Analyse de la dissipation des brouillards continentaux par observations au sol et modélisation LES

Eivind G. Wærsted

Martial Haeffelin, Gert-Jan Steeneveld, Jean-Charles Dupont

Atéliers de Modélisation de l'Atmosphère, 14.2.2018, Toulouse

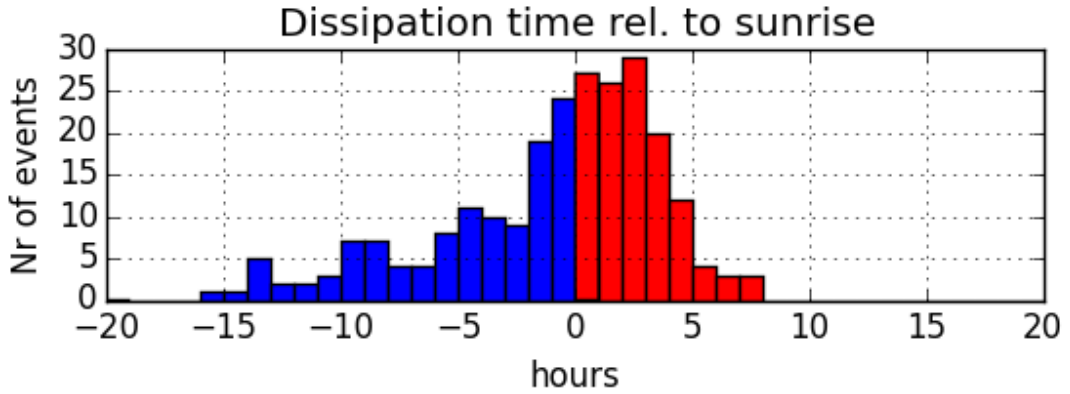
1. Introduction

Objectives

- **Le brouillard :**
  - **Définition:** visibilité horizontale < 1 km près de la surface à cause de petites gouttelettes
  - nuage au sol
- **Motivation :** La réduction de visibilité impacte le trafic

  –> intérêt de prévoir mieux l'heure de dissipation du brouillard

  L'heure de dissipation varie beaucoup d'un cas à l'autre



- **Questions scientifiques :**
  - Quels processus physiques* sont clés pour la dissipation de brouillards ?
  - Quelles observations peuvent nous aider à anticiper l'heure de dissipation ?

*Cet étude se limite aux processus 1D (de la colonne verticale) ; on ne considère pas l'advection ou l'hétérogénéité horizontale.

Approche de l'étude

Observations

- Observatoire SIRTA (près de Paris)
- 241 cas de brouillard en 2010–2017
- Obs. in-situ : flux radiatif, météo 0–30 m, radiosondes (Trappes)
- Télédétection : radar nuage, télémètre, radiomètre micro-onde (MWR)

Modèle LES

- DALES (Heus et al., 2010)
- Traitement explicite les mouvements du brouillard (résolution 5 m)
- Couplé au sol par Monin–Obukhov

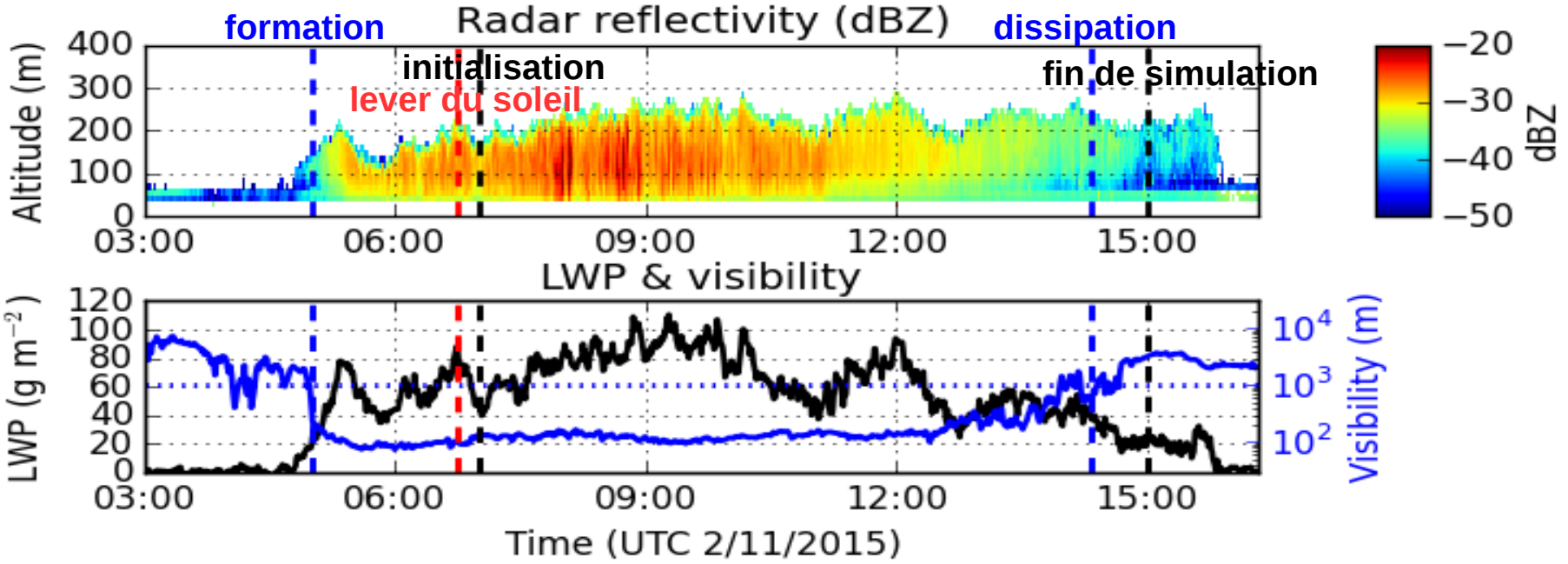
Analyser les processus qui affectent la dissipation

- Simuler par LES un des cas observés (initialisation avec les observations) pour identifier les processus importants
- Quantifier la variabilité statistique parmi tous les cas observés de paramètres liés à ces processus
- Tester avec LES la sensibilité du brouillard à cette variabilité

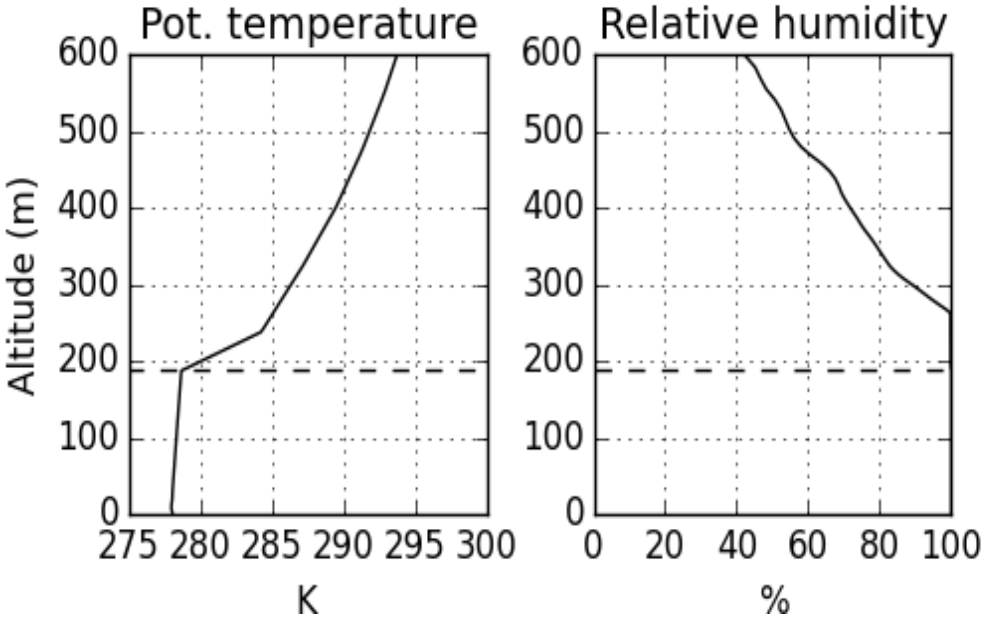
2. La simulation de base

Le cas étudié

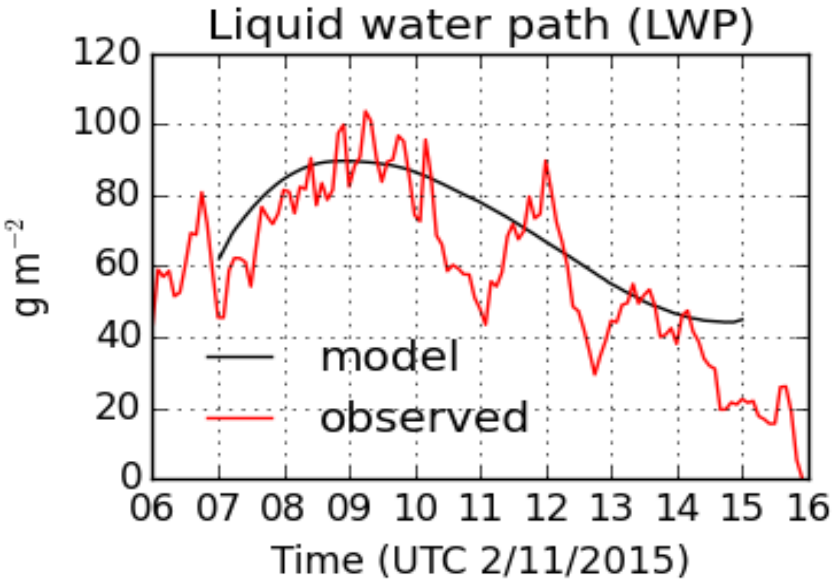
Le 2 Nov 2015

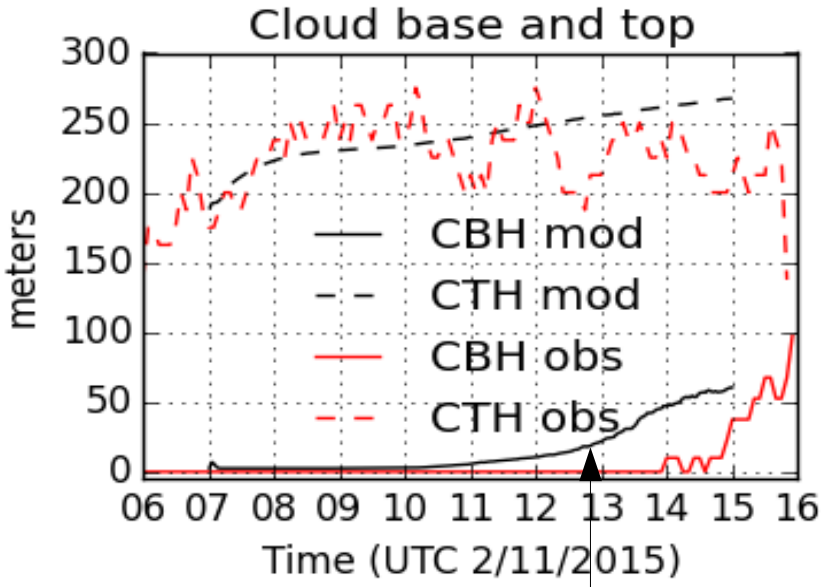


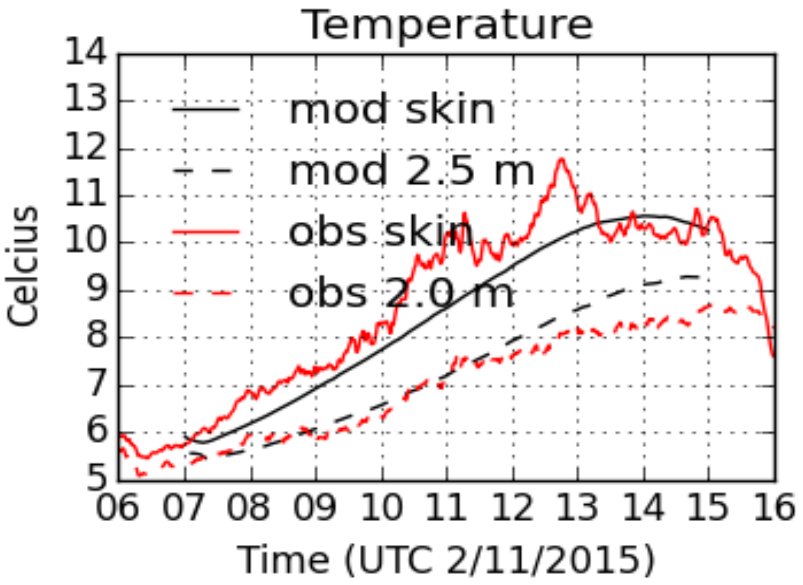
- **Initialisation** à 07 UTC avec observations SIRTA (brouillard déjà présent)
- Hypothèse sur une couche de rosée initiale de 0.2 mm
- **Forçages :** Vent géostrophique et subsidence (ERA-Interim)



Le brouillard simulé







Le brouillard modélisé se lève trop tôt
–> transition au stratus bas

Le modèle reproduit le cas de brouillard approximativement.
Il peut être utilisé pour des études de sensibilité.

Bilan LWP du brouillard simulé

Sources de LWP

Rayonnement

Flux LE

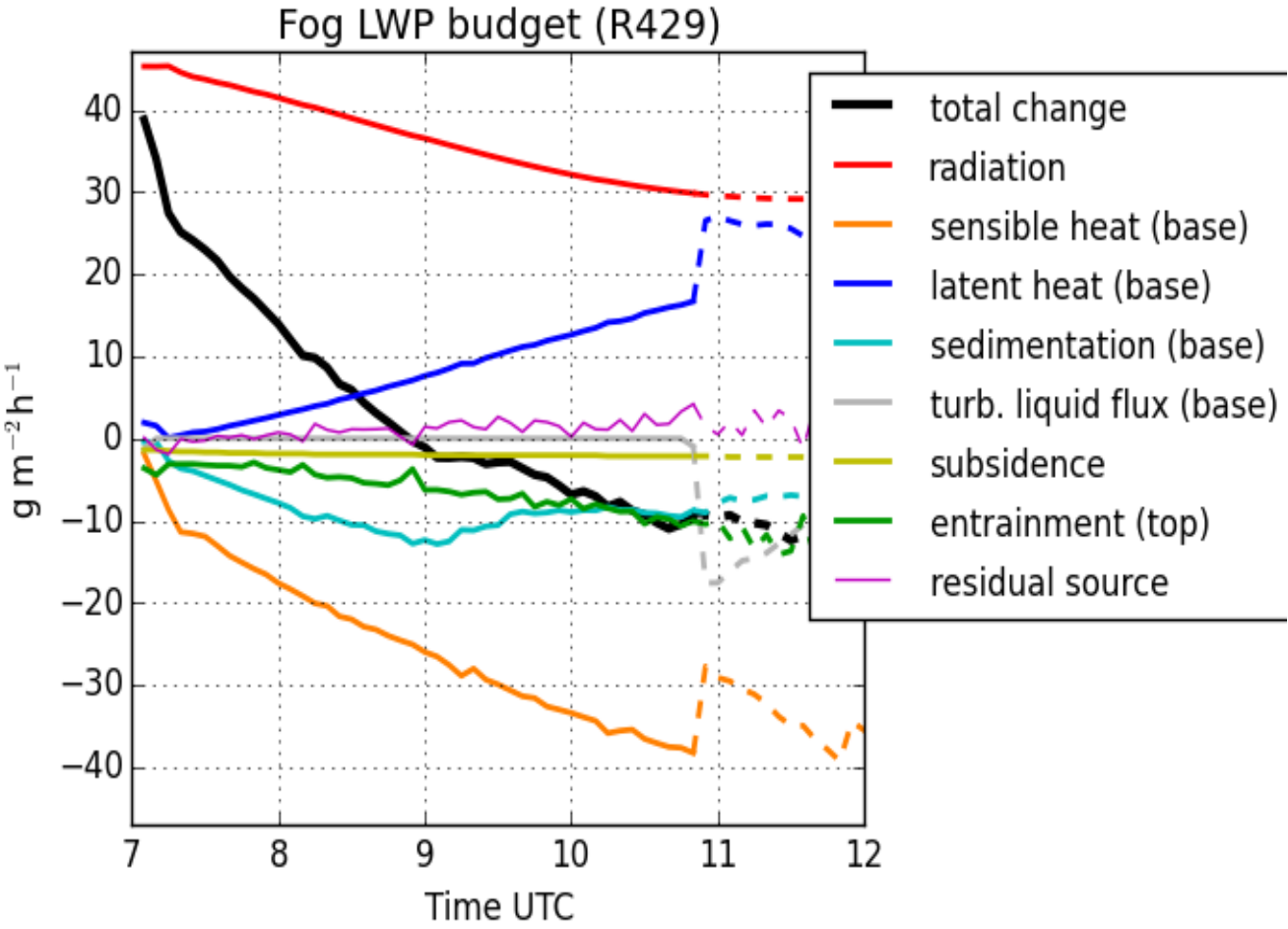
Puits de LWP

Flux SH

Dépôt de gouttelettes

Mélange au sommet

Subsidence



- **Refroidissement radiatif : la source principale de LWP**
- **Le flux sensible à la surface : le processus principal de perte de LWP –> Importance du rapport de Bowen**

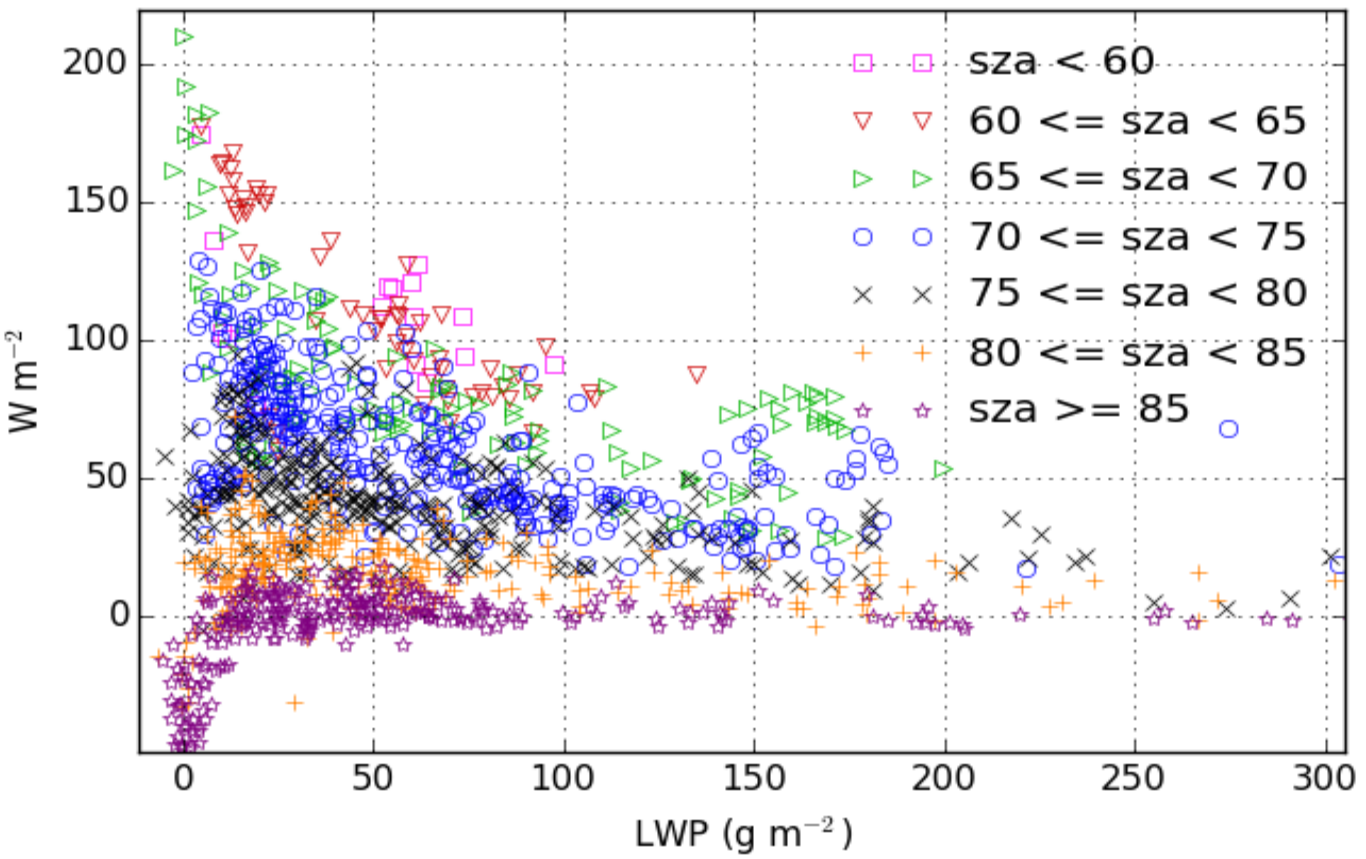
3. Étude de sensibilité : Les flux turbulents de la surface

Chauffage radiatif de la surface

Observations in-situ pendant brouillard de jour 2010–2017

- **La dissipation** suit souvent le lever du soleil : « fog burn-off » (évaporation)
- Le rayonnement absorbé à la surface (R_{net}) est la source de chaleur produisant ce « fog burn-off »

R_{net} en fonction du LWP et l'angle solaire (sza)



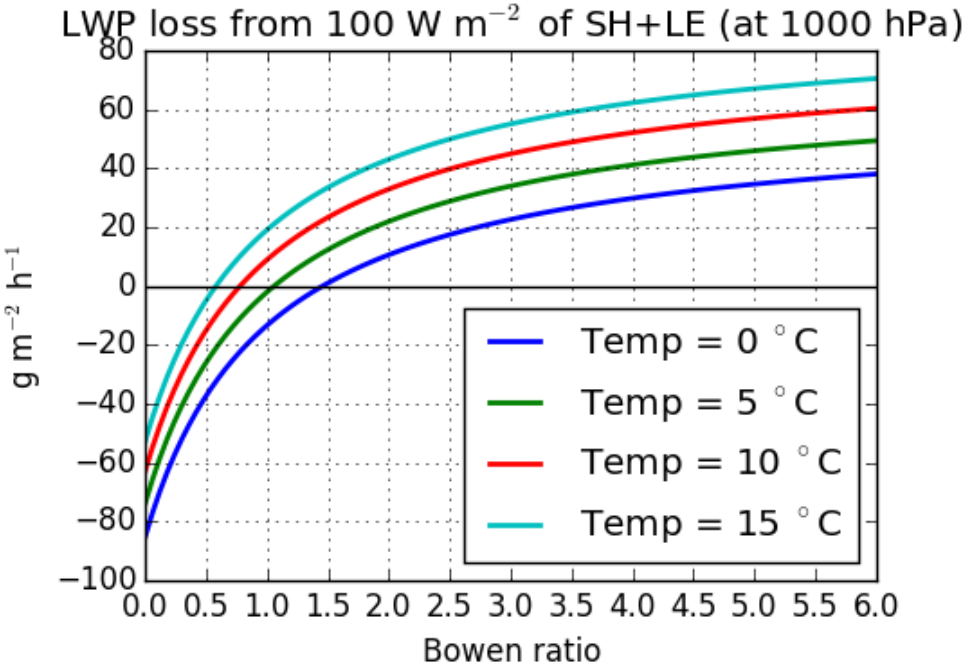
LWP = colonne d'eau liquide observée par radiomètre micro-onde

Le rayonnement absorbé au sol après le lever du soleil varie principalement avec l'angle solaire et LWP

Importance du rapport de Bowen

$$rapport\ Bowen\,(B) = \frac{flux\ sensible\,(SH)}{flux\ latent\,(\mathrm{LE})}$$

- La perte d'eau liquide par un chauffage donné (SH+LE) varie fortement en fonction de B (calculs théoriques)
- De plus le flux sensible domine, de plus d'eau liquide est perdue

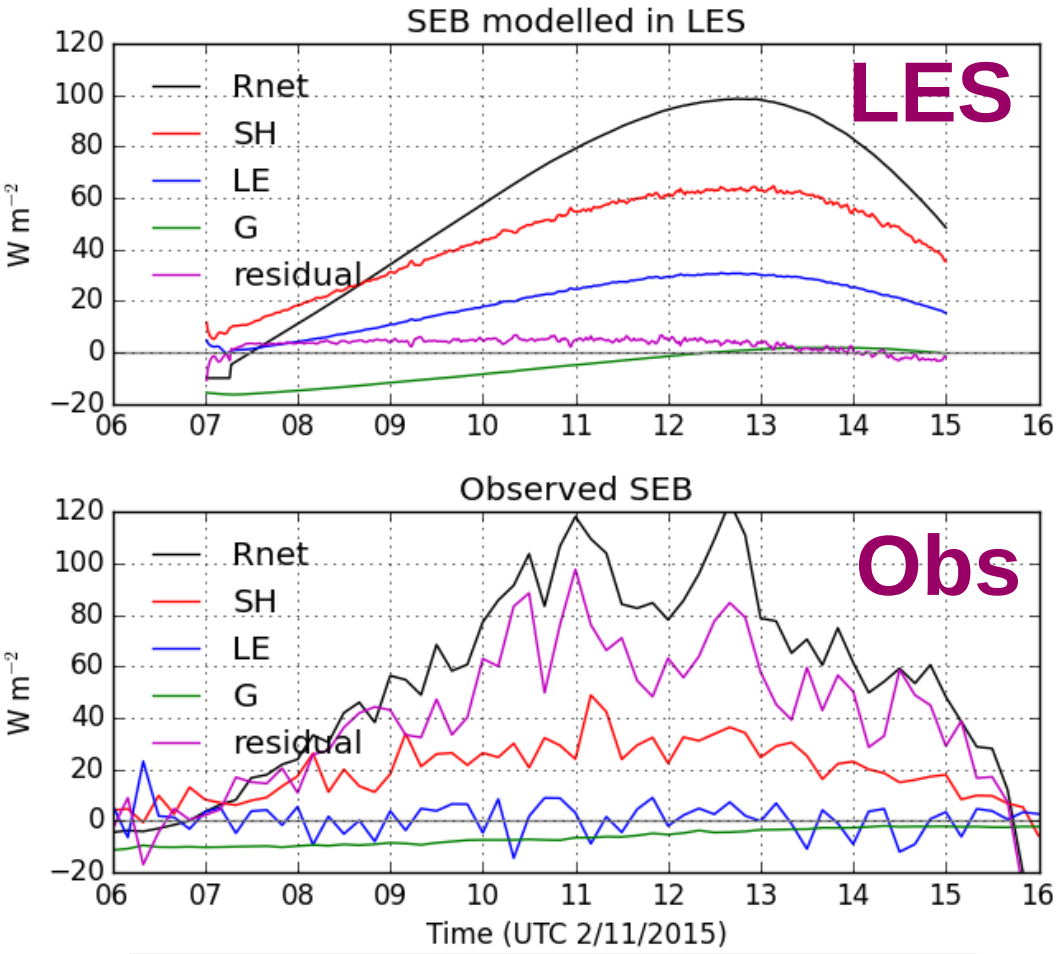


La perte d'eau par chauffage par le soleil dépend fortement du rapport de Bowen

Le bilan énergétique de la surface

Simulation de base v.s. observations

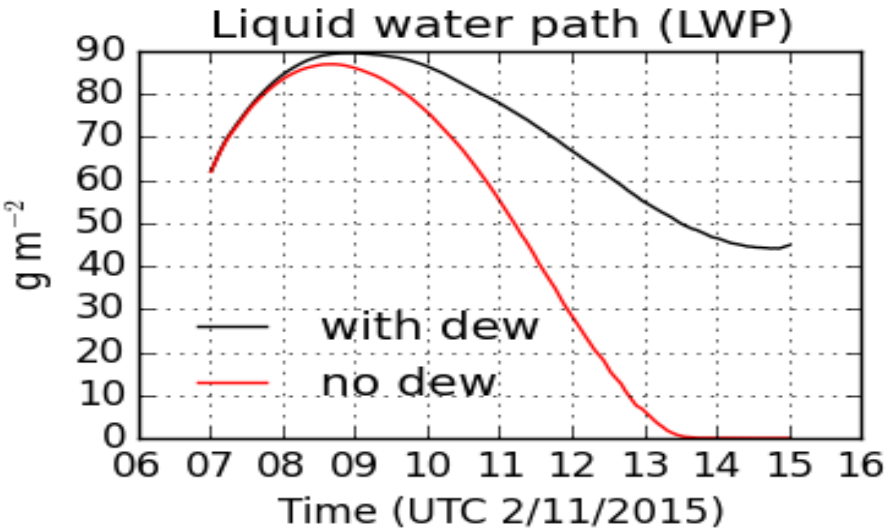
- R_{net} accorde bien entre modèle et observations (il suffit de bien estimer LWP)
- SH et LE sont bien plus faibles dans les observations que dans le modèle
  - très grand non-fermeture dans les observations (>70 %)
  - sous-estimation des flux turbulents peuvent être due à
    e.g. hétérogénéité, circulations méso-échelle, tourbillons trop petits, biais instrumental dus à l'eau liquide, difficultés en mesurant des flux faibles
- Le modèle indique que LE est significatif, ce qui est important pour le bilan LWP.

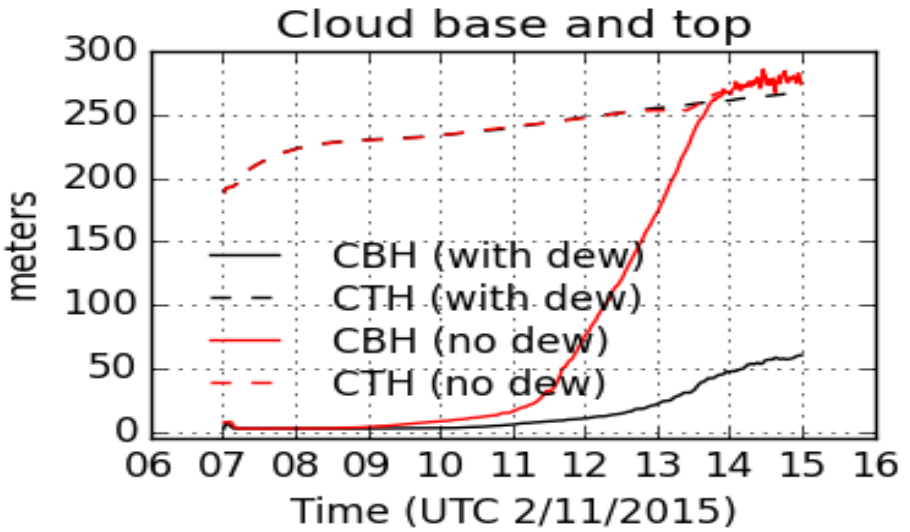


R_{net} = Rayonnement net absorbé à la surface
SH = flux sensible vers l'air
LE = flux latent (évaporation) vers l'air
G = flux vers le sol

R_{net} peut être précisément observé. Par contre, le partitionnement de cet énergie en SH / LE / G est difficile à observer

Sensibilité à la Rosée initiale





Mécanisme :

Pas de rosée initiale

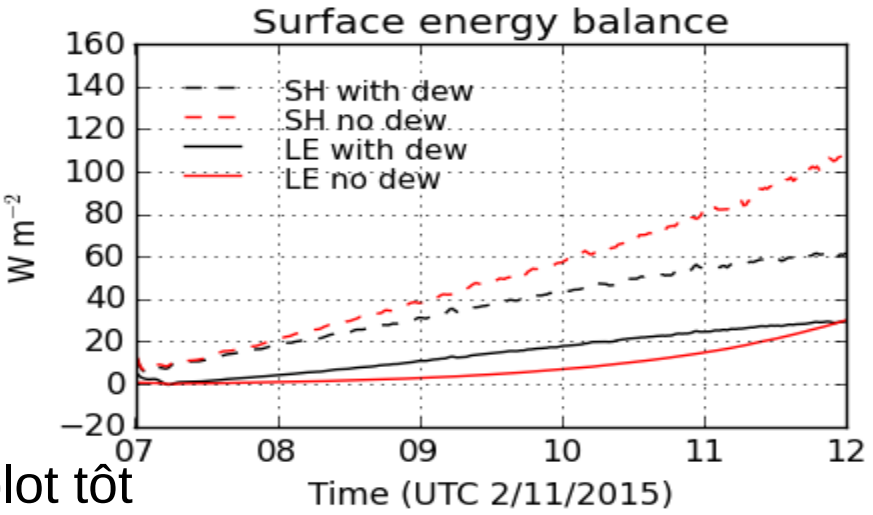
–> LE plus faible

–> SH plus fort

–> LWP diminue

–> R_{net} augmente

–> SH augmente encore → Dissipation plot tôt



La rosée initiale maintient le brouillard en réduisant le rapport de Bowen

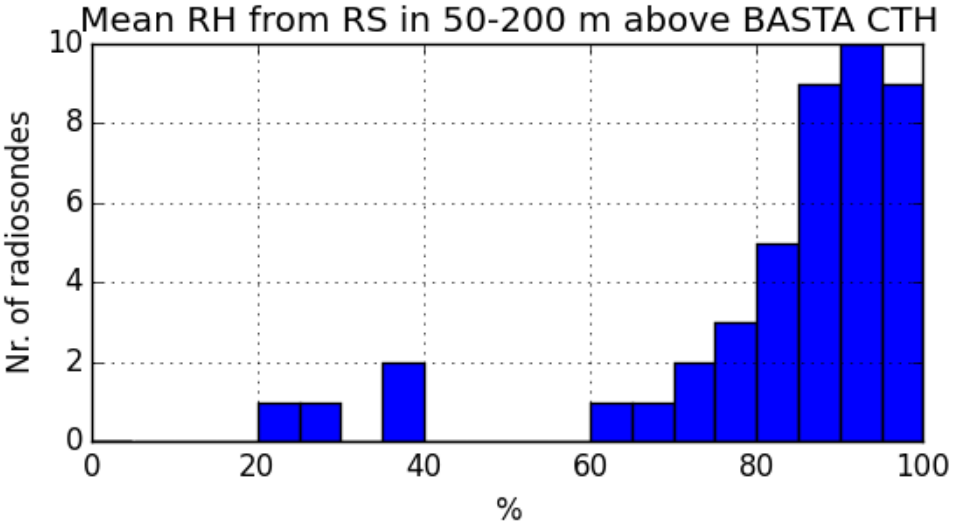
4. Études de sensibilité : Interaction avec la couche au-dessus

Les conditions au-dessus du brouillard

Observations par radiosondes 2013–2017

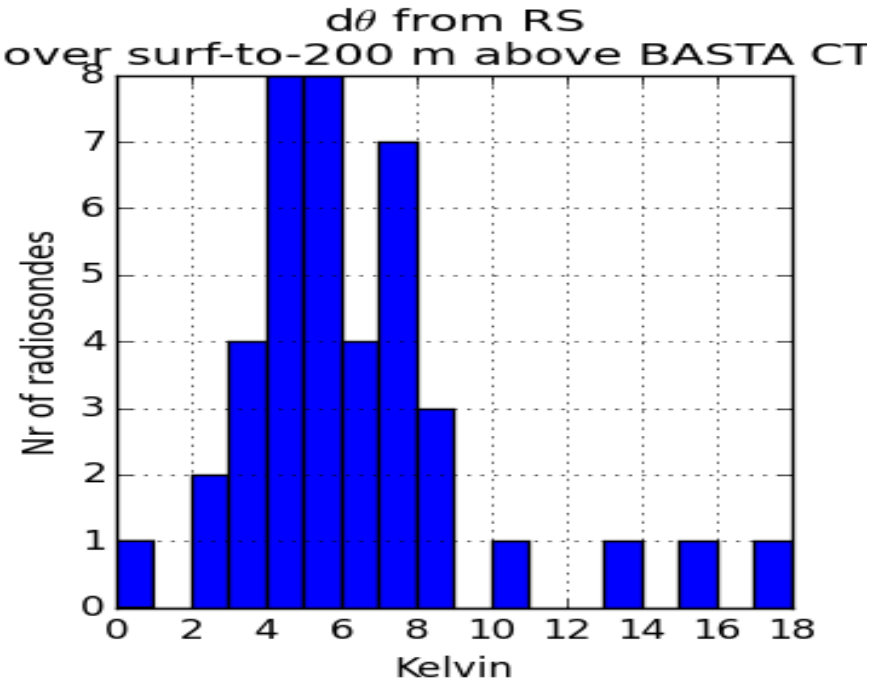
Humidité relative dans la couche 50–200 m au-dessus du sommet :

- Normalement, RH >80 %, mais parfois plus sèche
- Quel impact sur la dissipation d'une couche plus sèche ?



Stabilité de la couche jusqu'à 200 m au-dessus du sommet (différence en température potentiel par rapport au sol)

- Variabilité significative. Quel impact d'avoir stabilité de 2 K par rapport à 10 K ?



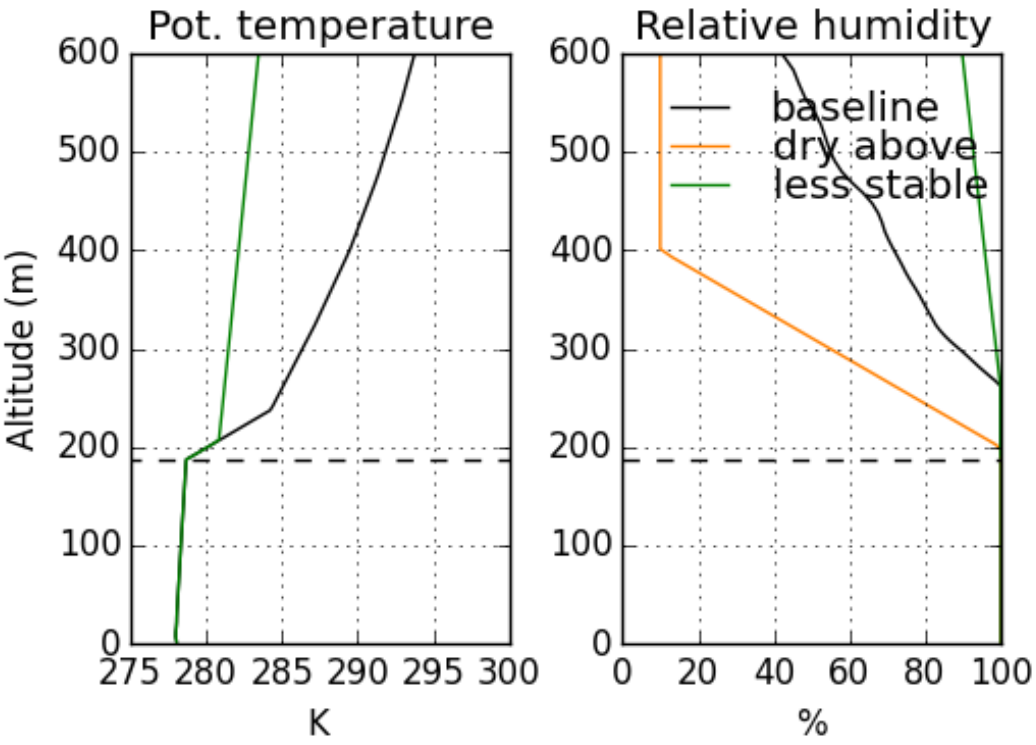
Simulations avec des profils modifiés

Couche au-dessus moins stratifiée

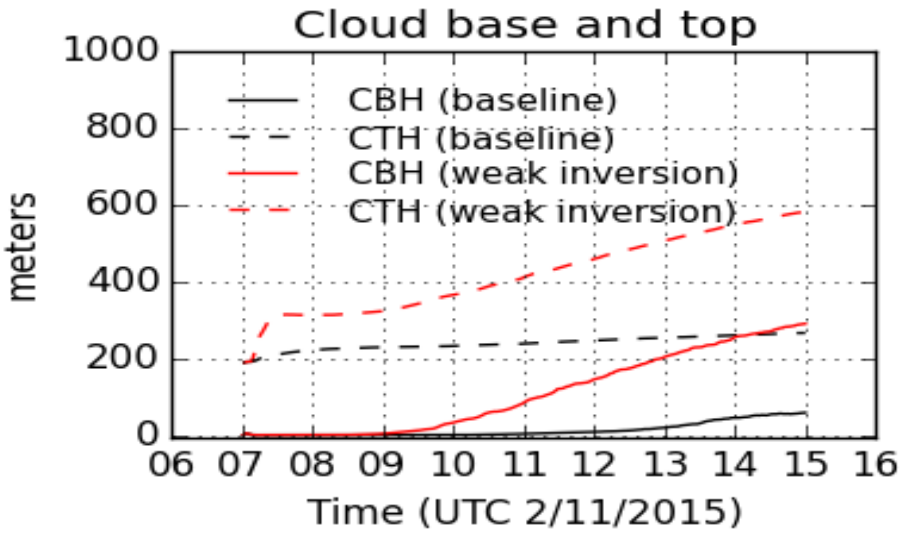
- dθ = 4 K au lieu de 11 K
- Humidité relative plus haute (mais humidité spécifique est en fait plus faible)

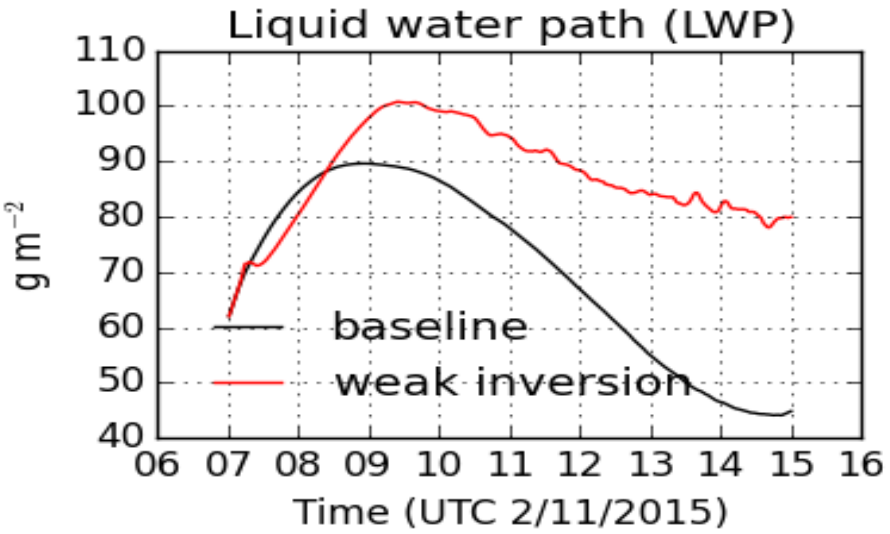
Couche au-dessus plus sèche

- Humidité relative chute plus rapidement avec l'altitude



Sensibilité à la Stratification au-dessus





Mécanisme :

Inversion au-dessus plus faible

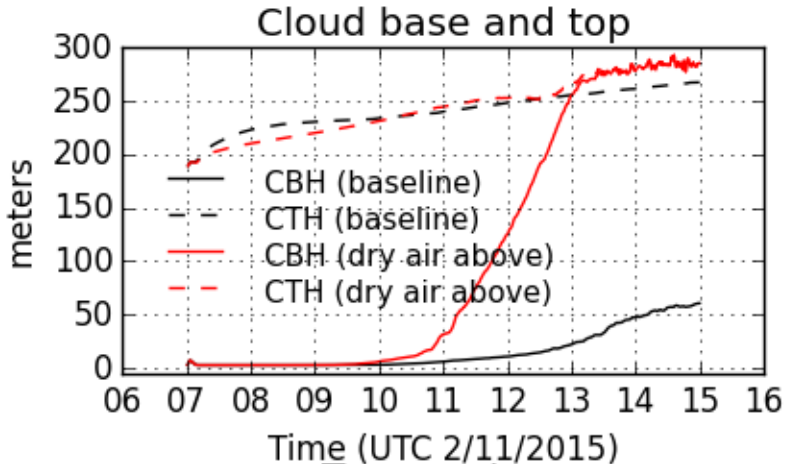
–> Moins d'énergie nécessaire pour mélange –> Plus de mélange

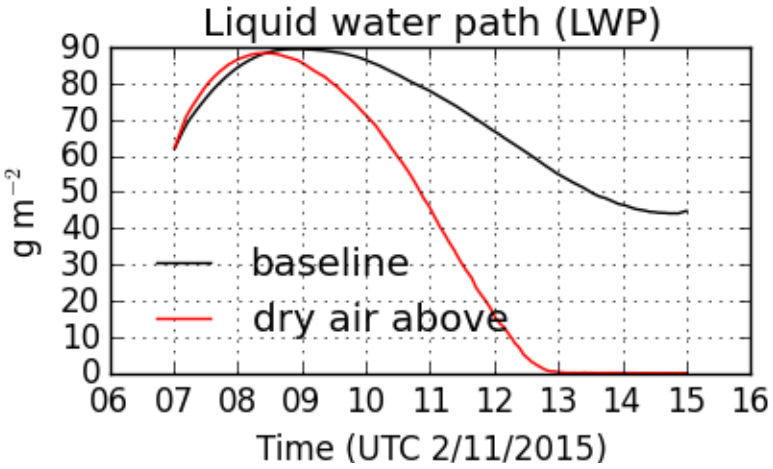
–> Couche mélangée se développe verticalement plus rapidement

–> Base de brouillard se lève plus raidement

Une inversion plus faible favorise le développement vertical. Ça peut inciter une transition au stratus

Sensibilité à l'
Humidité au-dessus



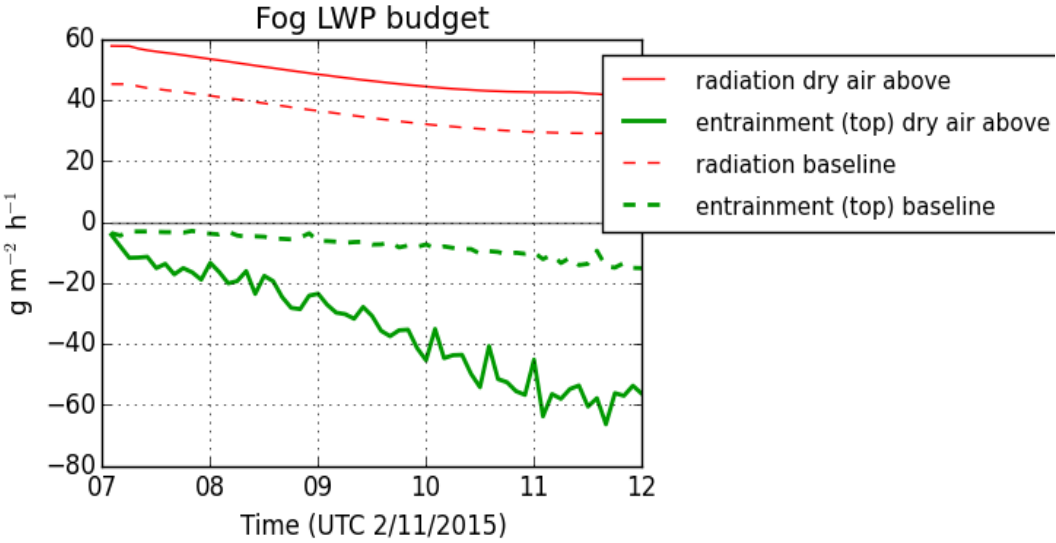


Mécanismes :

Air au-dessus plus sec
–> mélange fait plus d'évaporation
–> LWP diminue

Air au-dessus plus sec
–> plus de refroidissement radiatif
–> LWP augmente

(dans ce cas, l'effet de mélange est le plus important)



Une couche sèche au-dessus peut inciter la dissipation

5. Conclusions et perspectives

Conclusions

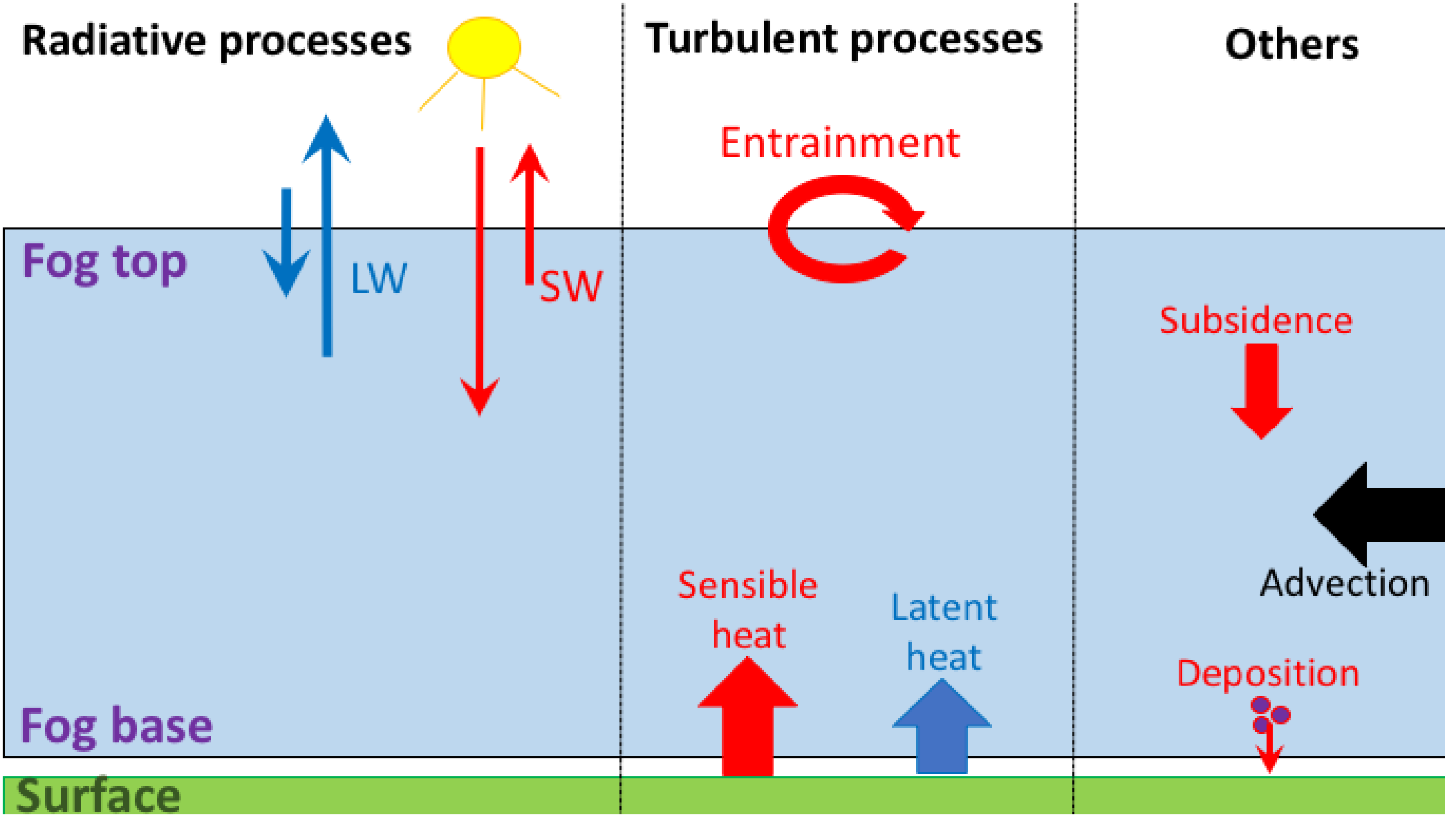
Paramètres affectant la dissipation :	**Mesure**
• **Nuages au-dessus** : dissipation par réduction du refroidissement radiatif.	*Radar nuage*
• **LWP / épaisseur du brouillard** : Un brouillard épais se dissipe moins facilement, car – (1) plus de refroidissement radiatif par LW – (2) moins de rayonnement SW absorbé au sol.	*Radar / MWR*
• **Stratification** : Faible stratification permet transition au stratus	*Radiosonde / MWR*
• **Humidité relative au-dessus** : Faible humidité peut inciter la dissipation	*Radiosonde / NWP?*
• **Flux turbulents de la surface / rapport Bowen :** Partitionnement SH / LE est très important pour la dissipation – Malheureusement, ces flux sont difficiles à mesurer. –> Possiblement, une estimation de la disponibilité de rosée pourrait indiquer le rapport de Bowen	*?*

Perspectives

- Publication de l'étude par LES (nouveaux runs avec setup amélioré et 2 m de résolution verticale)
- Analyse des 241 cas pour associer les scénarios différents de dissipation aux paramètres observés

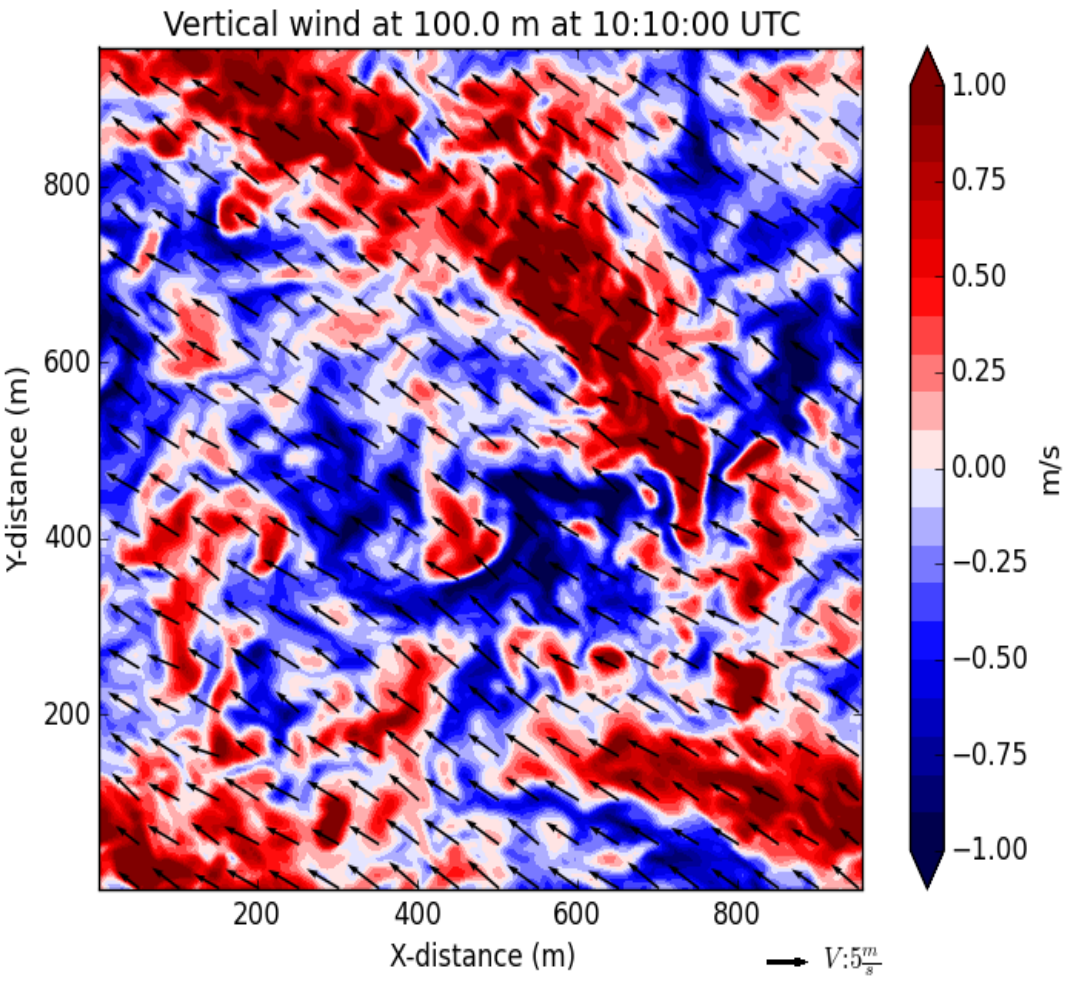
Questions ?

Processus affectant le LWP du brouillard



Le modèle DALES

- **Modèle LES :** Résoudre les mouvements convectifs et turbulents
- **Taille du domaine :** 960 m x 960 m x 1 km
- **Résolution :** 5 m (bientôt 2 m en vertical)
- **Surface :** Flux d'échange calculé par Monin-Obukhov
- **Rayonnement :** Paramétrisation simple sur l'eau liquide
- **Mircrophysique :** Schéma « bulk »
  - Condensation immédiate
  - N_c = 64 cm^{-3}, r_{eff} = 5.5 µm
  - Schéma de bruine de 2 moments (autoconversion, accrétion, sédimentation, breakup, etc.)
- **Turbulence sous-maille :** Schéma de Smagorinsky (bientôt Deardorff)



DALES model setup details

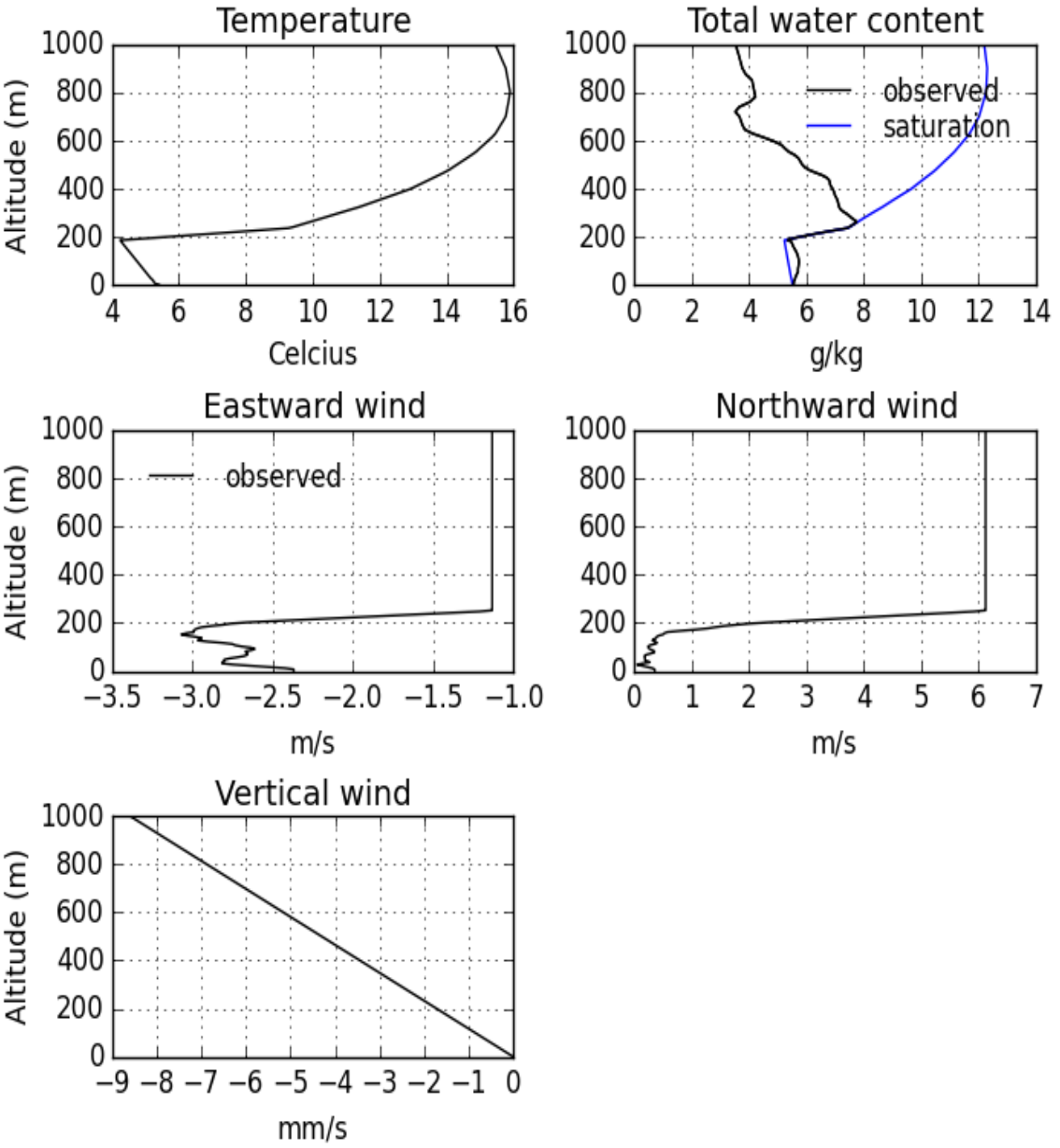
Land surface model:

- C_{skin} = 20 kJ m^{-2} K^{-1}
- LAI = 2
- C_{veg} = 0.9
- Albedo SW = 0.23
- Soil moisture: 0.4 m^3 m^{-3}
- z_{0m} = 0.2 m
- z_{0h} = 0.02 m
- λ_{skin} = 5.0

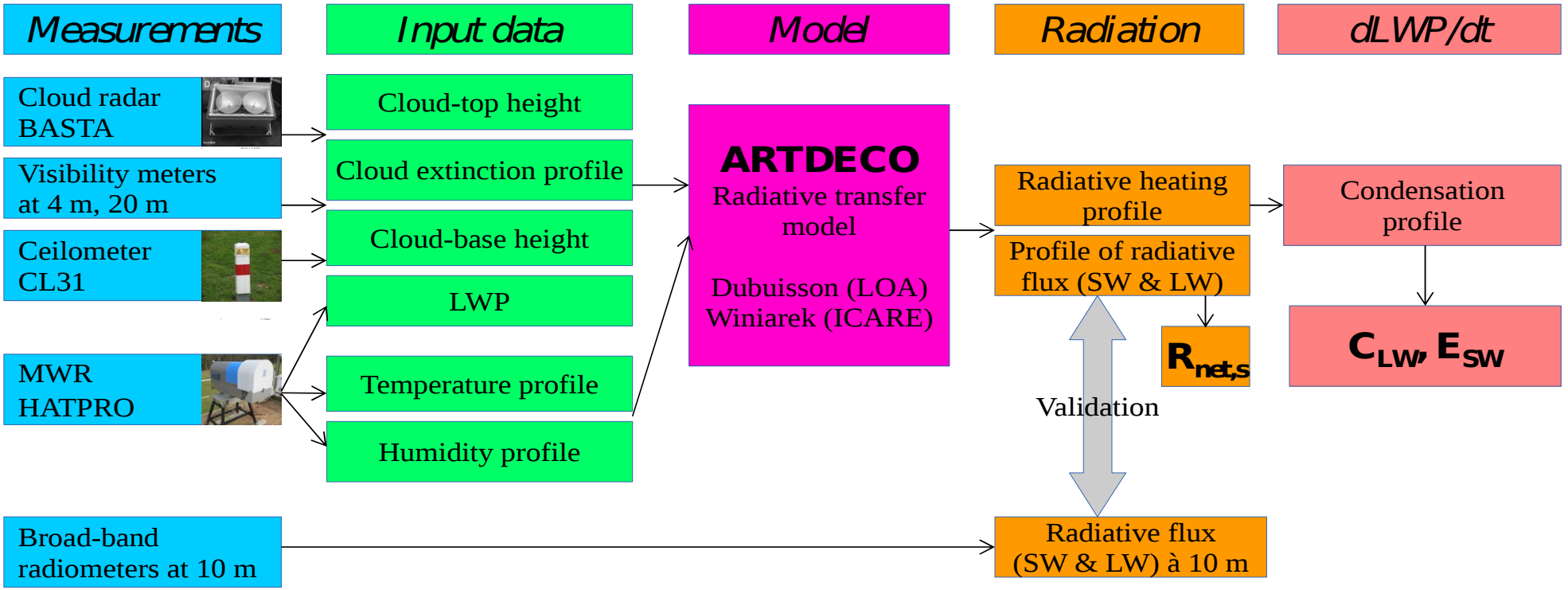
Microphysics:

- Reff = 5.5 µm
- N = 64 cm^{-3}

Initial profiles at 07 UTC



Modélisation du transfert radiatif



Paramètres analysés à partir du modèle

- **C_{LW} , E_{SW} :** Impact au LWP du brouillard causé par le rayonnement LW / SW, sous l'hypothèse que le brouillard reste à la saturation pendant le refroidissement / réchauffement (g m^{-2} h^{-1})
- **$R_{net,s}$:** Rayonnement absorbé par la surface (W m^{-2})

Données d'entrée pour calculs radiatifs

Le brouillard

- 1. Relation empirique entre Z et LWC et r_{eff} (Fox & Illingworth, 1997):

$$LWC = 9.27 * 10^{0.0641Z}$$
$$r_{eff} = 23.4 * 10^{0.0177Z}$$

Z = réflectivité radar (dBZ)

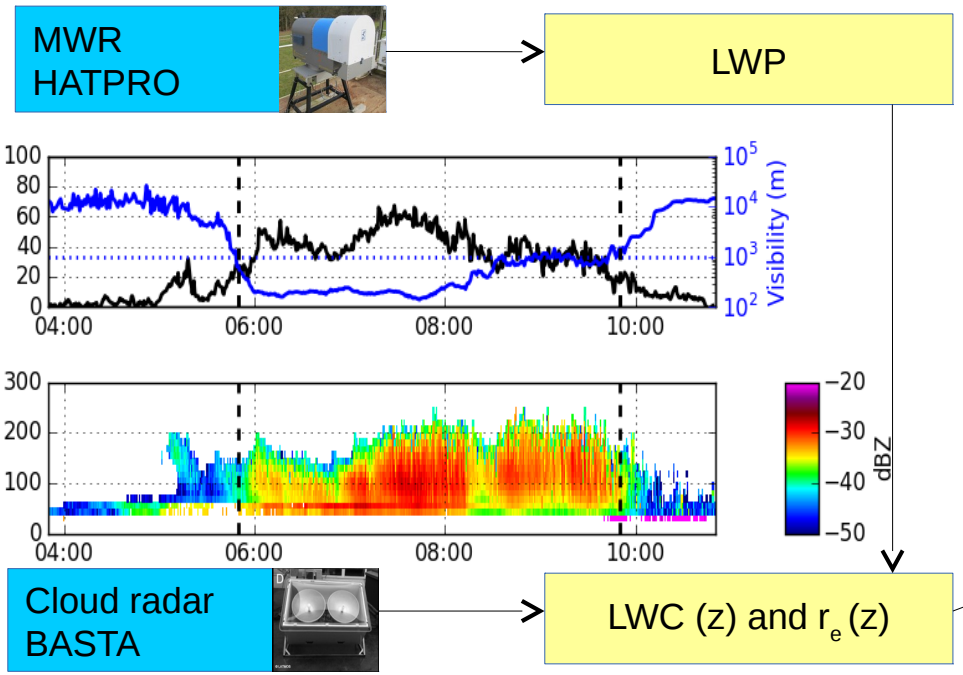
LWC = contenu eau liquide (g m^{-3})

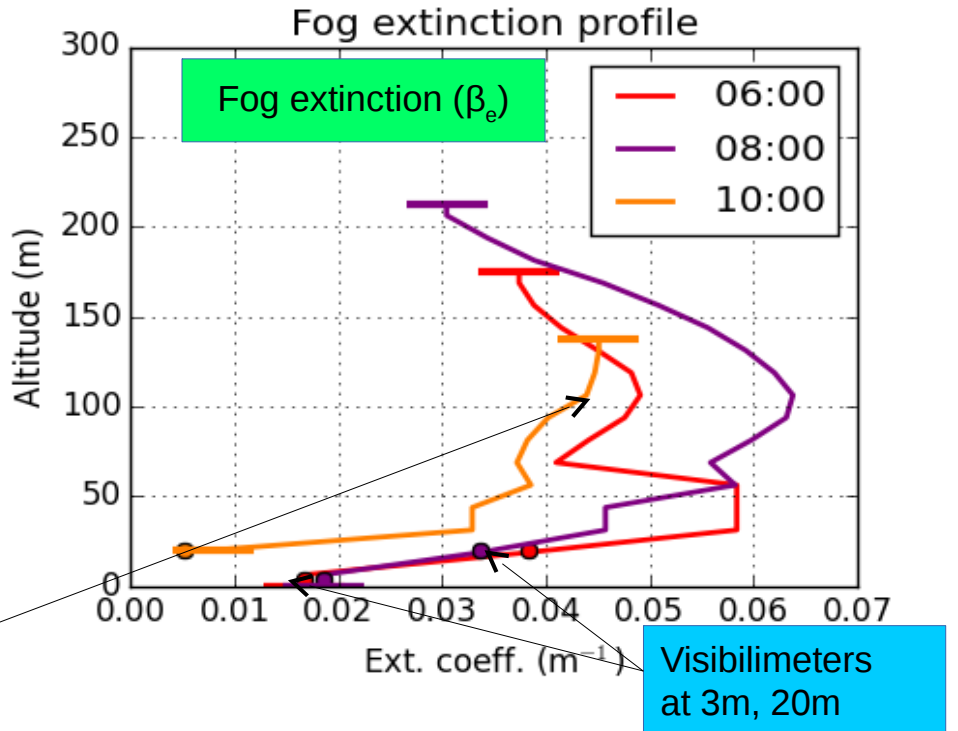
r_{eff} = rayon effectif (µm)

β_e = coefficient d'extinction (m^{-1})

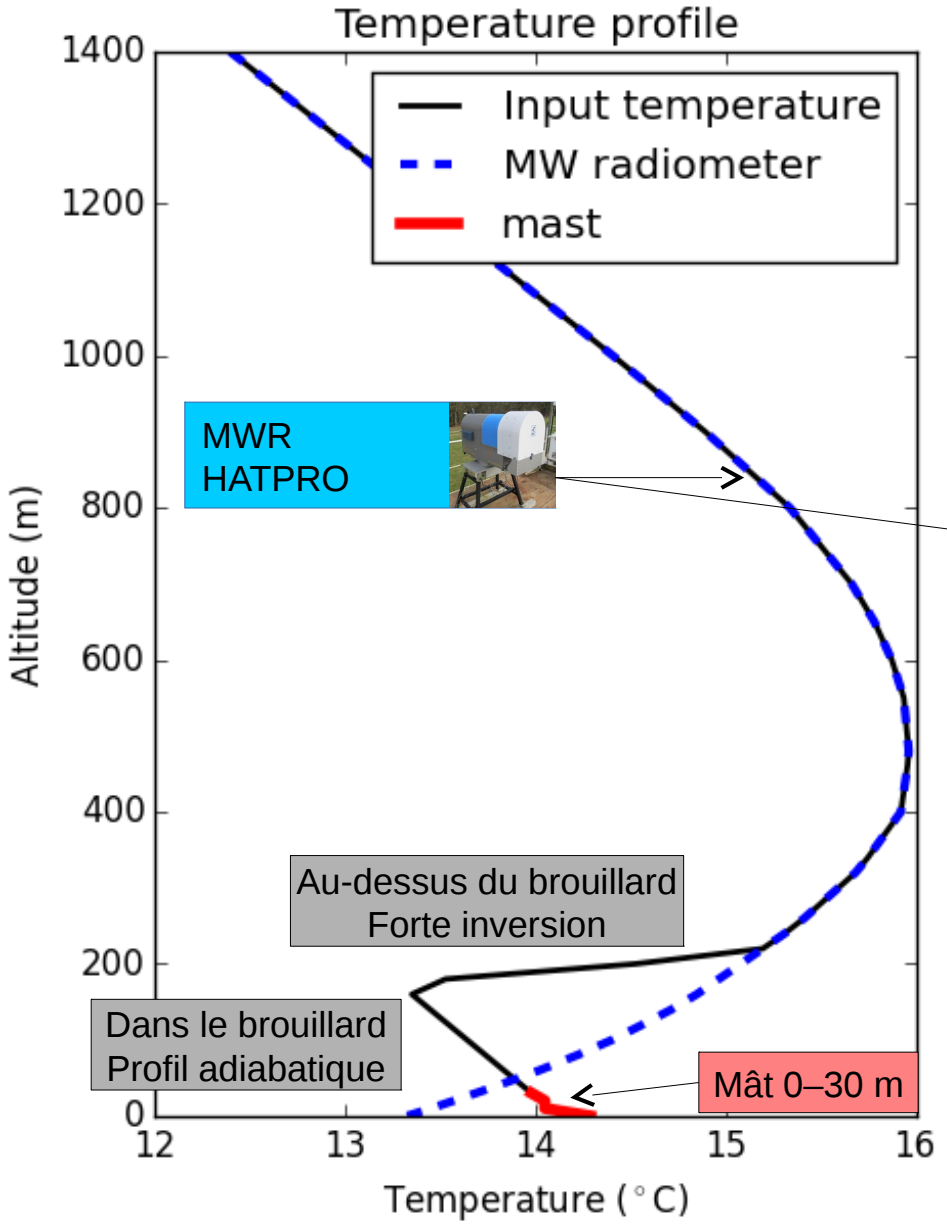
- 2. Normalisation de LWC avec le LWP de HATPRO
- 3. Extinction SW trouvée à partir de LWC et r_{eff} (au-dessous de 30 m, ~~utiliser la visibilité~~)

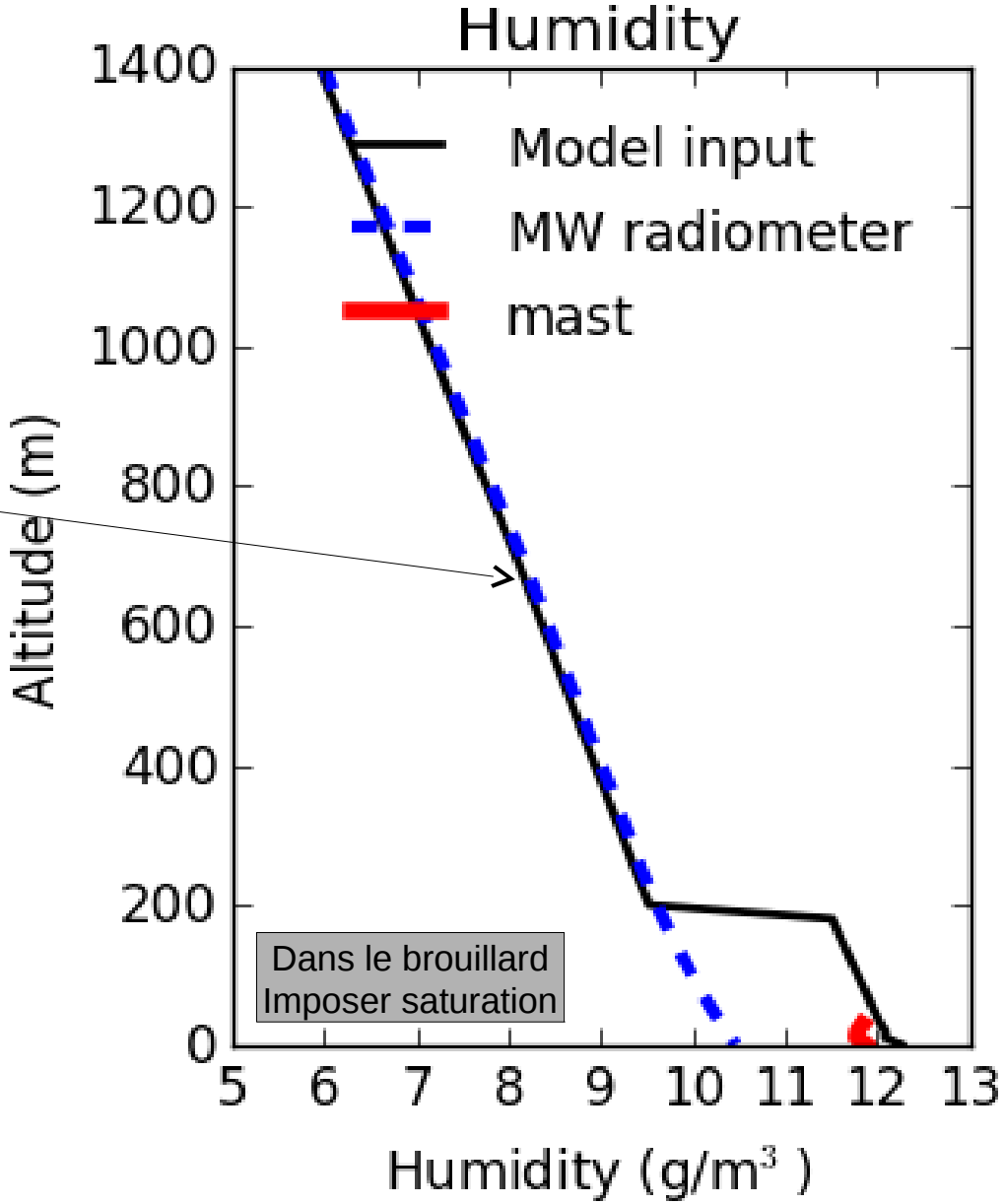
$$\beta_e = \frac{3LWC}{2\rho_w r_{eff}}$$





Données d’entrée pour calculs radiatifs

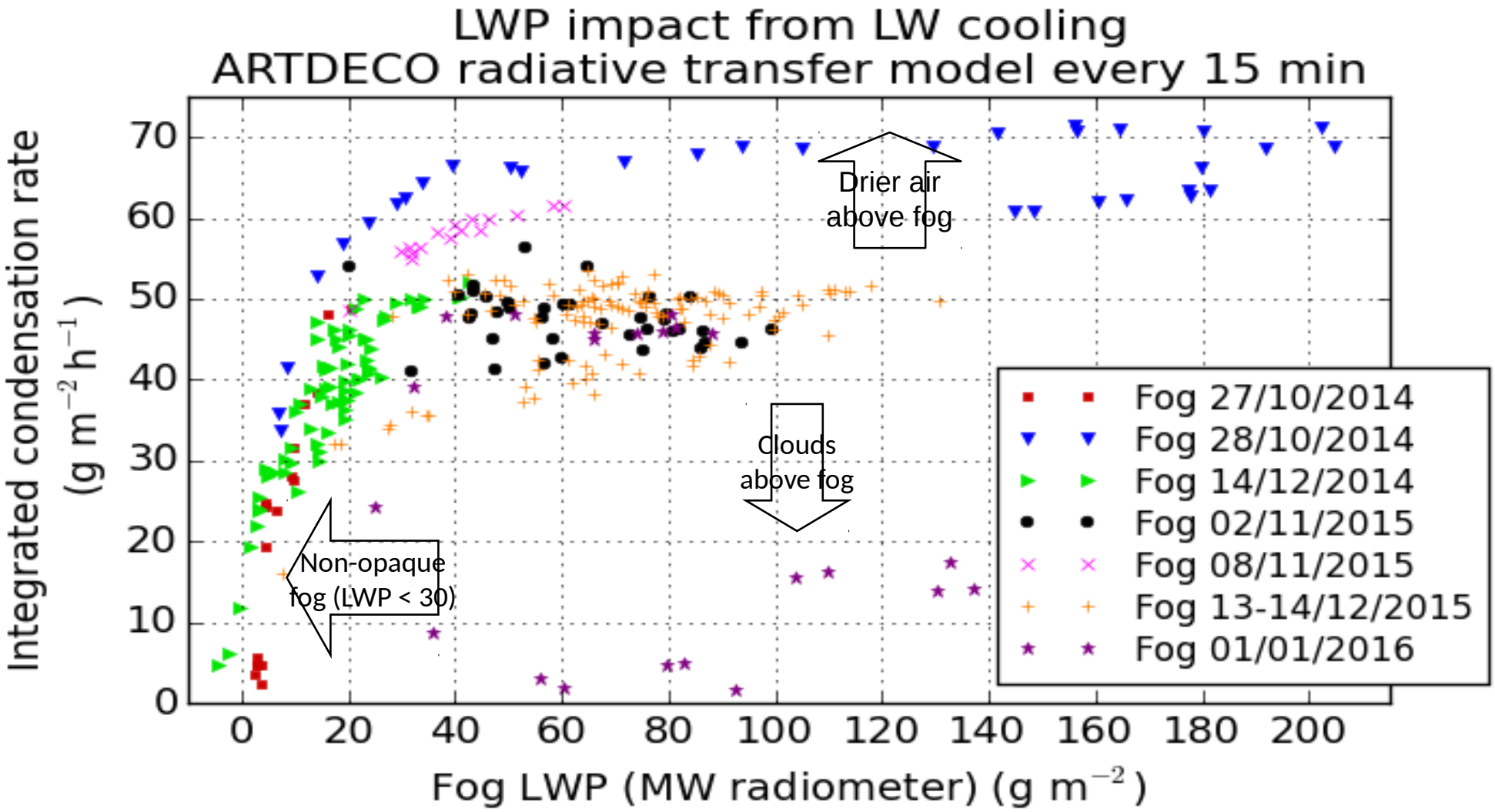




Données d’entrée pour 8/11/2015 08:30 UTC

Au-dessus de 10 km, utiliser radiosonde / climatologie

Impact au LWP du refroidissement radiatif (LW)



Le refroidissement radiatif est une source de LWP stable pour les brouillards opaques. Il est fortement réduit s'il y a un nuage au-dessus.

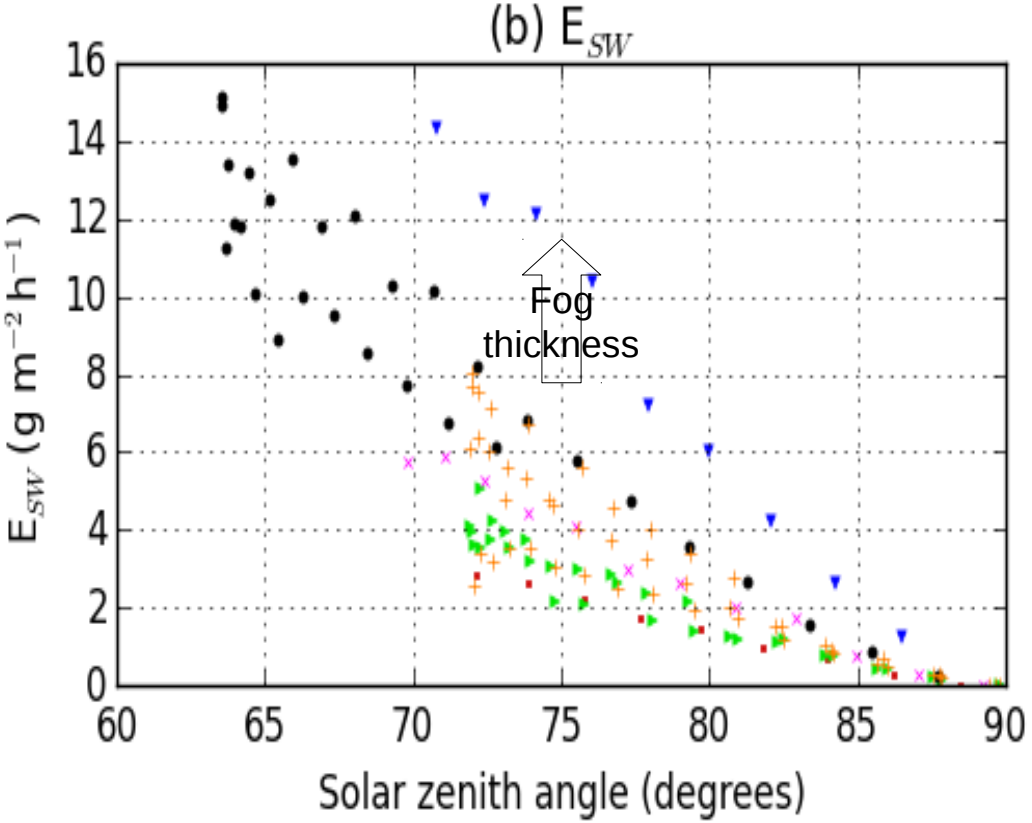
Impact au LWP de l'absorption de SW dans le brouillard

- Effet SW (jusqu'à 15 g m^{-2} h^{-1}) est faible par rapport à l'effet LW

  (eau liquide seulement)

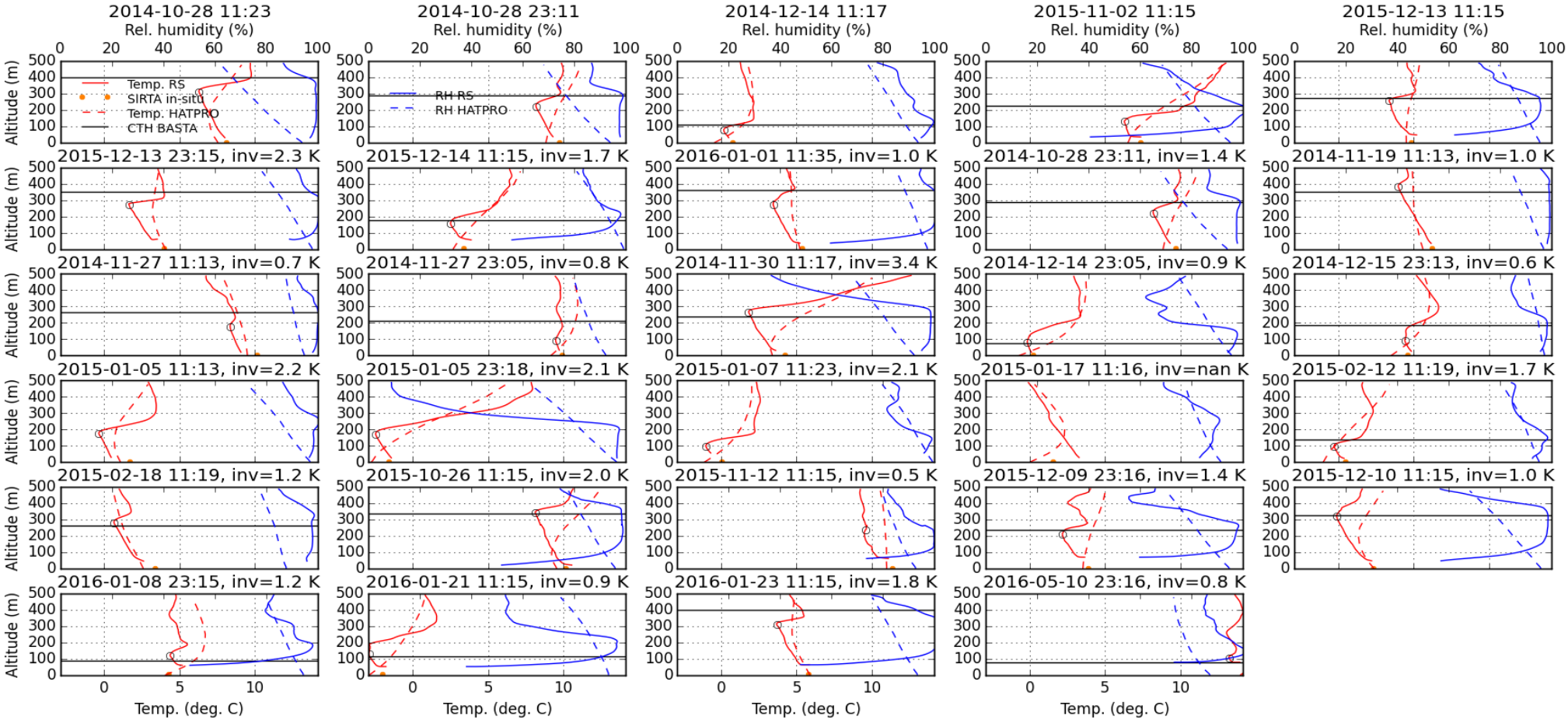
- Les aérosols absorbants font augmenter l'absorption de
  - 10–30 % dans des conditions typiques
  - >100 % pendant des événements de pollutions fortes

  (selon notre étude de sensibilité basé sur une climatologie d'aérosols)



Absorption de SW réduit la production net de LWP par rayonnement en jour par rapport au nuit

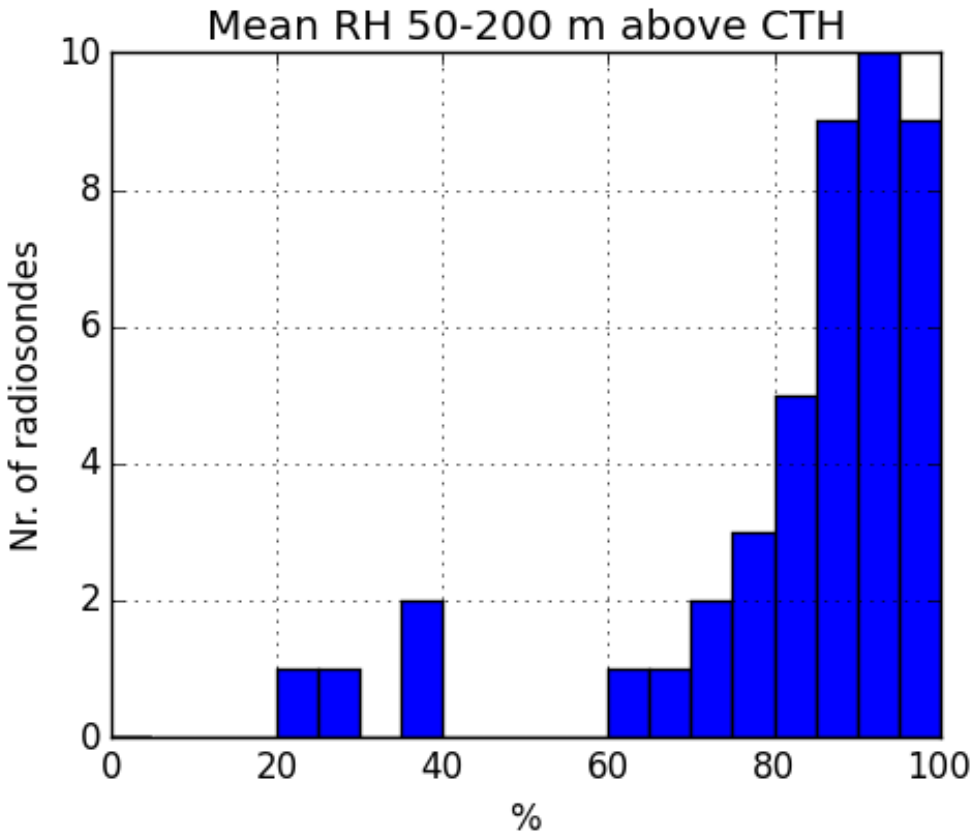
Observations de la stratification et l'humidité

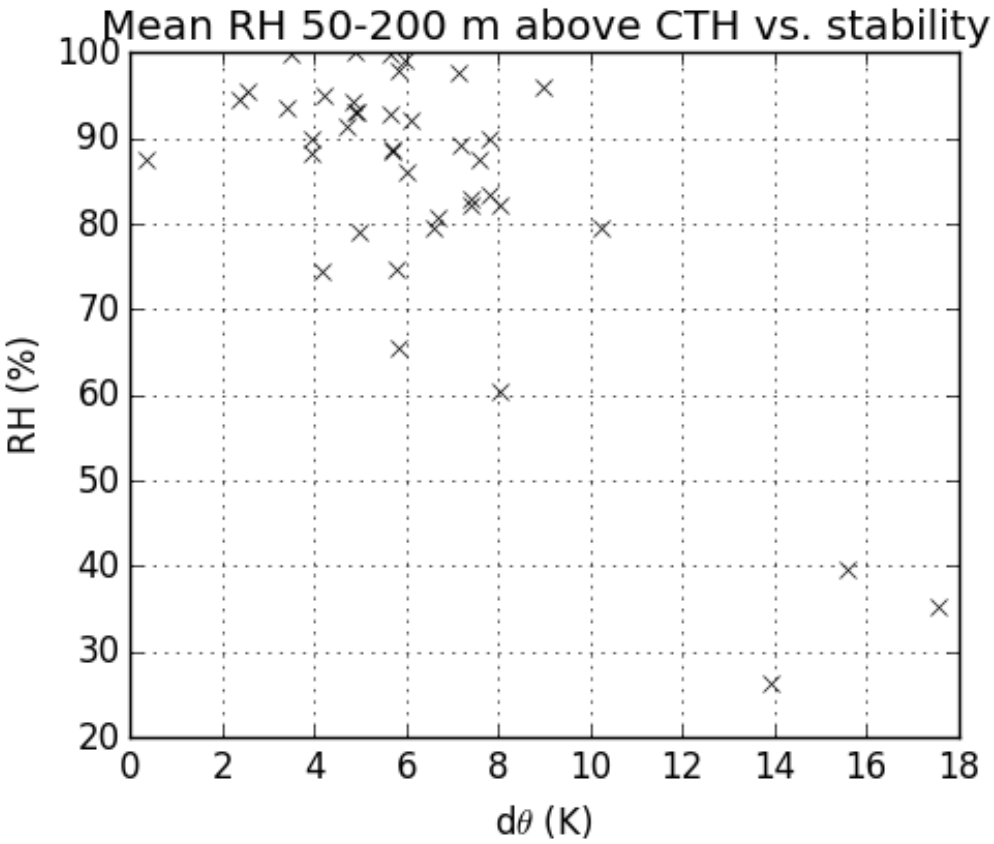


- **Radiosondes (solide) :** variabilité importante de la stratification et l'humidité dans la couche au-dessus des brouillards
- **HATPRO (pointillée) :** reproduction approximée de la stratification malgré sa résolution limitée, mais pas l'humidité.

Les mesures HATPRO pourrait être utilisé comme indicateur de la stratification

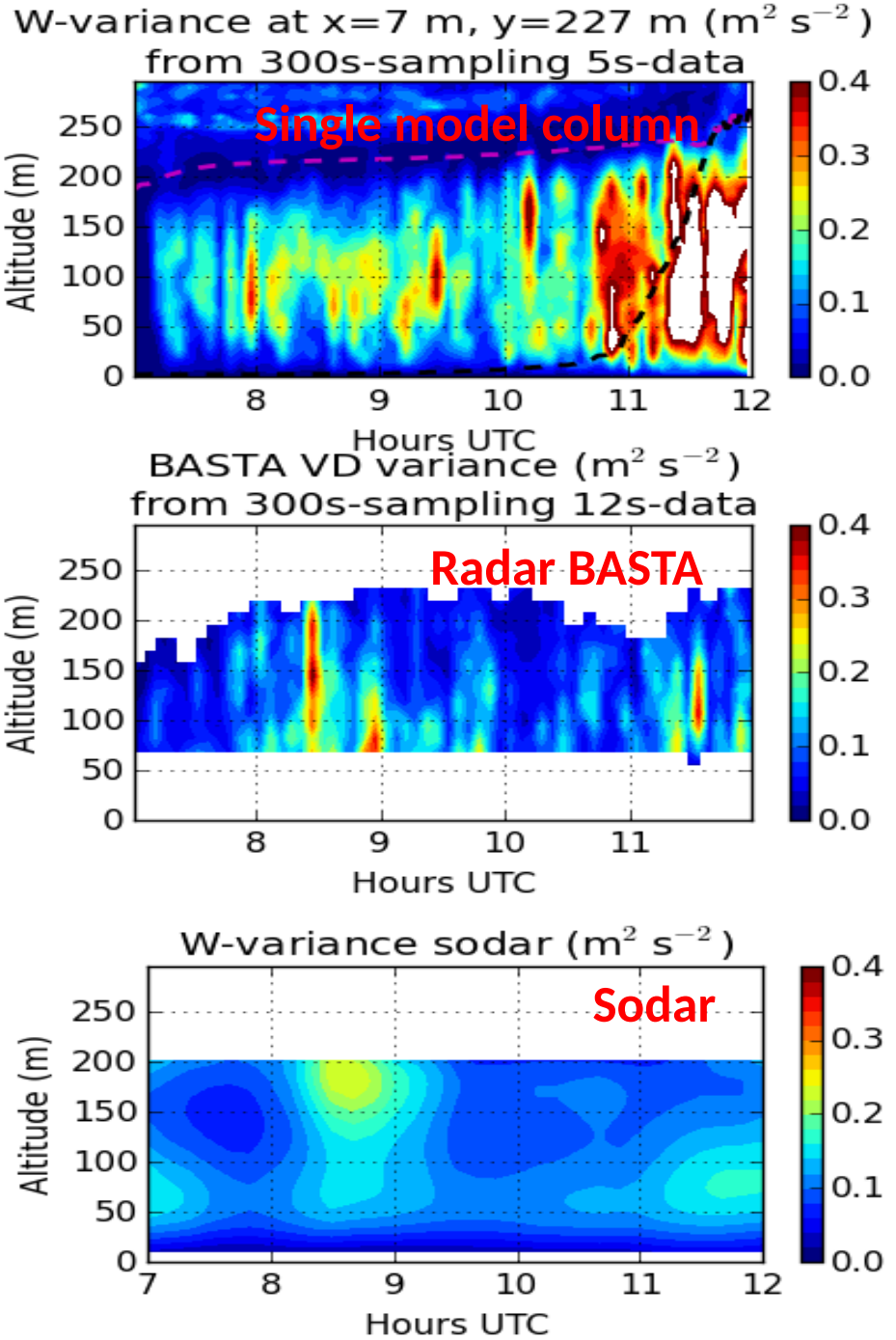
Relation Stratification–Humidité
Radiosondes 2013–2017





Observations de la turbulence dans le brouillard

- **Motivation:** La télédétection au sol, peut-elle observer un proxy de l'intensité de turbulence ?
- **Radar BASTA :** Variance de la vitesse Doppler nous donne la composant verticale de TKE en échelle 24 s – 5 min
  (dans le brouillard, en absence de bruine)
- Comparaison modèle–BASTA montre des structures similaires.
- **SODAR :** Un produit TKE lié aux mouvements verticaux
  (mais SODAR n'observe que jusqu'à 200 m)
- Il semble moins détaillé que BASTA, mais ses maxima correspondent à ceux du BASTA
- *NB: La simulation montré ici n'est pas le même que montré avant. Ici le brouillard modélisé se dissipe déjà ≈10h et le stratus évapore rapidement.*

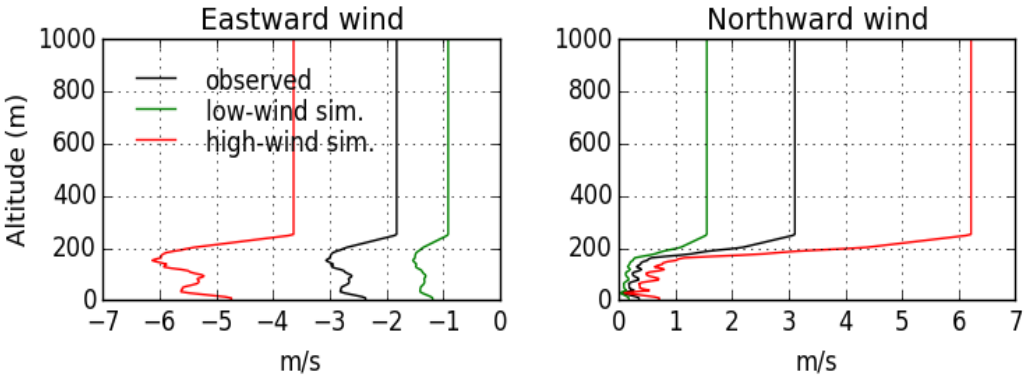


Sensitivity to wind speed (old setup)

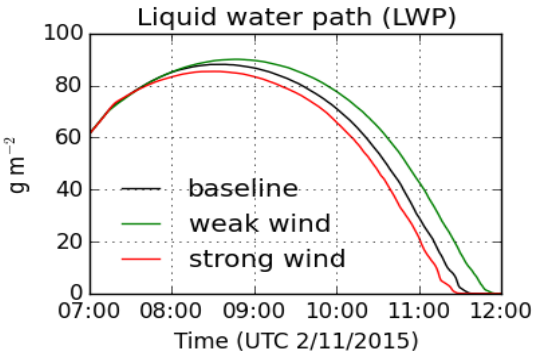
- Stronger wind –> fog dissipates (a bit) sooner
- Mainly due to more entrainment at fog top (not shown)

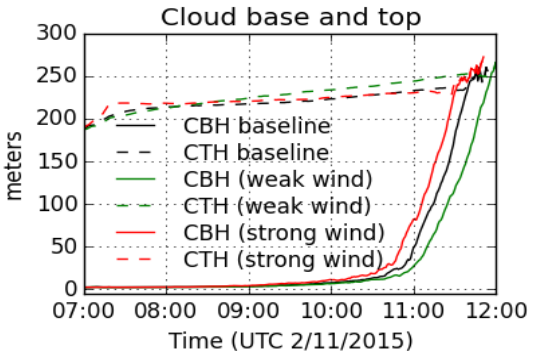
  –> Temperature increases more

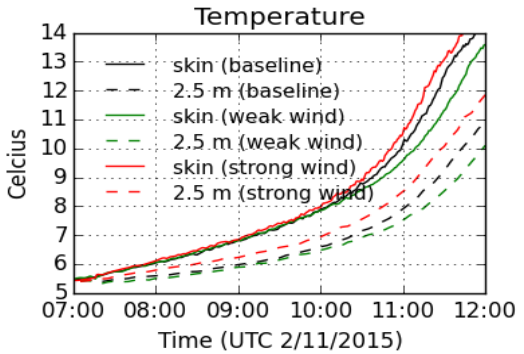
Wind input



Results

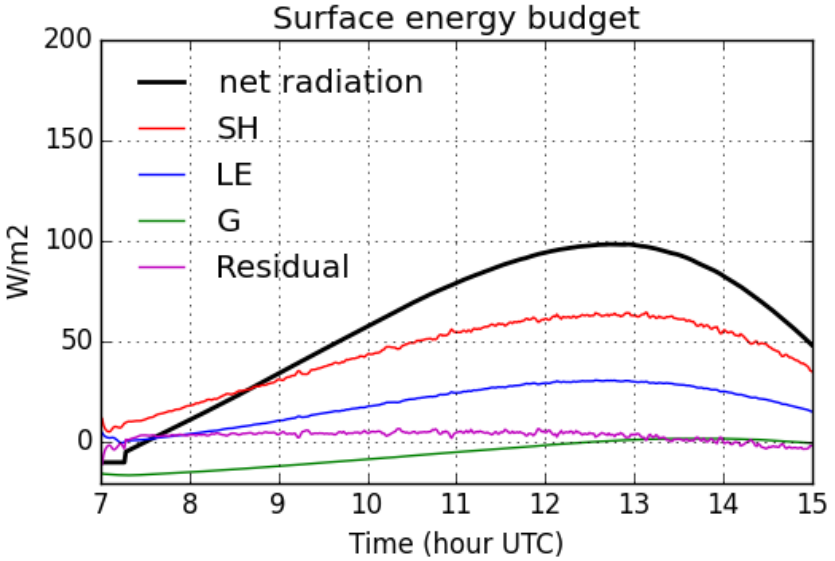




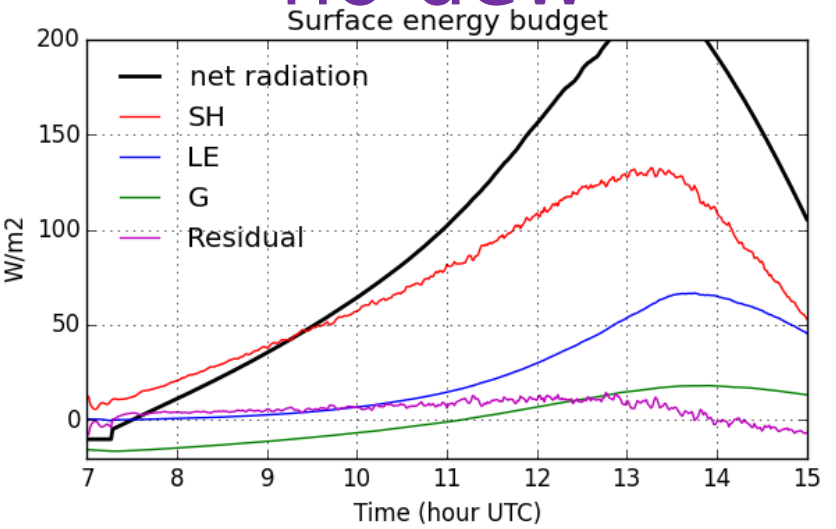


Surface energy balance
Difference between runs

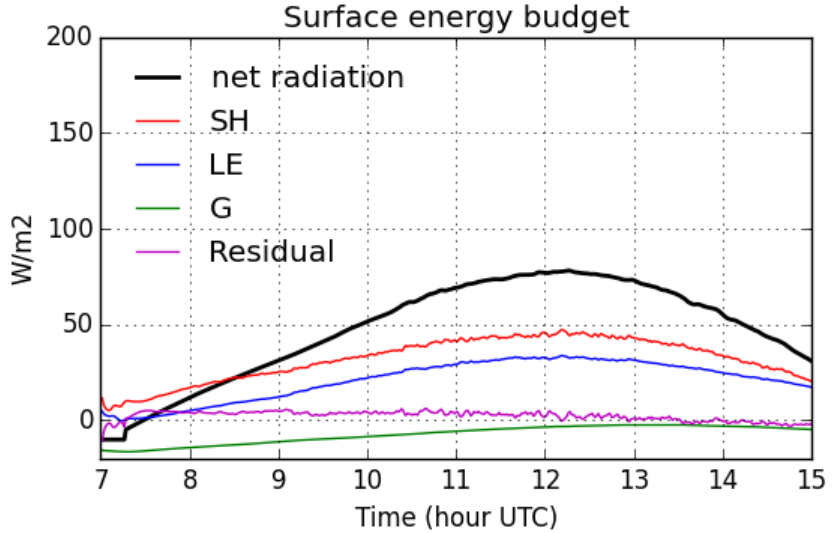
baseline



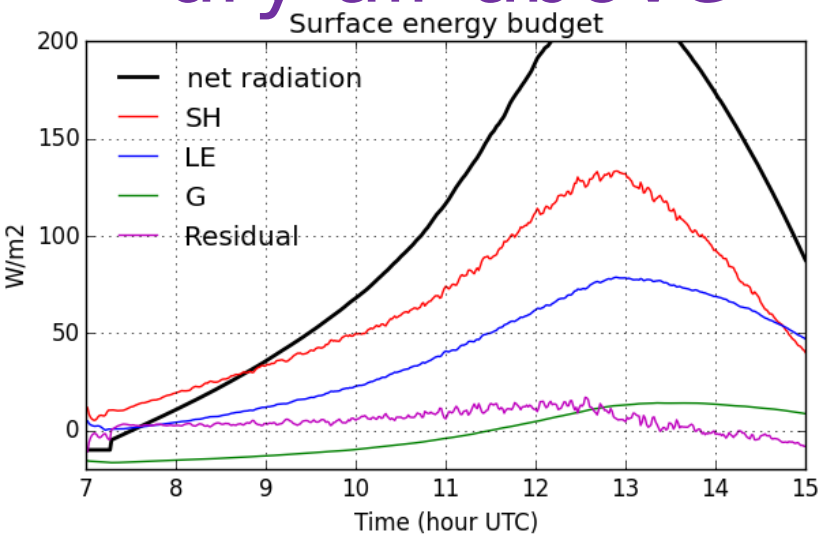
no dew



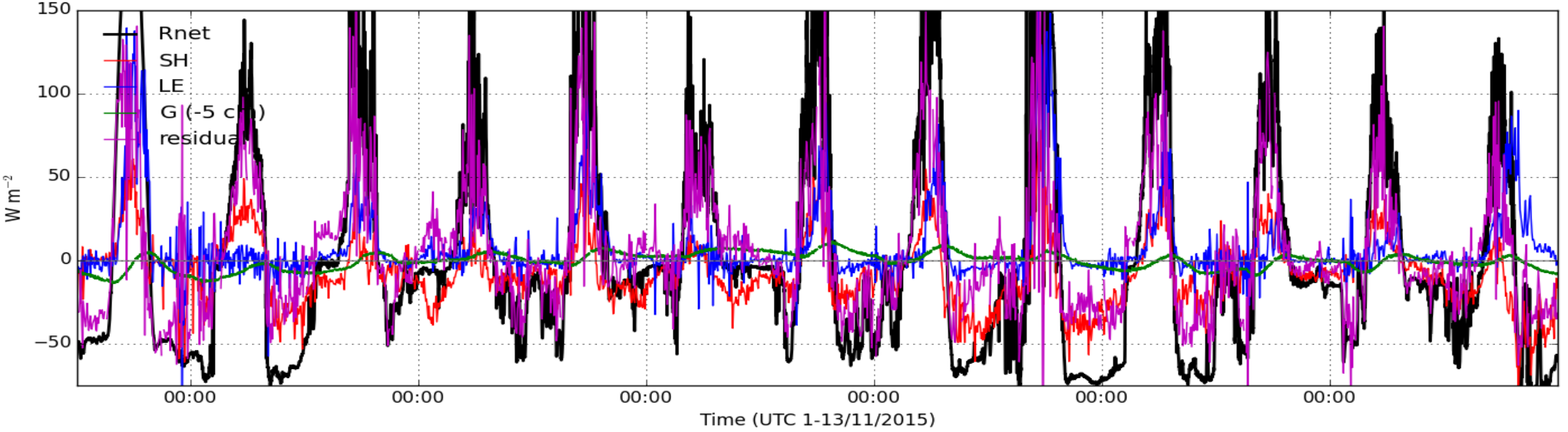
weak inversion



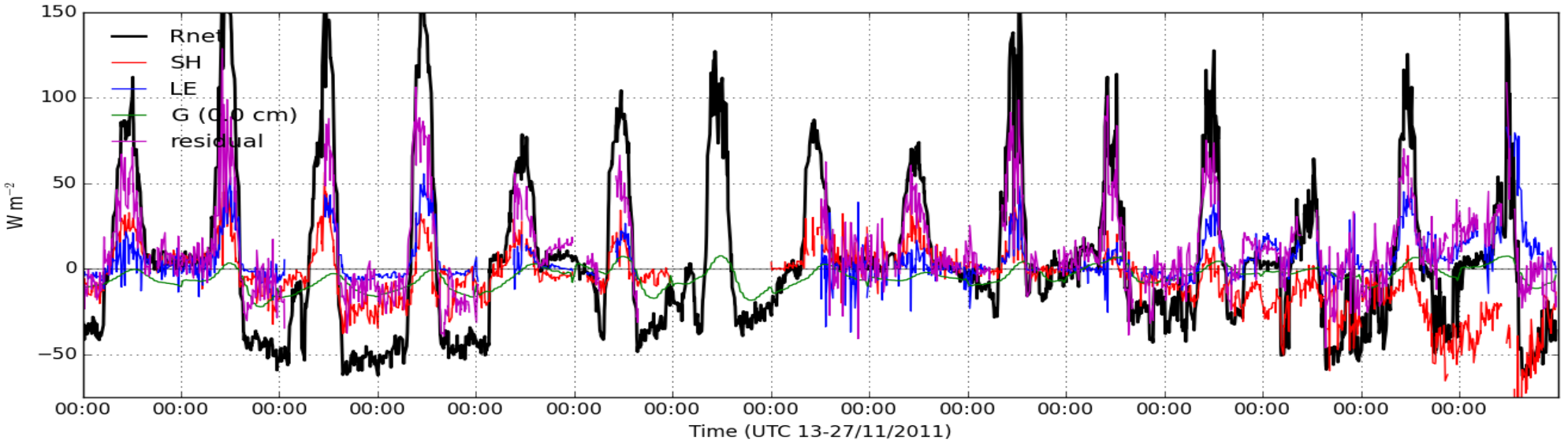
dry air above



SEB SIRTA



SEB Cabauw

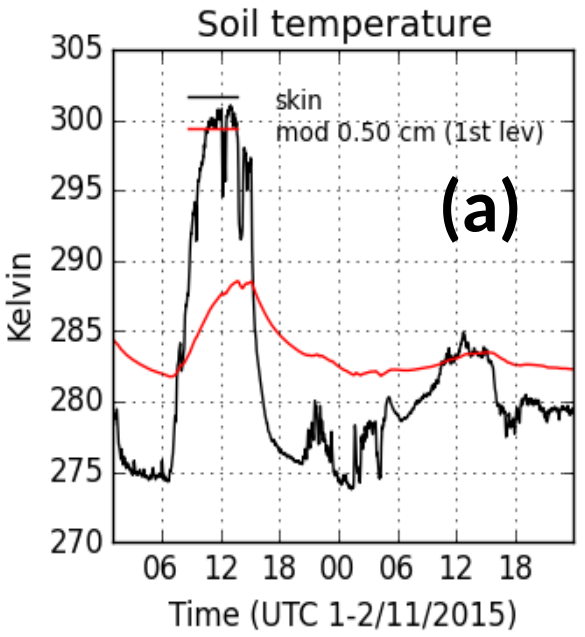


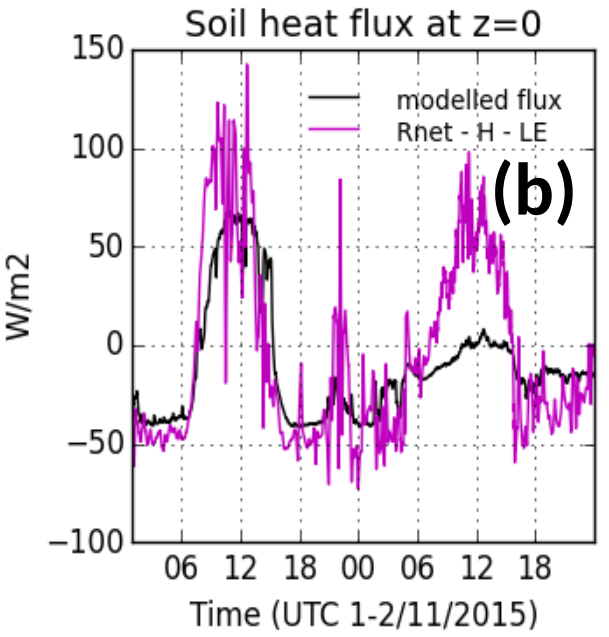
Possible reasons for the bad surface energy balance closure

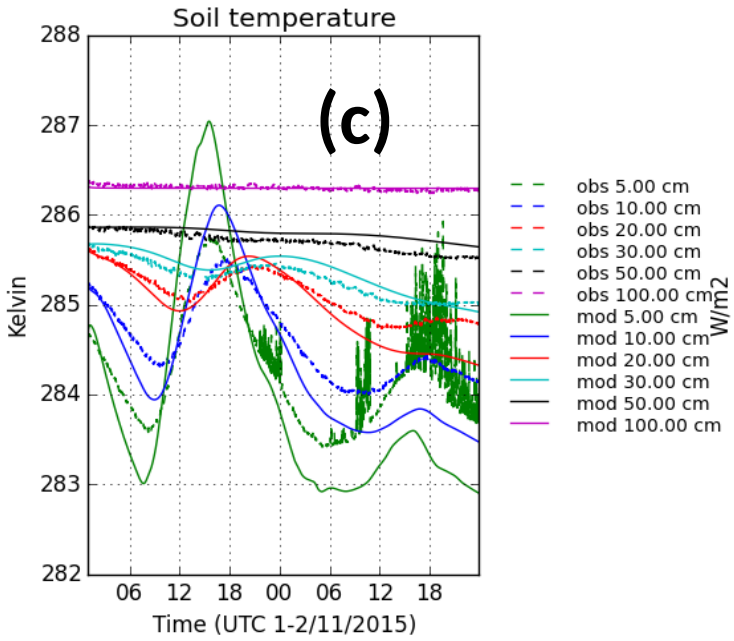
- Energy storage in first few cm of the soil (see next slide)
- Transport by turbulent structures too fast to be captured by eddy covariance system (<0.2 s)
- Transport by turbulent structure to slow to be captured by eddy covariance system (>10 min, 30 min)
- Transport by stationary meso-scale circulations
- Heterogeneity in the turbulent fluxes
- Measurement biases in eddy covariance system, such as
  - Speed of sound being perturbed by liquid water presence
  - Latent heat flux measurement inhibited by wetting
  - Could relative uncertainty in fluxes be higher when the fluxes are small??

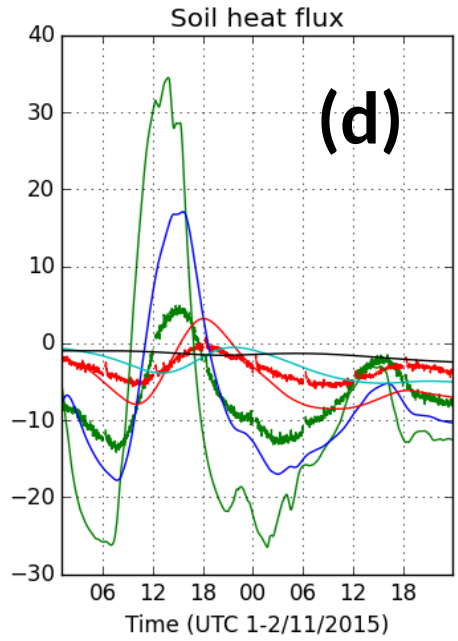
Conduction model of soil 1–2 Nov 2015

- The model was forced with observed skin temperature (black line in (a)), during sunny day 1/11 and foggy day 2/11.
- Even the first model level (at 0.5 cm, red line in (a)), responds rather weakly and lagged relative to skin. Still, in (b) we see that the modelled surface soil heat flux is much stronger than the flux at 5 cm, and it can almost close the energy budget on 1/11.
- On 2/11, during fog, the the soil heat flux is weak, even at z=0, because even the first model level is not colder than the skin (red line in (a)). The surface soil flux is not very different from the flux at 5 cm. Thus, soil heat cannot close the energy budget.
- Compared with observations, the soil temperature increases too much on 1/11 and too little on 2/11, but the lag of the maximum is rather accurate (c). The fluxes are too strong on both days, but particularly 1/11 (d).



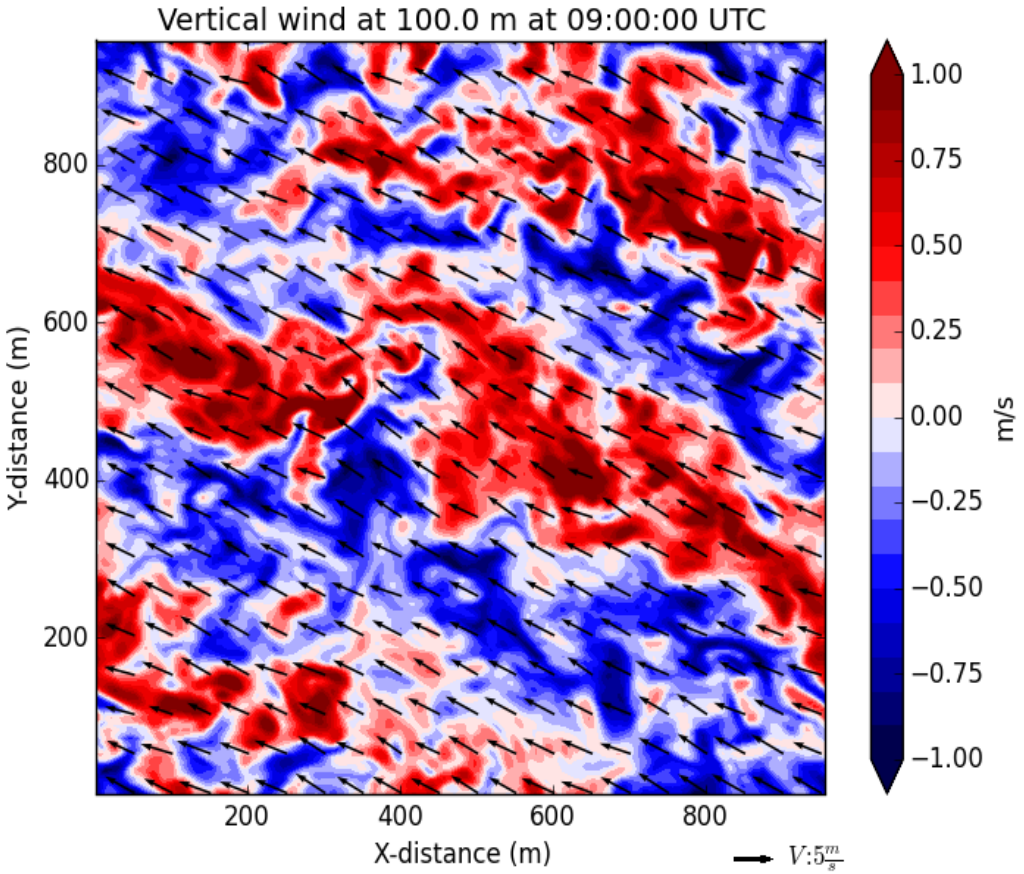




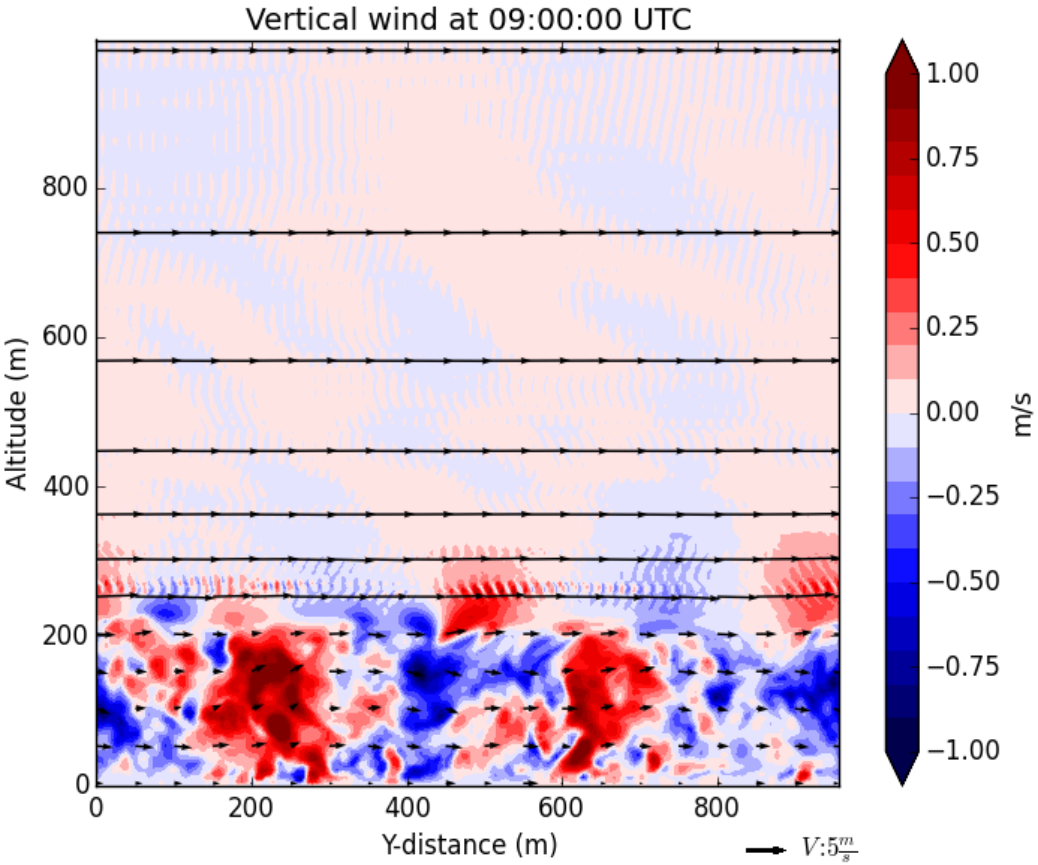


Cross-sections in baseline simulation at 09:00 UTC

Horizontal cross-section

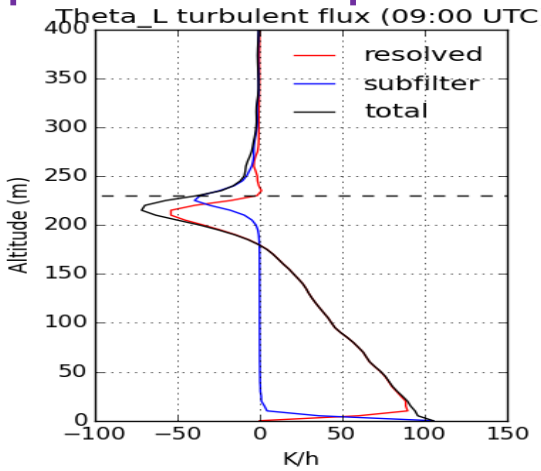


Vertical cross-section

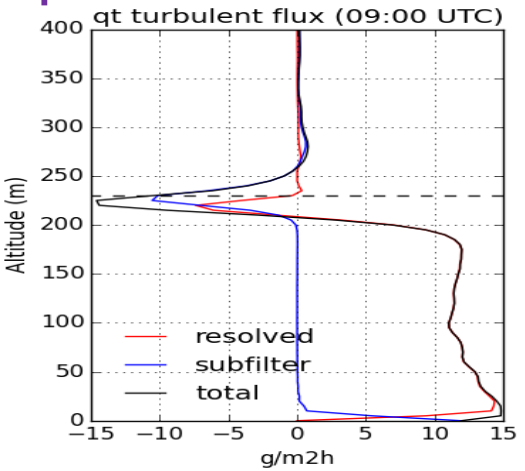


Turbulent transport (baseline simulation)

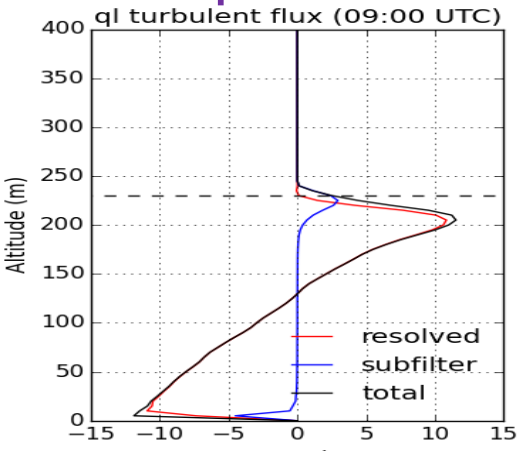
Liquid water pot. temp.



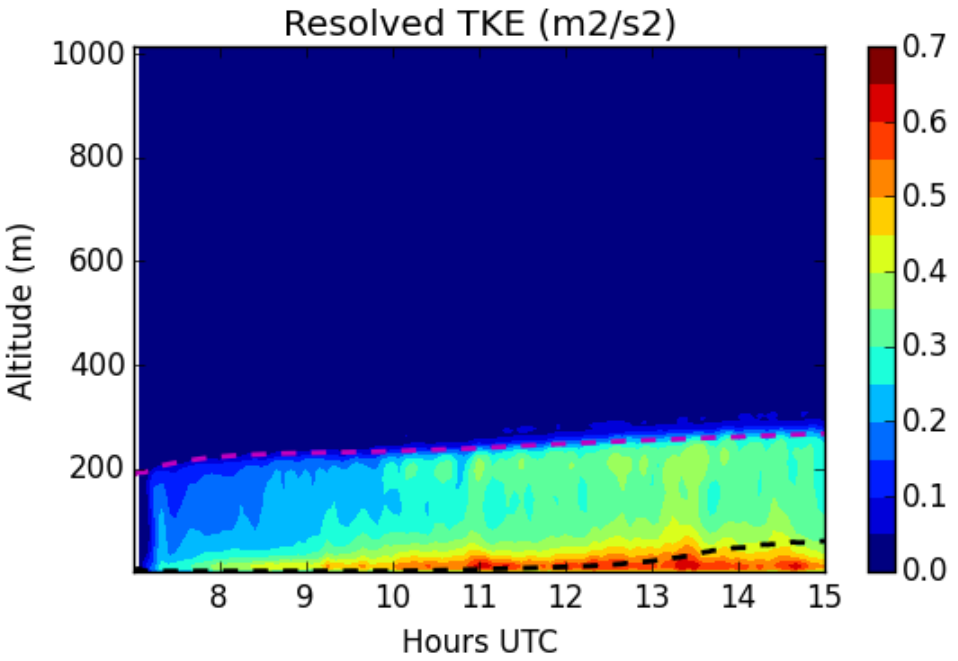
Tot. water



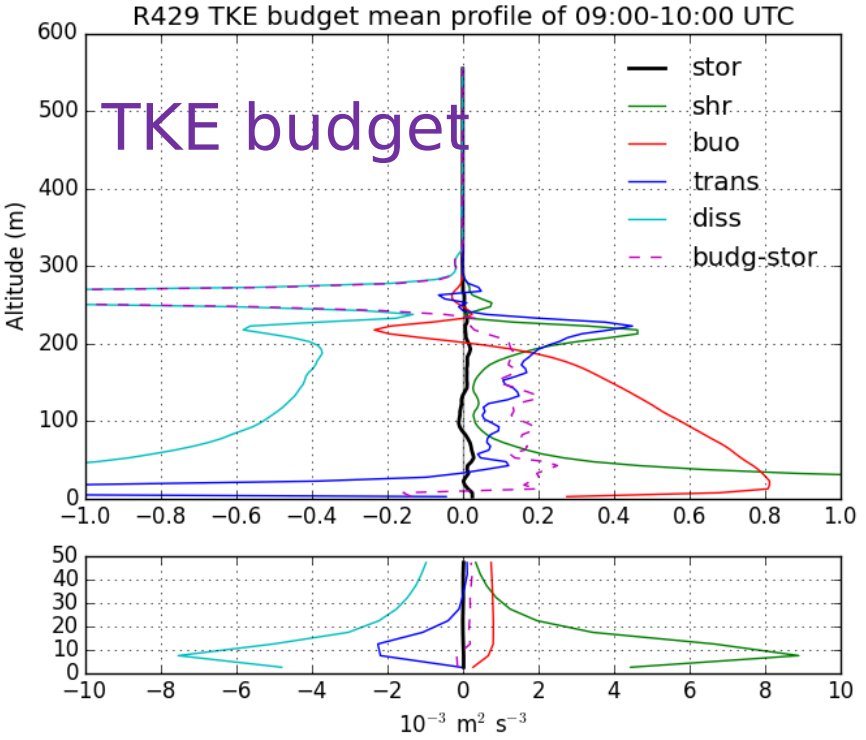
Liquid water



Resolved TKE



TKE budget



Références

- Fox, N. I. and Illingworth, A. J.: The retrieval of stratocumulus cloud properties by ground-based cloud radar, J. Appl. Meteorol., 36(5), 485–492, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<0485:TROSCP>2.0.CO;2, 1997.
- Heus, T., Van Heerwaarden, C. C., Jonker, H. J., Siebesma, A. P., Axelsen, S., Van Den Dries, K., Geoffroy, O., Moene, A. F., Pino, D., De Roode, S. R. and others: Formulation of the Dutch Atmospheric Large-Eddy Simulation (DALES) and overview of its applications, Geosci. Model Dev., 3(2), 415, 2010.
- Wærsted, E. G., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., Delanoë, J. and Dubuisson, P.: Radiation in fog: quantification of the impact on fog liquid water based on ground-based remote sensing, Atmos Chem Phys, 17(17), 10811–10835, doi:10.5194/acp-17-10811-2017, 2017.