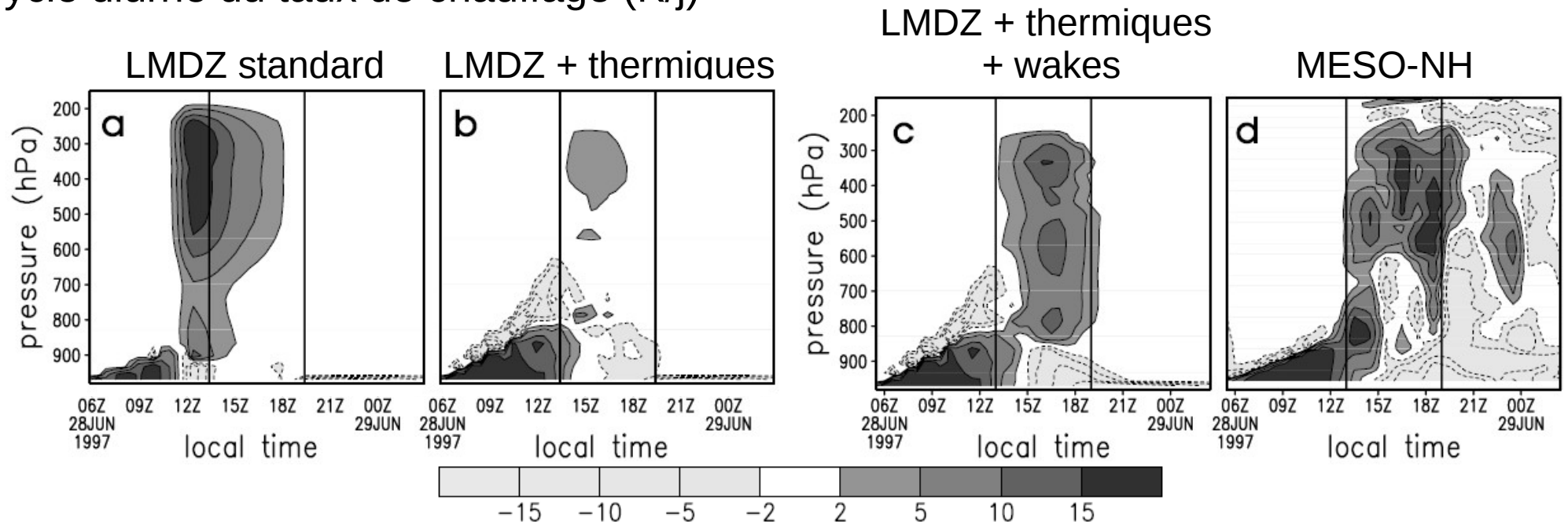


Fermeture:

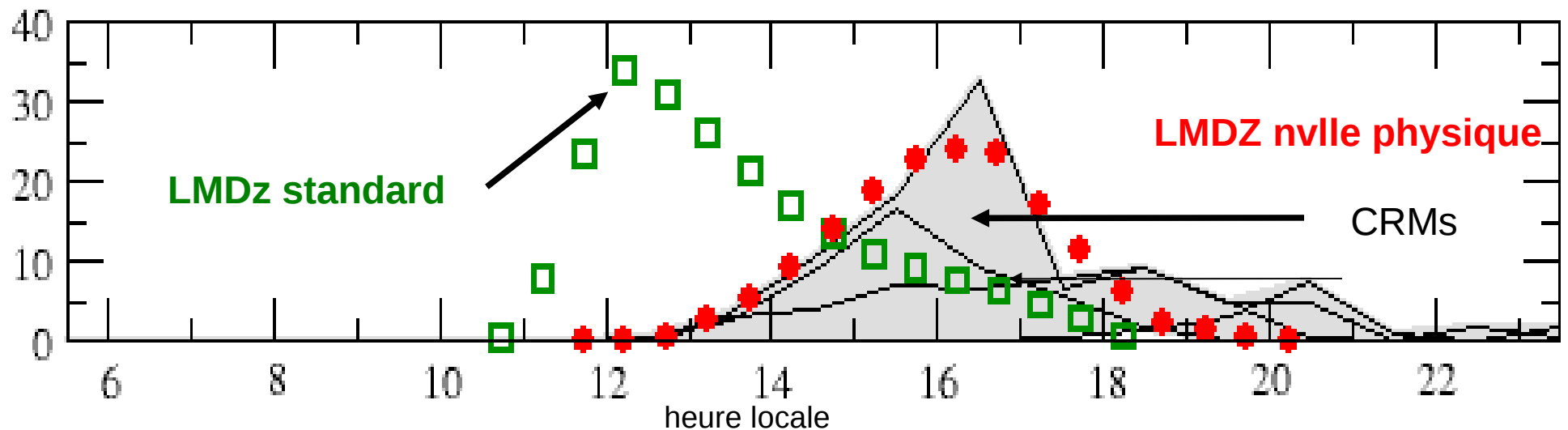
$$Mb = f(ALP_{th} + ALP_{wk})$$

Cycle diurne de la convection et des pluies sur le cas EUROCS

Cycle diurne du taux de chauffage (K/j)



Cycle diurne des pluies (mm/j)



Un exemple de variable interne clé:

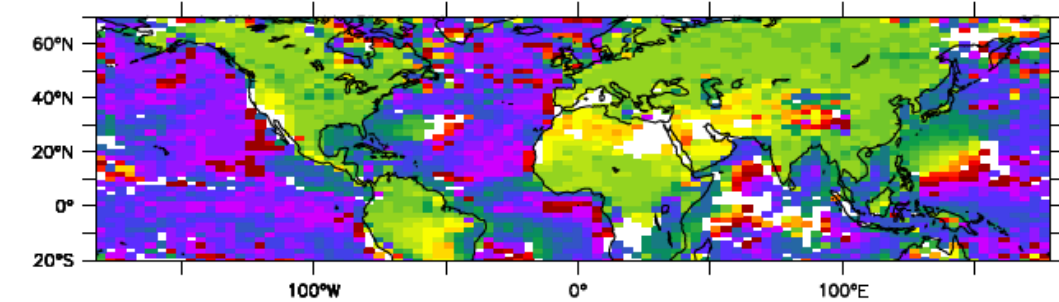
La vitesse verticale au niveau de convection libre w_b

$$M_b = \frac{ALP}{[|CIN| + 0.5w_b^2]}$$

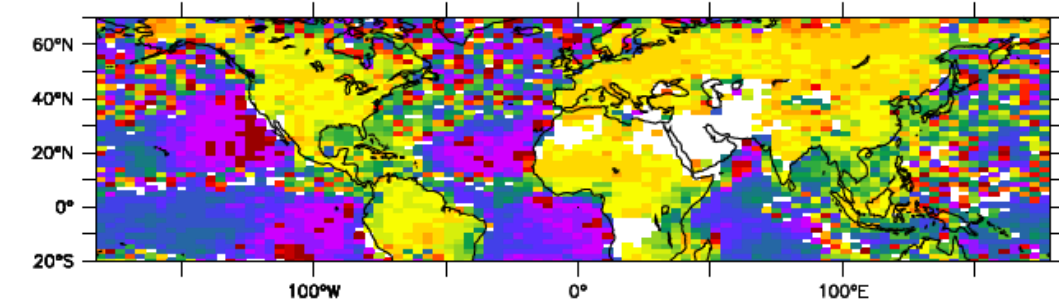
W1: $w_b=1\text{m/s}$
NP: $w_b=f(\text{plfc})$

Heure locale du maximum de pluies sur continents

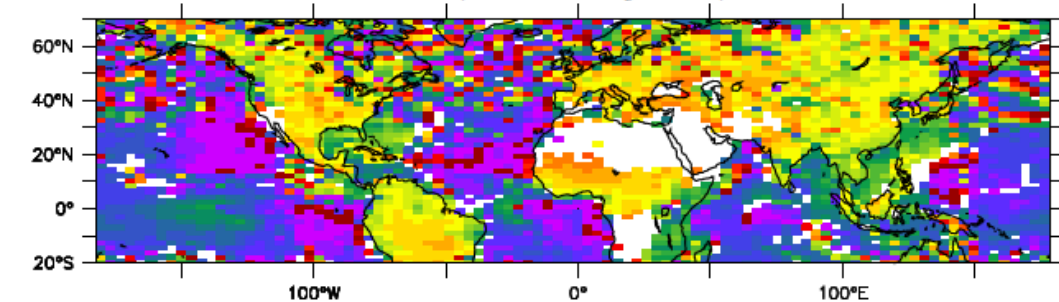
LMDZ5A, "Standard Physics", SP



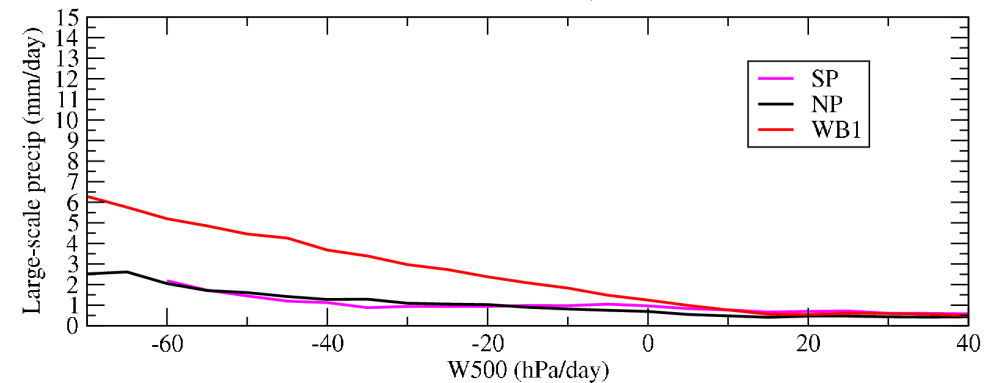
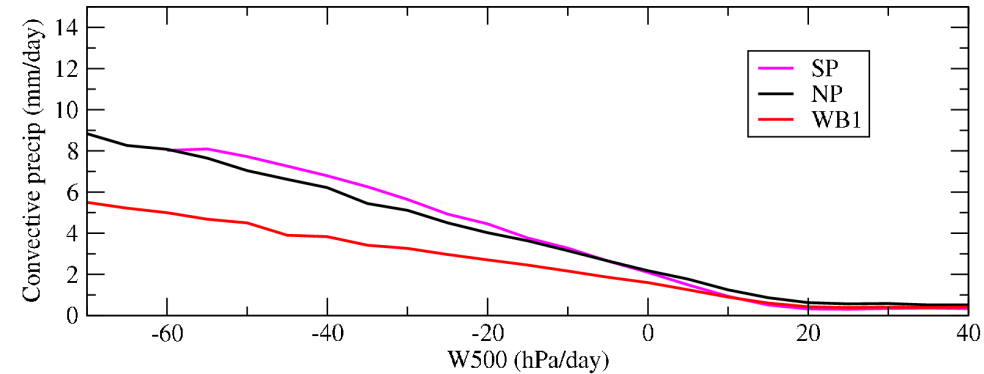
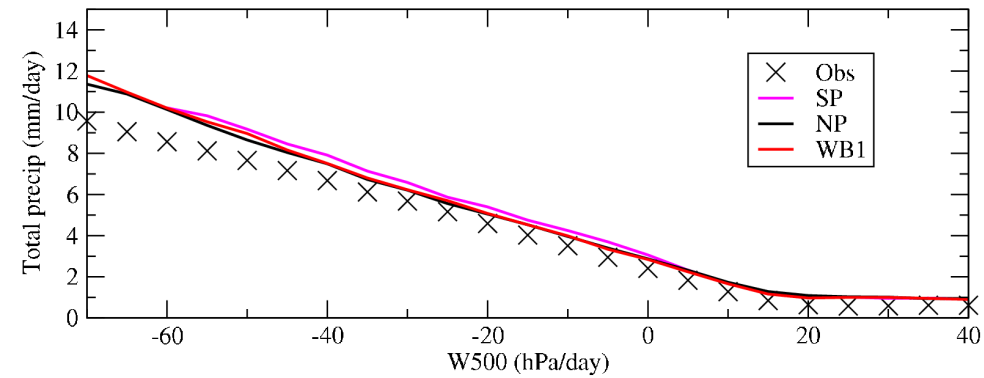
LMDZ5B, "New Physics", W1



LMDZ5B, "New Physics", NP



Intensité des pluies convectives sur océan

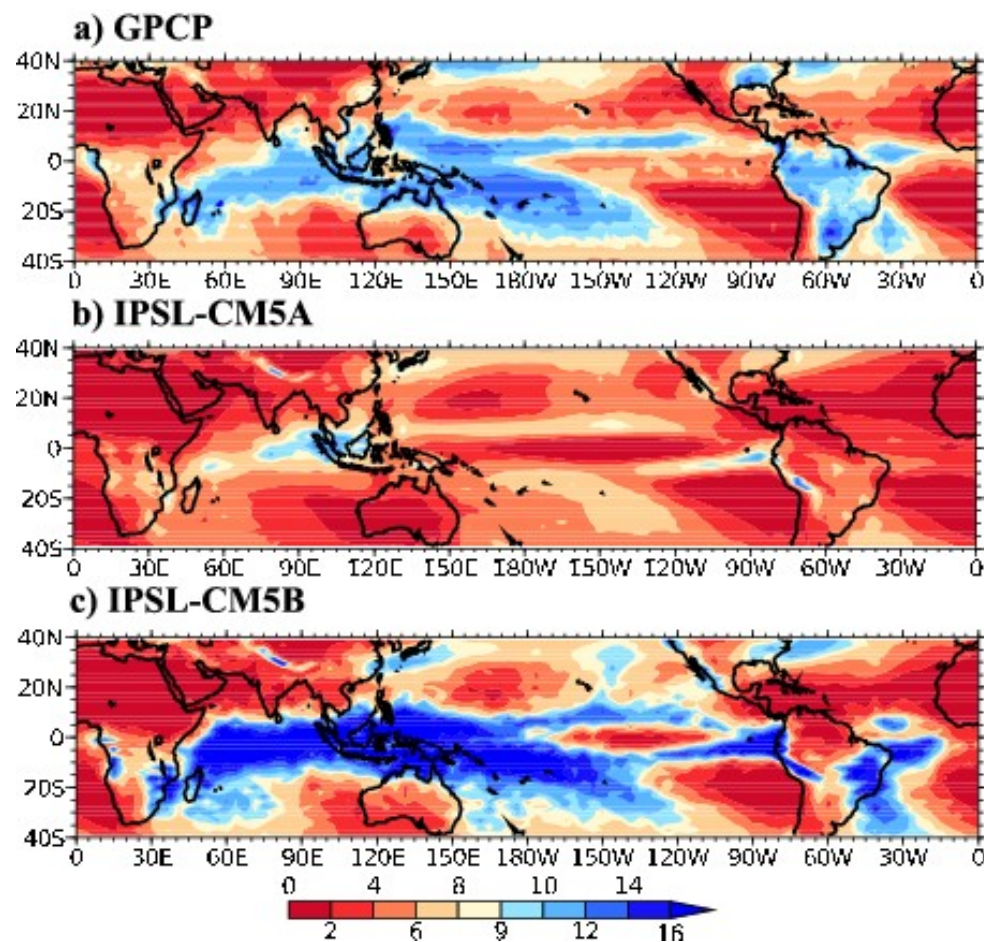


3. Impact de la nouvelle physique sur le climat moyen,
la variabilité et la sensibilité climatiques

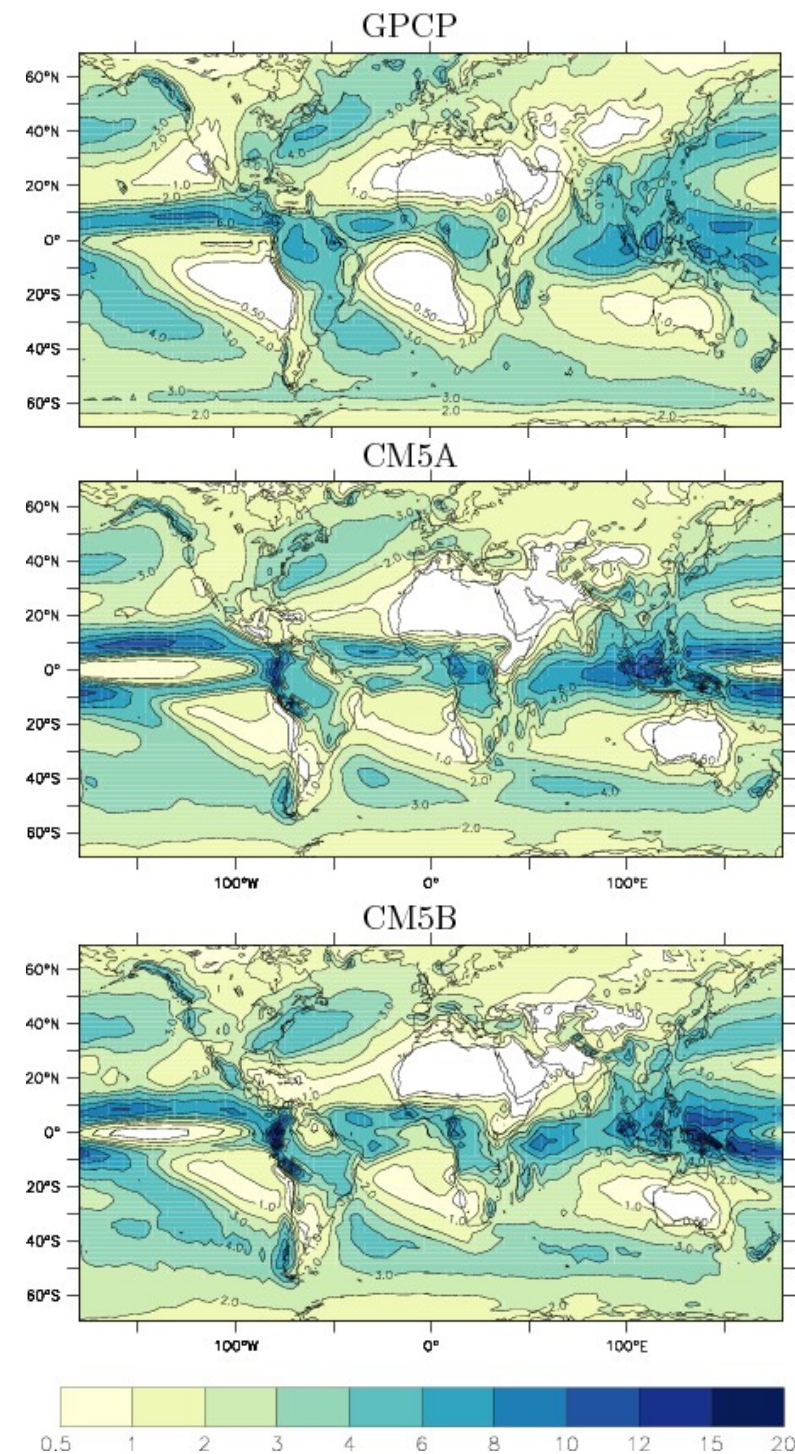
Les précipitations

CM5A: couplé ancienne physique
CM5B: couplé nouvelle physique

Variabilité des précipitations sur 30 ans en hiver



Précipitations moyennes sur 10 ans



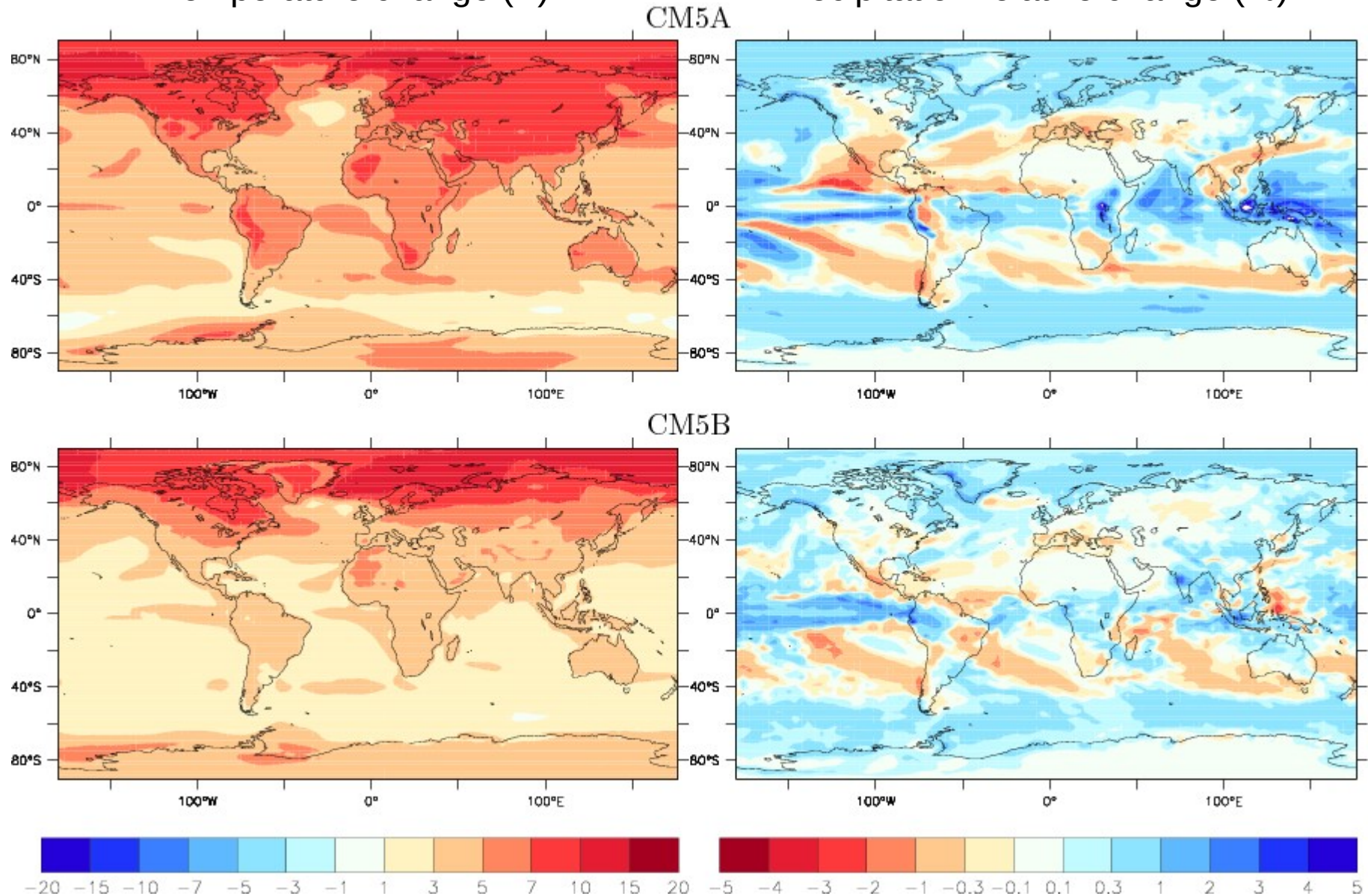
Changements de température et de précipitation dans les expériences 4CO2

CM5A: couplé ancienne physique

CM5B: couplé nouvelle physique

Temperature change (K)

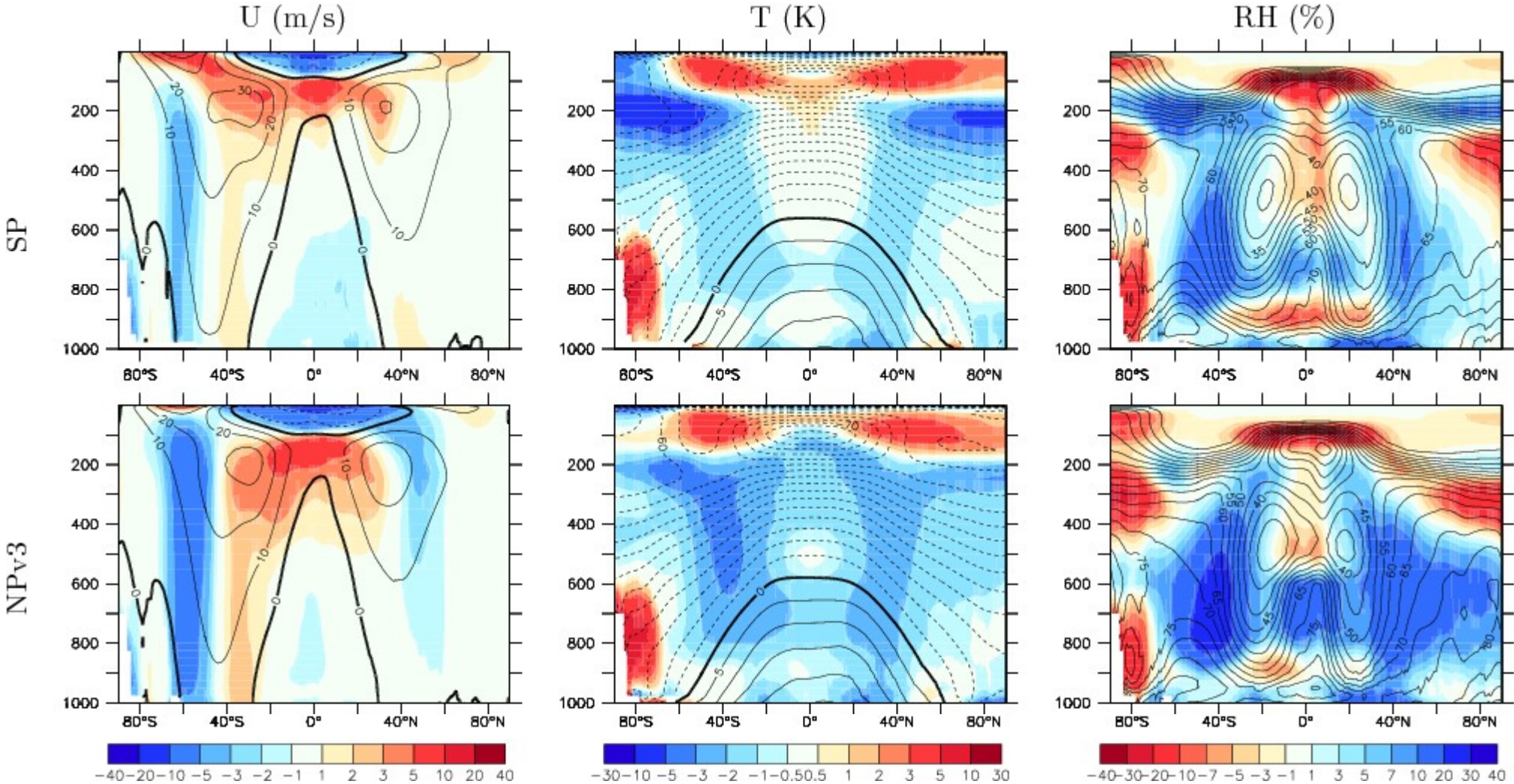
Precipitation relative change (%)



Les Biases moyennes

SP: forcé ancienne physique
NPv3: forcé nouvelle physique

Moyennes zonales sur 10 ans du vent zonal, de la température et de l'humidité relative (contours) et biais par rapport aux re-analyses ERA-Interim (couleurs)



Bilan

Les + de la nouvelle physique

- meilleure représentation de la couverture nuageuse moyenne et basse
- meilleure représentation du cycle diurne des précipitations continentales
- Variabilité des précipitations accrue
- Meilleure représentation de la MJO

Les – de la nouvelle physique

- amplification du biais froid dans les Tropiques
- amplification du biais humide aux moyennes latitudes
- biais fort du vent zonal aux moyennes et hautes latitudes
- effondrement de la circulation thermohaline

Deux modèles très différents à regarder!