

Météorologie tropicale : CYCLE DIURNE

Françoise Guichard (CNRM, francoise.guichard@meteo.fr)

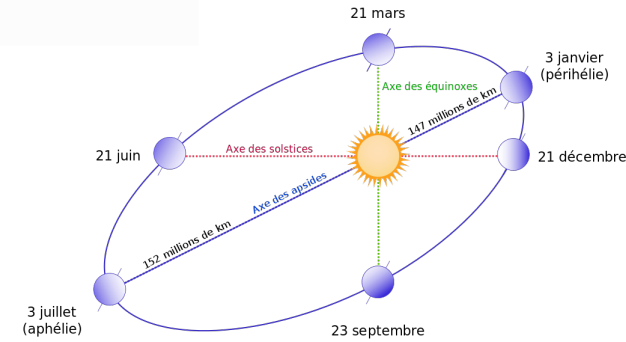
Cycle diurne: phénomène universellement connu et ressenti

→ un **mode fondamental de la variabilité climatique**

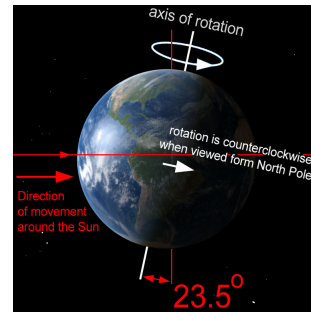
→ cause **astronomique**, un des 2 cycles majeurs (hors paléo): annuel et diurne

→ **manifestations** extrêmement **nombreuses** et **variées**

*Tout commence avec le cycle diurne du **rayonnement solaire** : le jour & la nuit*



Wikipedia (Gothika, Belg4mit, Villeneuve, Whidou)



● **météo à la surface** *réchauffement diurne, refroidissement nocturne*

● **bilan énergétique et de matière à la surface** *flux à l'interface surface-atmosphère*

● **Couche limite**

diurne convective

petits cumulus de beau temps

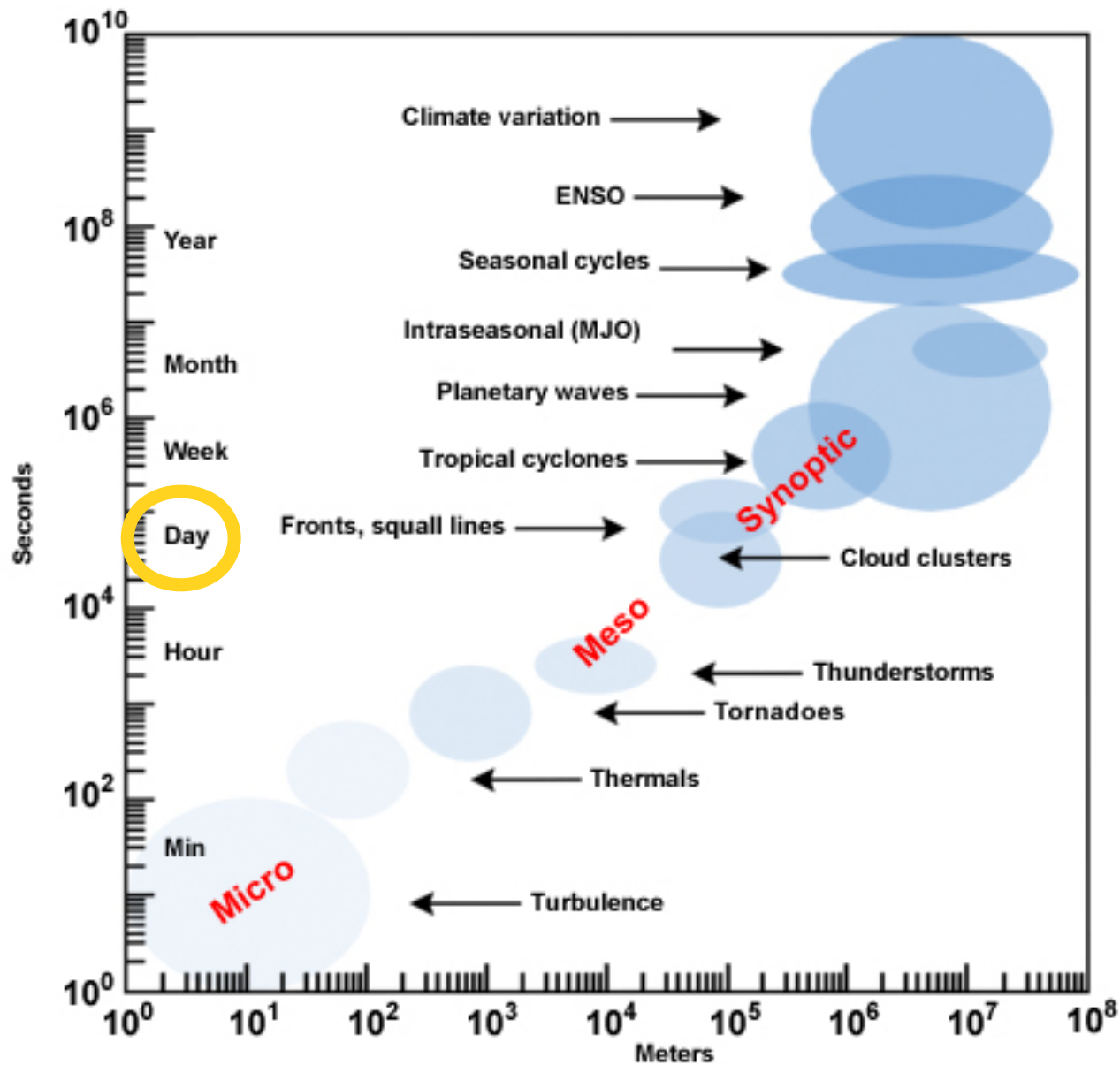
développement de convection profonde (orages, MCS...)

nocturne stable

*Le vent tombe à la surface
mais...
jet nocturne de basses couches*

● Marées atmosphériques diurnes (voir Beucher, Hastenrath) p_{surf} *questions en suspens*

● **Influence sur les circulations à mésoéchelle** : relief, **hétérogénéités surface** e.g. hum. du sol

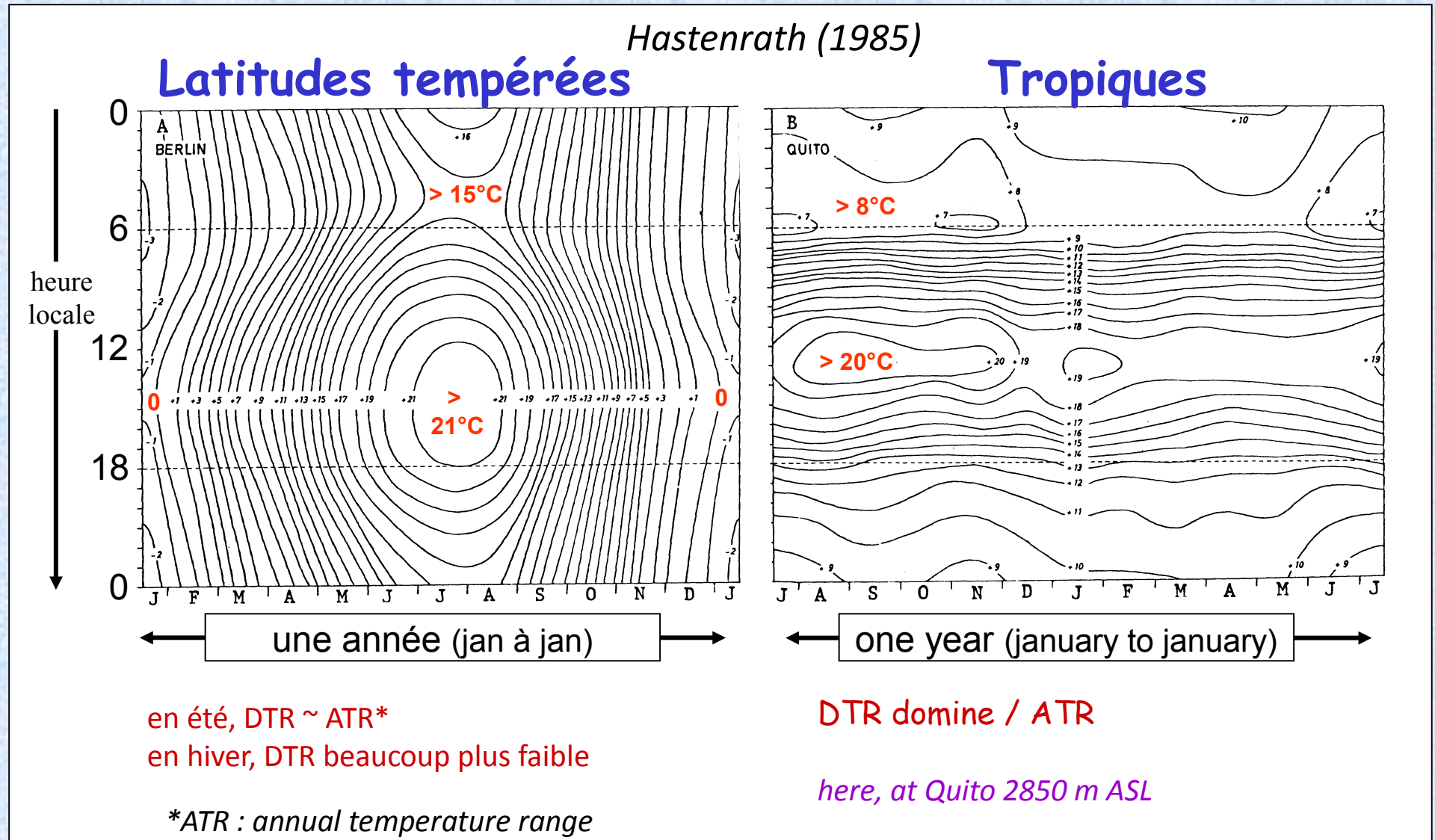


©The COMET Program

Echelles de temps et d'espace de phénomènes atmosphériques

DIURNAL TEMPERATURE RANGE (DTR) = $T_{\max} - T_{\min}$ journalier

Sur les continents : généralement élevé , variations saisonnières et régionales



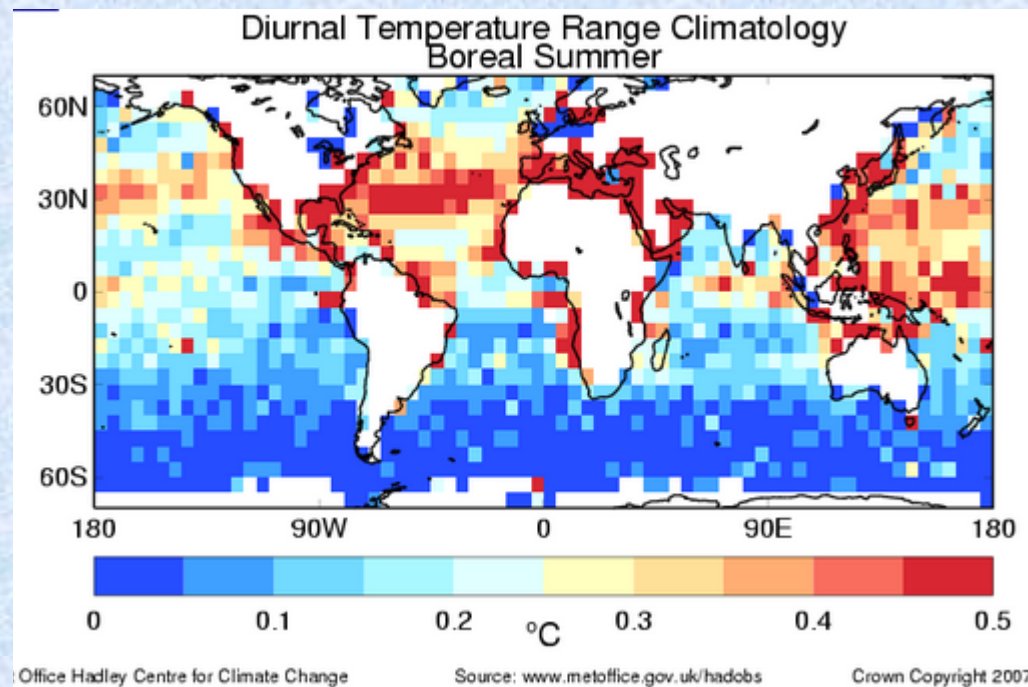
“ La nuit c'est l'hiver des Tropiques ” (source à retrouver)... et le jour c'est l'été

DIURNAL TEMPERATURE RANGE (DTR)

Au dessus des océans : typiquement beaucoup plus faible ($\sim$ ou < 1 K)

- ✓ milieu semi-transparent
- ✓ capacité thermique élevée
- ✓ mélange vertical

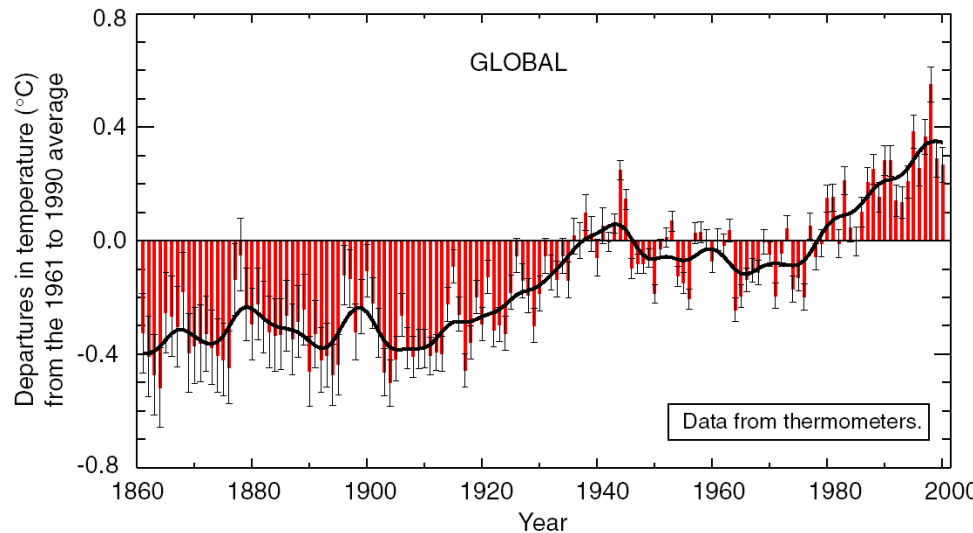
couche d'épaisseur 50 m, l'énergie d'une journée de flux solaire incident : + 0.1 K



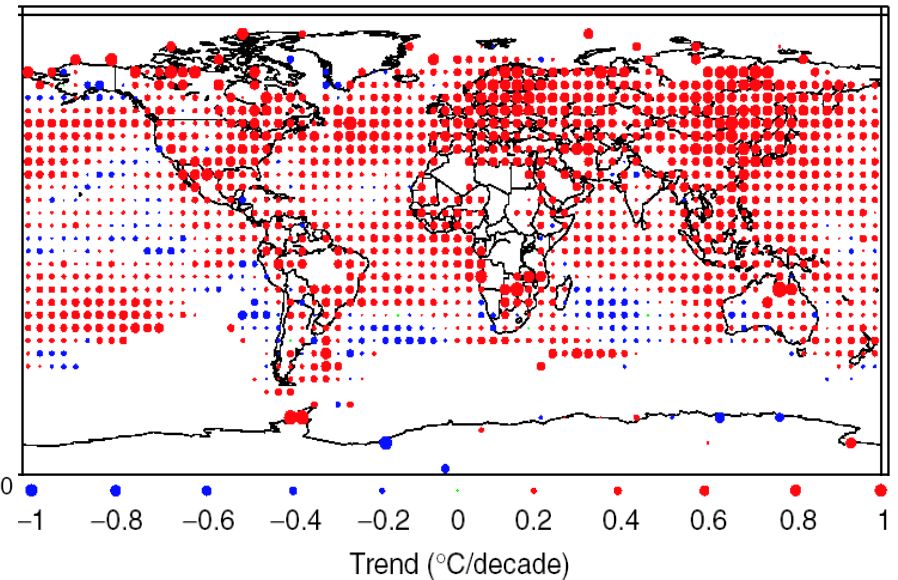
<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/haddtr/>

CYCLE DIURNE ET CLIMAT

IPCC



(d) Annual temperature trends, 1976 to 2000



« ...daily maximum and minimum land-surface temperatures for 1950 to 1993 ...show that this measure of diurnal temperature range [DTR] is decreasing very widely, although not everywhere.

On average, minimum temperatures are increasing at about twice the rate of maximum temperatures (0.2 versus 0.1°C/decade). »

...

« The decrease in the continental diurnal temperature range coincides with increases in cloud amount, precipitation, and increases in total water vapour. »

➡ Les causes de cette tendance du DTR ne sont pas encore véritablement élucidées outre la vapeur d'eau et les nuages, quid de la sensibilité de la couche limite nocturne, et plusieurs autres facteurs...

BILAN RADIATIF À LA SURFACE

Le cycle diurne de la météorologie des basses couches est fortement contraint par le bilan énergétique, dans lequel les flux radiatifs jouent un grand rôle

Flux radiative net : R_{net}

flux longwave : LW

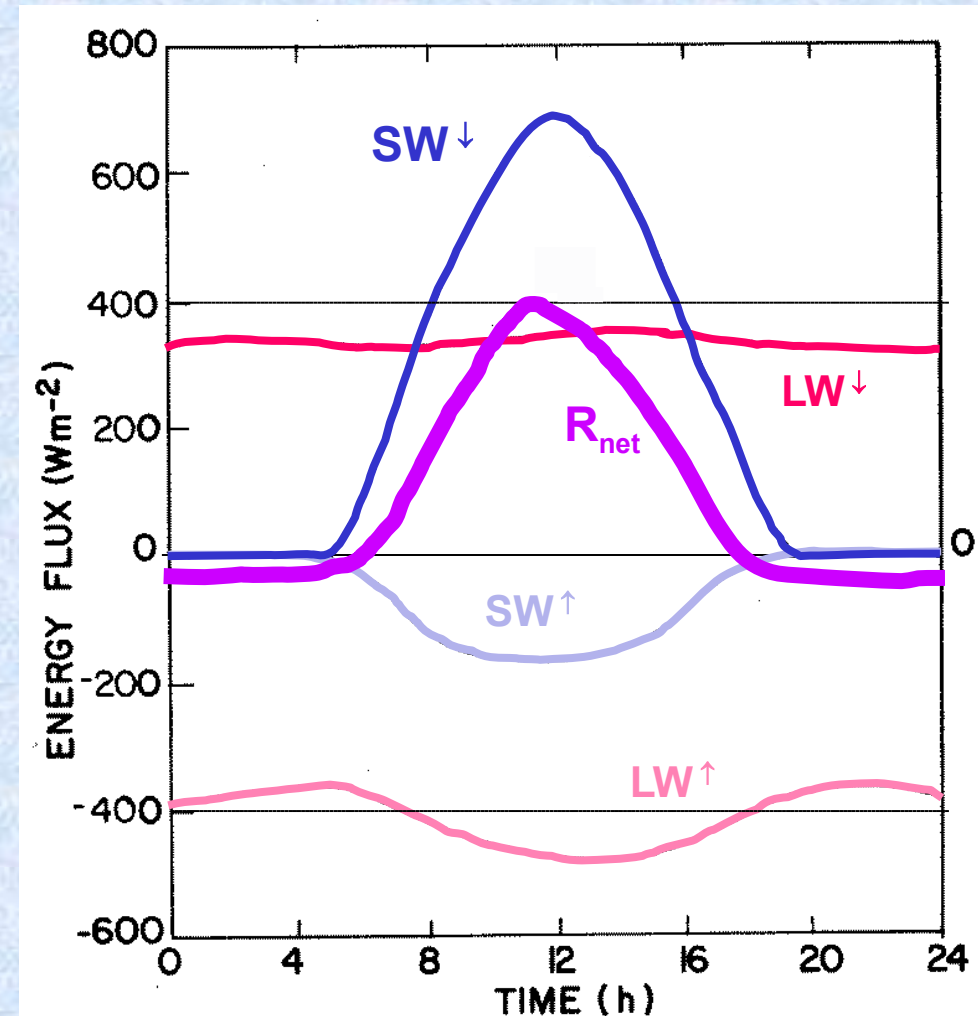
flux shortwave : SW

albedo (couleur de la surface) : a

$$R_{net} = LW_{net} + SW_{net}$$
$$= (LW^{\uparrow} + LW^{\downarrow}) + (SW^{\uparrow} + SW^{\downarrow})$$

$$R_{net} = (LW^{\uparrow} + LW^{\downarrow}) + (1-a) SW^{\downarrow}$$

a : albedo = $SW^{\uparrow} / SW^{\downarrow}$



Aout, par ciel clair, prairie canadienne
adapté de Oke (1987) et Ripley & Redmann (1976)

BILAN d'ENERGIE A LA SURFACE

*échelles spatiales et temporelles
des fluctuations variées*

forte contrainte diurne

$$R_n \approx H + LE + G$$

R_n : rayonnement net à la surface

H : flux de chaleur sensible

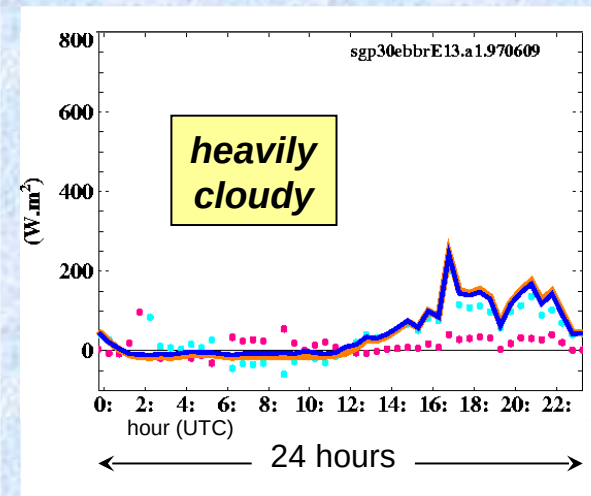
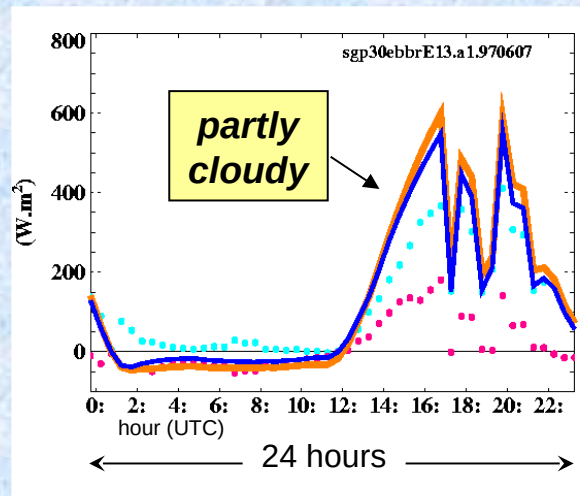
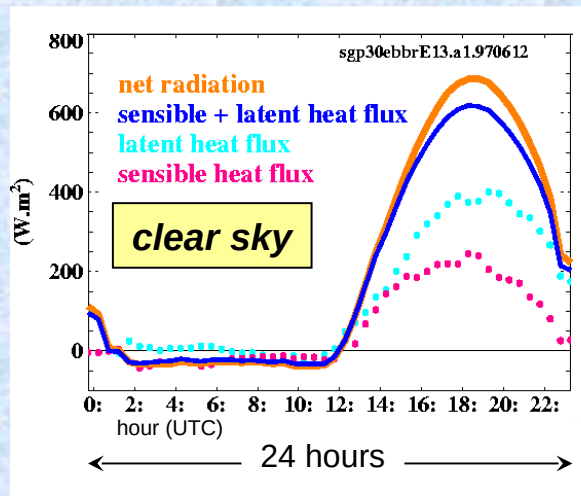
LE : flux de chaleur latente

G : flux dans le sol

Fraction Evaporative : $LE / (H + LE)$

Bowen ratio : H / LE

Forte variabilité associée à la présence/absence de nuages



surface fluxes measurements, ARM SGP site (Southern Great Plains USA), 12, 7 & 9 June 1997

Interaction nuages / rayonnement très distinctes (nuit/jour, LW/SW)
partition H versus LE dépend de l'humidité du sol, de la végétation notamment

BILAN d'ENERGIE A LA SURFACE

$$R_n \approx H + LE + G$$

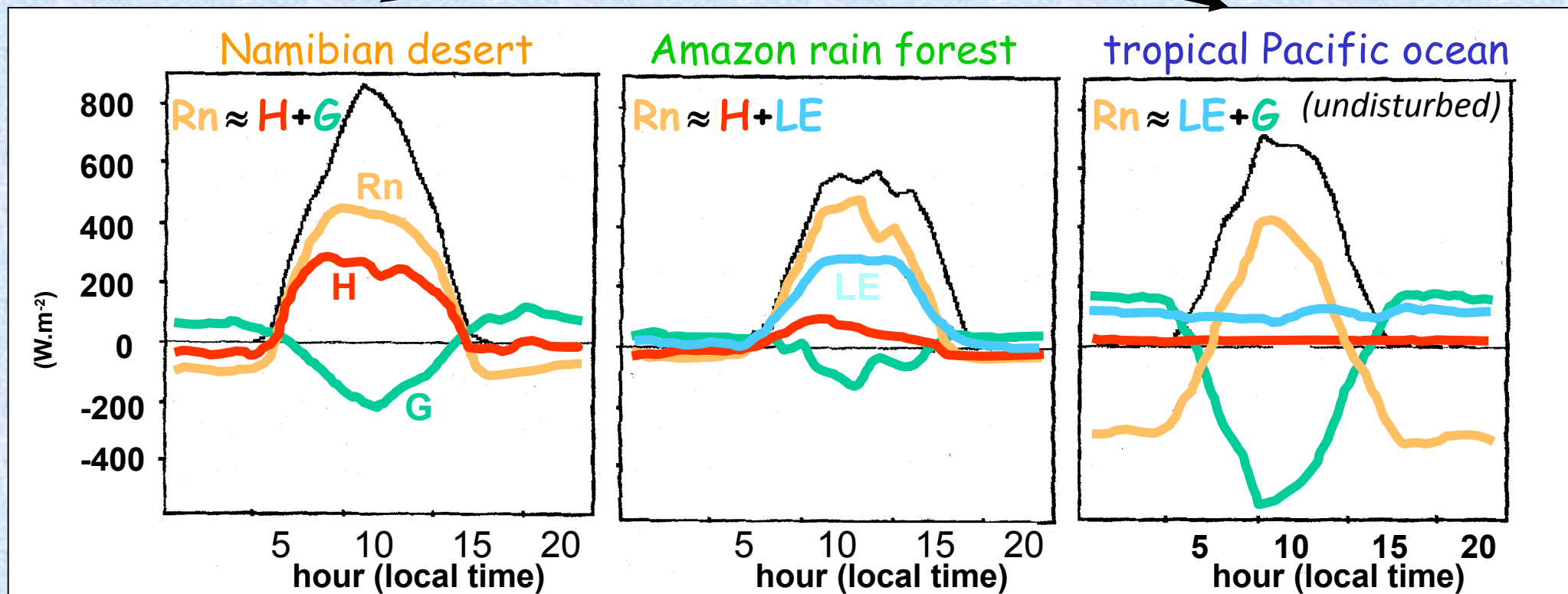
R_n : rayonnement net à la surface

H : flux de chaleur sensible

LE : flux de chaleur latente

G : flux dans le sol

3 exemples contrastés



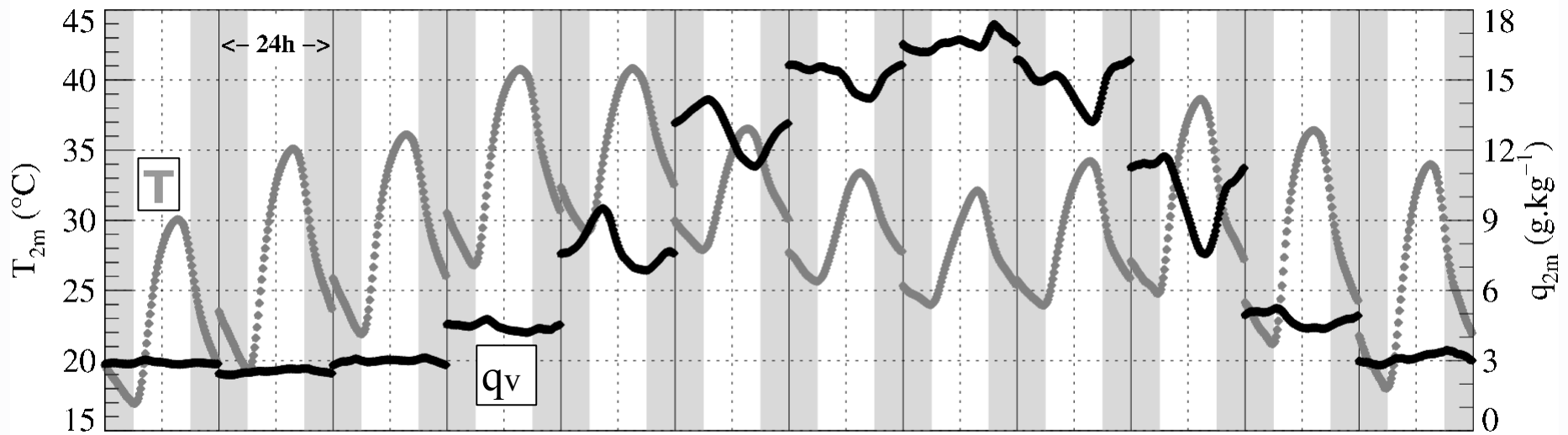
Adapté de Garstang & Fitzjarrald (1988)

! flux faible ne signifie pas flux sans importance , e.g., H dans les régions de stratocumulus

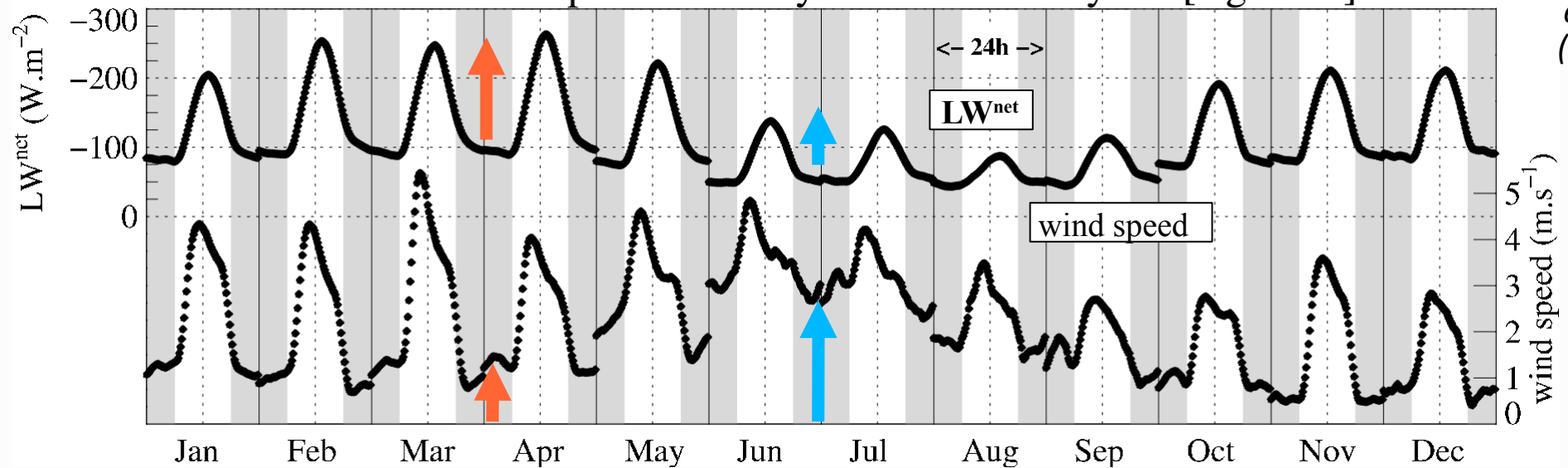
Cycle diurne: saisonnalité

région sahélienne climat
semi-aride 10°W, 15°N

T_{2m} , q_{2m} : monthly-mean diurnal cycles [Agoufou]



LW^{net} & wind speed : monthly-mean diurnal cycles [Agoufou]



Guichard
et al.
(2009)

T : diminution de l'amplitude du cycle diurne de T de mai à septembre, Tmax et Tmin: cycle annuels
vent, rayonnement : découplage (LW^{net}) diminue et le vent nocturne est plus fort
qv : transition d'un cycle diurne plat en mars à un pic le matin en mai, une décroissance diurne en juin, puis à nouveau plat en août – *rôle de la dynamique de la couche limite (diurne et nocturne)*

LA COUCHE LIMITE ATMOSPHÉRIQUE

partie de l'atmosphère directement sensible à la surface terrestre (continentale comme océanique)

Fluctuations à des échelles de temps inférieures à 24 h

Zone de l'atmosphère où l'écoulement est turbulent
instabilité thermique (structure verticale instable)
instabilité dynamique (cisaillement vertical)

nombre de Richardson

$$Ri = \frac{\beta \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial z} + \frac{\partial \bar{v}^2}{\partial z} \right)}$$

= 0 : turbulence neutre
< 0 : instable *diurne*
> 0 : stable *nocturne*

$$Re = \frac{UL}{\nu} \sim 10^9 \gg Re_c$$

ν : viscosité cinématique



Transport vertical par la turbulence, transport horizontal par le vent moyen

Variations verticales $\gg$ variations horizontales (notion de CLP)

Phénoménologie

- *lieu des brises: vents de pente, îlot de chaleur urbain, discontinuités horizontales (côte, lacs, forêt/champ, ville/campagne),*
- *impact de la convection profonde (rafales, courants d'air froid)*

Le concept de couche limite ne s'applique plus dans certaines situations (e.g. sous un orage...), lorsque la couche limite n'existe plus

les flux à la surface jouent un rôle très important sur le développement de la couche limite diurne

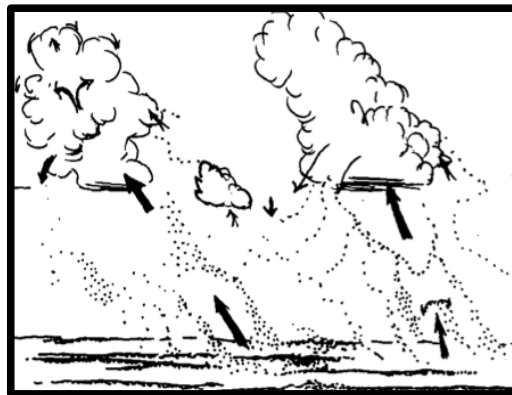
CARACTÉRISTIQUES IMPORTANTES DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

Hauteur variable (100 à quelques km)

Cycle diurne

Souvent chapeauté par des nuages (cumulus, stratocumulus)

cumulus

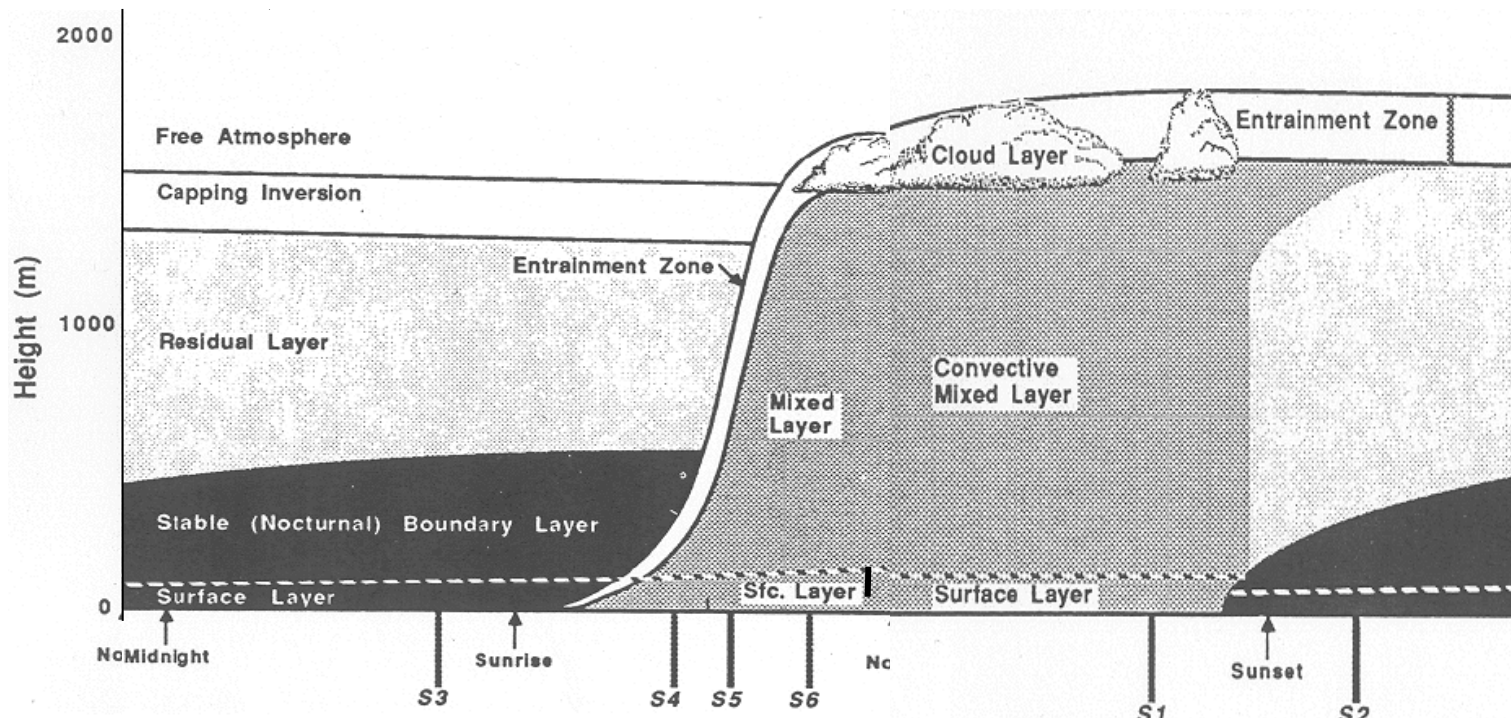


LeMone et Pennell (1976)

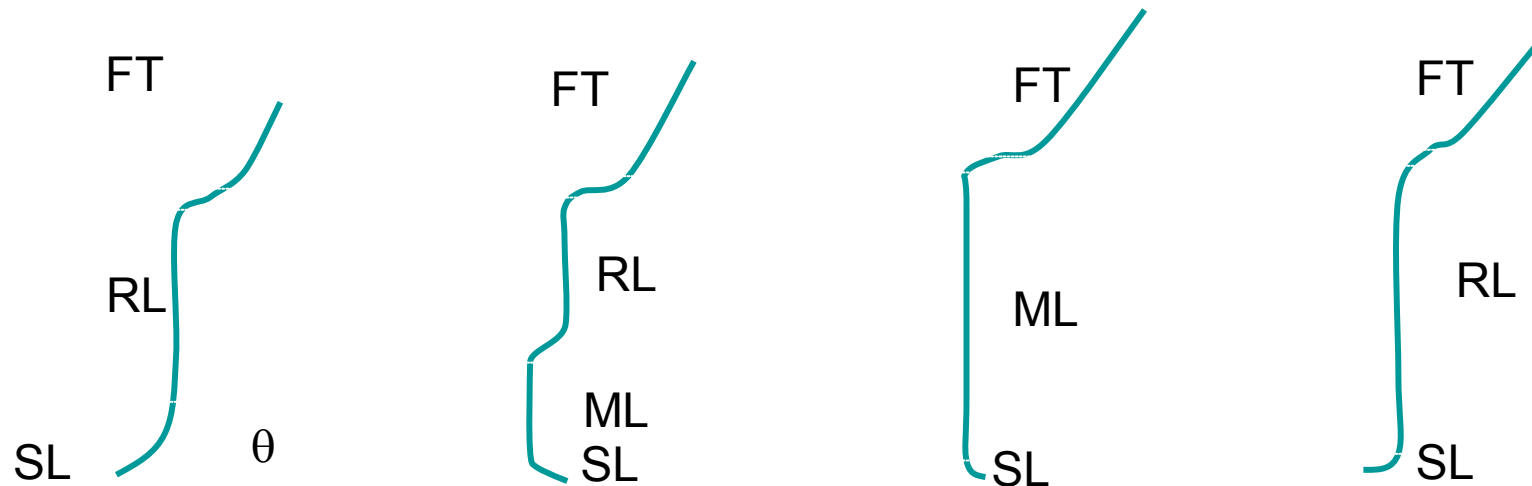
Strato-cumulus



CYCLE DIURNE DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHÉRIQUE

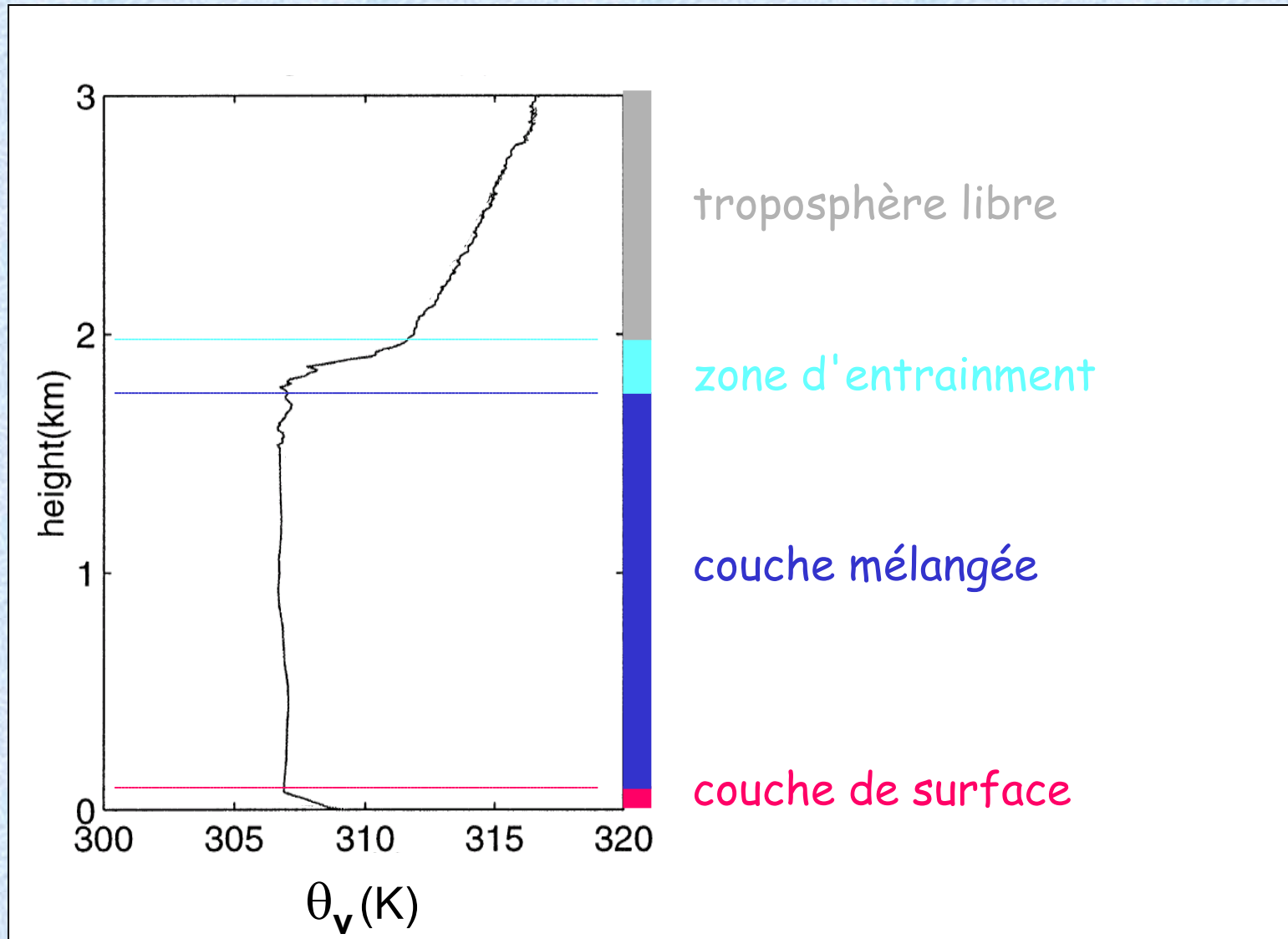


*Stull
(1988)*



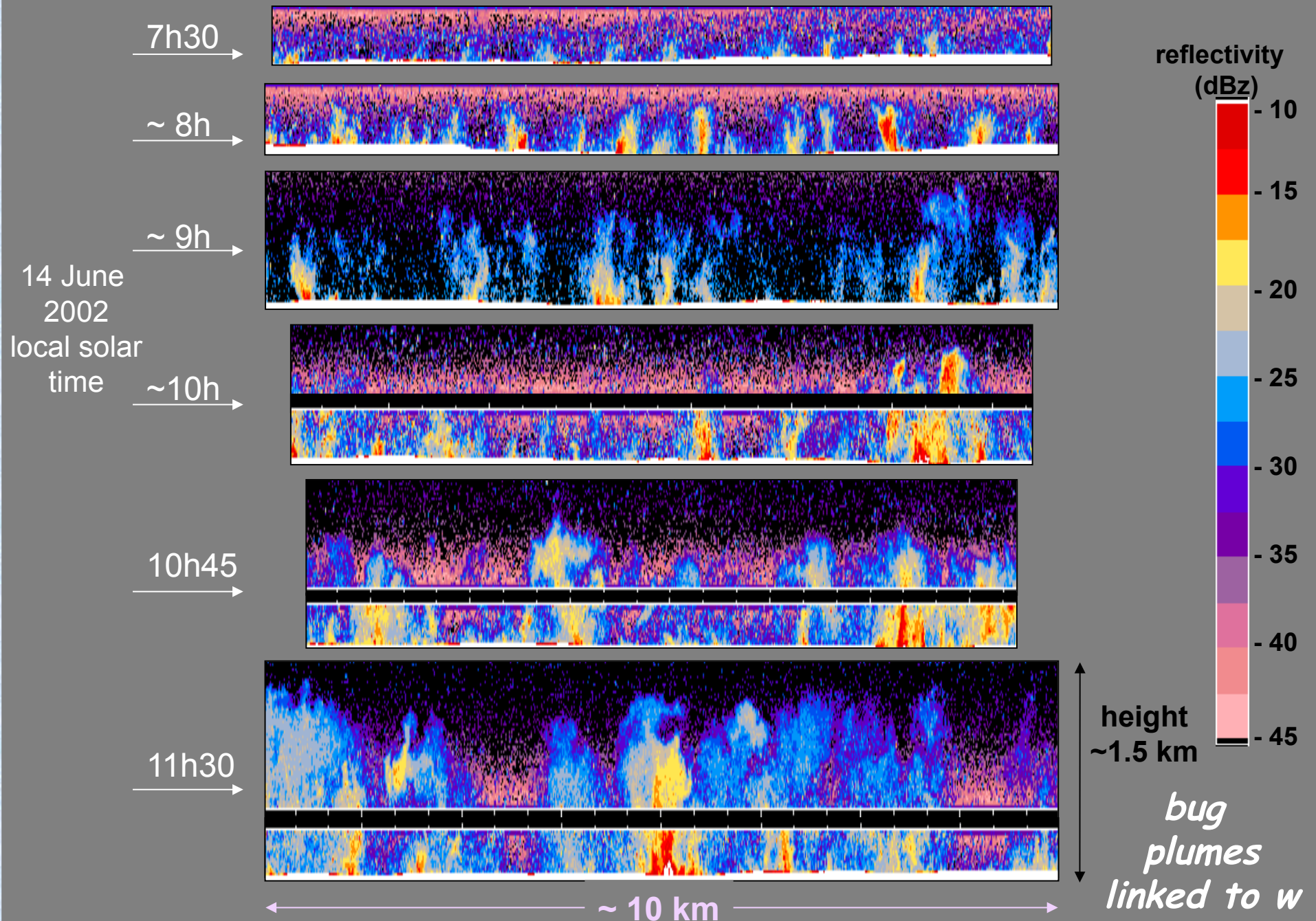
la couche limite convective

un exemple typique (sondage)



adapted from Zhu and Albrecht (2002)

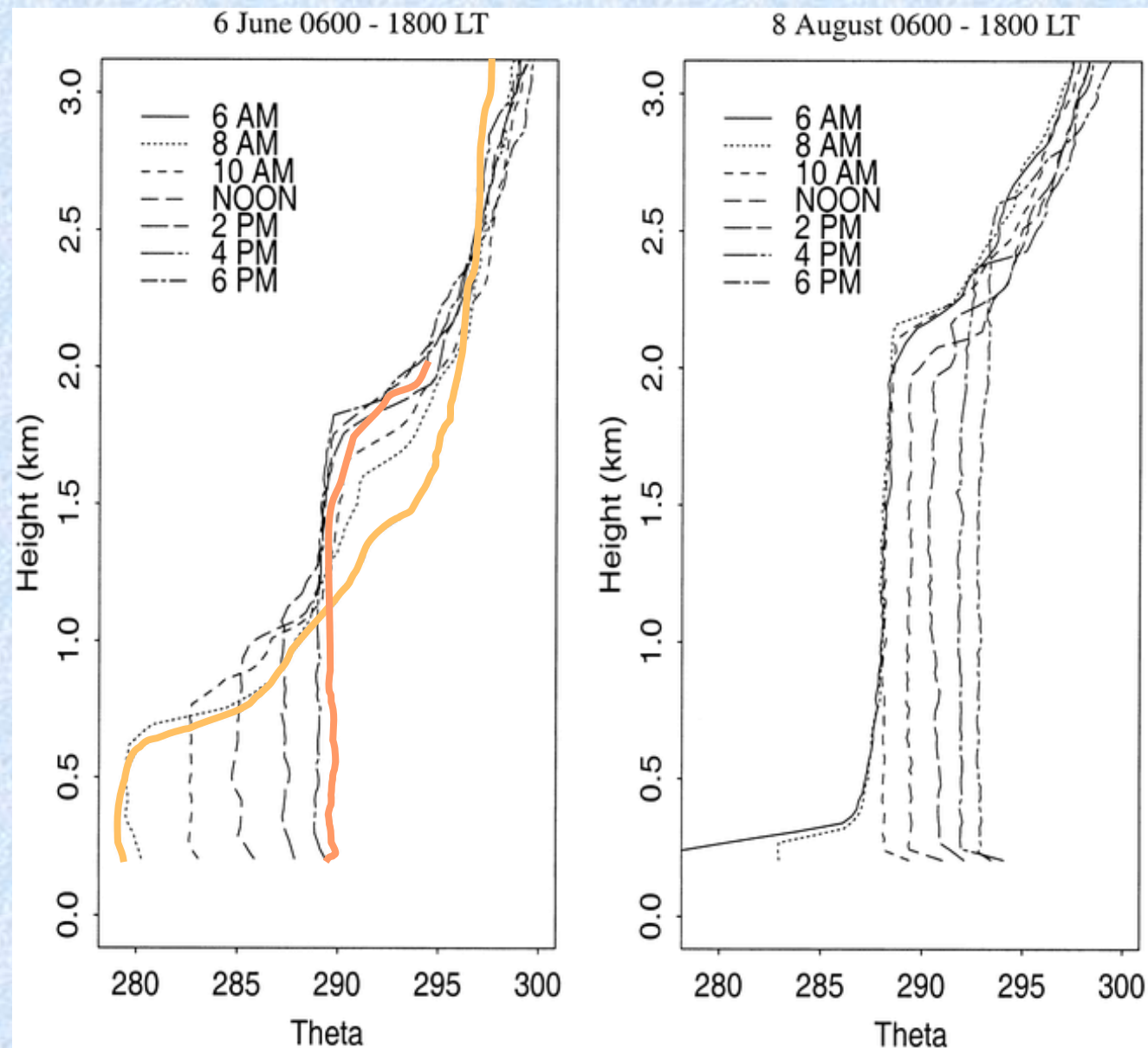
Boundary layer development: radar data (t-x,z), courtesy of B. Geerts



Voir les belles animations de la couche limite simulée par DNS, TU Delft, Jonker et coll.

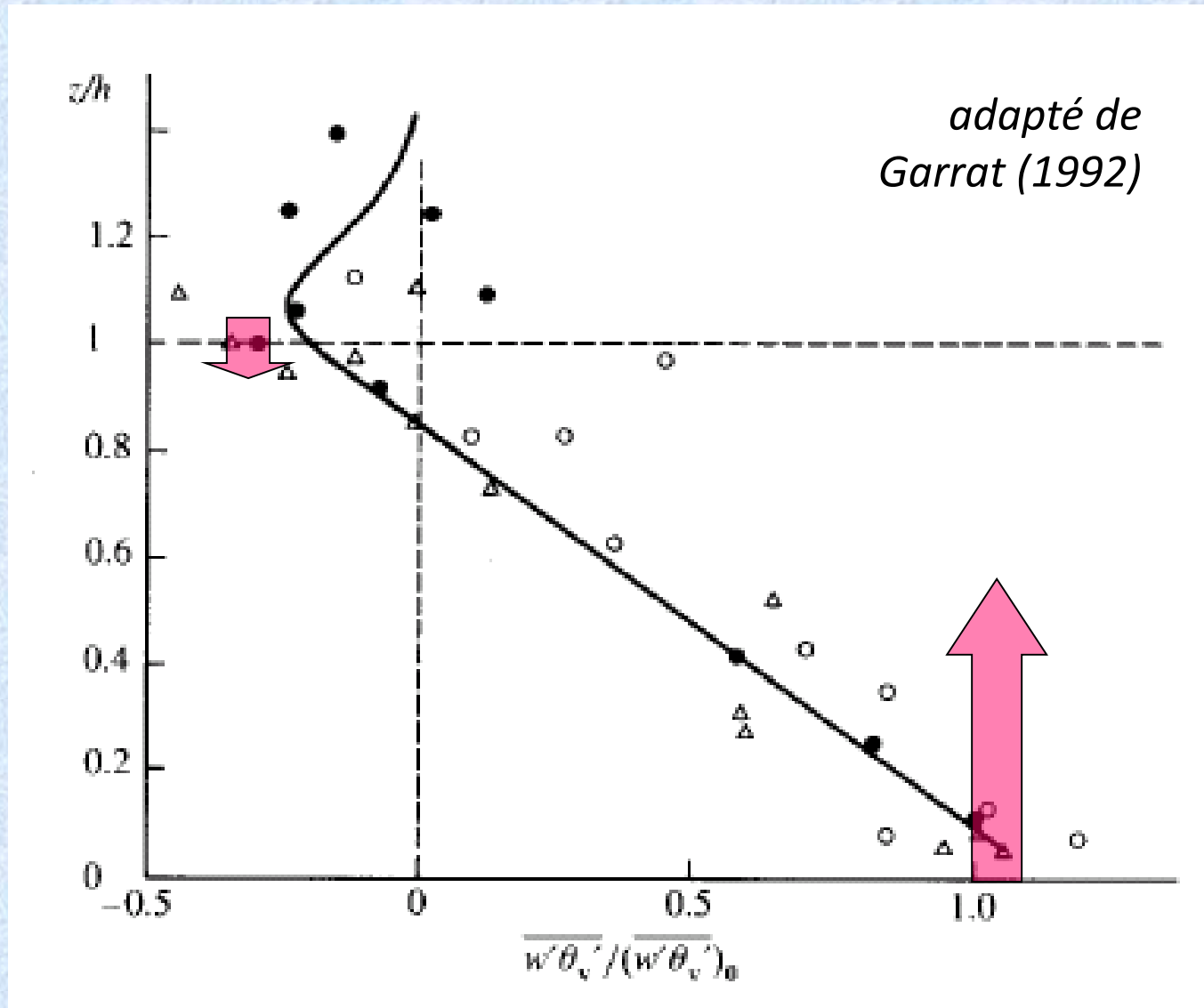
<http://www.citg.tudelft.nl/en/about-faculty/departments/geoscience-and-remote-sensing/staff/personal-pages/profdr-harm-jonker/profdr-harm-jonker/movie-gallery/>

every day, a new convective boundary layer is growing



Freedman & Fitzjarrald (2001)

Flux de flottabilité dans une couche limite convective



$$\overline{w'\theta'_v}(h) \approx -0.2 \overline{w'\theta'_v}(0)$$

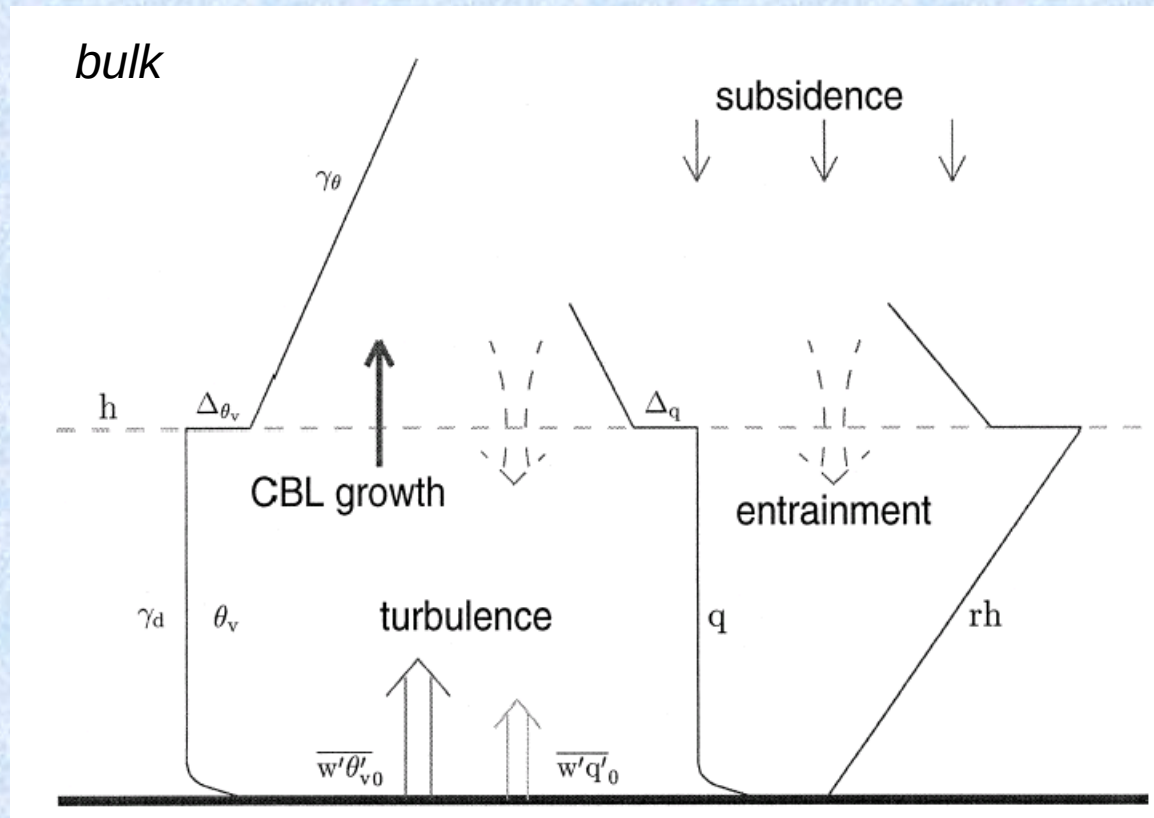
Forte motivation pour le développement de modèles simples (bulk) de la couche limite convective

Préambule

les modèles atmosphériques utilisent des modèles de turbulence beaucoup plus complexes, qui doivent fonctionner le jour, la nuit, partout...

L'intérêt des modèles plus simples est qu'il permettent de bien comprendre des traits majeurs du fonctionnement de la couche limite

Modèles de couche limite convective simples



scheme from Zhu and Albrecht (2002)

Modèle « Bulk » de Tennekes

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'\theta'}$$

$$h \frac{\partial \theta_M}{\partial t} = H - \overline{w'\theta'_i}$$

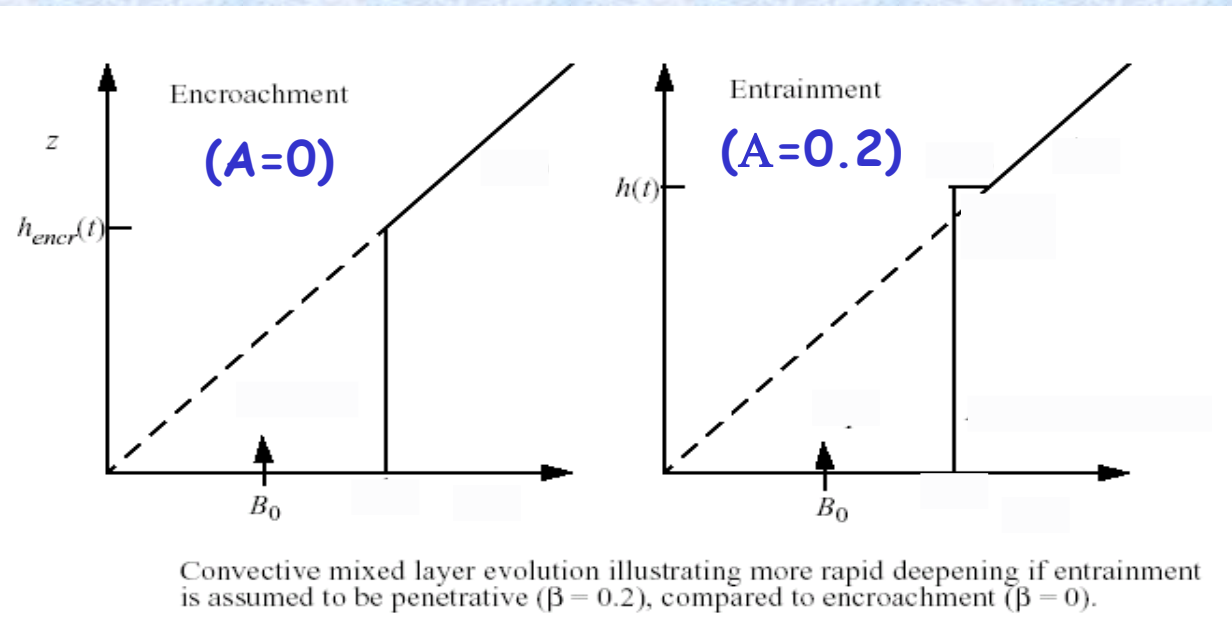
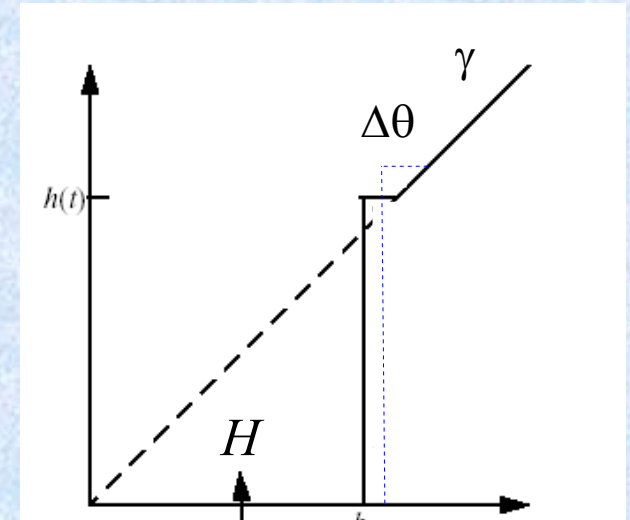
$$\overline{w'\theta'_i} = -A H$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{H(1 + 2A)}{h\gamma}$$

Application:

matin : $H \sim t \cdot H_0$

midi : $H \sim H_1$

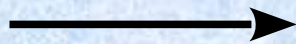


from Garrat (1992)

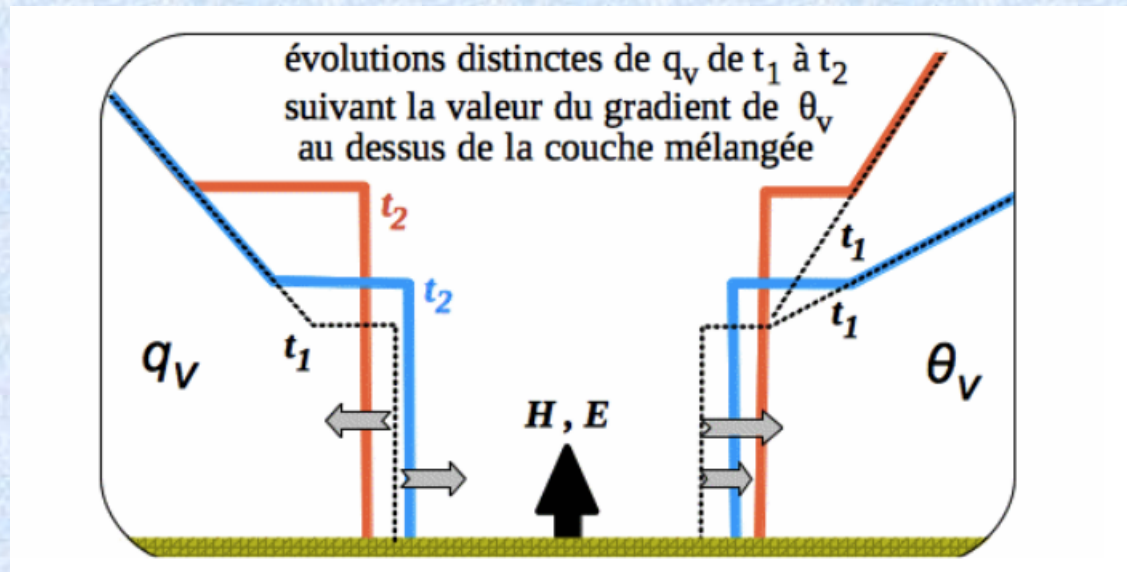
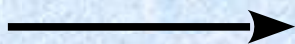
Croissance diurne de la couche limite et vapeur d'eau dans la couche limite

Influence de la stabilité (γ)

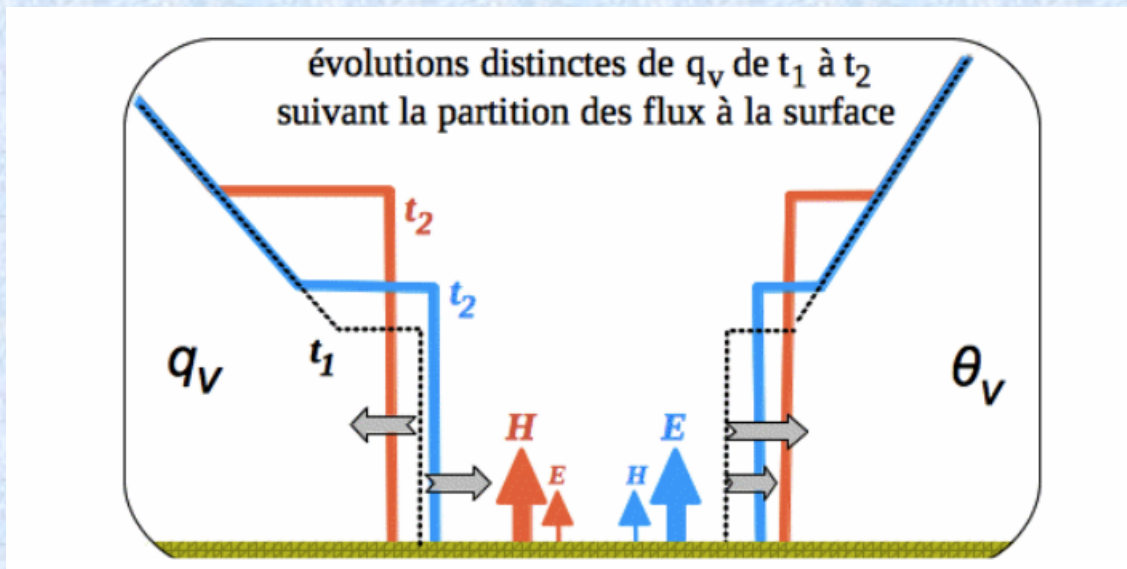
$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{Q_0(1 + 2A)}{h\gamma}$$



Influence de la partition
des flux de chaleur
sensible et latente à la
surface **H** et **LE**

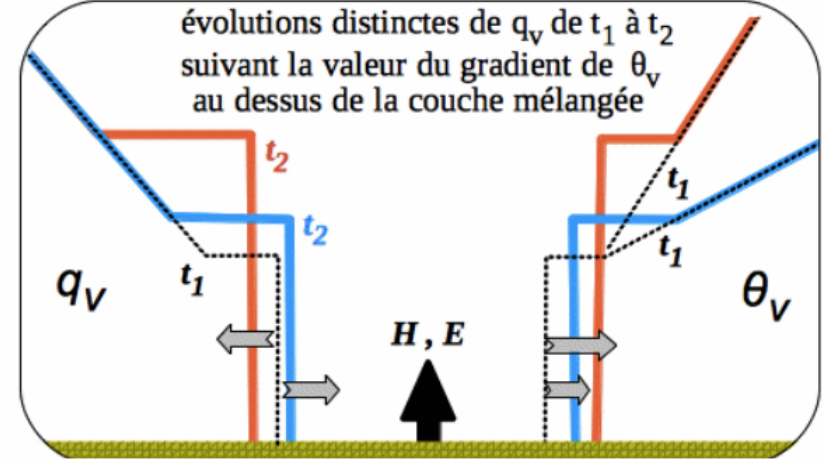
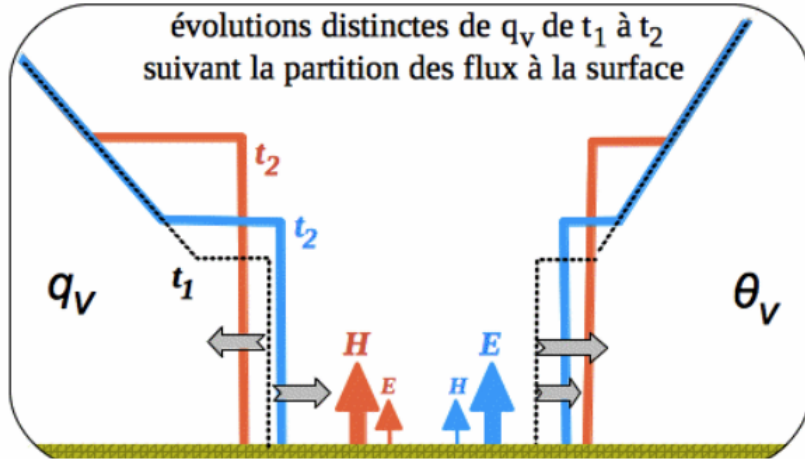


Guichard (2011)

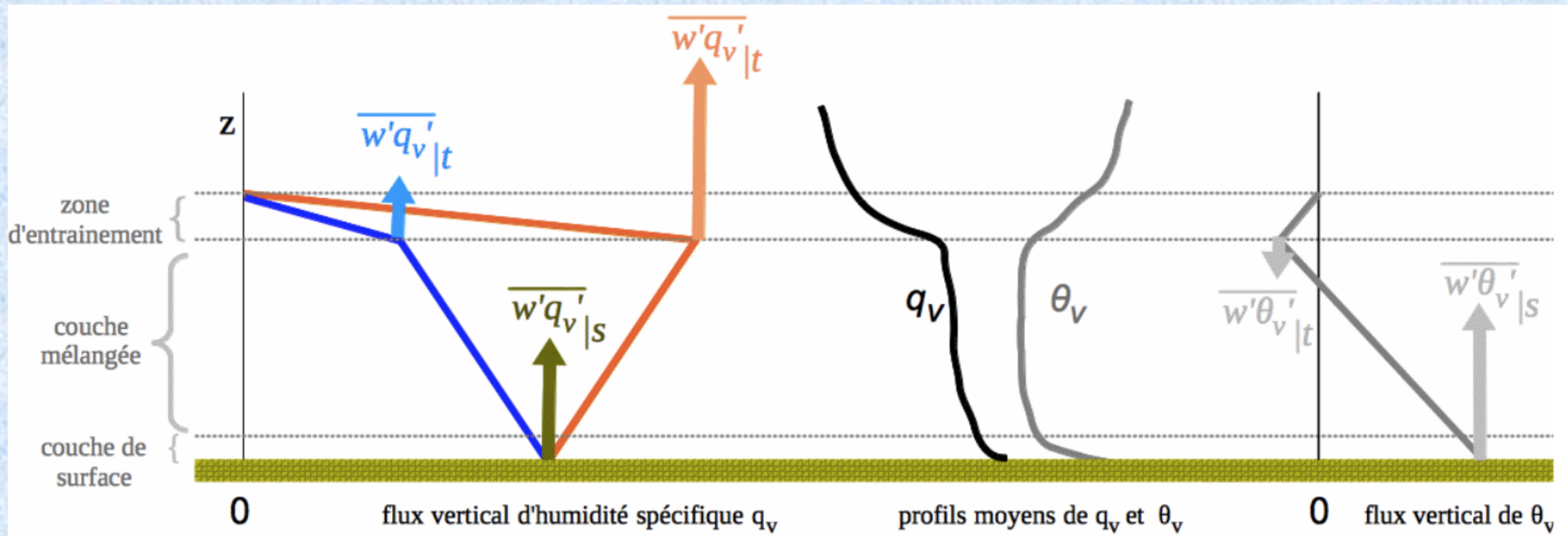


La couche limite **s'assèche** ou **s'humidifie** (en q_v)

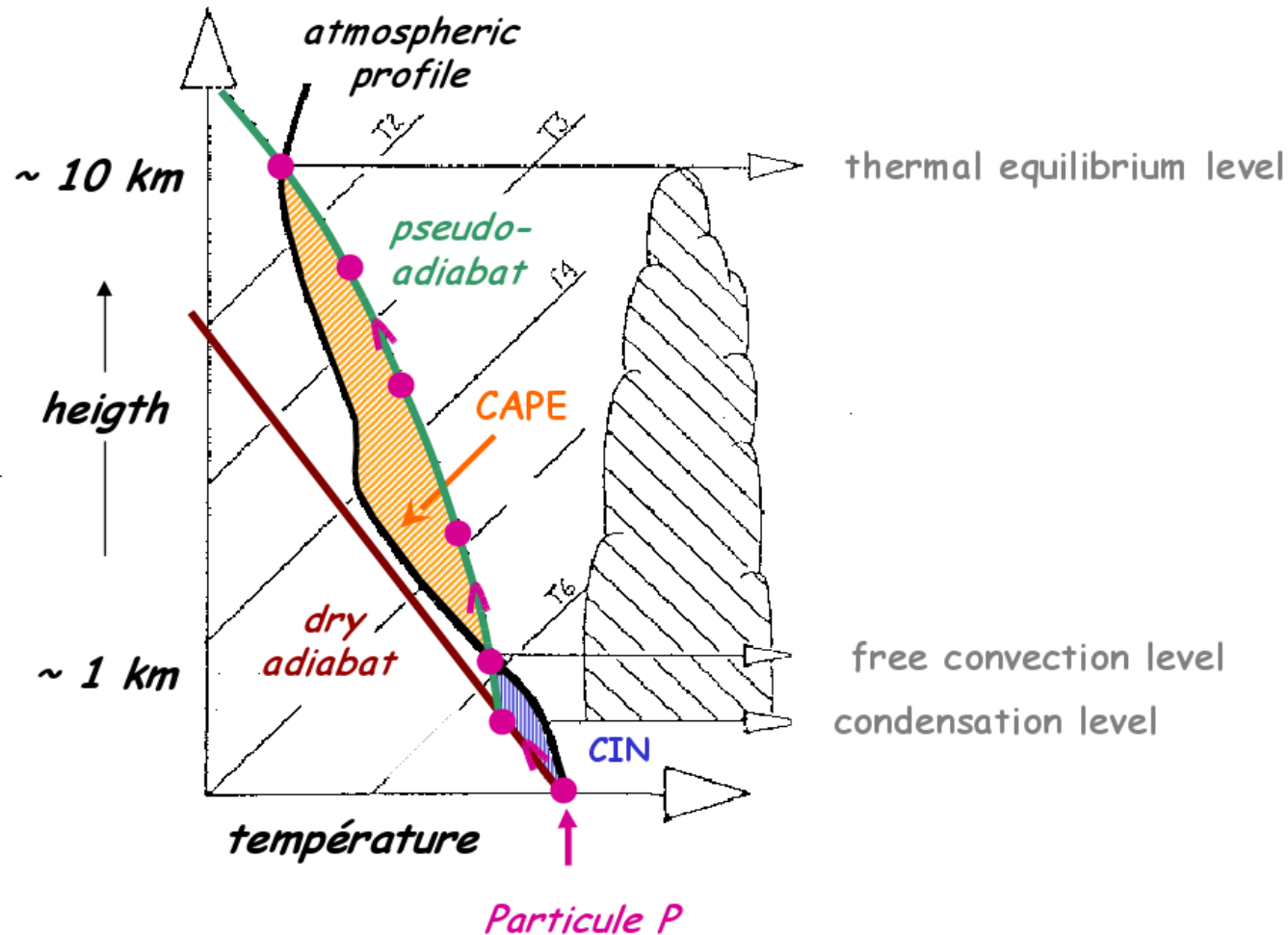
Croissance diurne de la couche limite et vapeur d'eau dans la couche limite



La couche limite **s'assèche** ou **s'humidifie** (en q_v)



INSTABILITE CONDITIONNELLE (parcel theory)



CAPE (Convective Available Potential Energy) : energy that could be released by the ascent of P

CIN (Convective INhibition) : energy barrier for P

adapted from Roux

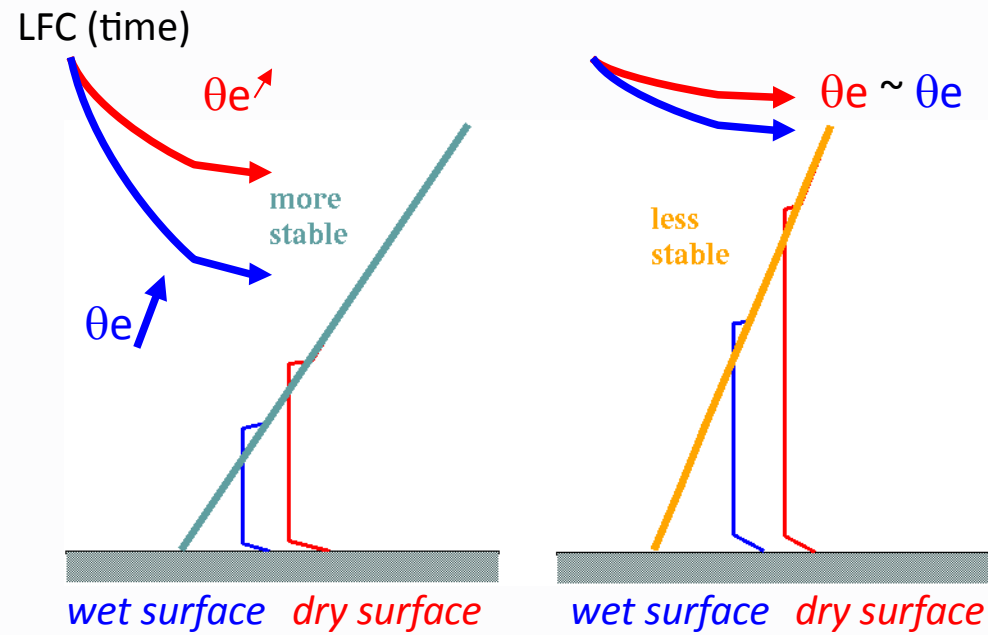
$$w_{\max} = \sqrt{2 \times \text{CIN}}$$

caution: this is a
« rough estimation »

Croissance diurne de la couche limite et développement de convection profonde

considérations 1D (fct z)

Ek et Holtslag (2004), Findell et Eltahir (2003)



LA COUCHE LIMITE D'EKMAN (NEUTRE)

Equations de Couche limite atmosphérique barotrope

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} = f(\bar{v} - v_g) + K \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} = -f(\bar{u} - u_g) + K \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2}$$

flux turbulents exprimés avec un coefficient d'échange K

$$\overline{u'_i a'} = -K \frac{\partial \bar{a}}{\partial x_i}$$

$$-\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} = -f v_g$$

$$-\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} = f u_g$$

On pose :

$$U = u + i v$$

$$Ug = u_g + i v_g$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -if(U - Ug) + K \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$$

On suppose le système stationnaire ($\partial/\partial t = 0$)

on note $V = U - Ug$

$$K \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} - ifV = 0 \Rightarrow V = -Ug \exp \left\{ -\frac{1+i}{\sqrt{2}} \left(\frac{f}{K} \right)^{1/2} z \right\}$$

$z \rightarrow \infty : V \rightarrow 0 \quad (U = Ug)$
 $z = 0 : V = Ug \quad (U = 0)$

LA SPIRALE D'EKMAN

$$u = u_g \left(1 - \exp \left\{ -\frac{z}{D} \right\} \cos \left(\frac{z}{D} \right) \right) \quad \text{avec } D = \sqrt{\frac{2K}{f}}$$

$$v = u_g \exp \left\{ -\frac{z}{D} \right\} \sin \left(\frac{z}{D} \right)$$

$$v_g = 0$$

Près du sol ($z \ll D$)

$$\cos(z/D) \sim 1, \quad \sin(z/D) \sim z/D$$

$$e^{-z/D} \sim 1 - z/D$$

u, v : angle $\sim \pi / 4$ à la surface

En altitude

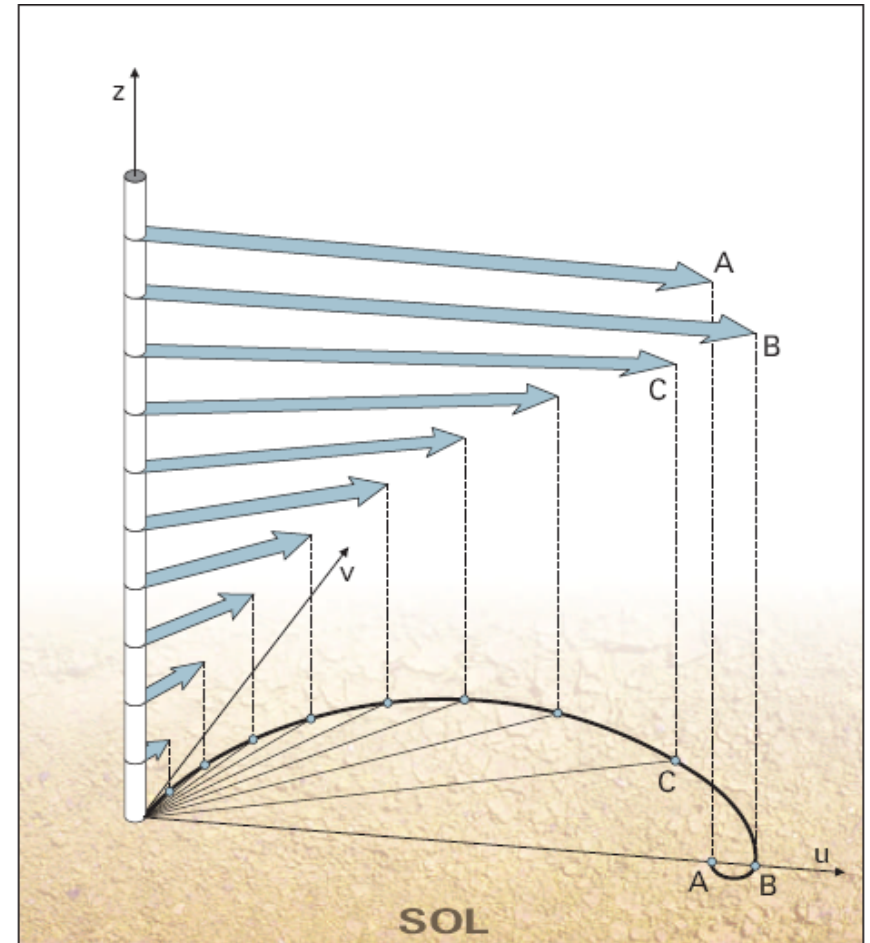
$v = 0$ pour la 1ère fois à $z = \pi D$

vitesse > vitesse du vent géostrophique, $1.04 \cdot u_g$)

Dans la réalité, on n'observe pas vraiment une telle structure verticale

- Le jour: trop de mélange vertical dans la couche convective,
- la nuit: importance de la stabilité dans les basses couches,
- coefficient K constant peu réaliste

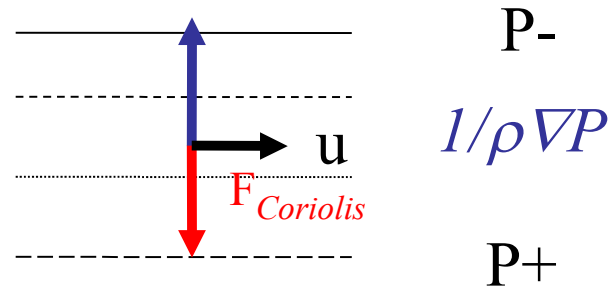
i.e. hypothèses trop simplificatrices



La couche d'Ekman

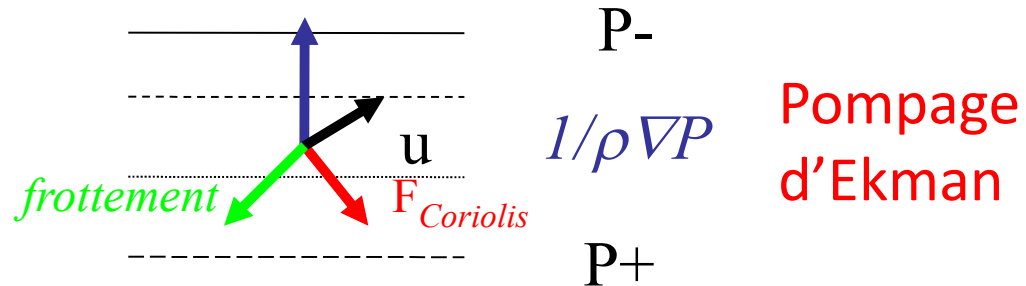
Observations : direction du vent en altitude $\neq$ direction du vent en surface
déplacement des nuages

Au dessus de la CLA



Dans la CLA

Le vent tourne à gauche en direction
des basses pressions (P-)
dans les basses couches :
dépression : convergence
anticyclone : divergence

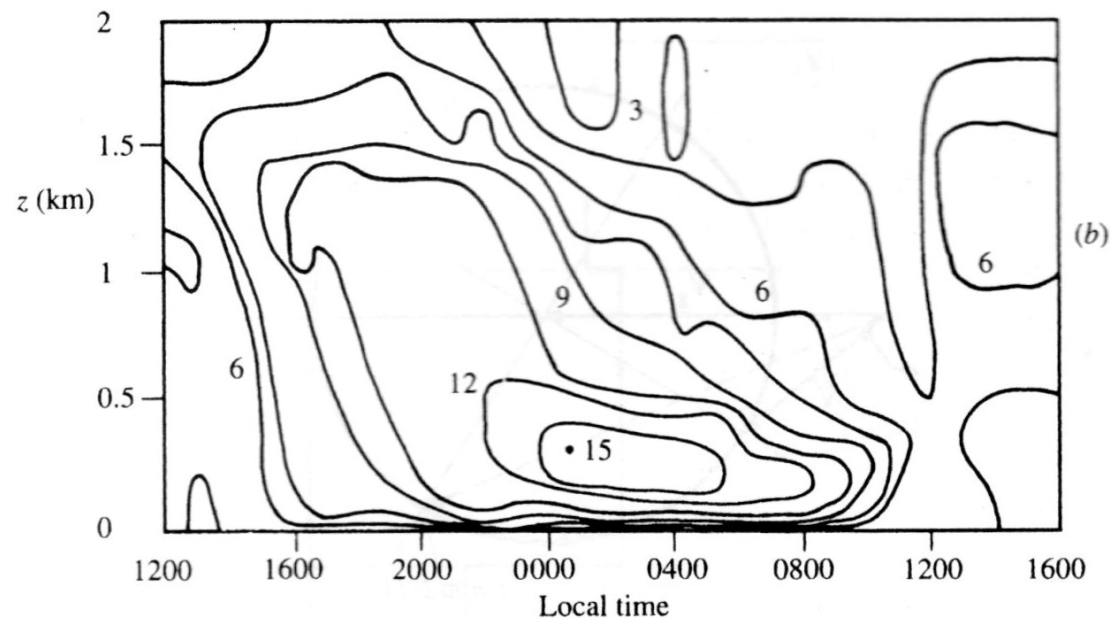


rotation vers la droite dans l'hémisphère Nord
rotation vers la gauche dans l'hémisphère Sud

Couche limite stable : des exemples

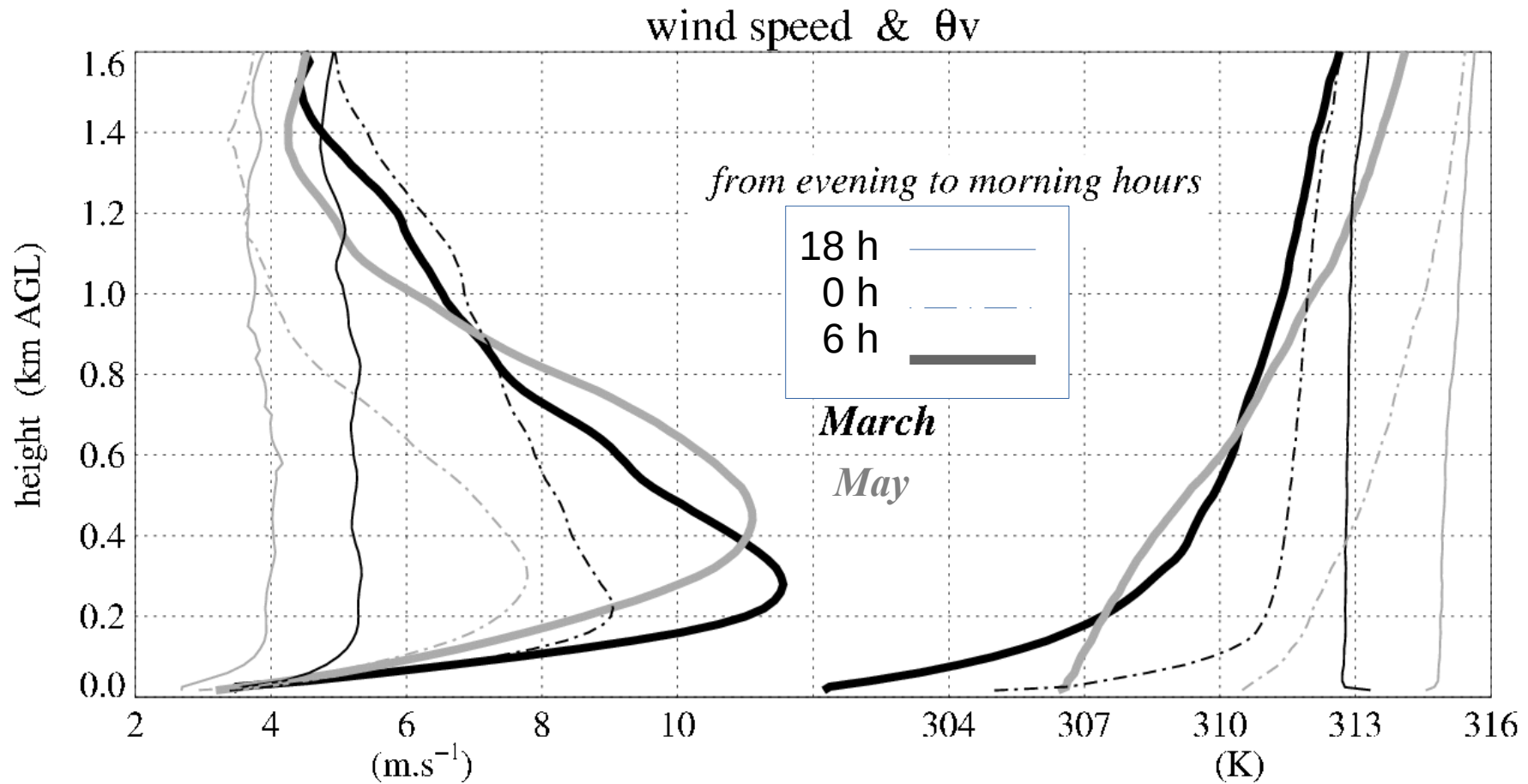
une nuit donnée
au cours de l'expérience
WANGARA (Australie)

Garra (1992)



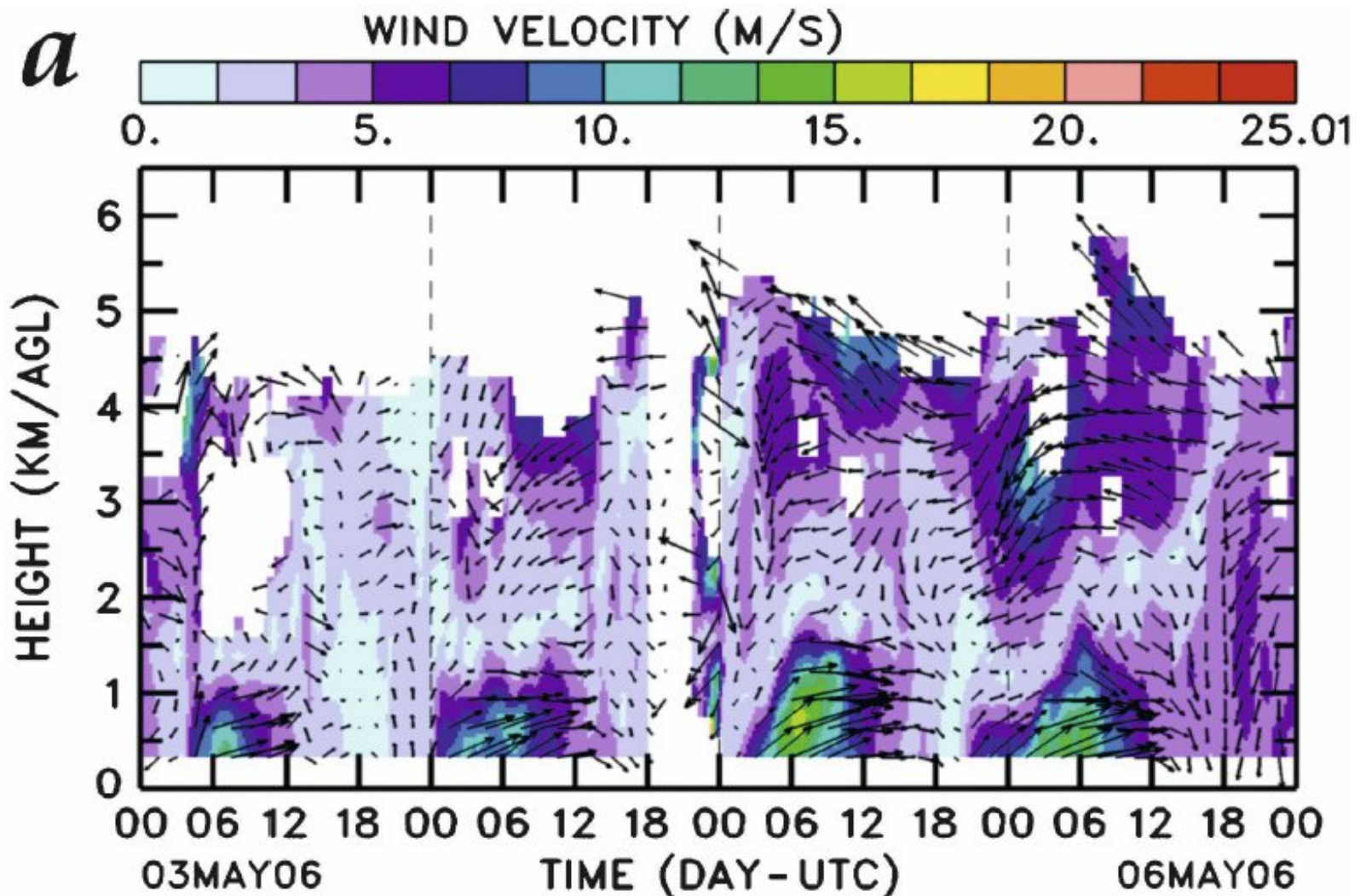
Renforcement des advections horizontales de basses couches la nuit

Couche limite stable : des exemples



Profils mensuels
moyens à Niamey

Couche limite stable : des exemples



Radar UHF, data processing from B. Campistron (Lothon et al. 2008)

Commenter cette figure obtenue à partir d'un radar UHF (Niamey 2006)

Comment varie la direction du vent au cours de la nuit?

En déduire des informations sur le gradient de pression horizontal (orientation)?

COUCHE LIMITE STABLE : LE JET NOCTURNE

mécanisme d'instabilité inertielle ici, mais il existe d'autres mécanismes de formation de jet nocturne

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{v} - v_g) \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f(\bar{u} - u_g) \end{cases}$$

1) flux turbulents nuls

2) conditions initiales : $u_0 = u_g - F/f$ et $v_0 = v_g - F/f$

composantes du vent au moment où les flux turbulents s'annulent (avec F la force de frottement)

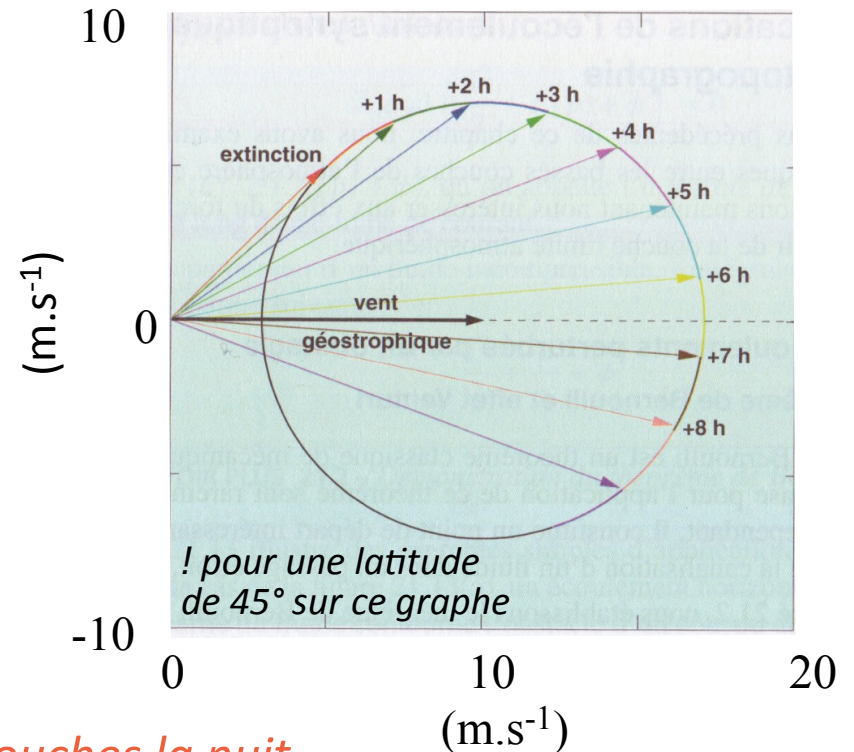
avec $\begin{cases} -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} = -fv_g \\ -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} = fu_g \end{cases}$

si on pose :

$$\begin{cases} U = u + i v \\ U_g = u_g + i v_g \end{cases}$$

$$U = U_g - i \frac{F}{f} e^{-i f t}$$

$T = 2\pi/f$: période de l'oscillation dite *inertielle*



*Renforcement des advections horizontales de basses couches la nuit
Influence sur les propriétés de la couche limite convective du jour suivant*

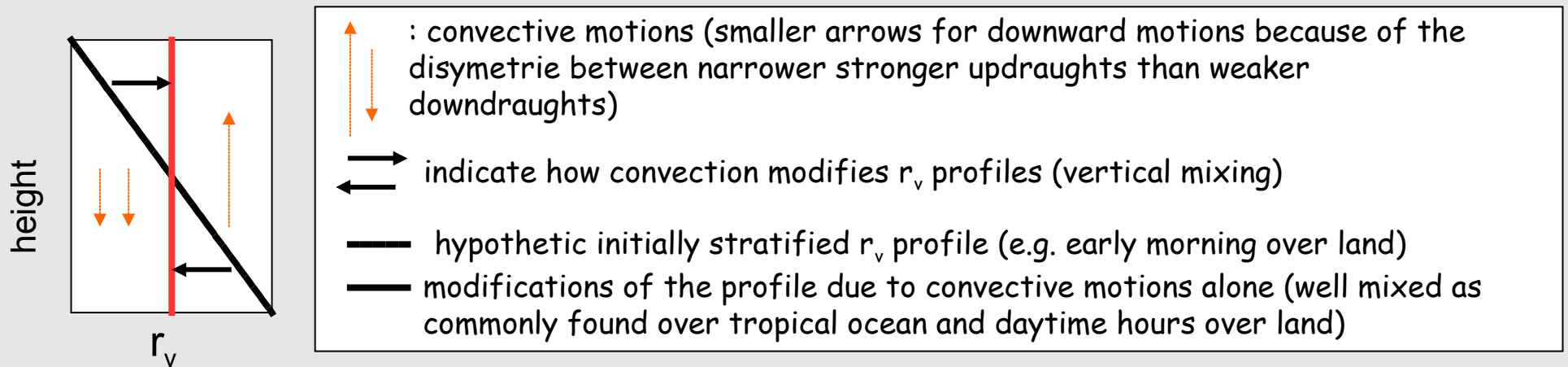
(Malardel 2005)

Convective motions and transport

source of water generally located at the surface

convective processes transport surface moist air upward and upper dryer air downward (for typical r_v vertical stratifications)

« dry » convection (i.e. without H_2O phase changes) affects in this way the lower atmospheric moisture field (typically the first 1-2 kilometres above the surface) - « convective boundary layer »



moist non-precipitating convection : a bit more complex, but basically same type of functioning except for some water storage in clouds (in the form of liquid droplets or ice crystals), as eventually these clouds disappear without producing any precipitation.

for instance fair-weather cumulus clouds (typical life time of one cloud ~ 15-30 min)

precipitating convection : often similar signature of r_v convective transport (drying of the lower troposphere and moistening of the upper troposphere), even though the phenomenon involves more processes and interactions among them; note however that the occurrence of convective rainfall acts to dry the atmospheric column (it does not mean that the atmosphere is dryer than it was once precipitating convection has occurred!).

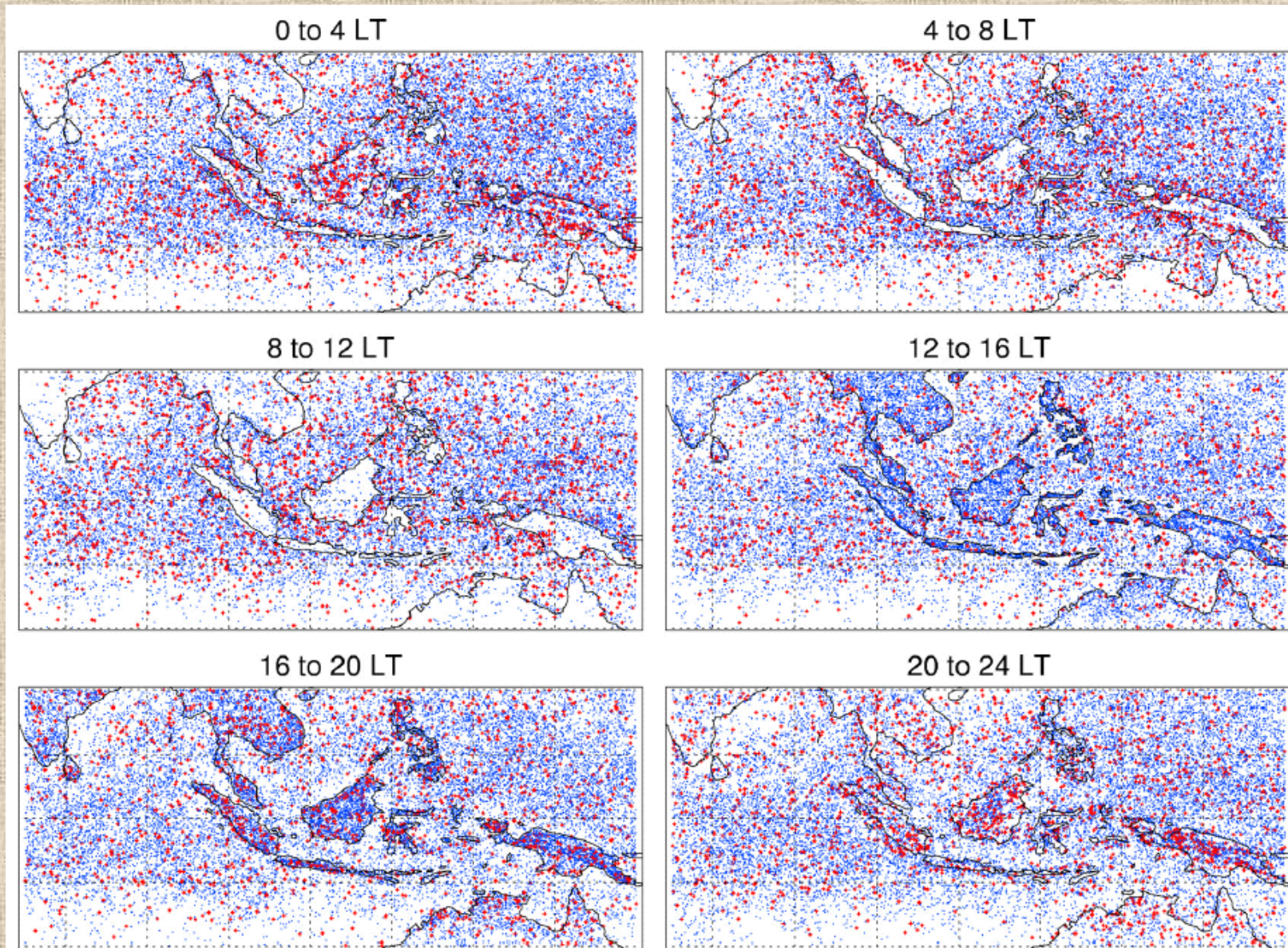
CYCLE DIURNE DE LA CONVECTION PROFONDE

il est très marqué sur les continents, correspond à une organisation temporelle
de très nombreux exemples dans la littérature

Données
Satellite
TRMM
Nesbitt & Zipser
(2003)

3 années

deep
convection
MCS

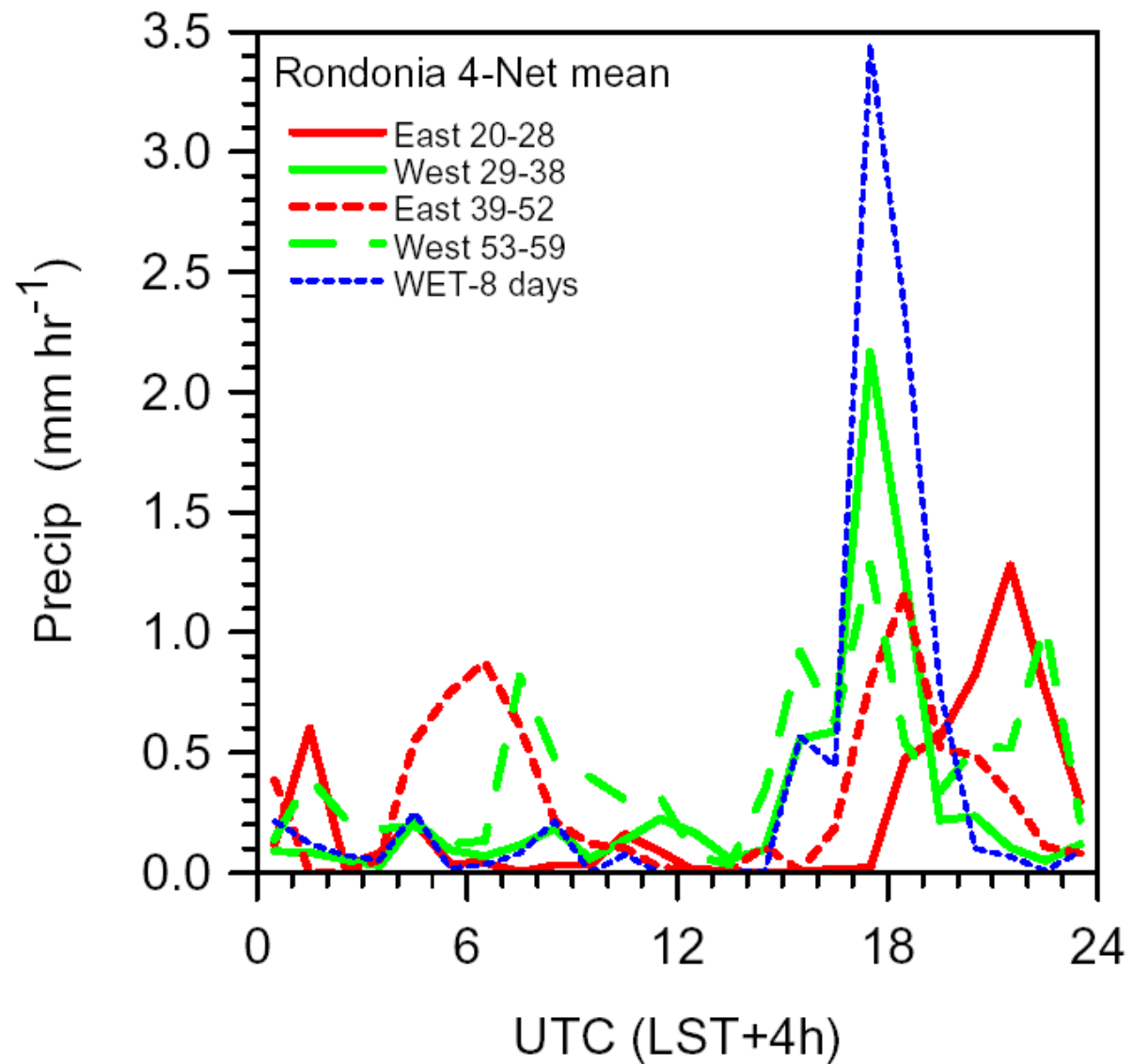


*Les continents sont
plus blancs la nuit
et plus bleus dans
l'après-midi*

Données locales
(LBA, Amazonie)

Suggère un cycle
semi-diurne

*Cohérent avec
plusieurs études
mais trop peu
d'explications*

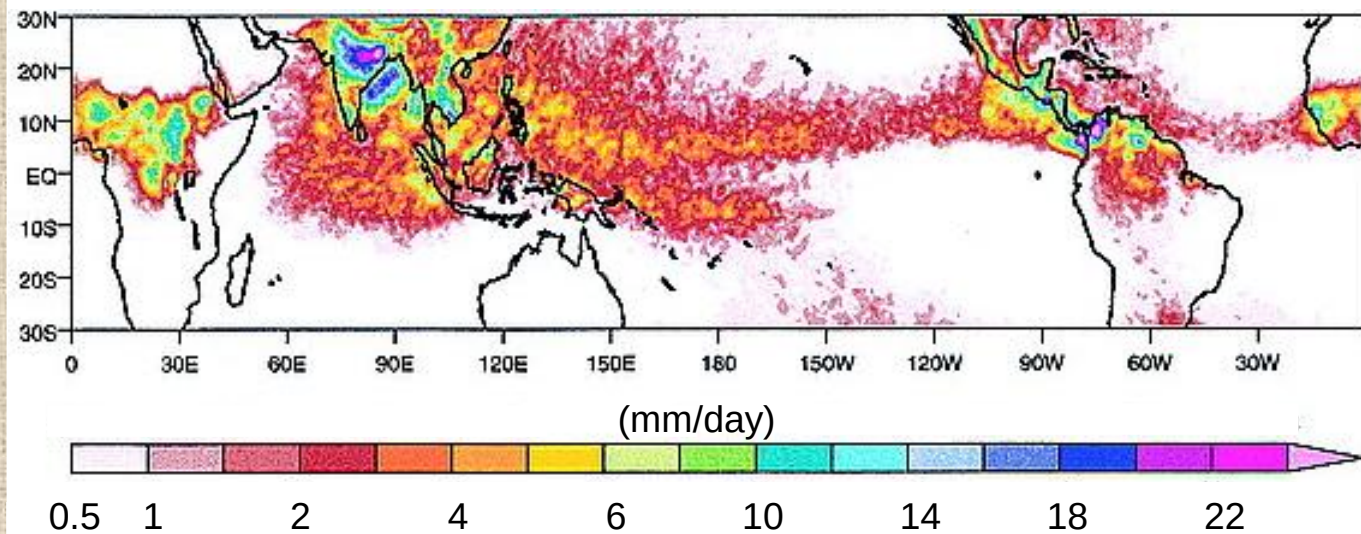


Betts & Jakob (2002)

precipitation: **amplitude** of the diurnal harmonic

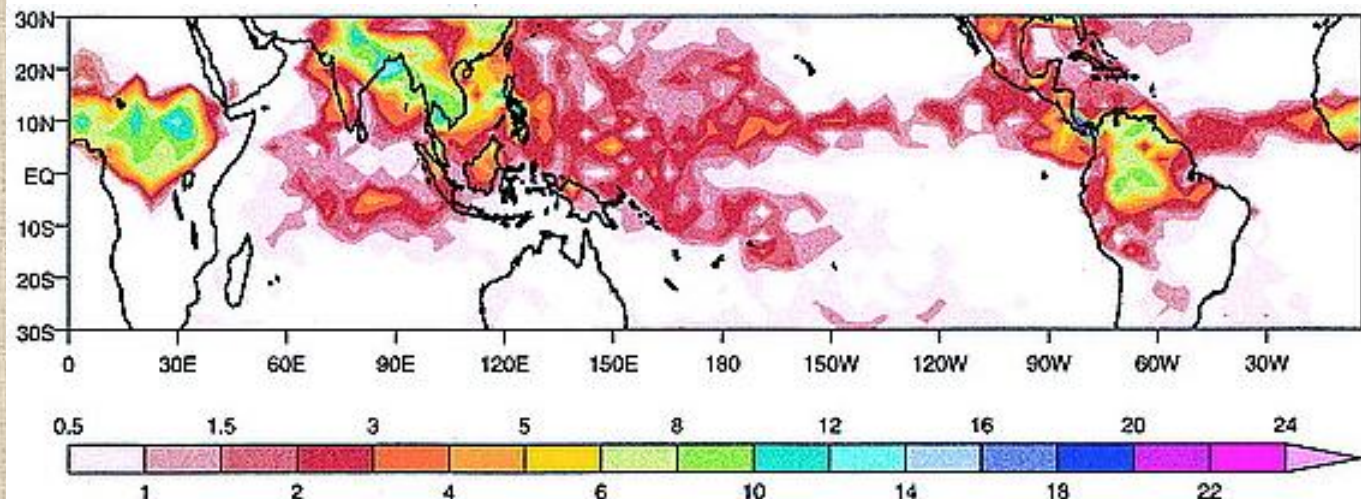
OBSERVATIONS

CLAUS dataset



CLIMATE GCM

unified
climate
model



Yang and Slingo (2001)

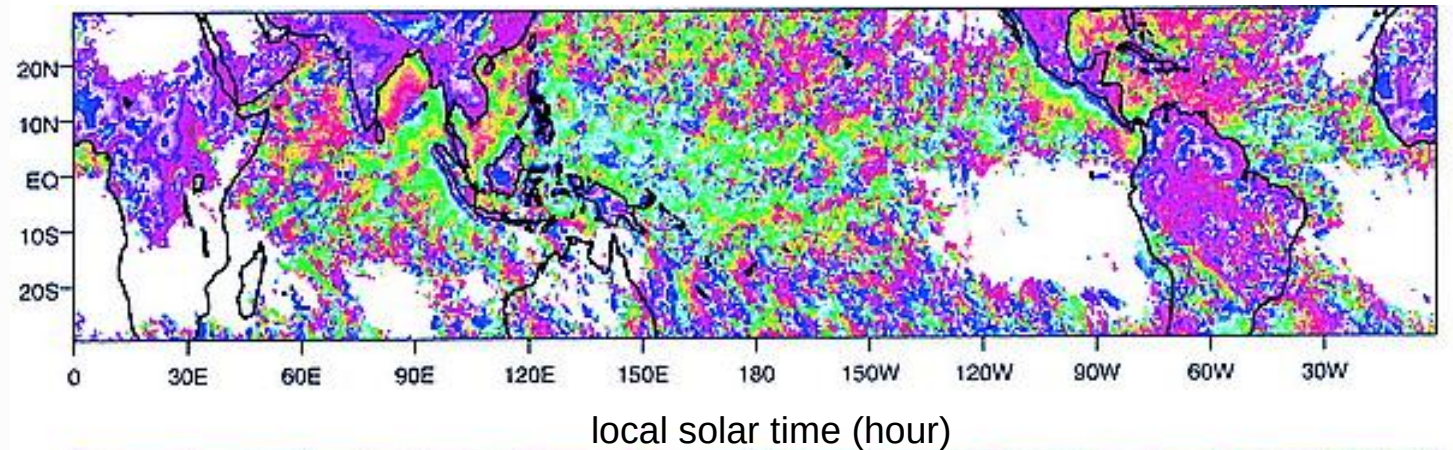
Amplitude plus forte sur continent que sur océan

Accord raisonnable pour cette simulation (variable suivant les modèles)

precipitation: **phase** de l'harmonique diurne

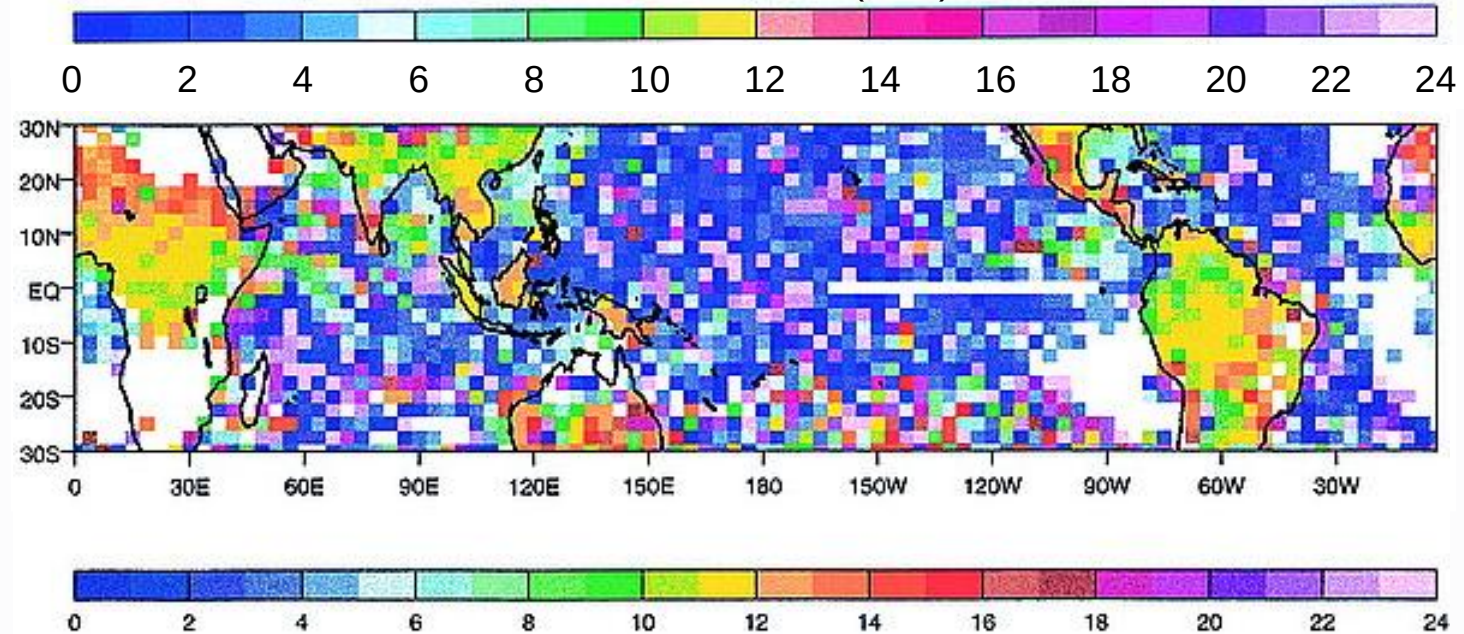
OBSERVATIONS

CLAUS dataset



CLIMATE GCM

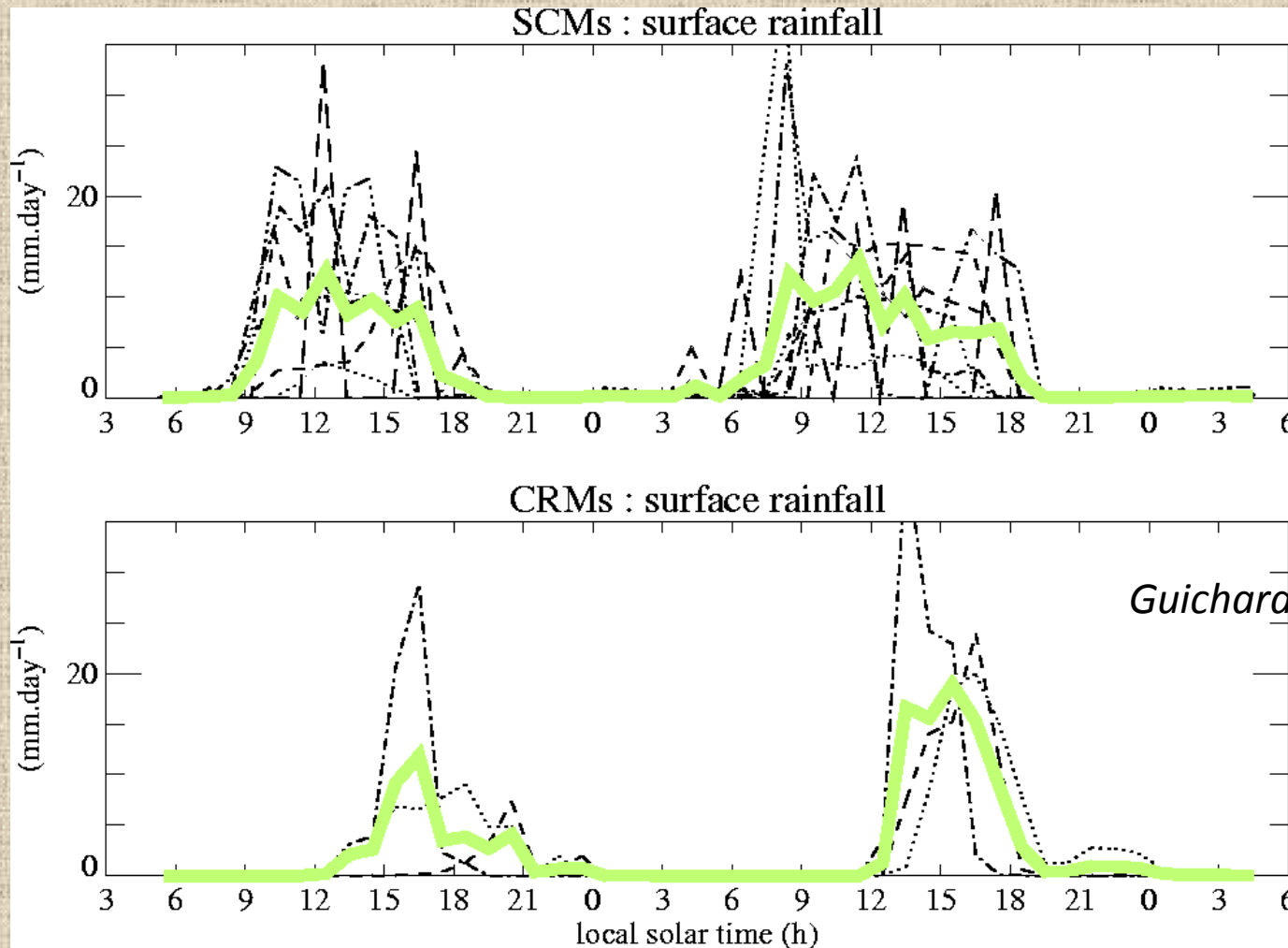
unified
climate
model



Yang & Slingo
(2001)

*precipitation en avance de plusieurs heures par rapport aux observations
un défaut récurrent de nombreux modèles avec convection paramétrisée
il y a maintenant quelques exceptions*

Modélisations du cycle diurne des précipitations



*Guichard
et al.
(2004)*

Guichard (2011)

Beaucoup de dispersion dans les quantités de précipitations simulées
mais...

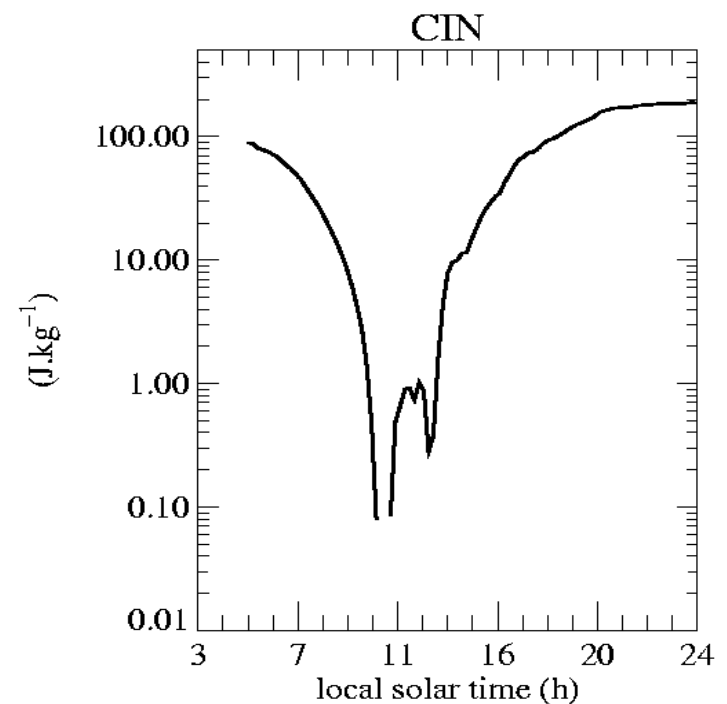
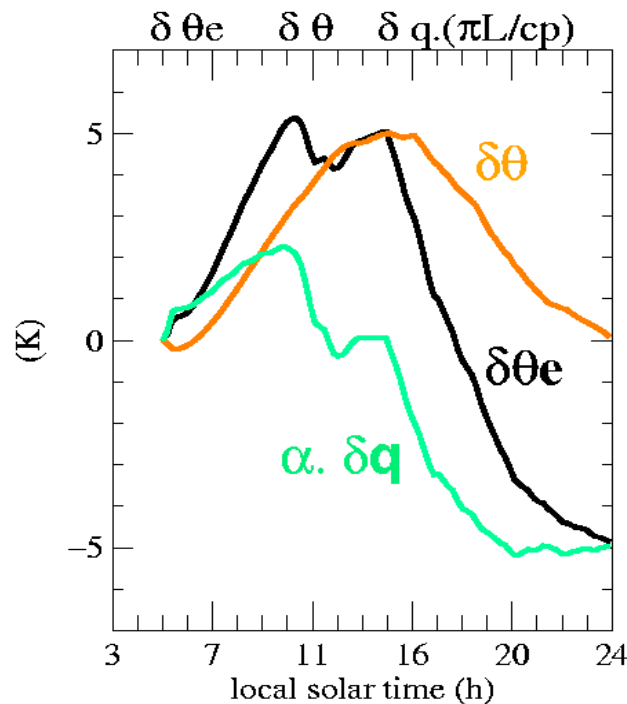
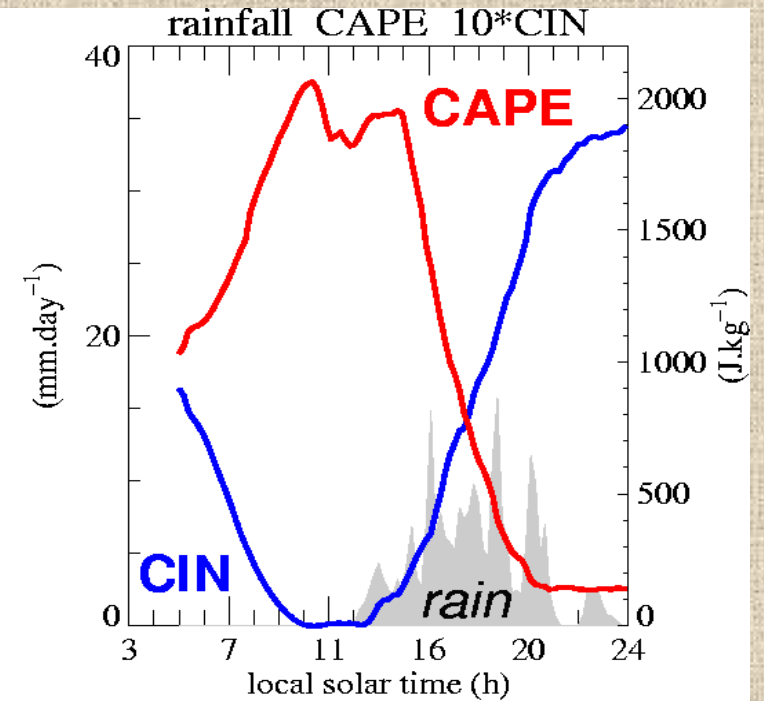
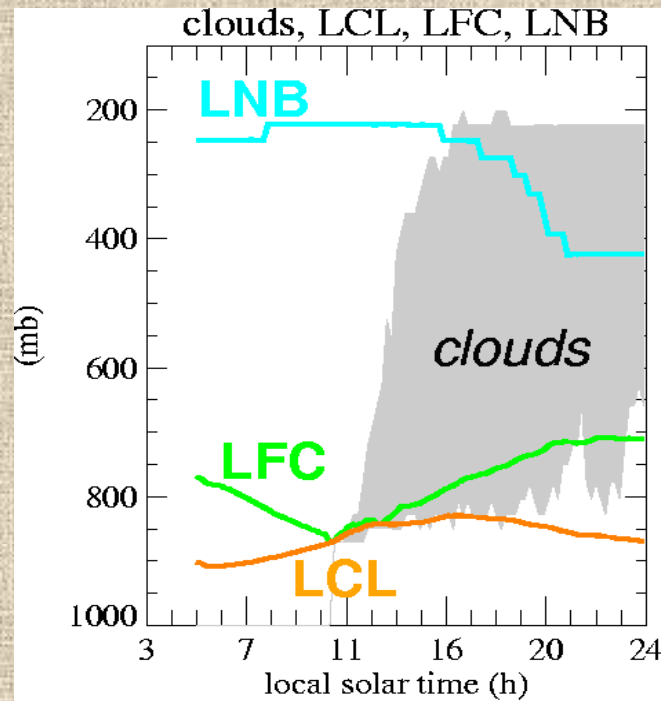
les précipitations sont initiées plus tard dans les modèles qui n'utilisent pas de
paramétrisation de la convection (modèles à maille plus fine)

Cycle diurne de
la convection
dans les modèles
à maille fine

Les modèles avec
paramétrisation
de la convection
profonde sont:

- trop sensibles à la CAPE
- ont plus de difficultés à simuler la dynamique de la couche limite diurne
- ...

*Guichard et al. 2004,
Couvreur et al. 2015)*



Cycle diurne de la convection profonde : de nombreuses questions restent en suspens...

Transition de la convection de couche limite au développement de convection profonde

Quels facteurs contrôlent sa durée ?

Quelle importance de l'instabilité, du cisaillement, de l'humidité, des hétérogénéités de surface....

Maintien de la convection pendant la nuit et aggrégation en MCS

Quel rôle des courants de densité générés par la convection ?

De la circulation de basses couches (e.g. jet nocturne) ?

Dissipation des MCS

on observe une modulation diurne, quelle importance de l'état de la couche limite sur ce timing?...

MECHANISMS FOR THE DIURNAL CYCLE OF CONVECTION OVER OCEAN

radiation – dynamics – convection interactions

differential heating between cloud free and cloudy area, inducing day-night differences in vertical motions

radiation-convection interactions

in the upper part of clouds more solar absorption during daytime (stabilization) and more cooling during nighttime (destabilization)

remote influence of continents

land breeze, gravity wave forcing

+ role of diurnal tides emphasized in some past studies

+ possibly larger role surface processes

complex mechanisms involving surface diurnal cycle and MCS life cycle

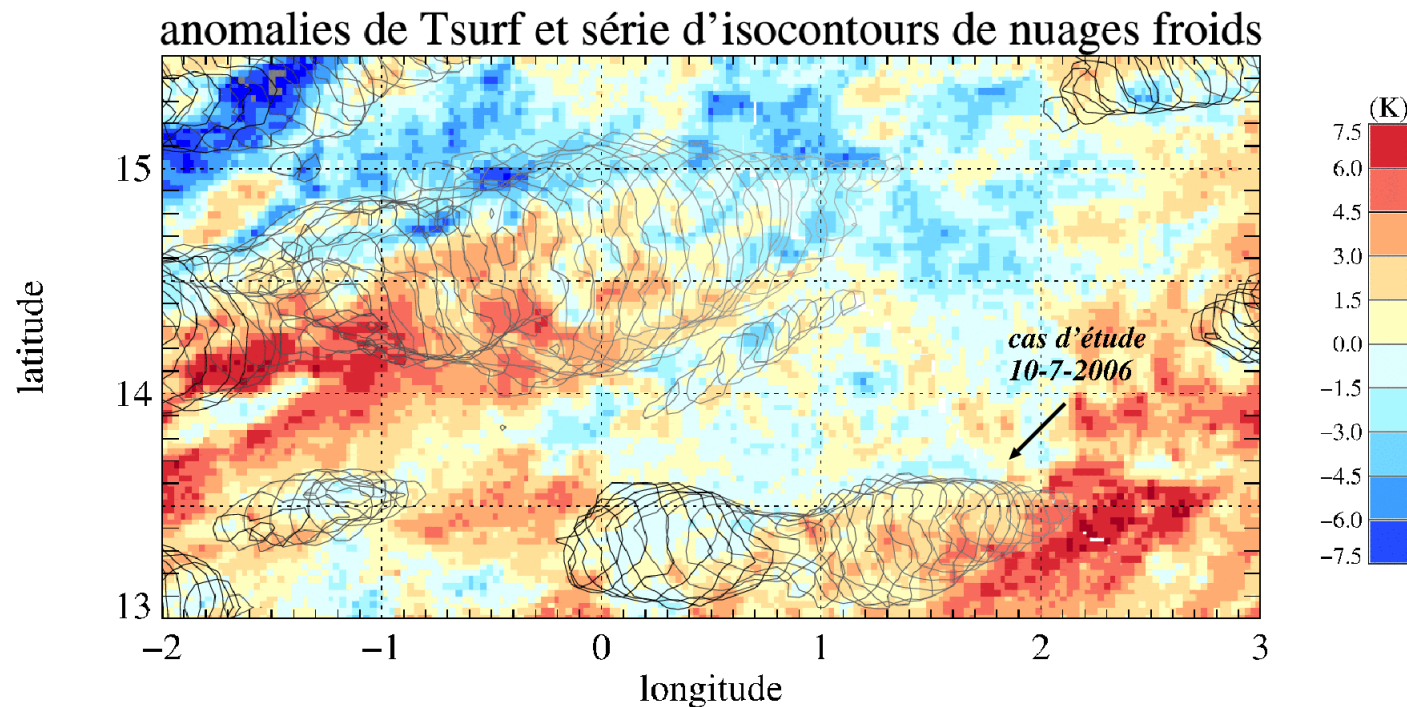
variation of the diurnal cycle of rainfall depending on the regimes

far from a consensus...

it is very likely that more than one of the above mechanisms are responsible for the observed diurnal cycle over ocean...

Interactions surface – convection profonde à méso-échelle: un exemple

interactions entre surface et initiation de MCSs sahéliens: quelle influence de l'humidité du sol et de ses fluctuations à mésoéchelle?



*Données satellitaires MSG: IRT 10.5 μ et Land Surface Temperature
Anomalies de température de surface: proxy pour l'humidité du sol*

Guichard (2012)

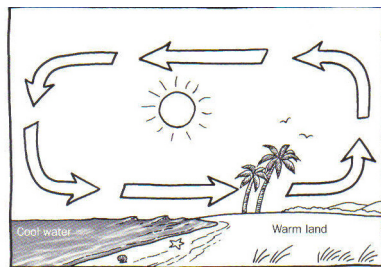
Peu de travaux analysant les observations, plus d'études utilisant la simulation modélisation - configurations et modèles très variés (Emori 1998, Bayda Roy et al. 2003, Gantner and Kalthoff 2010...)

L'évolution temporelle des flux de chaleur sensible et latente est fortement marquée par les événements précipitants

L'hétérogénéité des précipitations induit une hétérogénéité spatiale des flux de chaleur sensible de latente à mésoéchelle

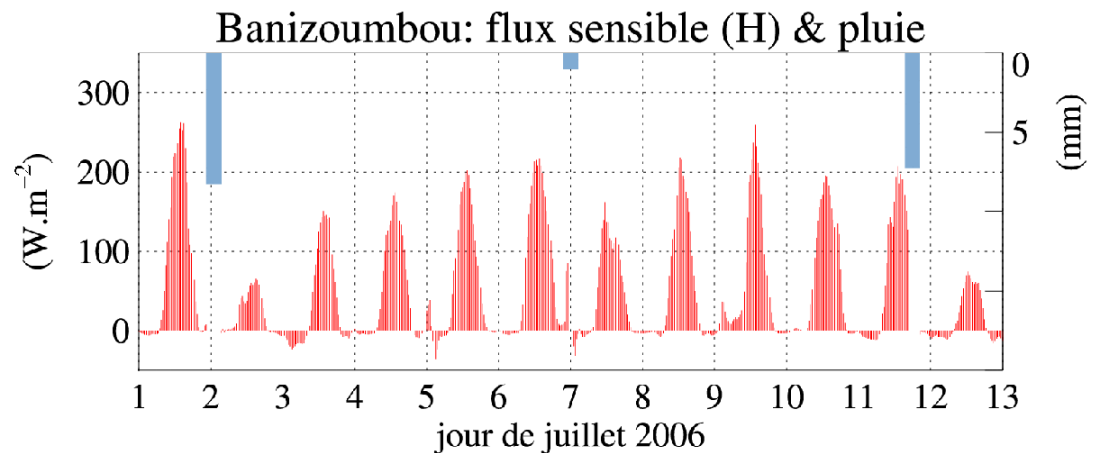
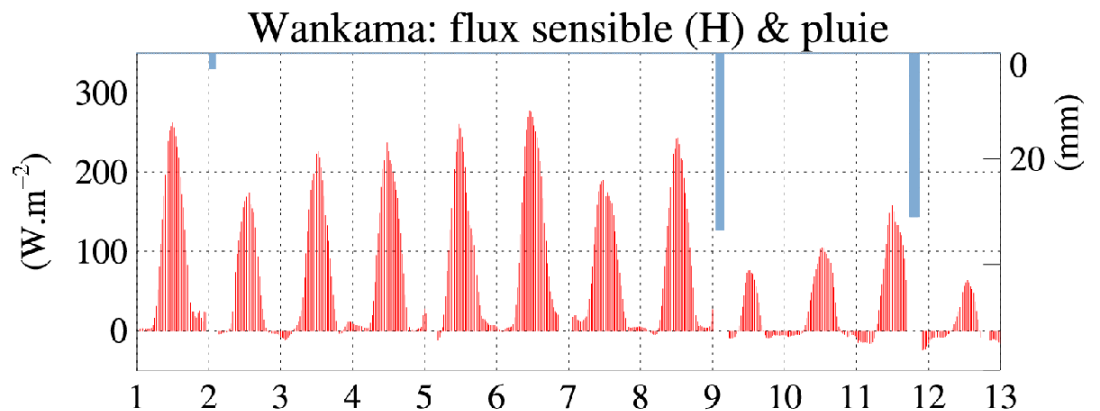
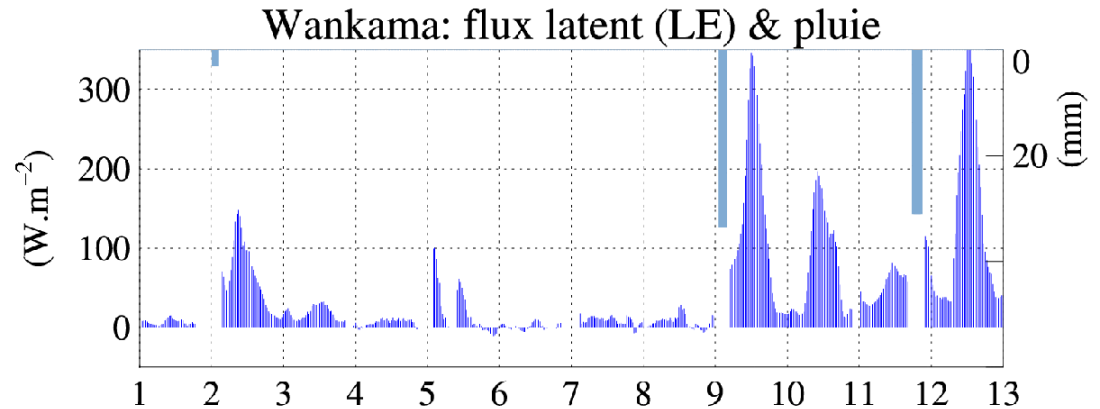
(ici: moins de 40 km entre Wankama et Banizoumbou)

Hétérogénéités de surface capables d'induire des circulations de brise dans les basses couches atmosphériques



Quelle influence de ces hétérogénéités sur l'initiation diurne de convection profonde?

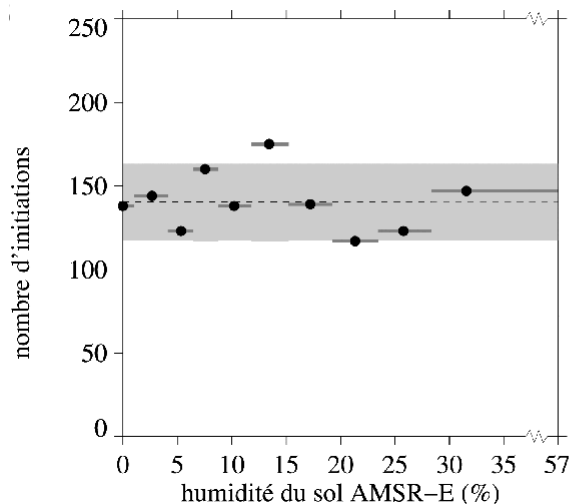
AMMA-CATCH, sites du Niger près de Niamey



Fréquence de déclenchement de convection profonde au Sahel

importance des gradients de surface à méso-échelle

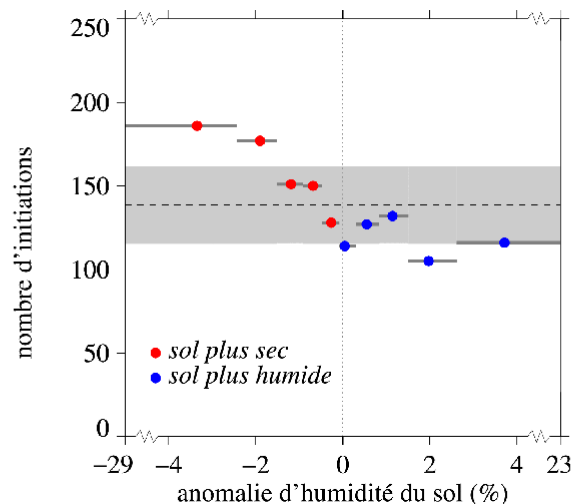
fct de l'humidité du sol (θ) locale
(pixels 40x40 km²)



peu sensible

Pas de distribution bimodale (1D)

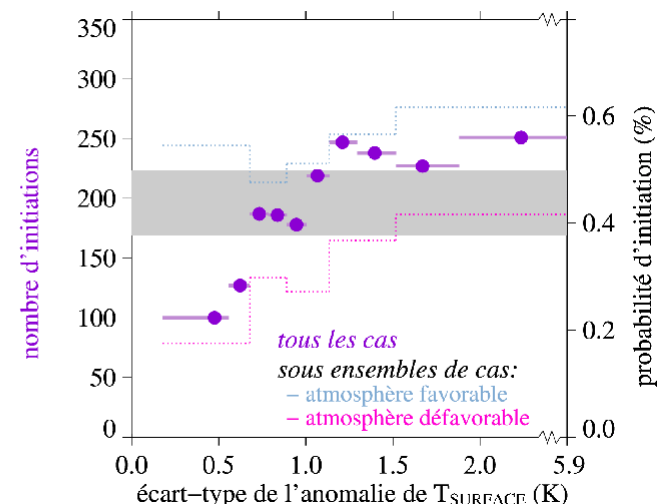
fct de θ' sur des pavés de
200 x 200 km² (pixels 40 x 40 km²)



sensible

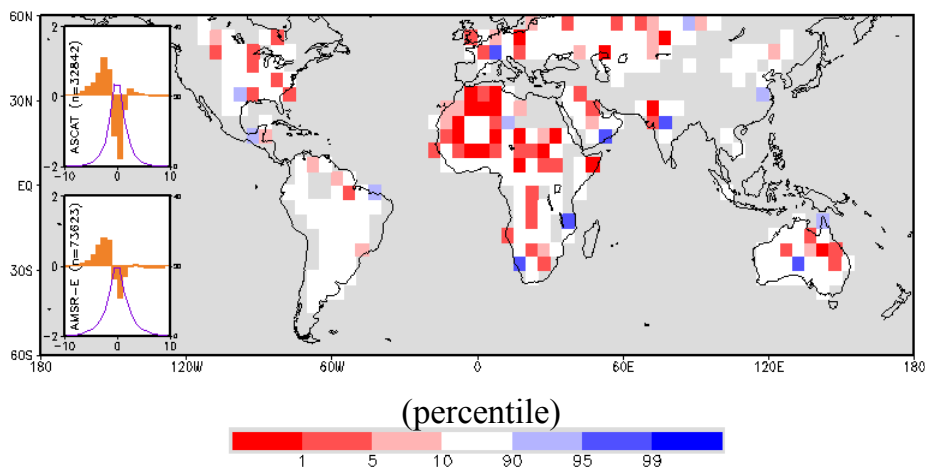
*Cohérent avec des études antérieures
et postérieures*

fct σ_{Ts} (proxy de θ) pavés de
40x40 km² (pixels 3x3 km²)



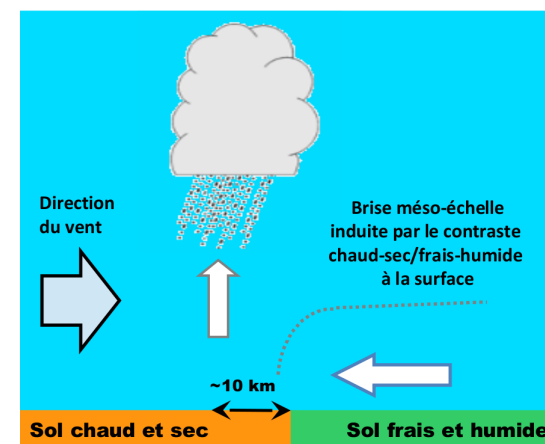
sensible

Mécanisme de brise impliqué?



données et méthode différentes

Schéma conceptuel

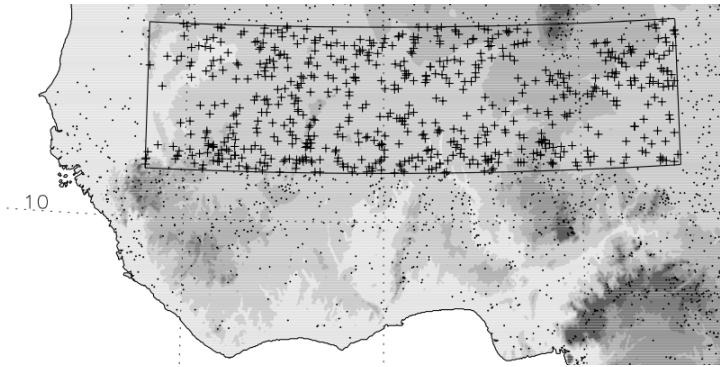


Taylor et al. (2011, 2012), Guichard et al. (2012)

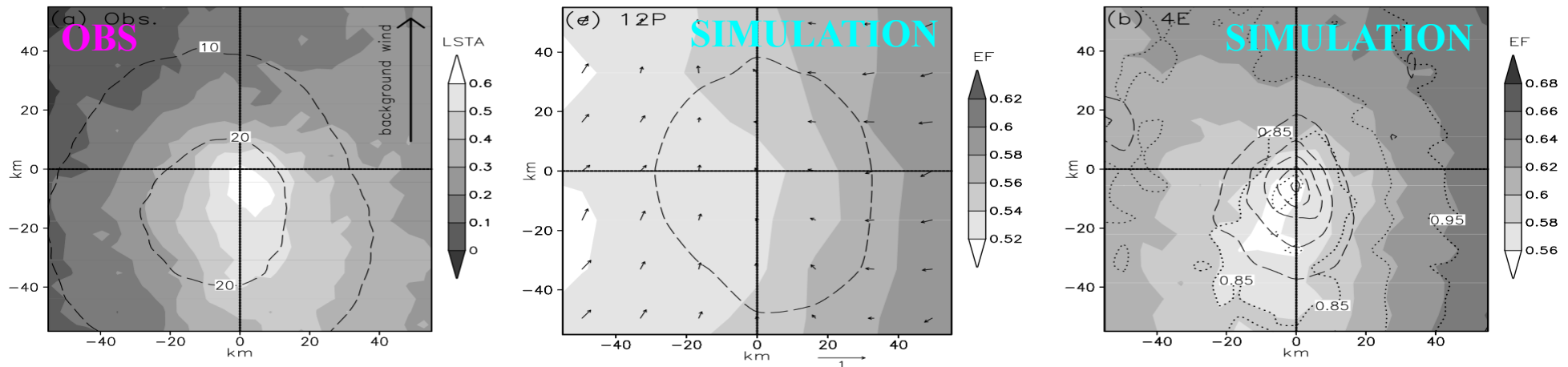
Sensibilité du développement de convection profonde aux hétérogénéités d'humidité du sol (échelles ~ 10-40 km): Données versus modèles

simulations régionales (simulations Cascade, UK - modèle type MésoNH, AROME), réalisées sur l'Afrique de l'ouest pendant 40 jours durant la mousson

lieux d'initiation
de convection (croix)



caractéristique de la surface du composite des initiations de convection profonde



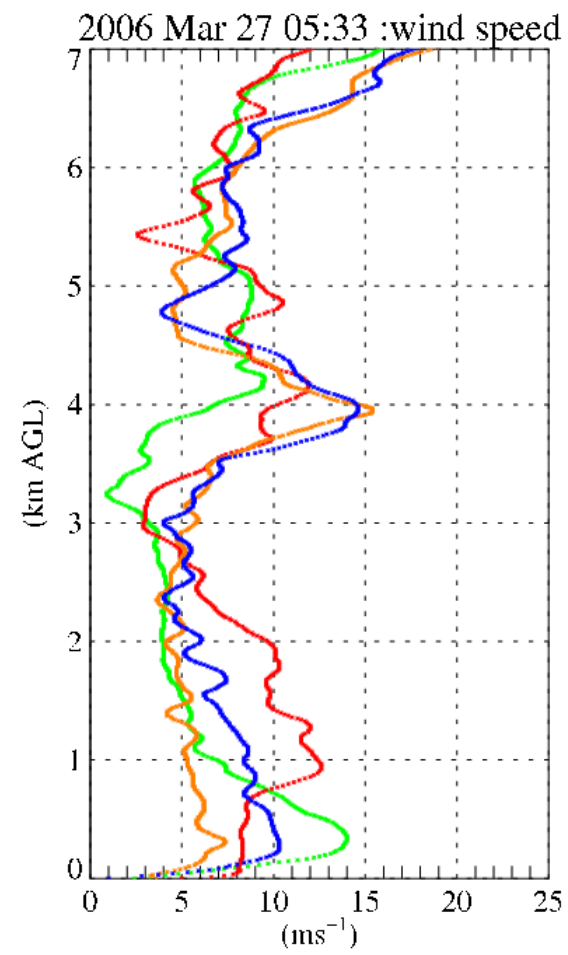
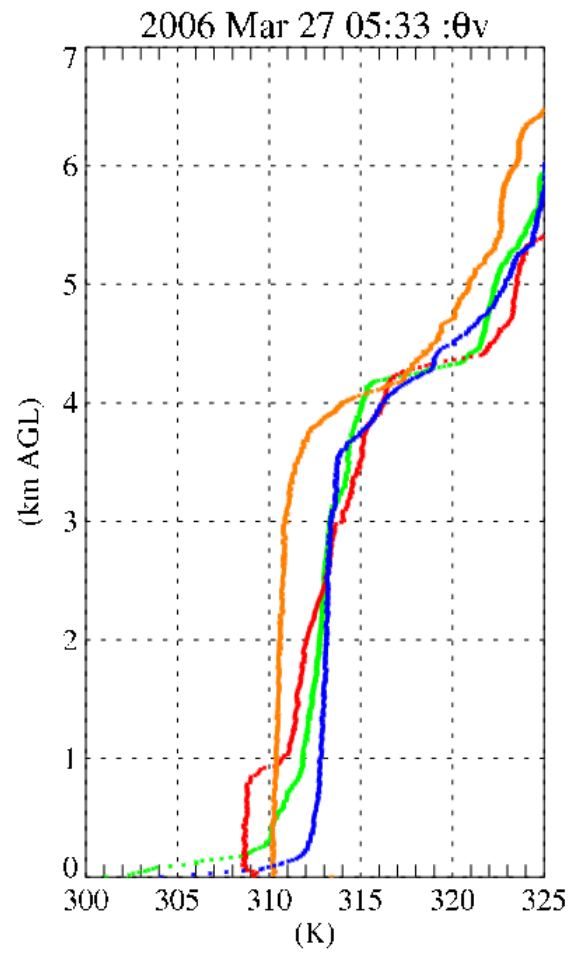
Taylor et al. (2013)

Pour les simulations type 'convection permitting' (mailles ~ 5km x 5 km sans paramétrisation de convection profonde), les interactions surface-convection simulées sont au moins qualitativement cohérentes avec les observations

la paramétrisation de la convection tend à empêcher ces mécanismes d'opérer correctement dans les simulations ou elle est activée, ça reste vrai pour des simulations de mailles 12 km x 12 km

A vous de jouer !

Comment commenteriez- vous ces sondages?



Température potentielle:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

Température d'une particule d'air si on lui faisait subir une transformation adiabatique (aucun échange de chaleur) pour la ramener à la pression P_0

Permet de s'affranchir des variations de T liées à l'altitude (détente adiabatique)

Information sur la stabilité

Température virtuelle:

La masse d'une mole d'air sec est supérieure à celle d'une mole d'air humide ($M_{\text{air}}=29 / M_{\text{H}_2\text{O}}=18$)

Température virtuelle = température d'une particule d'air sec de même masse volumique et même pression $P = \rho \cdot R \cdot T = \rho \cdot R_a \cdot T_v$

application numérique

$$T_v = T * (1 + 0.61 * q_v)$$

$$\theta_v = T_v \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

Perturbation : $x' = x - \langle x \rangle$

Energie cinétique turbulente: $\text{TKE} = 0.5 \cdot (u'^2 + v'^2 + w'^2)$

dry air

$$P = \rho_d R_d T$$

P : pressure

ρ_d : density of dry air

R_d : dry air gas constant

T : temperature

$$[R_d = 287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}]$$

moist air, introduction of the **virtual temperature** T_v

$$P = \rho R_m T = \rho [(1 - q_v - q_h) R_d + q_v R_v] T = \rho R_d T_v$$

R_m : specific gas constant for the mixture

q_h : mass of hydrometeor /unit mass of air

$$T_v = [1 - (1 - 1/\varepsilon) q_v - q_h] T$$

$$[\varepsilon = R_d / R_v \sim 0.622]$$

$$T_v \sim (1 + 0.608 q_v - q_h) T$$

comment:

evaporation of δq_h , $\delta T_v \sim (1 + \varepsilon - L/(c_p T)) \cdot T \cdot \delta q_h \sim -10 T \cdot \delta q_v$

loading by evaporation of precipitation very efficient

formation of strong downdraughts (strong negative buoyancy, $w \ll 0$)

(fct hydromet. fall speed, i.e. involves microphysics)