



Copertina

# Corso di Fisica dello Strato Limite Atmosferico

## Trasporto radiativo e bilancio energetico nel surface layer

Giaiotti Dario

## Sommario della lezione

- Trasporto radiativo in atmosfera ed equazione del trasporto
- Esempi di spessore ottico delle nubi
- Esempi di evoluzione della temperatura nel surface layer
- Il ruolo della superficie terrestre nell'evoluzione del ABL
- Bibliografia di riferimento e per approfondimenti.

## Equazione del trasporto radiativo

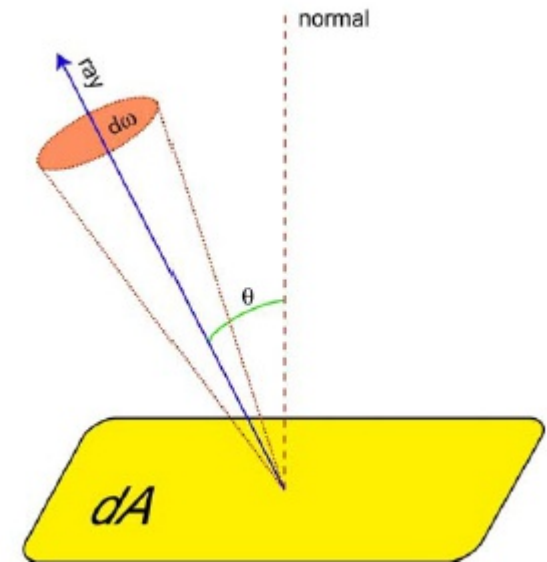
Derivazione dell'equazione del trasporto radiativo



$$dE_\nu = I_\nu(\cos \theta) \cos \theta dA d\omega d\nu dt$$

$$\frac{dI_\nu}{d\tau_\nu} = I_\nu - S_\nu$$

Derivazione svolta alla lavagna



## Spessore ottico delle nubi

Otticamente spessa



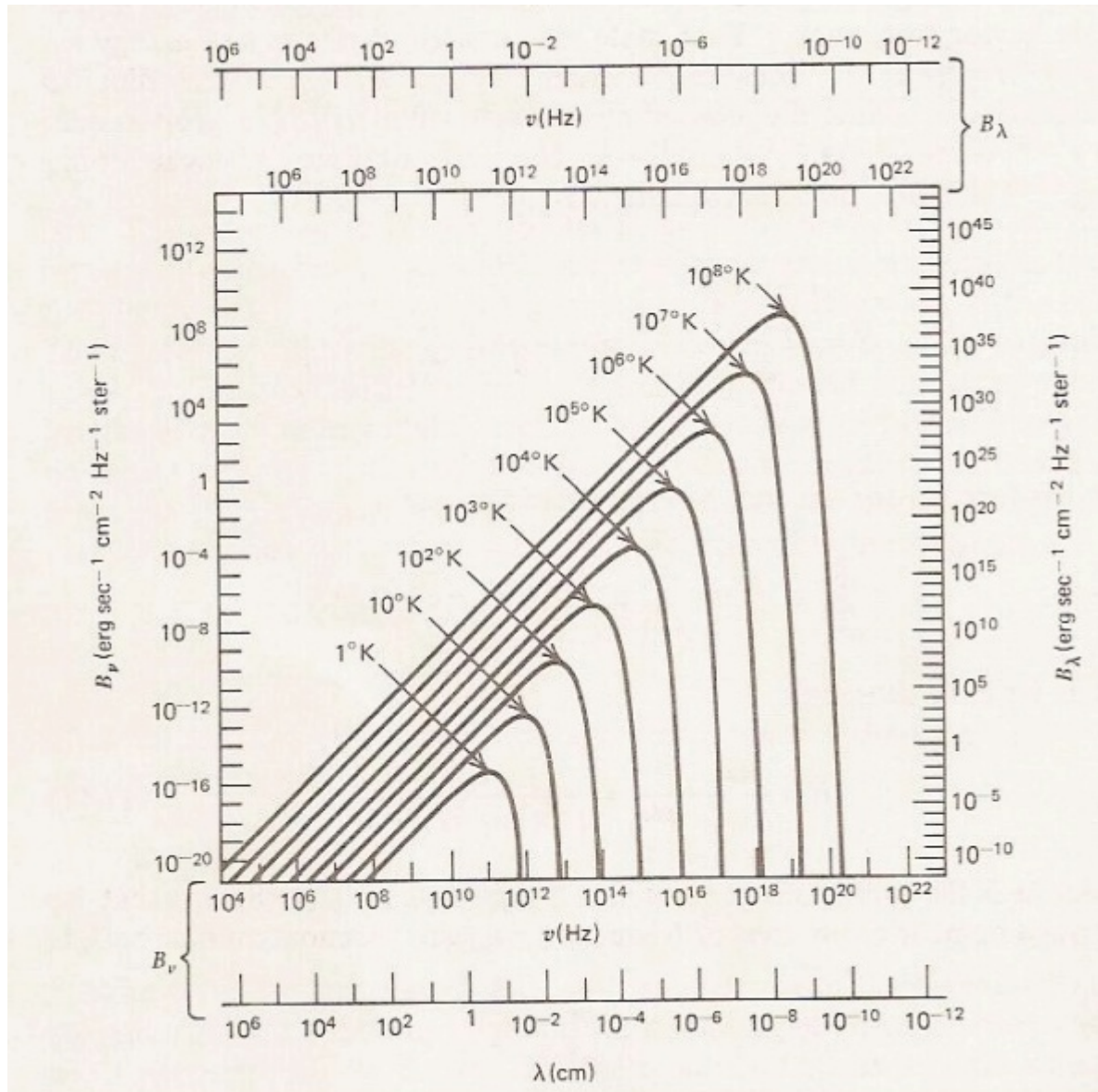
Otticamente sottile



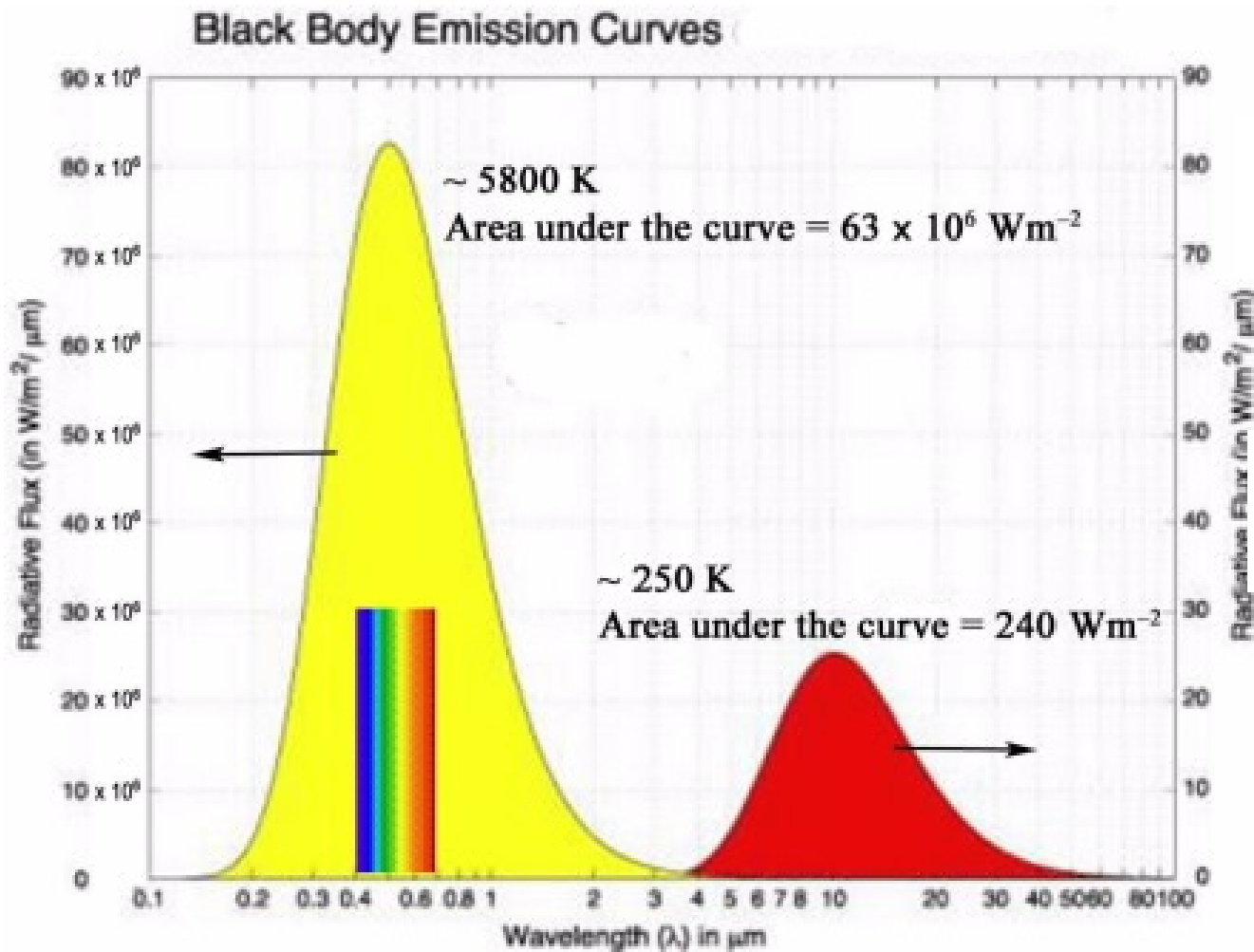
## Intensità specifica di corpo nero in funzione della temperatura del corpo

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3/c^2}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2/\lambda^5}{\exp(hc/\lambda kT) - 1}$$



## Flusso radiativo di corpo nero a due temperature



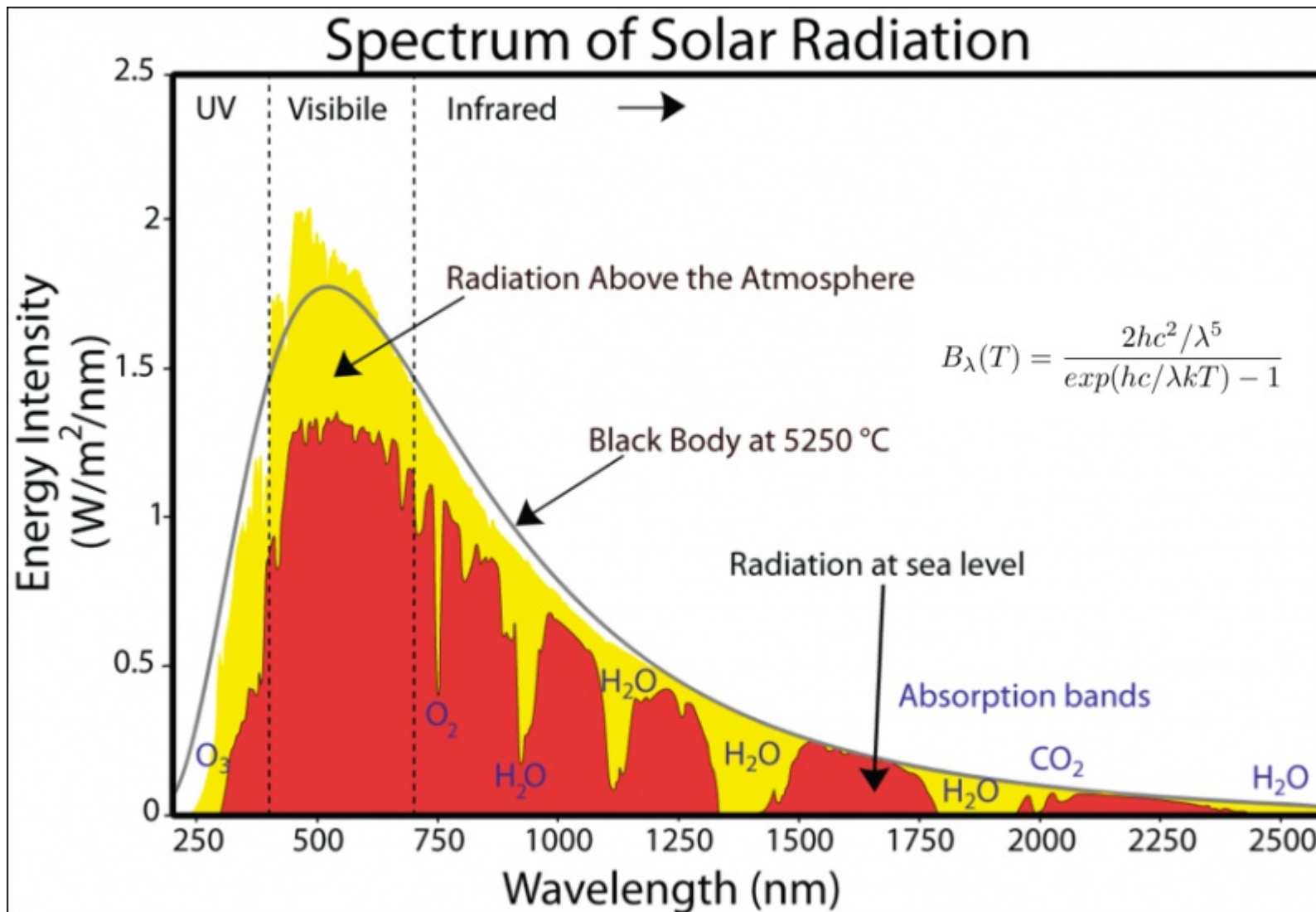
$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3/c^2}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2/\lambda^5}{\exp(hc/\lambda kT) - 1}$$



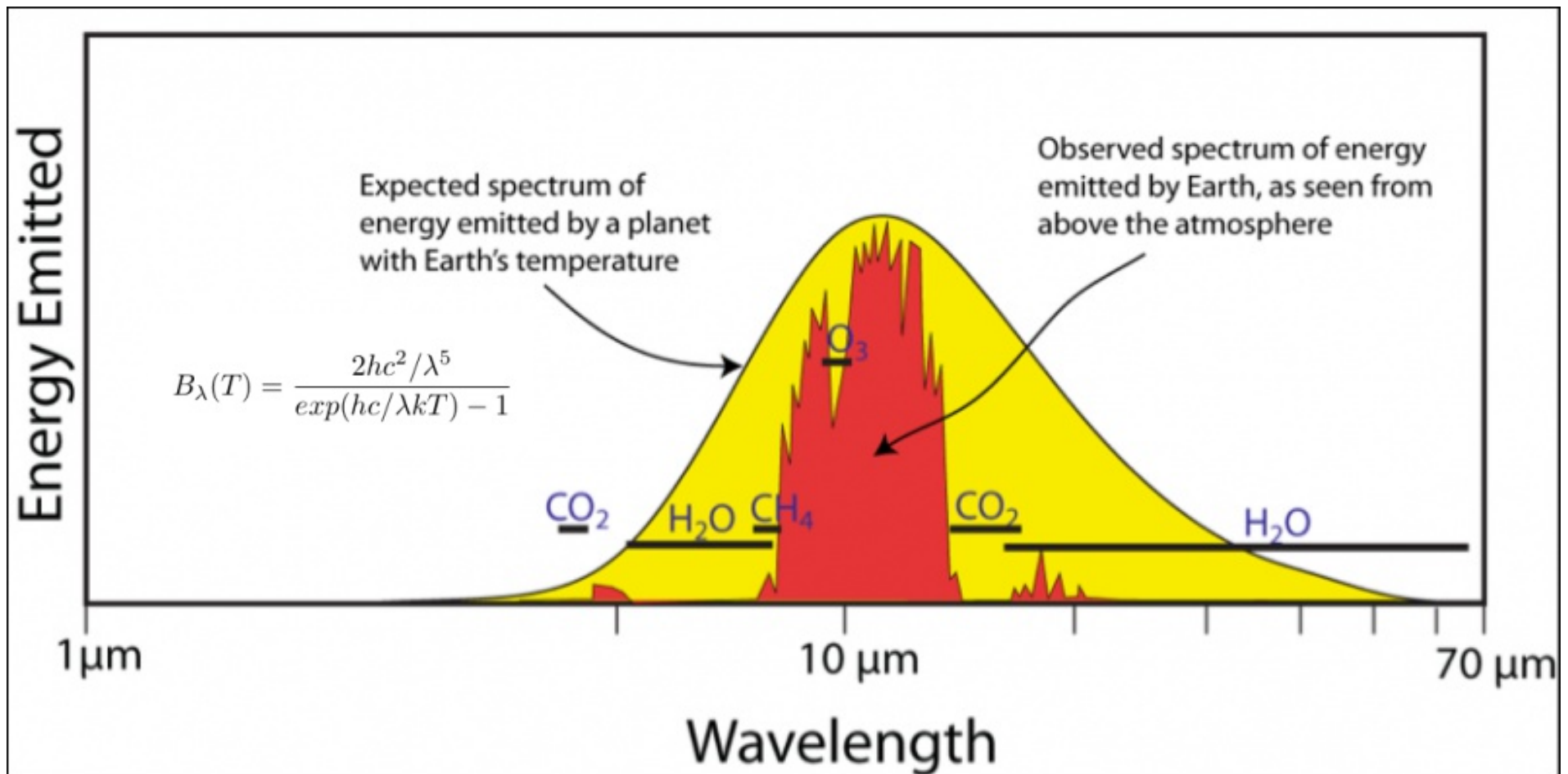
## Radiazione di corpo nero (solare) e spettro reale sul pianeta Terra

Si deve tener conto che nell'equazione del trasporto esiste l'assorbimento (e l'emissione)



## Radiazione di corpo nero (Terra) e spettro reale al di sopra dell'atmosfera Terrestre

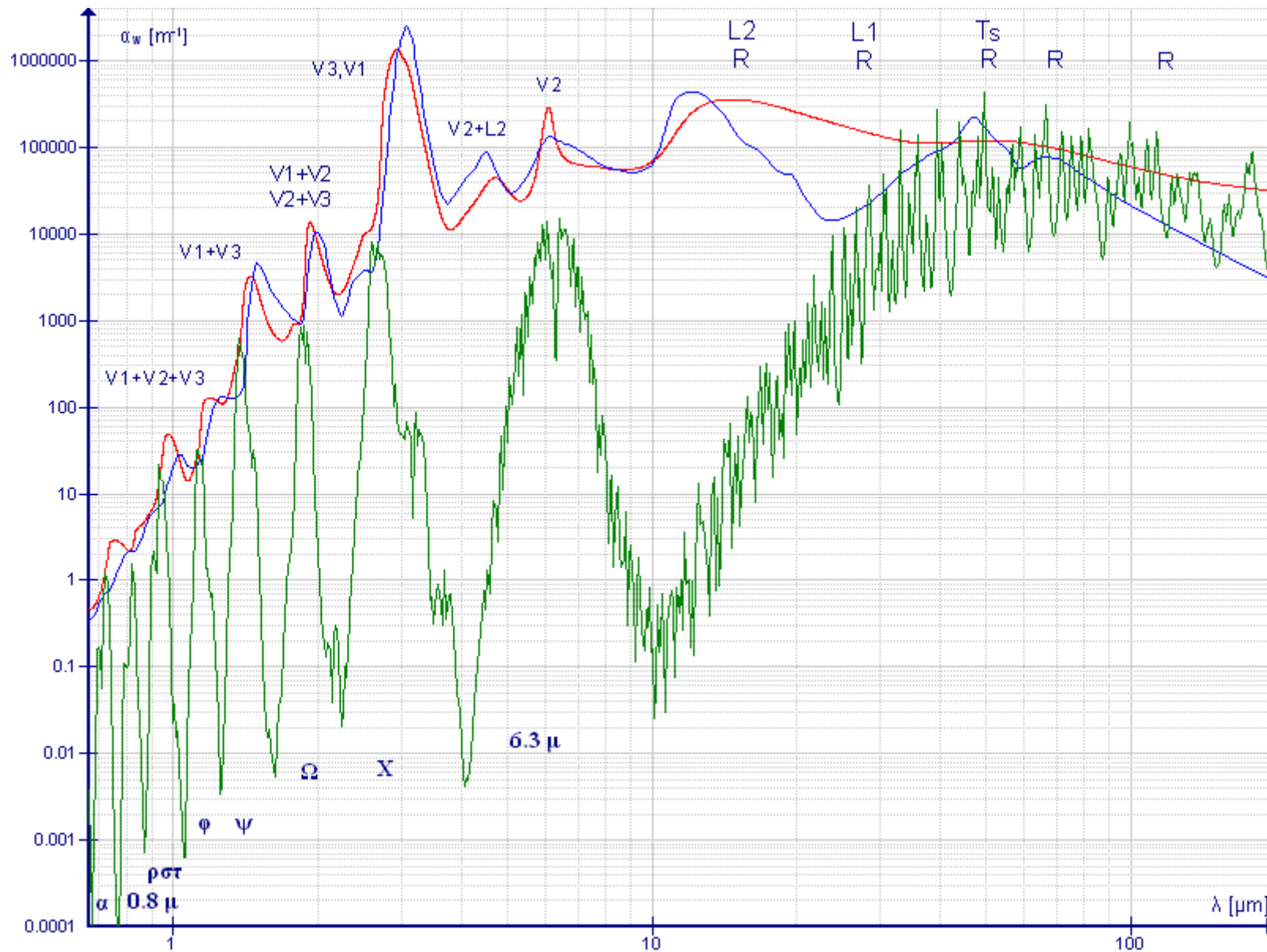
Si deve tener conto che nell'equazione del trasporto esiste l'assorbimento (e l'emissione)



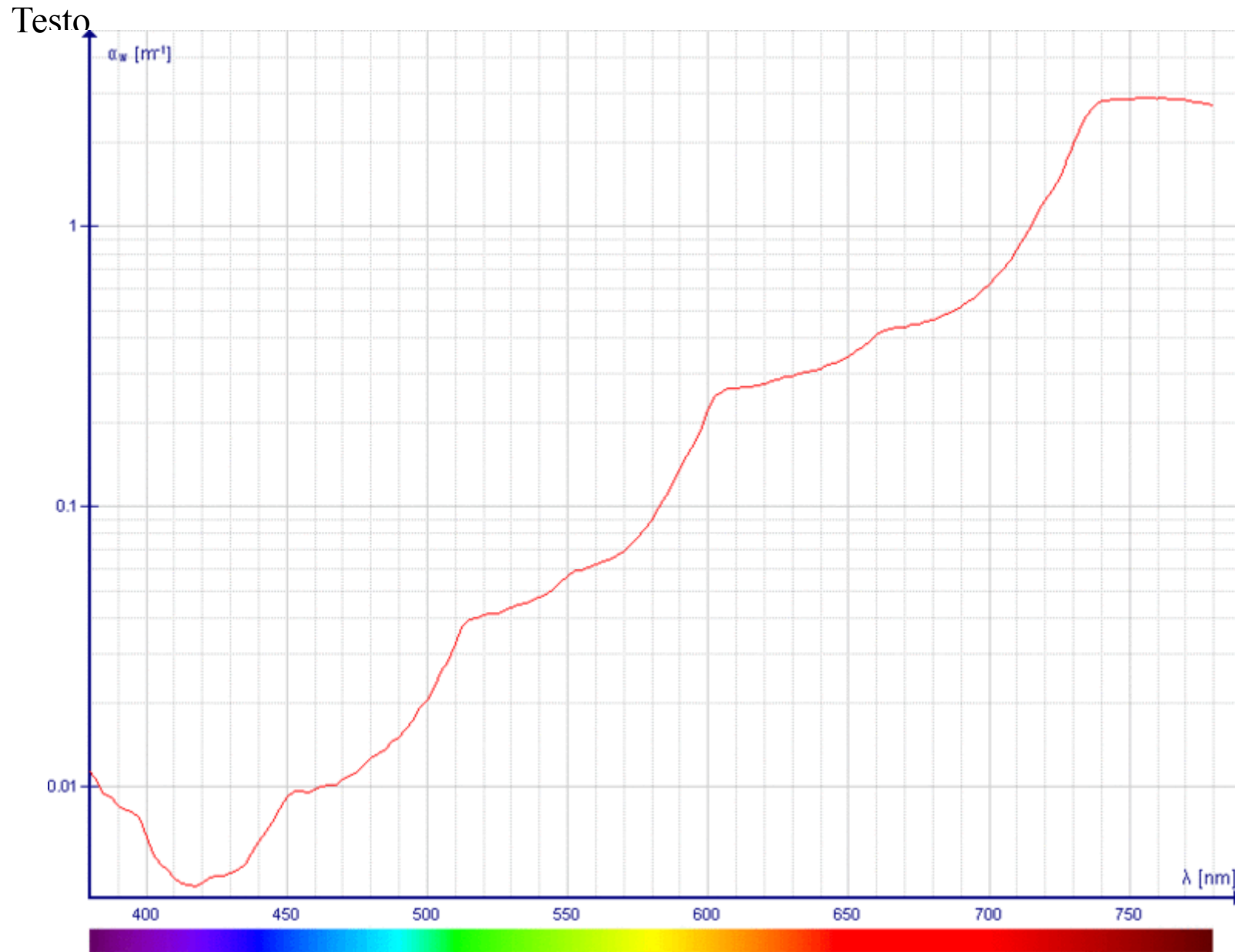


# Spettro di assorbimento della molecola dell'acqua nell'infrarosso

Liquida Solida Vapore



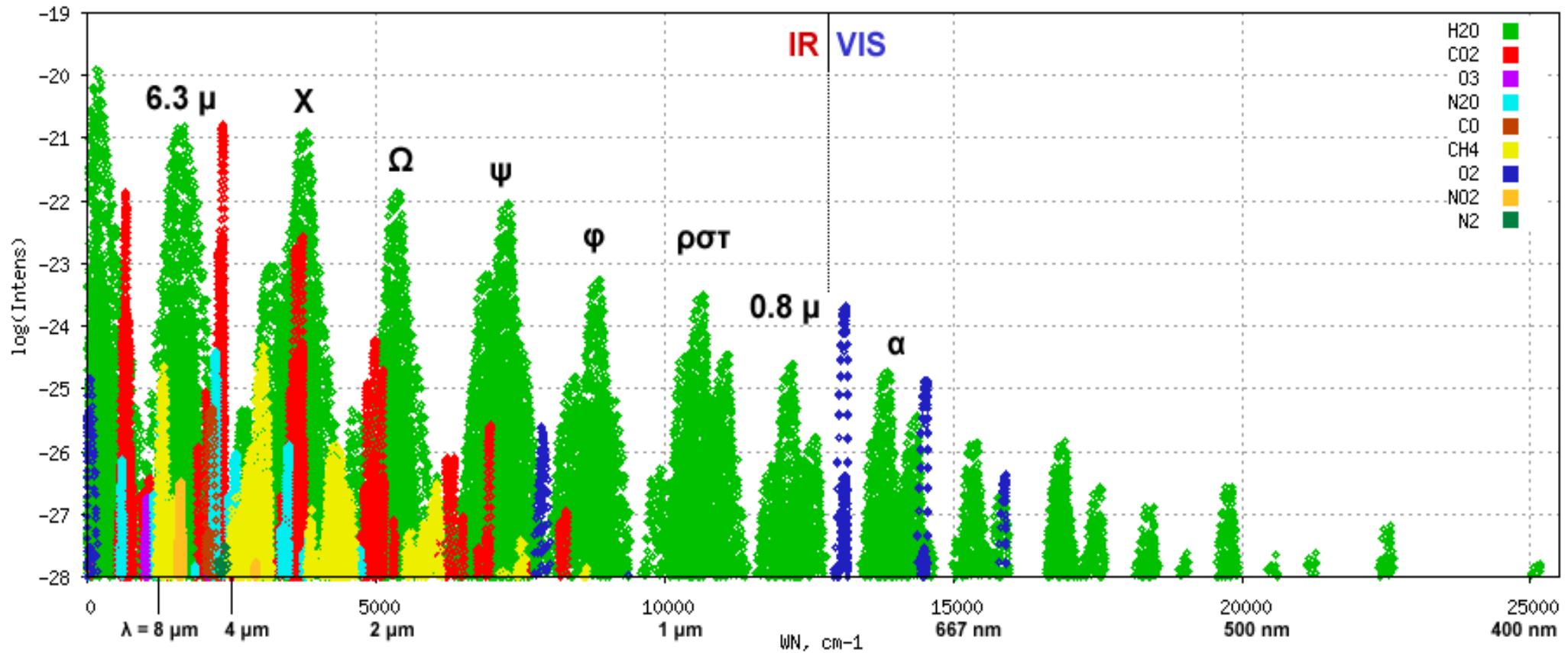
## Spettro di assorbimento della dell'acqua liquida nel visibile



## Spettro di assorbimento delle miscela di alcuni gas nell'infrarosso e nel visibile

<http://hitran.iao.ru/>

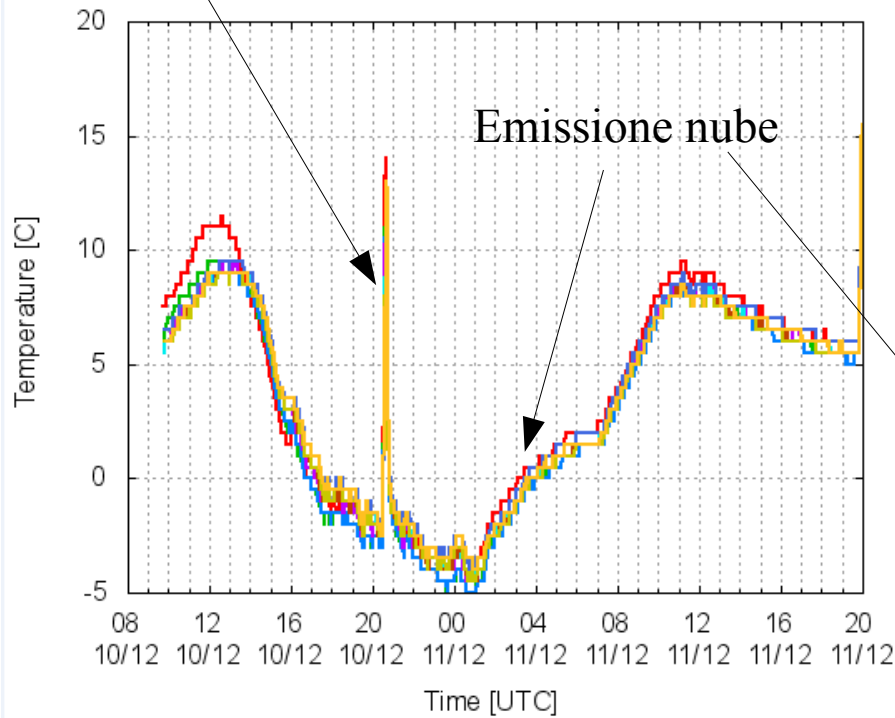
HITRAN on the Web. Gas mixture: Atmosphere of Earth. Stick spectrum at T=239.79834301K.



# Evoluzione delle temperature notturne nel surface layer in presenza di nubi o nebbia

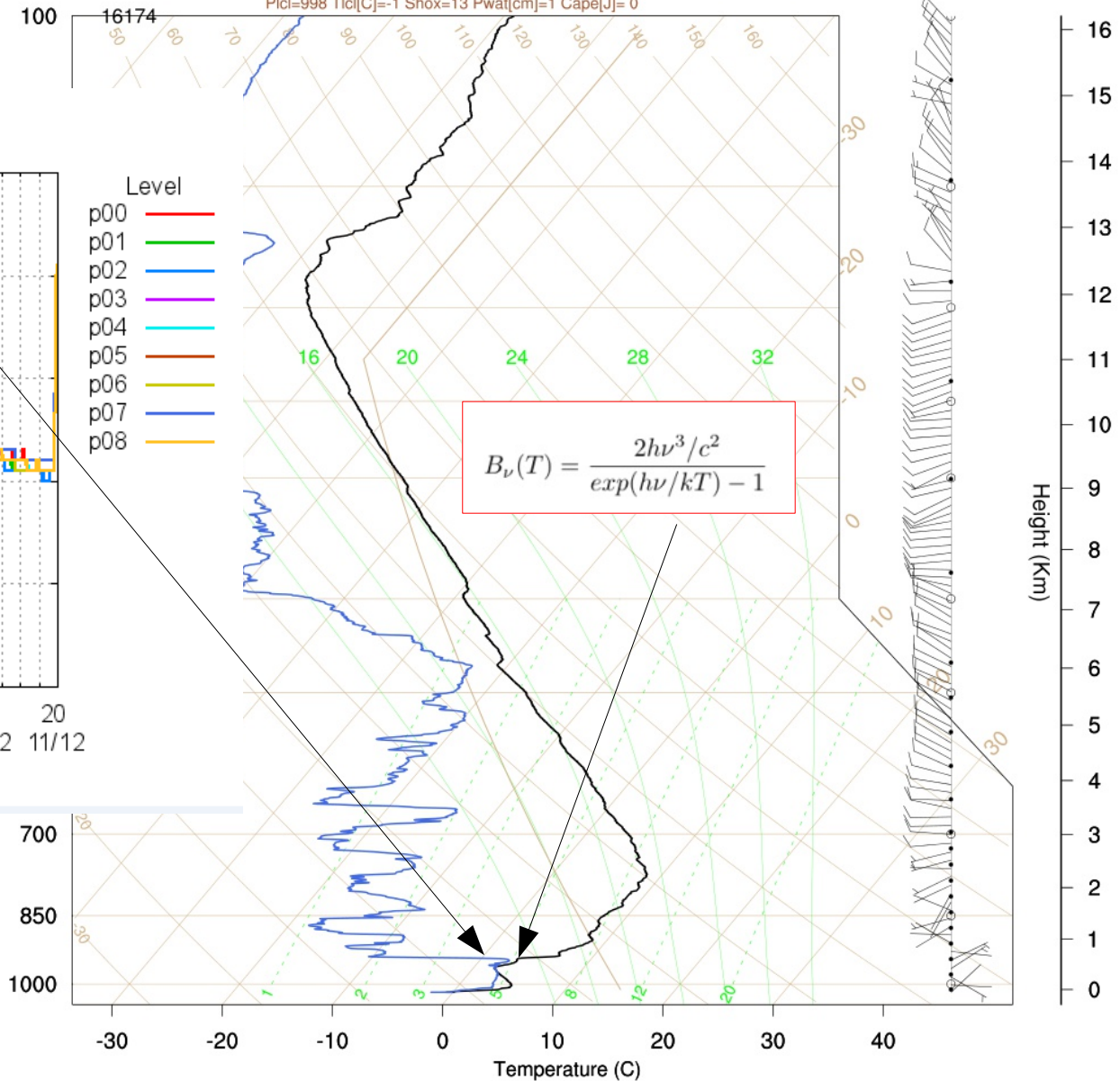
Spike per download

Ziracco ABL temperatures 20161211



16044 LIPD RIVOLTO 24Z161210

Picl=998 Tlc[C]=-1 Shox=13 Pwat[cm]=1 Cape[J]= 0

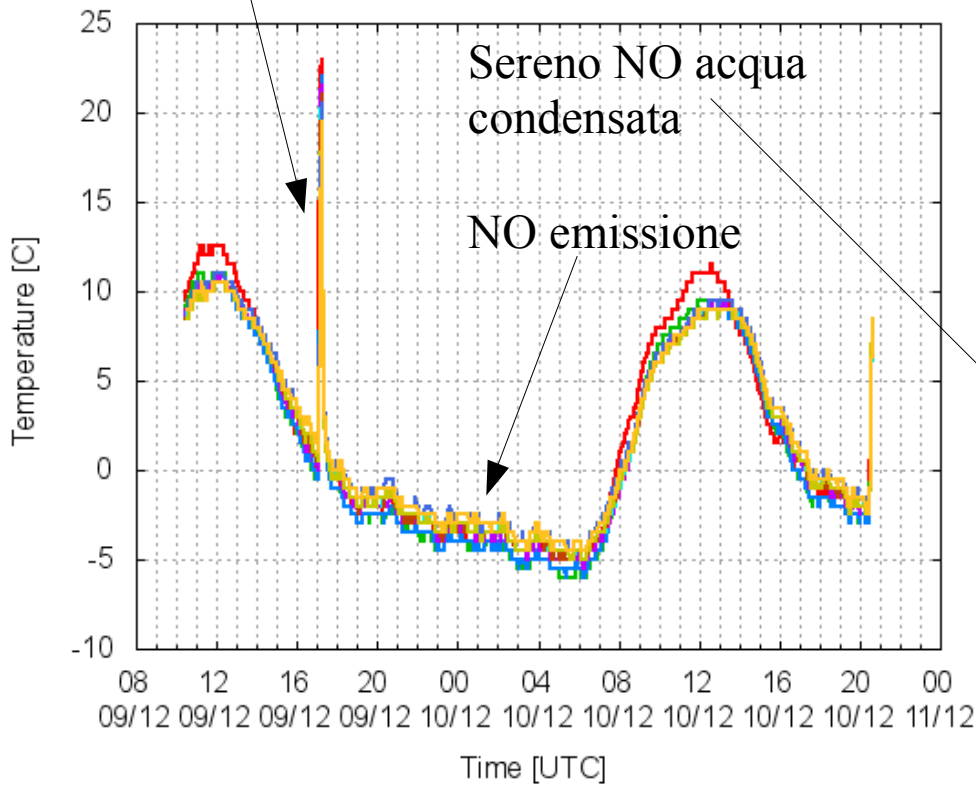




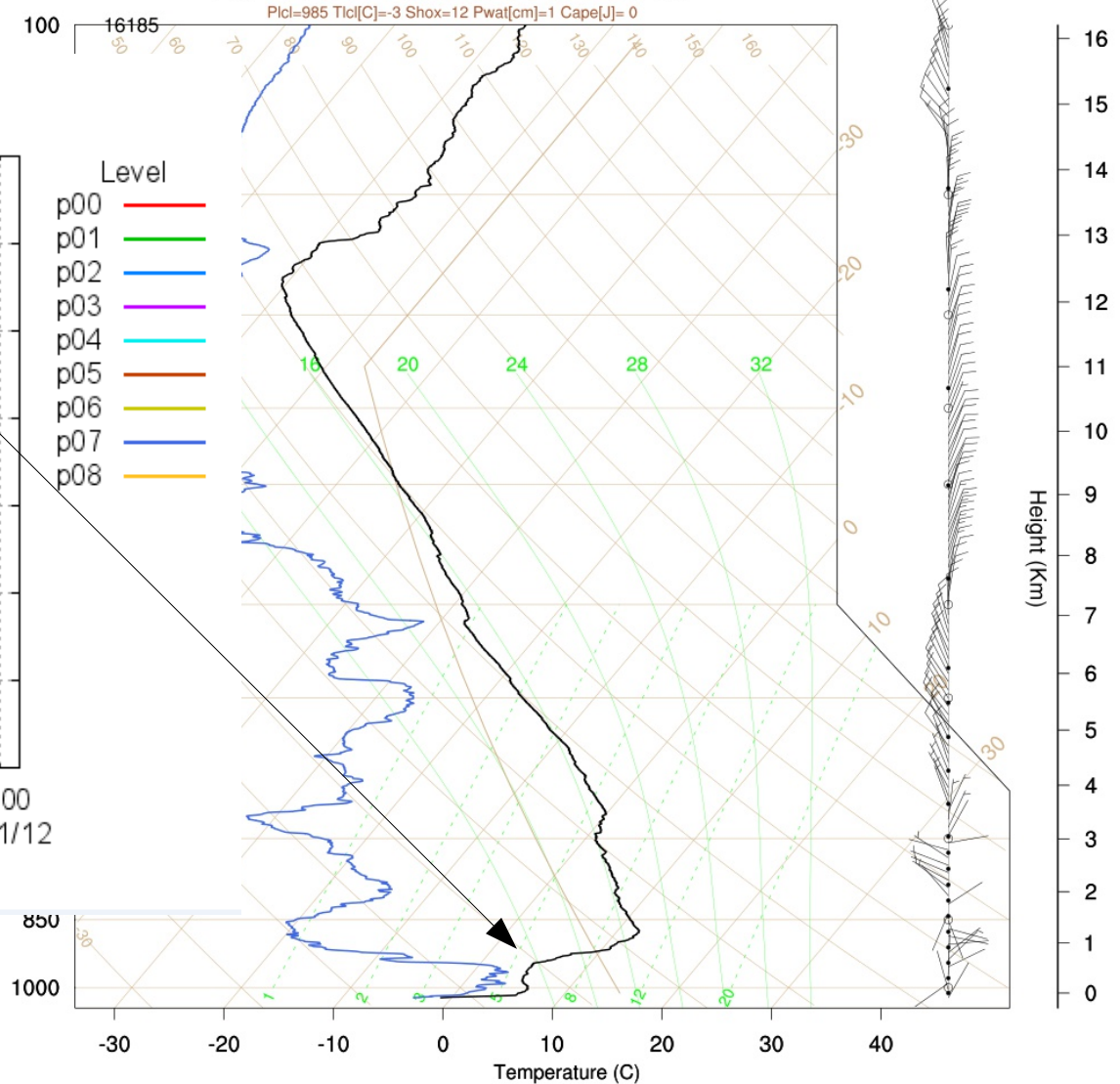
# Evoluzione delle temperature notturne nel surface layer in assenza di nubi

Spike per download

Ziracco ABL temperatures 20161210



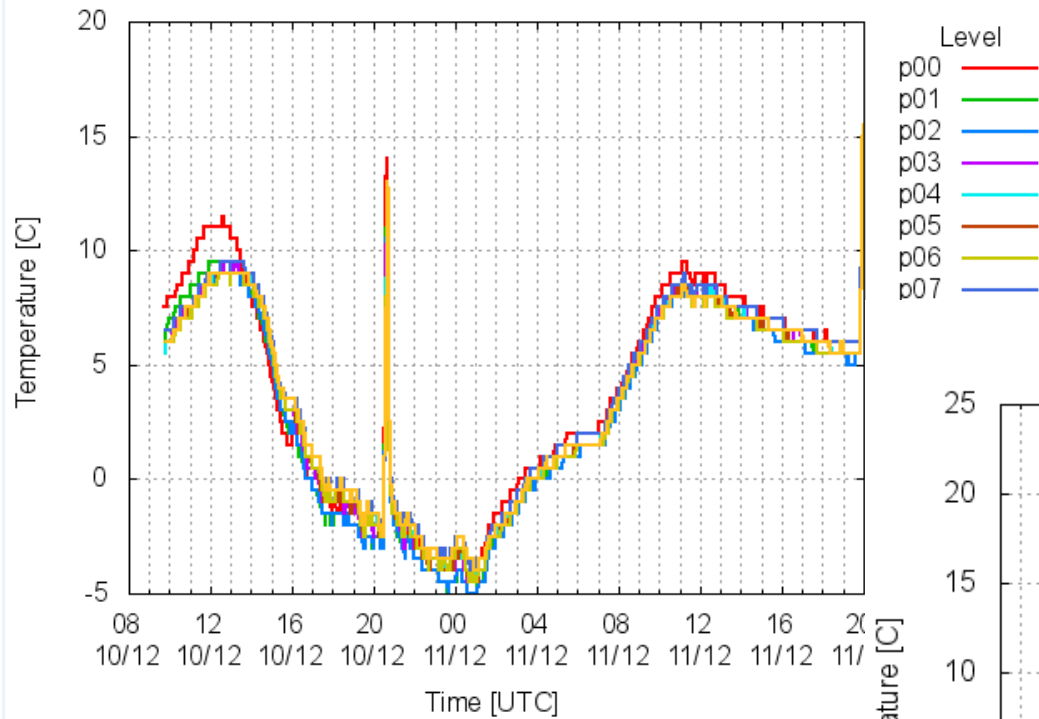
16044 LIPD RIVOLTO 24Z161209



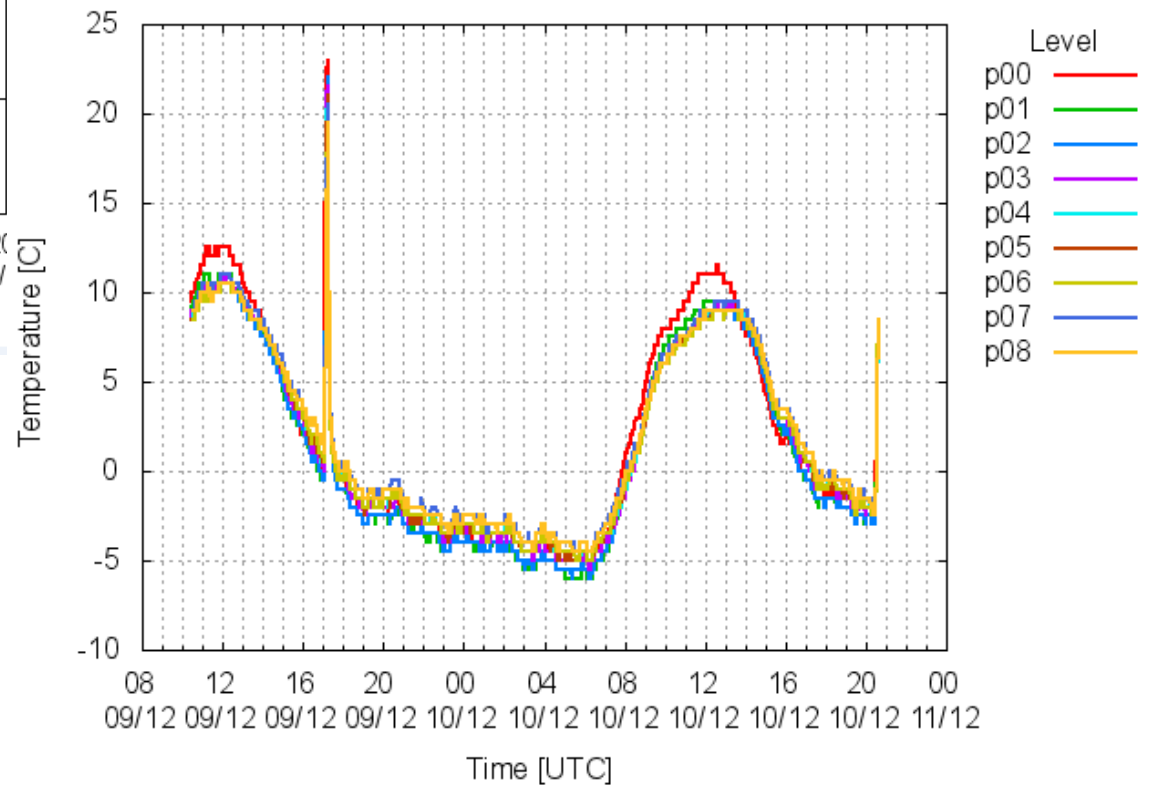
# Evoluzione delle temperature nel surface layer in presenza o assenza di nubi



Ziracco ABL temperatures 20161211



Ziracco ABL temperatures 20161210



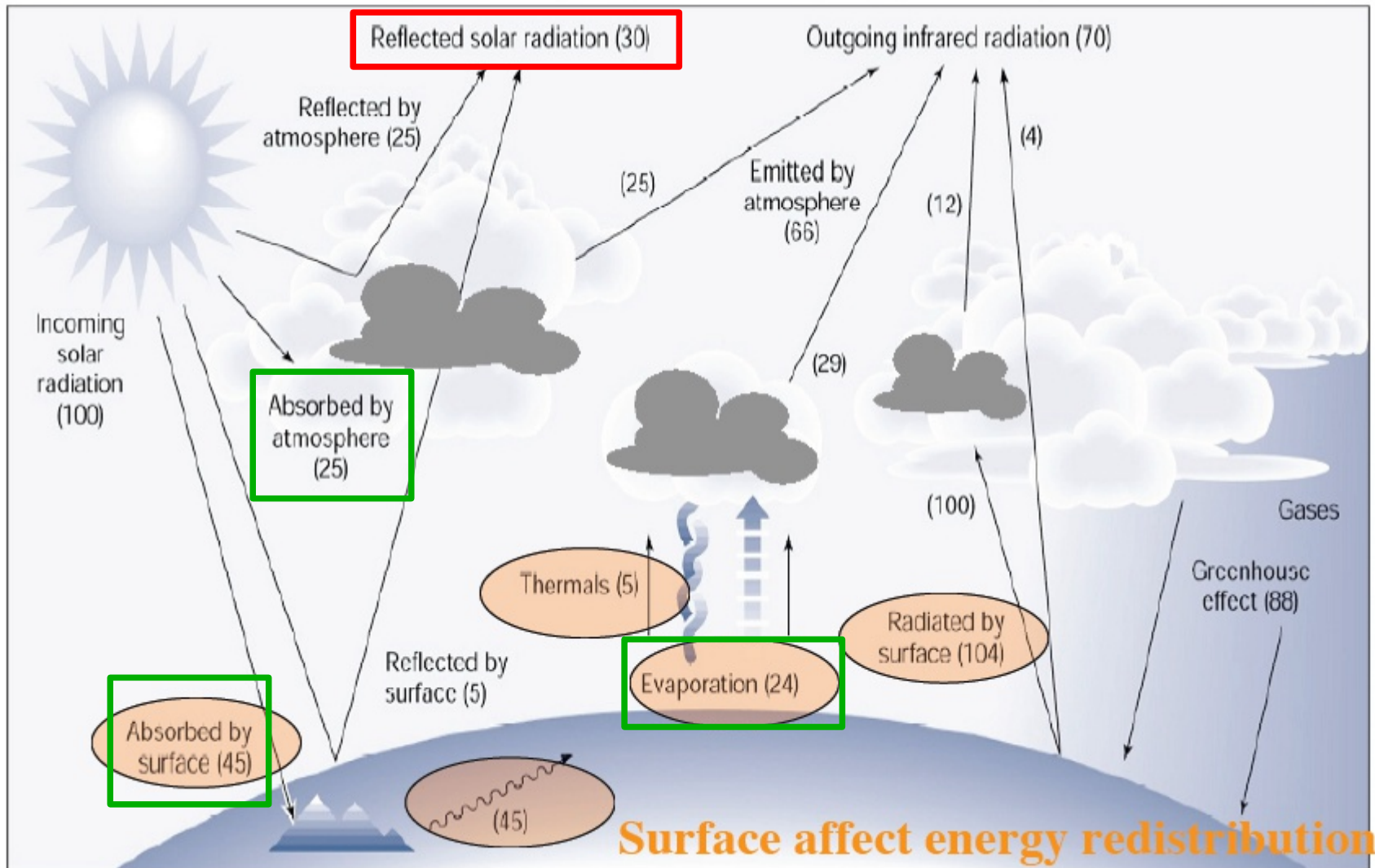




## Bilancio energetico globale: il ruolo del trasporto radiativo

Della radiazione solare incidente:

- 30% riflesso verso lo spazio (25% da atmosfera + 5% dalla superficie)
- 70% assorbito e riemesso (25% da atmosfera + 45% dalla superficie [24% evaporazione acqua])



## I modelli di Strato Limite Atmosferico ed i modelli di superficie terrestre

Per descrivere al meglio l'evoluzione diurna e climatica dello strato limite atmosferico è necessario utilizzare anche un modello di superficie terrestre (marina è più facile).

Perché:

- il 70% del flusso radiativo solare raggiunge la superficie del pianeta;
- la superficie terrestre è il mezzo confinante dell'atmosfera dal basso, quindi dà le condizioni al contorno;
- la risoluzione spaziale degli attuali e futuri modelli numerici alla mesoscala ( $< 2$  km) deve risolvere fenomeni e processi fisici che derivano dalle disomogeneità delle proprietà della superficie terrestre

## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico

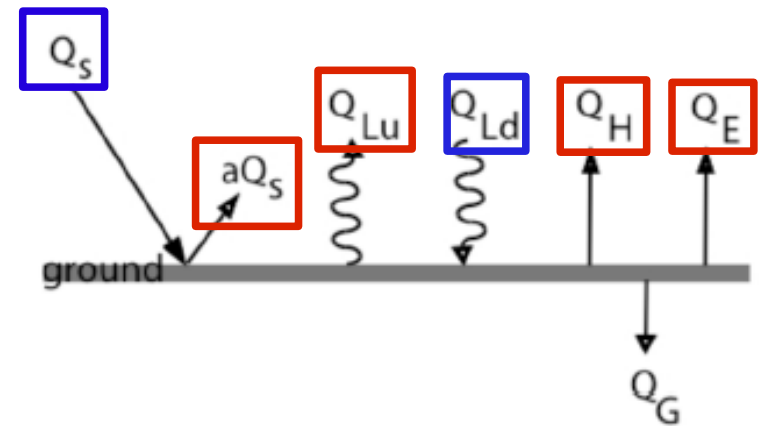
Il modello di superficie deve fornire **4** importanti campi energetici al modello di ABL

Il modello di ABL deve fornire **2** campi energetici al modello superficiale

$Q_s$  downward short wave radiation

$Q_{Ld}$  downward long wave radiation

- surface sensible heat flux  $Q_H$
- surface latent heat flux  $Q_E$
- upward longwave radiation  $Q_{Lu}$ 
  - Alternatively: skin temperature and sfc emissivity
- upward (reflected) shortwave radiation  $aQ_s$ 
  - Alternatively: surface albedo, including snow effect



## Bilancio energetico superficiale

$$\frac{dQ}{dt} = R_n - G - H - \lambda E \quad (1)$$

- $Q$  is the total heat energy stored in the surface layer.
- $R_n$  is the **net surface irradiance** (commonly referred to as the *net radiation*). It represents the gain of energy by the surface from radiation. It is a positive number when it is towards the surface.
- $G$  is the **Ground Heat Flux**. It is the loss of energy by heat conduction through the lower boundary. It is a positive number when it is directed away from the surface into ground. The value at the surface is denoted  $G_0$ .
- $H$  is the **Sensible Heat Flux**. It represents the loss of energy by the surface by heat transfer to the atmosphere. It is positive when directed away from the surface into the atmosphere.
- $\lambda E$  is the **Latent Heat Flux**. It represents a loss of energy from the surface due to evaporation. ( $\lambda$  is the *specific latent heat of evaporation*, units  $\text{J kg}^{-1}$  and  $E$  is the evaporation rate, with units  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

## Bilancio energetico superficiale: la definizione del Bowen ratio

Per strati superficiali infinitamente sottili l'energia trattenuta nello strato è nulla quindi

$$R_n - G_0 - H - \lambda E = 0$$

Energia disponibile  $\longrightarrow$   $R_n - G_0 = H + \lambda E$   $\longleftarrow$  Calore latente e sensibile che viene scambiato con l'aria

**Bowen ratio**  $\longrightarrow$   $B_0 = \frac{H}{\lambda E}$   
È una proprietà della superficie confinante

$$R_n - G_0 = H \frac{(1 + B_0)}{B_0}$$

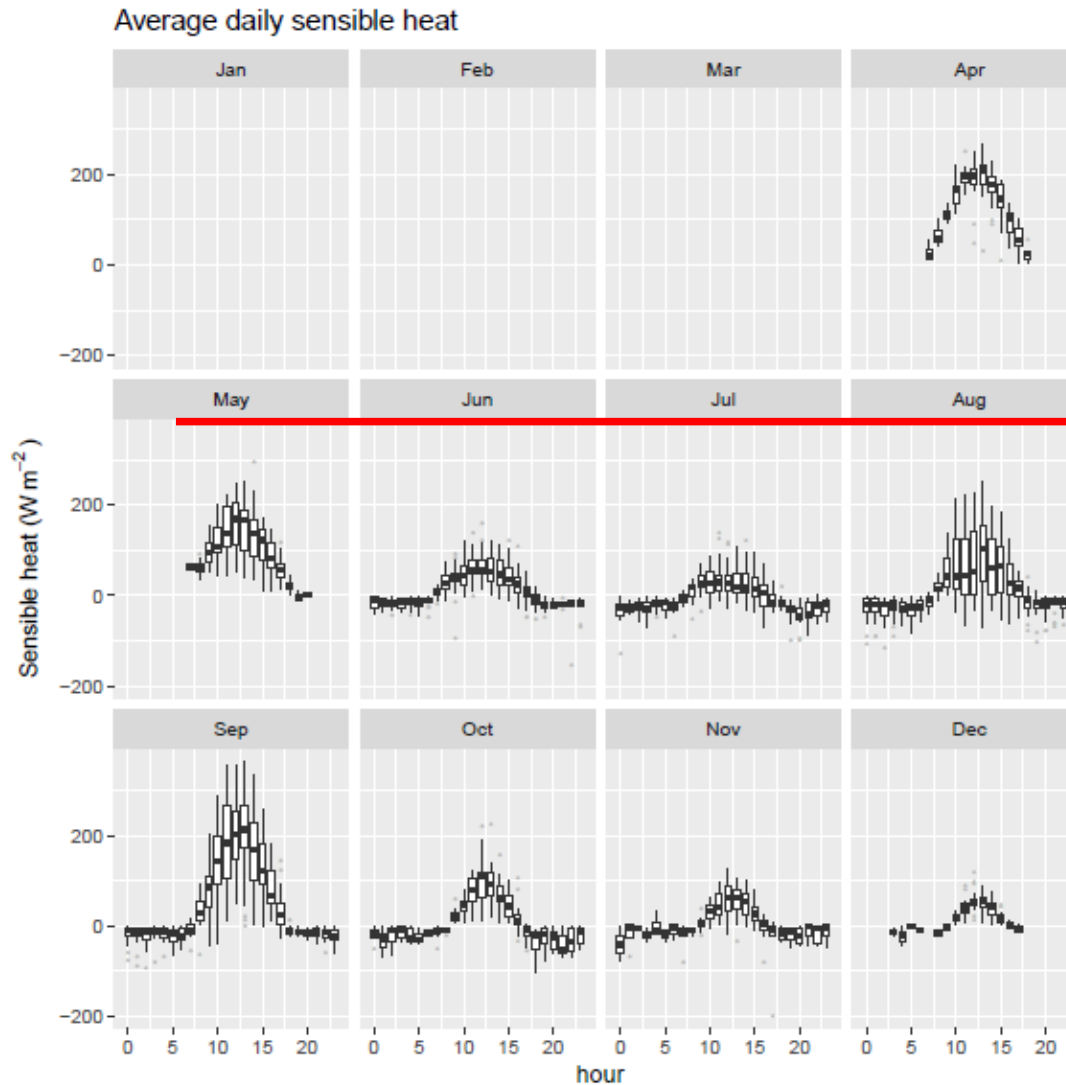
$$R_n - G_0 = \lambda E (1 + B_0)$$

TABLE 4.3. Representative **Bowen** ratios for different vegetation types.

Surface type	Bowen ratio
Desert	>10
Semiarid landscape	2-6
Arctic tundra	0.3-2.0
Temperate forest and grassland	0.4-0.8
Boreal forest	0.5-1.5
Forest, wet canopy	-0.7-0.4
Water-stressed crops	1.0-1.6
Irrigated crops	-0.5-0.5
Tropical rain forest	0.1-0.3
Tropical ocean	<0.1

Data from Jarvis (1976), Oke (1987), and Eugster et al. (2000).

## Bilancio energetico superficiale: Misure di calore sensibile



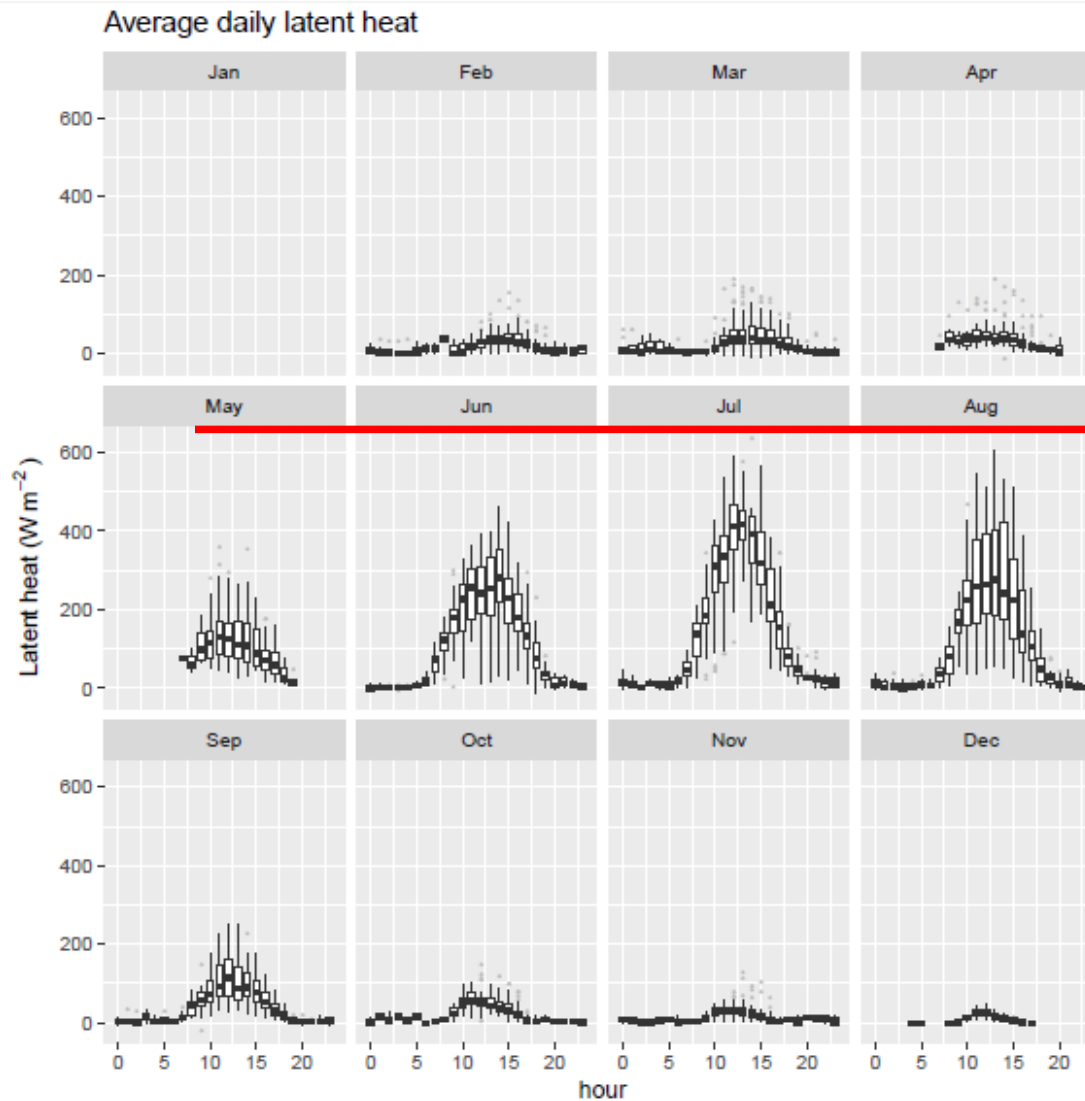
Piante di mais sono presenti nell'area di misura

Riduzione del calore sensibile durante la copertura del terreno

**Figure 7.3:** Average monthly day for sensible heat flux. Boxplots represent medians as lines within the boxes, the boundary of boxes correspond to 25 and 75 percentiles and bars delimit the 5 and 95 percentile; finally, the points outside are the outliers of the distribution. Data are measured by Beano eddy covariance tower during 2015, hours refer to local time (CEST).



## Bilancio energetico superficiale: Misure di calore latente



Piante di mais sono presenti nell'area di misura

Aumento del calore latente durante la copertura del terreno

**Figure 7.2:** Average monthly day for latent heat flux. Boxplots represent the median as a line within the boxes, the boundary of boxes correspond to 25 and 75 percentiles and bars delimit the 5 and 95 percentile; finally, the points outside are the outliers of the distribution. Data are measured by Beano eddy covariance tower during 2015, hours refer to local time (CEST). Where any box is plotted the data are not available.

## Bilancio energetico superficiale: Misure di calore sensibile

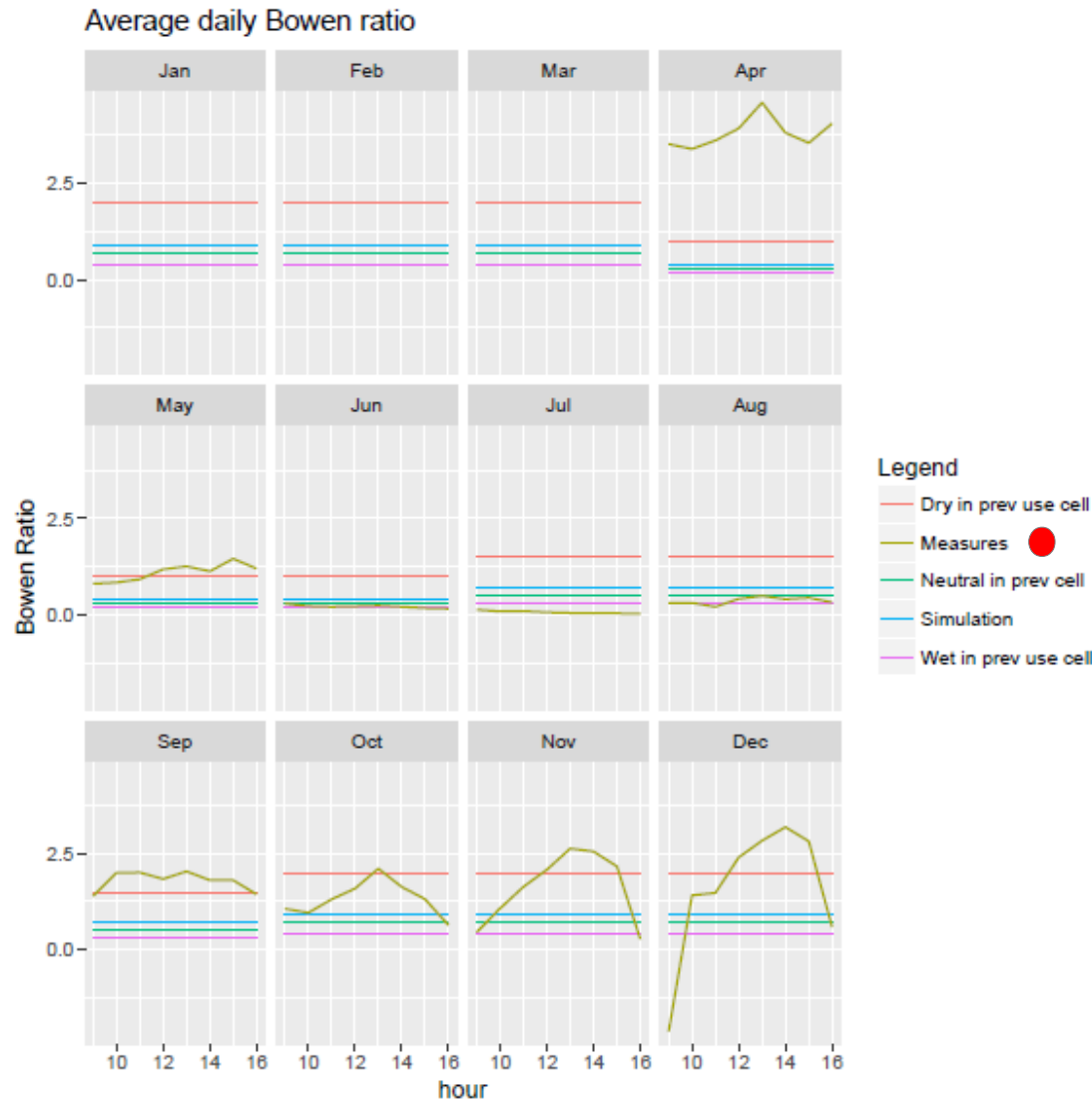


TABLE 4.3. Representative Bowen ratios for different vegetation types.

Surface type	Bowen ratio
Desert	>10
Semiarid landscape	2–6
Arctic tundra	0.3–2.0
Temperate forest and grassland	0.4–0.8
Boreal forest	0.5–1.5
Forest, wet canopy	–0.7–0.4
Water-stressed crops	1.0–1.6
Irrigated crops	–0.5–0.5
Tropical rain forest	0.1–0.3
Tropical ocean	<0.1

Data from Jarvis (1976), Oke (1987), and Eugster et al. (2000).

**Figure 7.4:** Average monthly day for measured Bowen ratio compared with SurfPro parameterization for the same year and with three values of Bowen ratio in accordance to the climate settings for *Arable land, non-irrigated and permanently irrigated* land use (i.e. grid cell A). Data are measured by Beano eddy covariance tower during 2015, hours refer to local time (CEST). Data of measured Bowen ratio are not available for the firsts three months.

## Propagazione dell'energia nel mezzo confinante. Conduzione termica.

### mezzo confinante

- $\rho$  Densità
- $c$  Calore specifico
- $k$  Conducibilità termica

$$\frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho c} \frac{d^2T}{dz^2} = \kappa_s \frac{d^2T}{dz^2}$$

Diffusività termica  
 $\kappa_s = k/(\rho c)$

### Soluzione dell'equazione del trasporto con condizioni al contorno:

- Ciclo diurno ed annuale superficiale
- Temperatura costante infinitamente lontani dalla superficie

Ampiezze oscillazioni attorno al valore di profondità

$$\Theta(0, t) = \Theta_0 + A \cos(2\pi t/t_D) + B \cos(2\pi t/t_Y)$$

giornaliera
Annuale  
giorno
durata
anno

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t}(x, t) = K \frac{\partial^2 \Theta}{\partial x^2}(x, t)$$

Separazione variabili

$$\Theta = T(t)X(x) \quad \longrightarrow \quad T' = \lambda T, \quad X'' = \frac{\lambda}{K} X$$

$\pm \omega_D \equiv \pm 2\pi/t_D$   
 $\pm \omega_Y \equiv \pm 2\pi/t_Y$

$$\Theta(x, t) = \Theta_0 + A \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega_D}{2K}} x\right) \cos\left(\omega_D t - \sqrt{\frac{\omega_D}{2K}} x\right) + B \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega_Y}{2K}} x\right) \cos\left(\omega_Y t - \sqrt{\frac{\omega_Y}{2K}} x\right)$$

## Propagazione dell'energia nel mezzo confinante. Ampiezza e sfasatura.

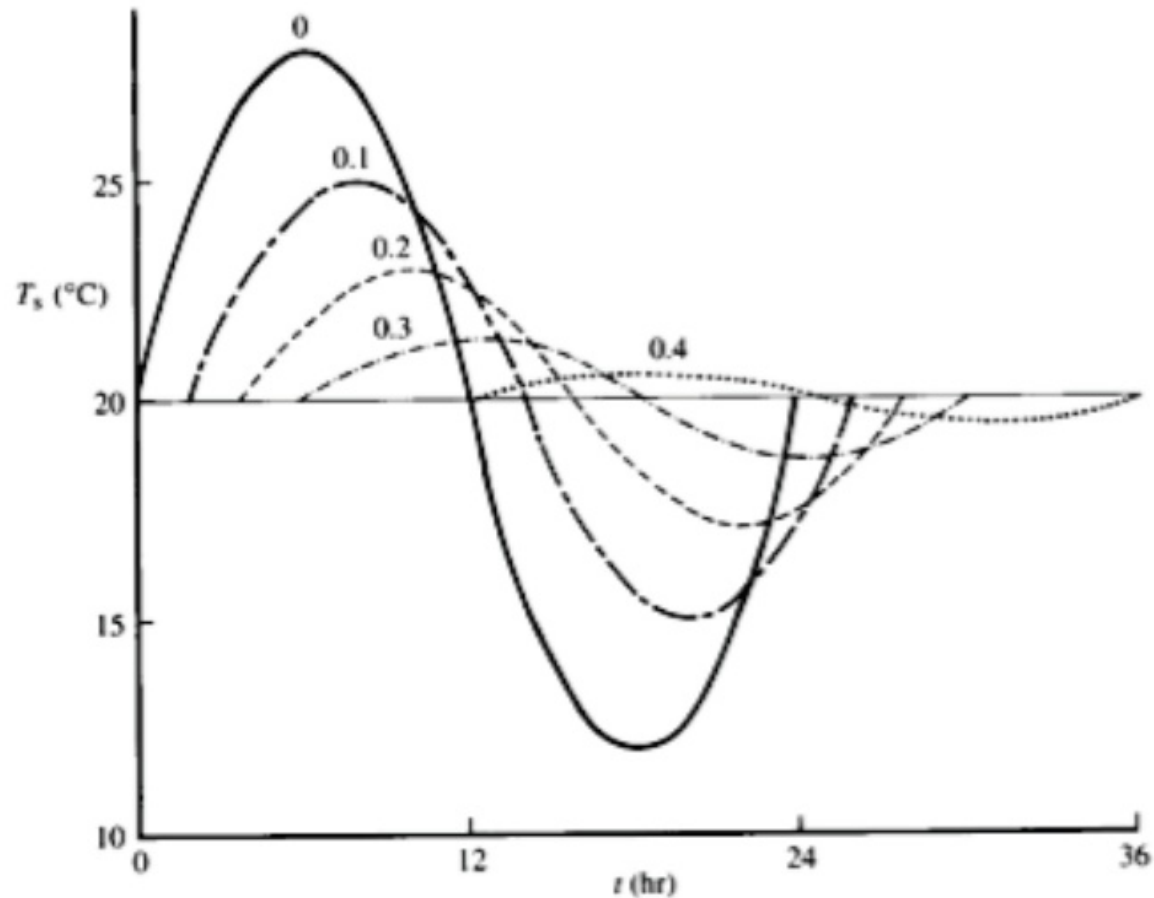
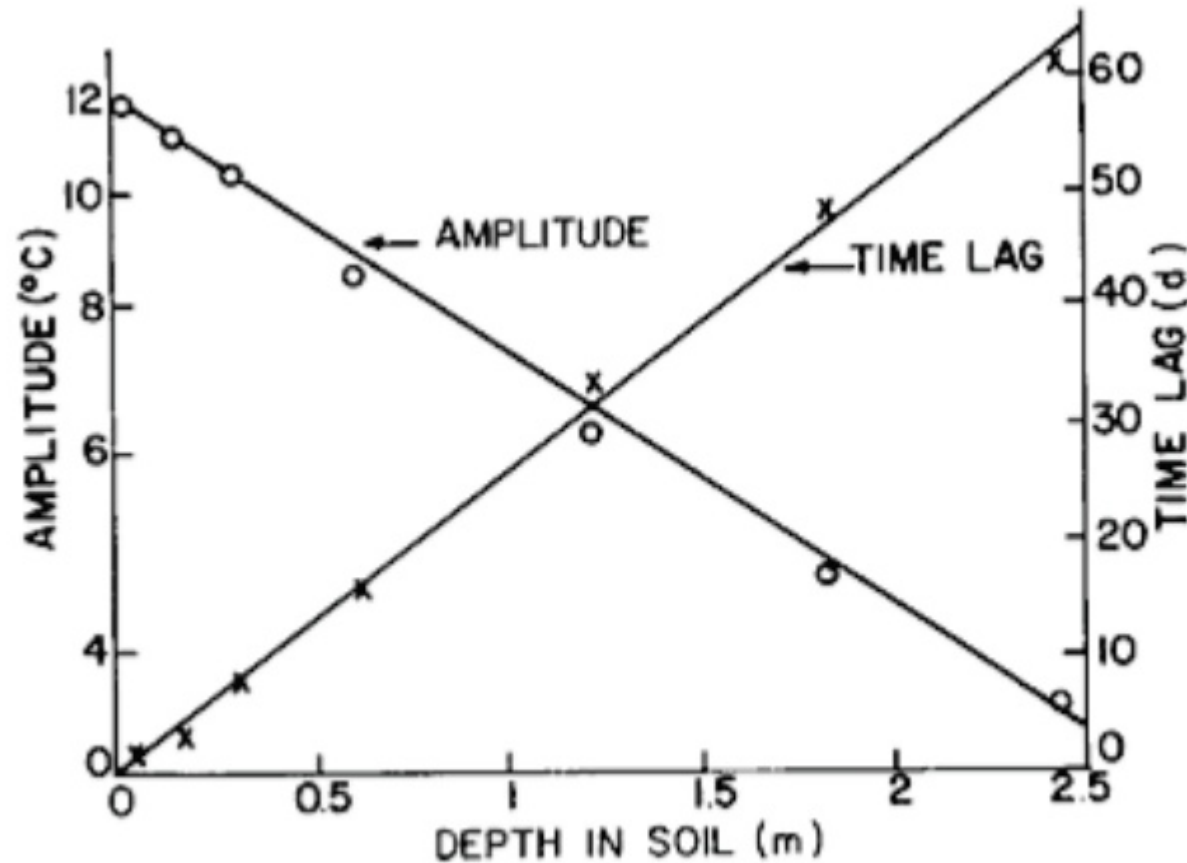


Fig. 5.1 Idealized variation of soil temperature through a diurnal cycle for several depths in the soil (indicated in metres). The curves represent the solutions to Eq. 5.7 for sinusoidal forcing; these are given by Eq. 5.8. A uniform soil is assumed with

## Propagazione dell'energia nel mezzo confinante. Ampiezza e sfasatura.



**Fig. 4.4** Variations of amplitude and time lag of the annual soil temperature waves with depth in the soil. [From Deacon (1969).]

## Propagazione del calore nel suolo

Misure eseguite nel sottosuolo (campagna) ogni 20 cm di profondità, da superficie a -1 m

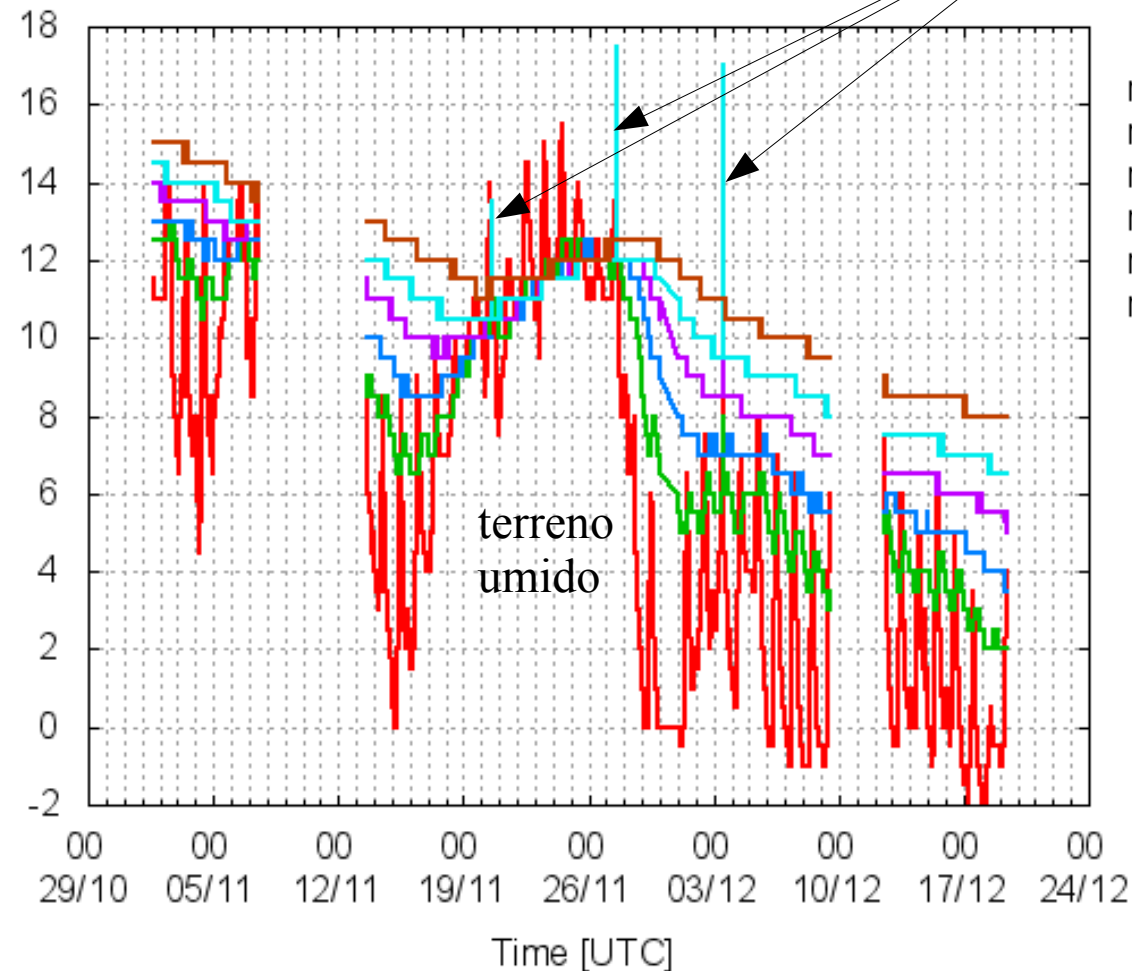
Novembre 2016

Spike per scaricamento dati

giorno	Pioggia mm	Temp. min °C	Temp. med °C	Temp. max °C
1	0.0	5.0	10.6	13.6
2	0.0	6.0	10.8	14.4
3	0.0	5.4	10.6	14.5
4	0.0	3.4	9.4	15.1
5	82.7	7.1	10.6	15.6
6	9.7	8.6	13.0	16.4
7	0.1	4.9	9.1	13.5
8	0.0	3.5	7.9	11.9
9	0.7	2.8	7.1	11.8
10	0.1	3.7	6.1	10.1
11	0.1	4.4	8.7	12.0
12	0.5	0.7	9.0	16.1
13	0.0	0.3	6.5	11.5
14	0.0	2.9	5.5	9.4
15	0.0	-0.2	3.8	10.9
16	0.0	-0.9	4.2	10.6
17	0.0	4.0	7.4	10.7
18	● 27.0	7.4	9.4	11.4
19	● 88.4	9.5	11.7	13.5
20	0.1	7.5	11.4	16.1
21	1.7	7.9	11.9	14.1
22	3.7	11.7	13.8	17.2
23	0.6	9.3	13.4	17.8
24	0.5	11.9	13.9	16.9
25	● 30.2	11.5	13.2	14.4
26	7.4	10.9	12.3	14.1
27	0.0	7.1	10.5	13.0
28	0.0	-1.0	7.1	10.8
29	0.0	-3.3	1.0	7.5
30	0.0	-4.4	0.9	8.9

T[°C]

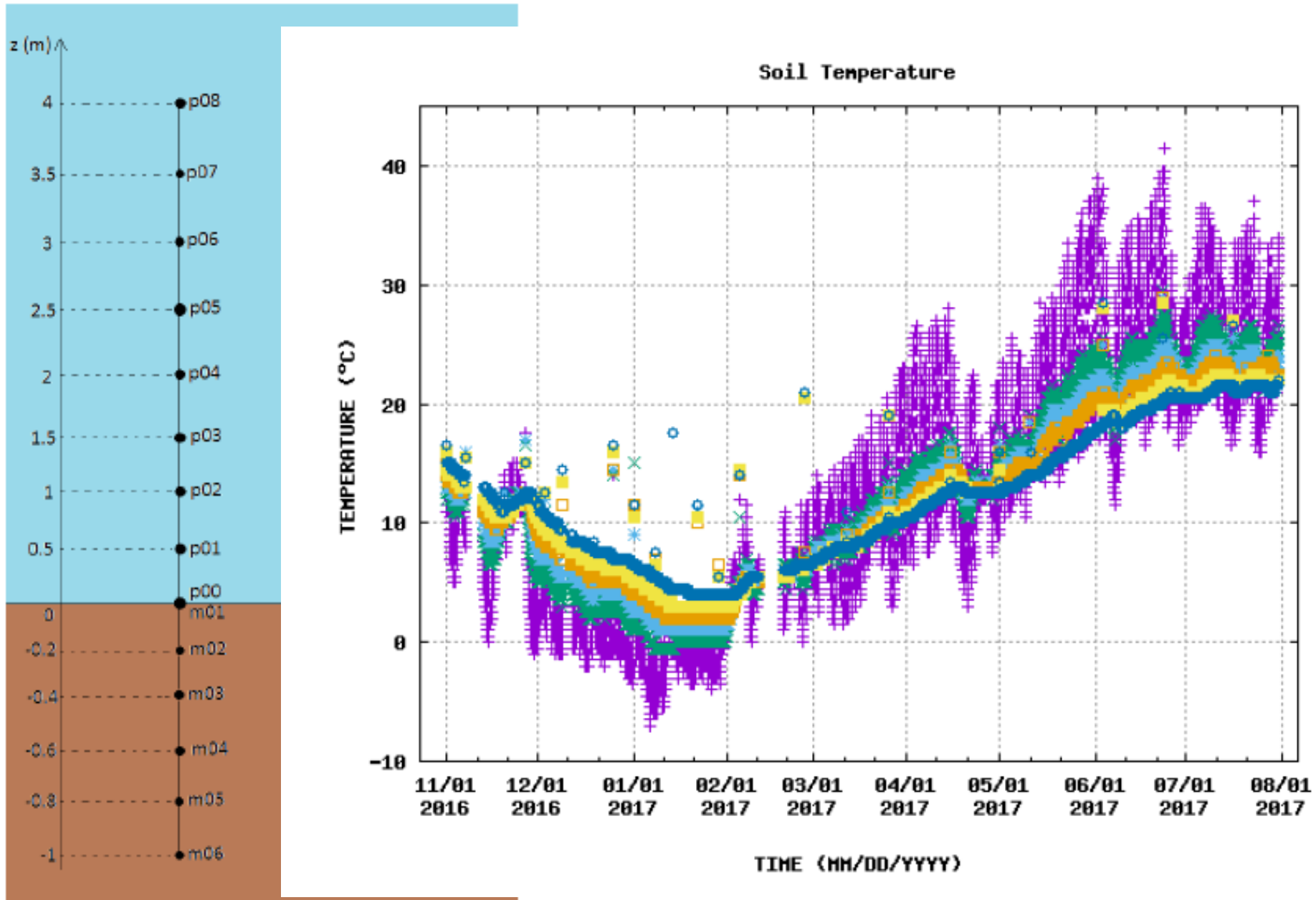
Ziracco ABL temperatures 20161222



- Level
- m01 — -2 cm
  - m02 —
  - m03 —
  - m04 —
  - m05 —
  - m06 — -1 m

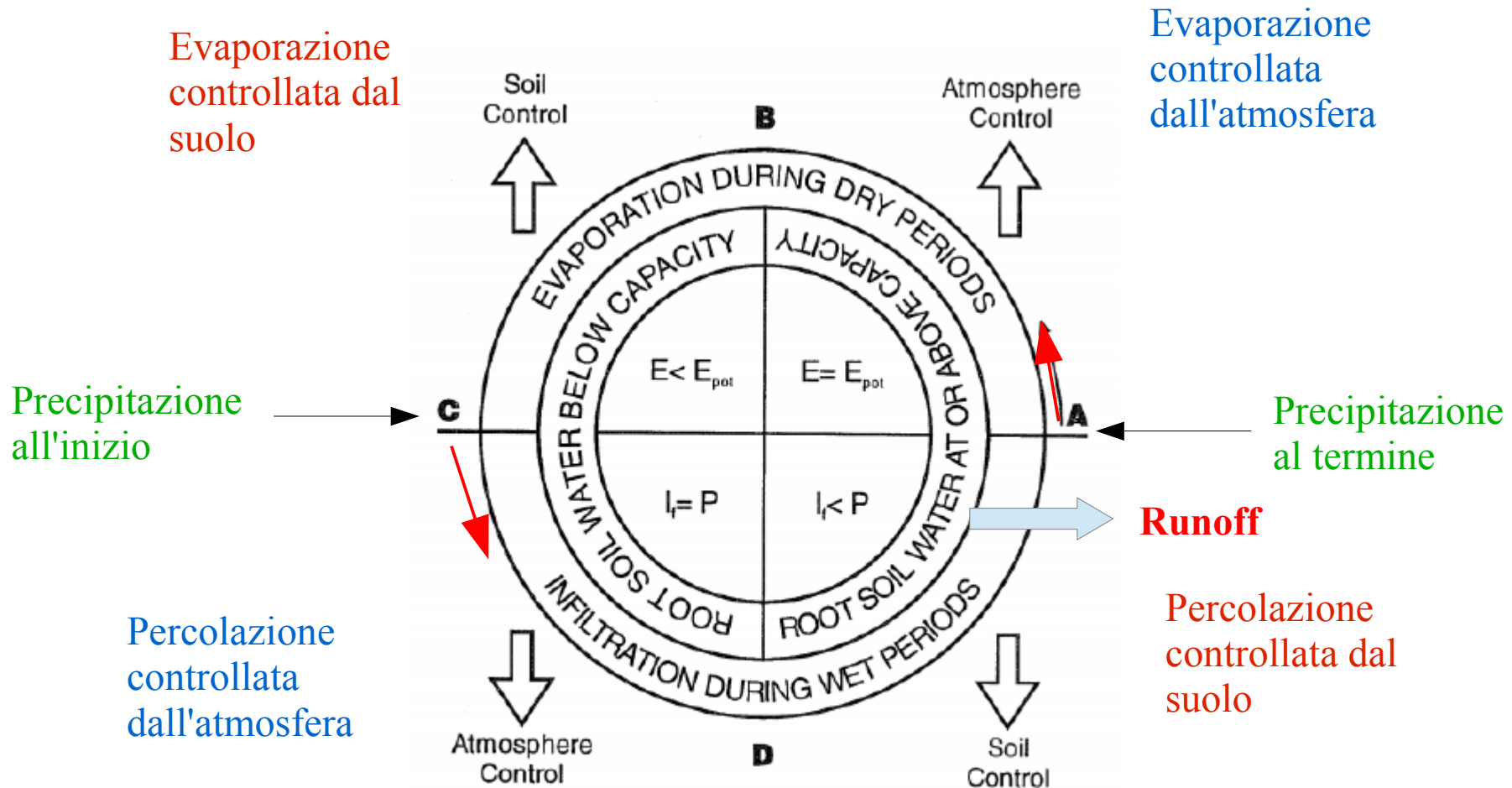


## Propagazione del calore nel suolo – le variazioni stagionali



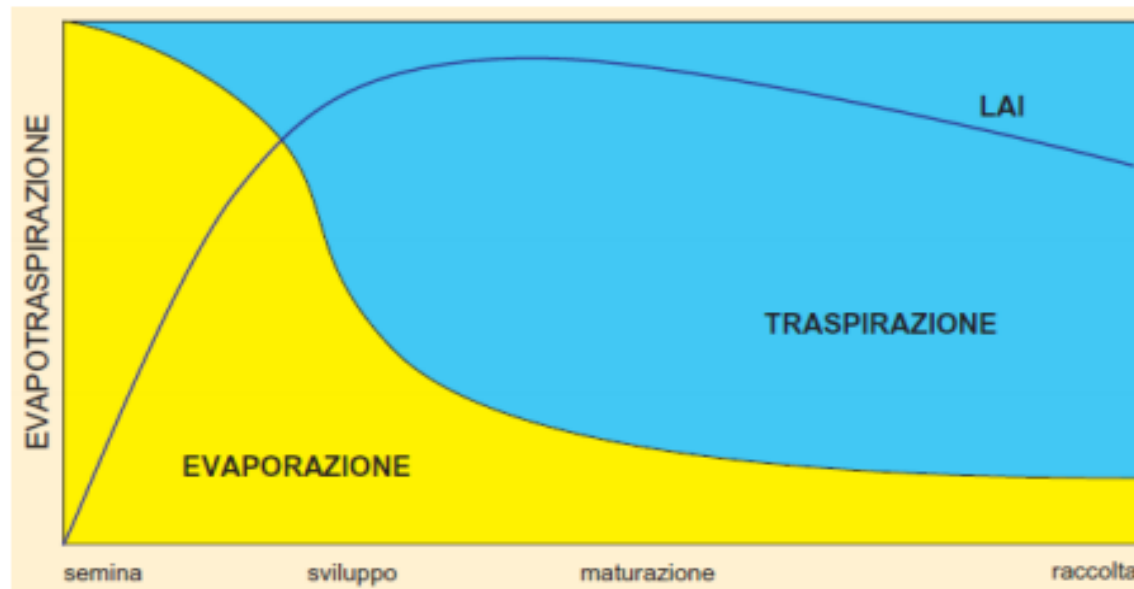
## Interfaccia tra superficie e di Strato Limite Atmosferico: il flusso di acqua

### Modello senza vegetali – solo suolo e atmosfera



## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico: Evapotraspirazione

A suolo nudo, o nelle prime fasi di sviluppo della coltura, l'evaporazione sarà più elevata rispetto a quando il terreno è coperto dalle piante. Inizialmente, quindi, l'evaporazione sarà la componente principale dell'evapotraspirazione, per poi progressivamente diventarne una frazione modesta.



*Rapporto tra evaporazione e traspirazione in relazione all'indice di area fogliare (LAI) della coltura.*

Poiché l'acqua costituzionale è irrilevante rispetto a quella evapotraspirata si può affermare che l'evapotraspirazione corrisponde al *consumo idrico* della coltura. La conoscenza di ET può riuscire, pertanto, molto utile al fine di stimare la quantità di acqua da restituire alle piante di interesse agrario con l'irrigazione. Diversi sono i metodi per misurare o stimare l'evapotraspirazione sia attraverso la determinazione diretta con metodi basati sul bilancio idrico del suolo; sia indirettamente mediante dei modelli empirici che tengono conto delle variazioni di alcuni parametri climatici.

## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico: Evapotraspirazione

### - Il metodo di Hargreaves

L'equazione è funzione della temperatura e fornisce un'espressione per la valutazione dell' $ET$  di reference crop:

$$ET_0 \text{ (mm d}^{-1}\text{)} = 0,0023 \times R_a \times (T + 17,8) \times \Delta_T^{0,5}$$

$ET_0$  = evapotraspirazione potenziale di riferimento (mm d<sup>-1</sup>);

$R_a$  = altezza di evaporazione equivalente alla radiazione astronomica per il sito ed il giorno di interesse (mm d<sup>-1</sup>): (0.408  $R_a$  per  $R_a$  espressa in MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>); ( $R_a/58,6$  per  $R_a$  espressa in cal cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>);

$\Delta_T$  = escursione termica giornaliera ( $T_{max} - T_{min}$ ) (°C);

$T$  = temperatura media dell'aria (°C) nel giorno considerato.

La stessa formula può essere utilizzata con riferimento alla scala mensile, calcolando il valore di  $ET_0$  nel giorno medio del mese e moltiplicandolo per i giorni effettivi del mese stesso. In questo caso, però, il fattore  $\Delta_T$  è rappresentato dalla differenza tra la media delle temperature massime e la media delle temperature minime del mese considerato (°C).

## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico: Evapotraspirazione

### - Il metodo FAO Penman-Monteith

La FAO ha riunito un panel di esperti che ha definito degli standard oggi universalmente accettati.

Nella pubblicazione prodotta dal comitato (Allen et al. 1998) si fa la distinzione tra *reference crop evapotranspiration*  $ET_0$ , *crop evapotranspiration under standard conditions*  $ET_c$  e *crop evapotranspiration under non standard conditions*  $ET_a$ .

$ET_0$  è un parametro climatico che esprime la capacità dell'atmosfera di permettere l'evaporazione.

Il concetto di *evapotraspirazione di riferimento* nasce dall'esigenza di definire oggettivamente questo potere evaporativo dell'atmosfera, a prescindere dall'uso del suolo sottostante.

La definizione della superficie di riferimento è la seguente: *A hypothetical reference crop with an assumed uniform crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of  $70 \text{ s m}^{-2}$  and an albedo of 0.23, actively growing and adequately watered.* Questa corrisponde ad una superficie estesa d'erba di altezza uniforme, nella fase di crescita, che nasconde completamente il terreno ed adeguatamente irrigata.

Il metodo raccomandato per il calcolo dell'evapotraspirazione di riferimento  $ET_0$  è quello di *Penman-Monteith*.

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (Rn - G) + \gamma (900 / T_k) U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 U_2)}$$

$ET_0$  = evapotraspirazione di riferimento ( $\text{mm d}^{-1}$ )

$\Delta$  = pendenza della curva che esprime la tensione di vapore saturo in funzione della temperatura ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

$Rn$  = radiazione netta ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )

$T_k$  = temperatura assoluta media a 2 m dal suolo ( $^\circ\text{K}$ )

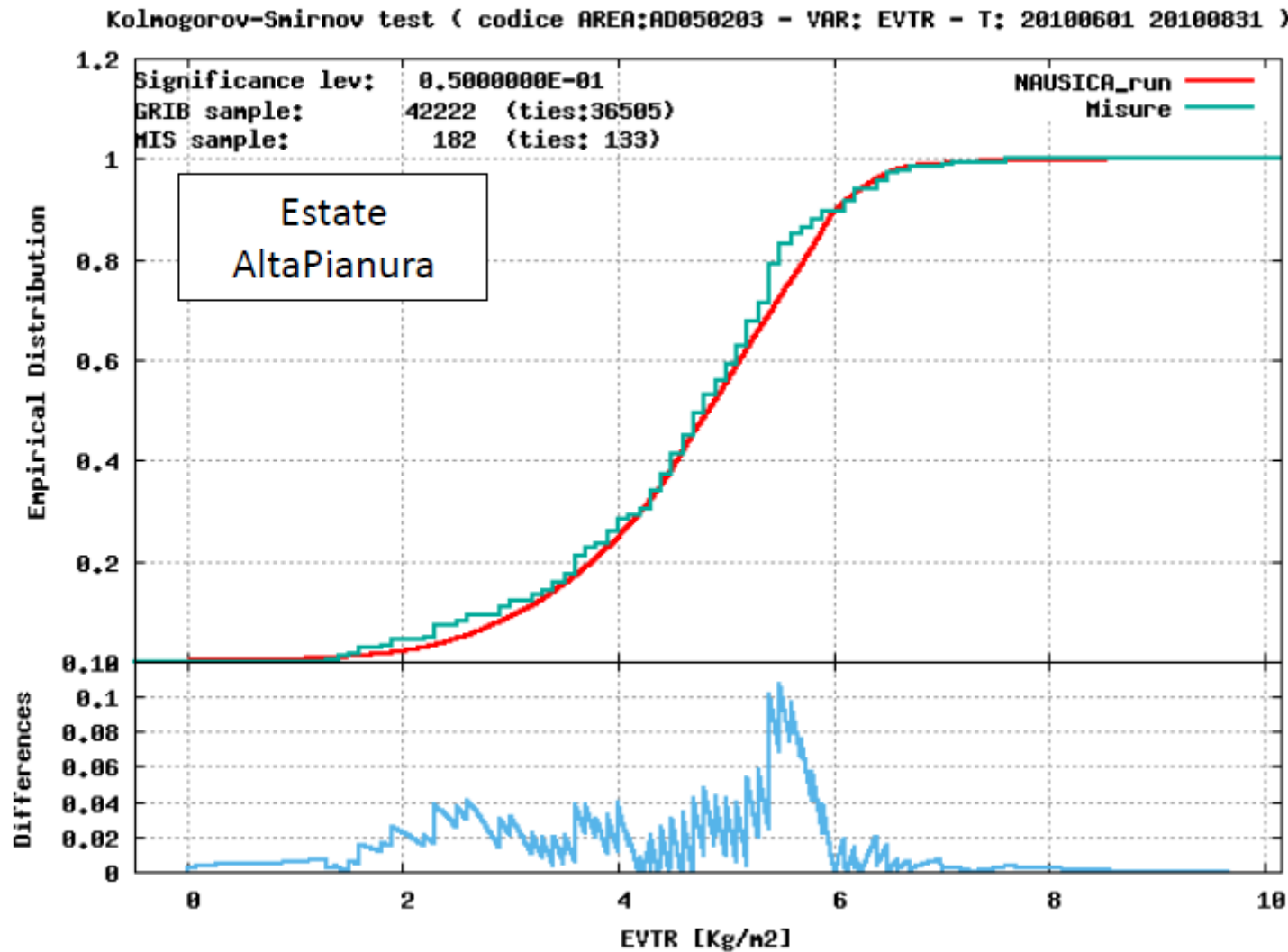
$U_2$  = velocità del vento a 2 m dal suolo ( $\text{m s}^{-1}$ )

$G$  = flusso di calore dal suolo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )

$e_a - e_d$  = deficit di pressione di vapore dell'aria ( $\text{kPa}$ )

$\gamma$  = costante psicrometrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico: Evapotraspirazione

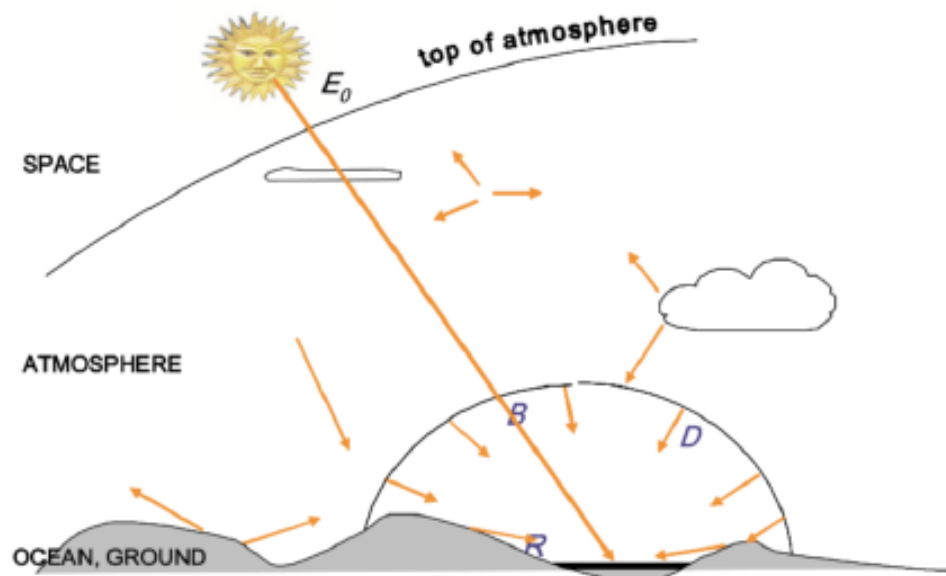




## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico: Albedo

The ratio of reflected to incident shortwave radiation at the top of the atmosphere (TOA), the earth's planetary albedo, is a function of climate state and exerts a profound influence on the earth's climate.

Misure di albedo non sono facili da eseguire, mentre l'albedo è di grande utilità nei modelli di Strato Limite Atmosferico



**Figure 5.3:** Scheme of the incoming radiation at a point in the ground. The radiation at the top of the atmosphere is described with  $E_0$ , letter B depicts the direct solar beam, D the diffuse contribution and R the radiation reflected by topographical effects. From *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* user guide.

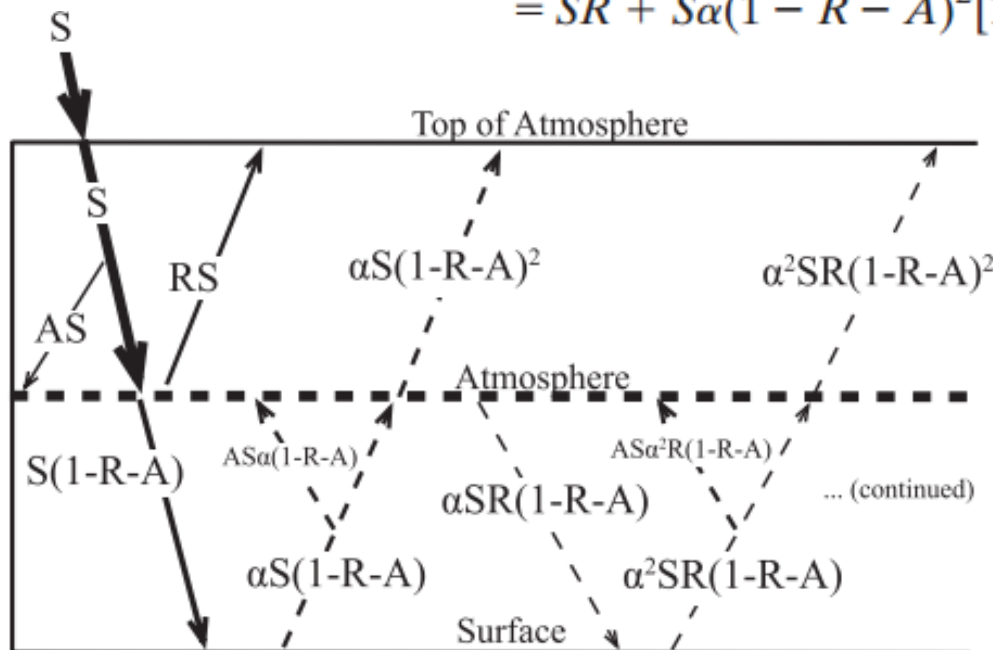
### Esempi di albedo

Superficie	Valore di albedo tipico
Asfalto fresco	0.04 <sup>[2]</sup>
Oceano aperto	0.06 <sup>[3]</sup>
Asfalto consunto	0.12 <sup>[2]</sup>
Foresta di conifere (In estate)	0.08, <sup>[4]</sup> da 0.09 a 0.15
Latifoglie	0.15-0.18
Suolo libero	0.17 <sup>[5]</sup>
Erba verde	0.25 <sup>[5]</sup>
Sabbia del deserto	0.40 <sup>[6]</sup>
Cemento fresco	0.55 <sup>[5]</sup>
Ghiaccio oceanico	0.5-0.7 <sup>[5]</sup>
Neve fresca	0.80-0.90 <sup>[5]</sup>

## Interfaccia tra modello di superficie e di Strato Limite Atmosferico: Albedo i problemi

$$F\uparrow_{\text{TOA}} = S[R + \alpha(1 - R - A)^2 + \alpha^2 R(1 - R - A)^2 + \alpha^3 R^2(1 - R - A)^2 \dots]$$

$$= SR + S\alpha(1 - R - A)^2[1 + (\alpha R) + (\alpha R)^2 \dots] = SR + S\alpha \frac{(1 - R - A)^2}{1 - \alpha R},$$



All'albedo contribuiscono sia la superficie confinante che l'atmosfera terrestre

In particolare alla superficie

$$F\downarrow_{\text{SURF}} = S \frac{(1 - R - A)}{1 - \alpha R}, \quad \text{and}$$

$$F\uparrow_{\text{SURF}} = \alpha S \frac{(1 - R - A)}{1 - \alpha R} = \alpha F\downarrow_{\text{SURF}}.$$

FIG. 1. Schematic representing the first two reflections in the single-layer solar radiation model. Moving from left to right, the arrows represent the radiative fluxes associated with the incident solar, first reflection, and second reflection. The variables  $A$ ,  $R$ , and  $\alpha$  are the atmospheric absorption fraction during a single pass through the atmosphere, the fraction of cloud reflection, and the surface albedo, respectively. The solid arrows at the TOA represent the radiative fluxes that we associated with cloud reflection and the dashed lines represent the radiative fluxes that we associated with the surface reflection.

## Cronologia evolutiva dei modelli di superficie terrestre

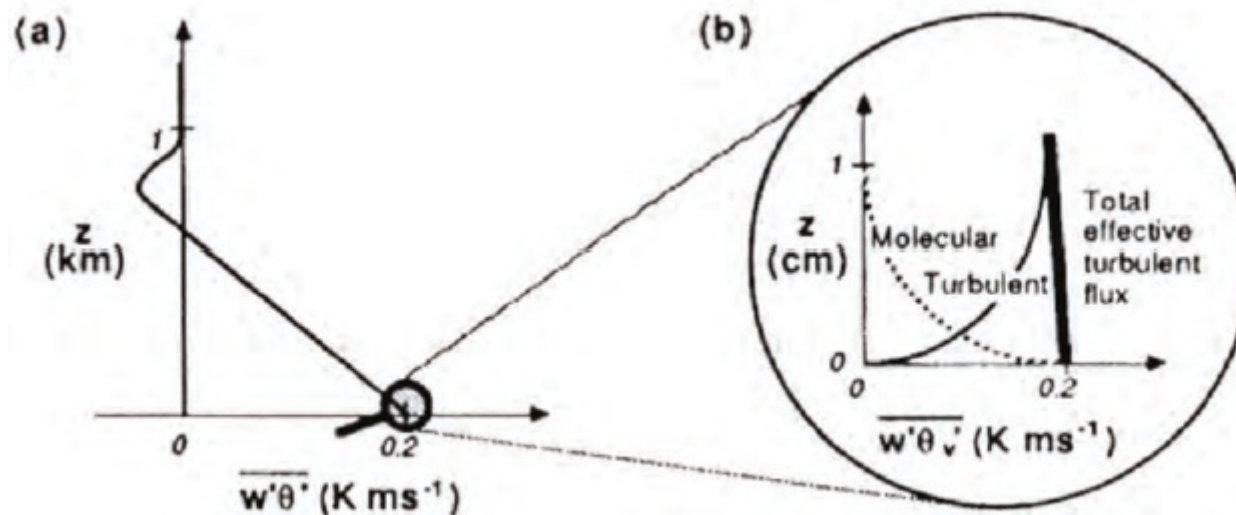
- Gen-0 (prior to 60s): lack of land-surface processes (prescribed diurnal cycle of surface temperature)
- Gen-1a (mid 60s): surface model with time-fixed soil moisture
- Gen-1b (late 60s): Bucket Model (Manabe 1969): time- and space-varying soil moisture
- Gen-2 (70s): Big-leaf model (Deardorff 1978): explicit vegetation treatment; a major milestone
- Gen-3 (late 80s): development of more sophisticated models including hydrological, biophysical, biochemical, ecological processes (e.g., BATS, SiB, NCARLSM, Century)
- mid 90s: implementation of advanced LSMs at major operational numerical weather prediction (NWP) centers

↓  
**Oggi**

## Meccanismi fisici per la redistribuzione dell'energia, del momento e della massa

Nel surface layer è importante anche la conduzione del calore e la diffusione molecolare, ma solo per pochi millimetri dalla superficie confinante

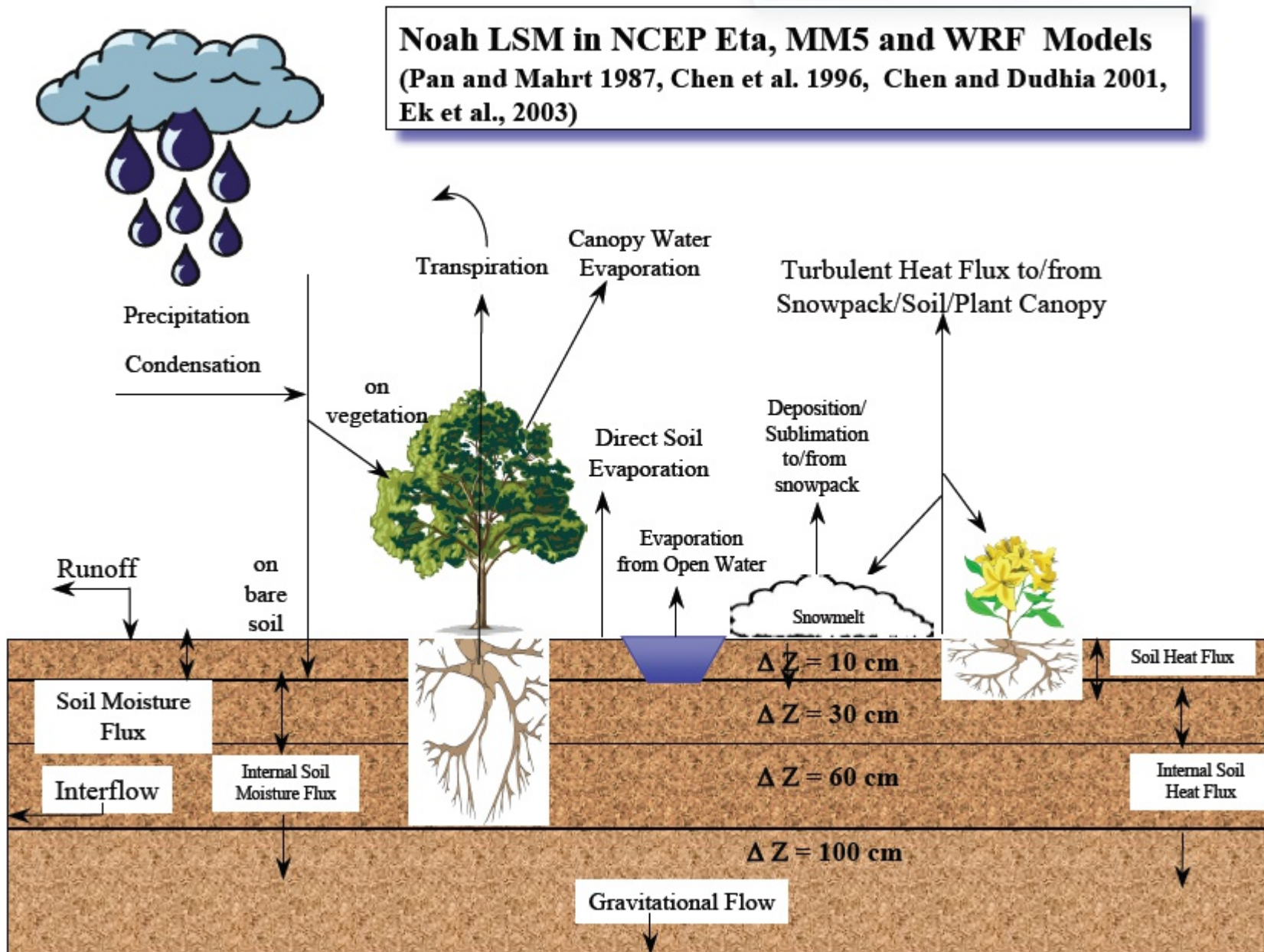
- Molecular conduction of heat, diffusion of tracers, and viscous transfer of momentum cause transport between the surface and the lowest millimeters of air diffusion
  - Diffusivity for momentum, heat, and water vapor:  $\sim 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$
  - Require large gradient (e.g.,  $10^4 \text{ K m}^{-1}$ )
  - Can be neglected above the lowest few centimeter
- Turbulent fluxes:
  - Diffusion coefficient depend on height, wind speed, friction, instability:  $\sim 10^0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , about  $10^4$ - $10^5$  larger than molecular diffusivity
  - Caused by small and large eddies: very efficient



: The effective turbulent heat flux in daytime convective conditions.



## Schema di un modello superficiale utilizzato nei modelli atmosferici ad area limitata



## Elementi essenziali per il modello di superficie

- Land-use (vegetation) type
- Soil texture
- Slope
- Secondary parameters can be specified as function of the above three primary parameters
- The following parameters can be specified either from the table or from 2-d data
  - Albedo
  - Green vegetation fraction
  - Maximum snow albedo



## Provenienza delle informazioni superficiali

Si tratta di misure, essenzialmente del tipo remote sensing

### AVHRR vs MODIS land-use data set

	<b>AVHRR</b>	<b>MODIS</b>
<b>Data Collection Instrument</b>	AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)	MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer)
<b>Channels</b>	5 channels	15 land surface/vegetation dedicated channels
<b>Data Collection Dates</b>	April 1992 – March 1993	January 2001 – December 2001 Reflecting recent land-use change
<b>Data Provider</b>	USGS/ORNL	Boston University
<b>Classification Scheme</b>	Modified USGS	Modified IGBP IGBP used in NPOESS and next-generation NWP models
<b># of Categories</b>	24*	19*

## Provenienza delle informazioni superficiali: esempio Corine Land Cover CLC

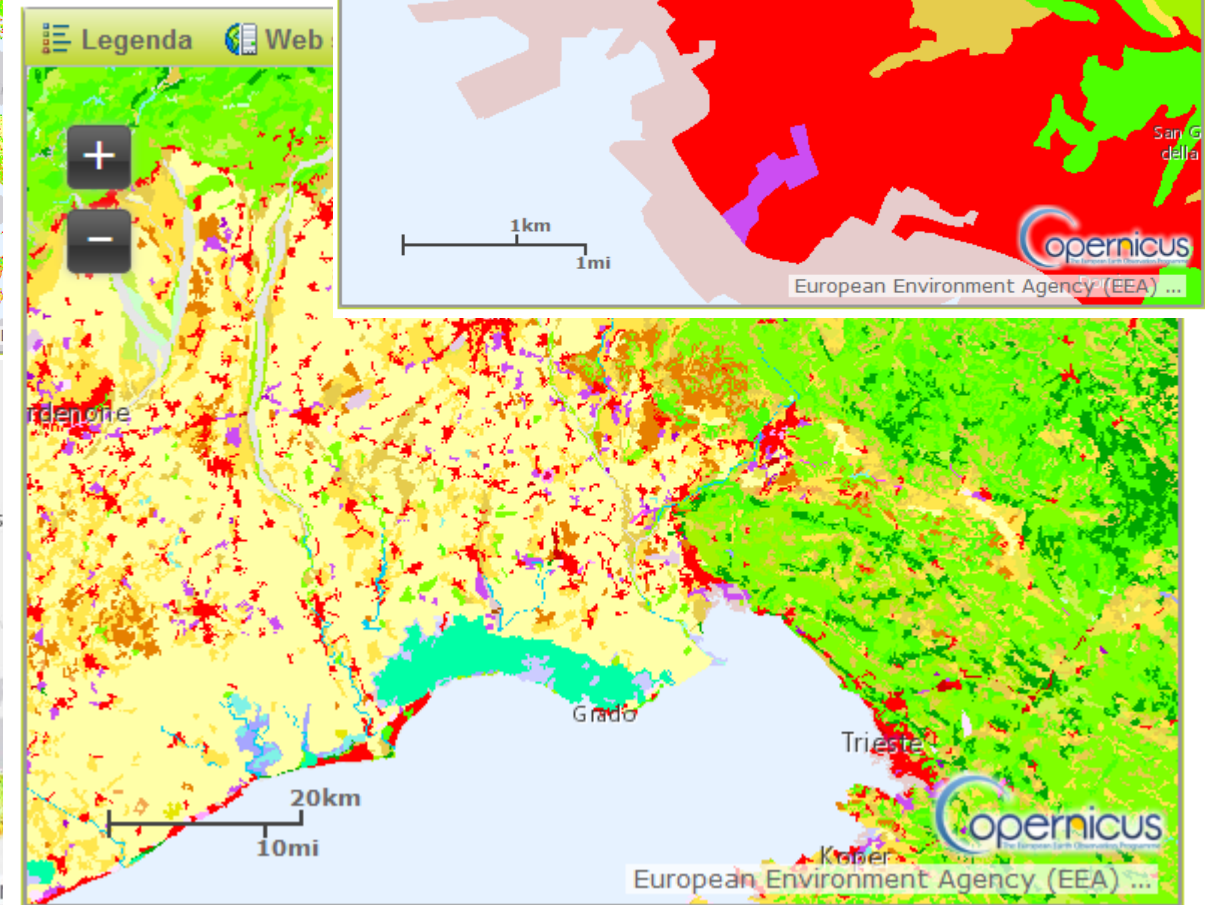
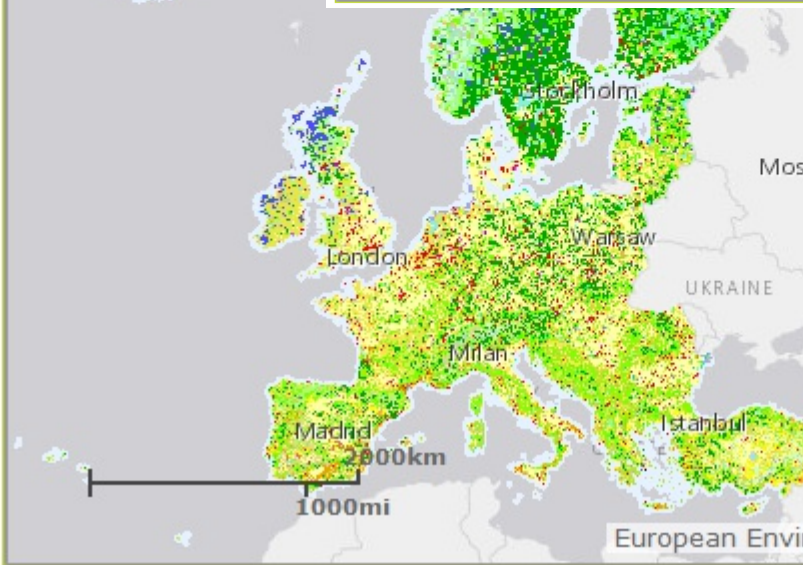
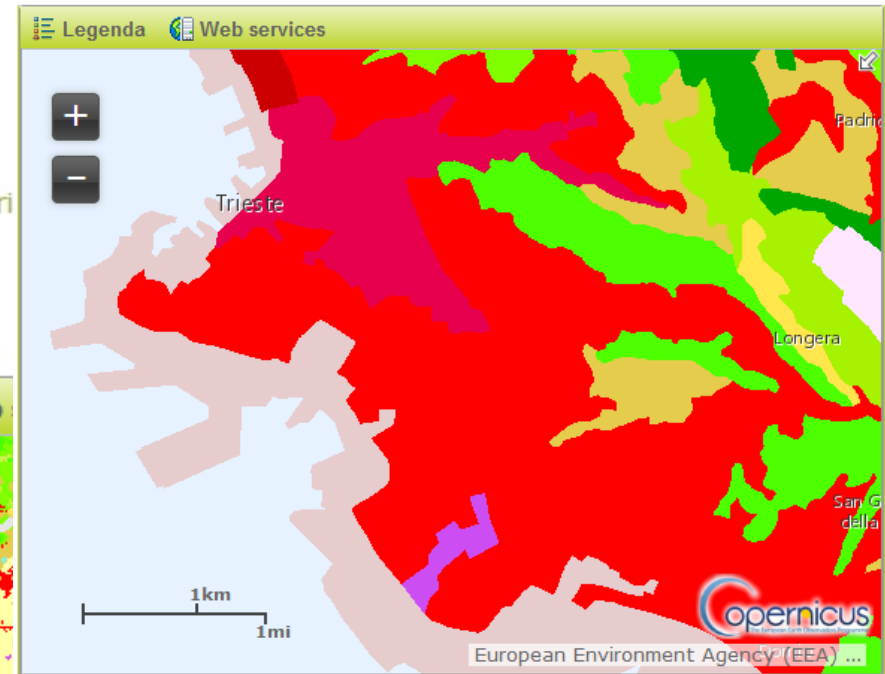
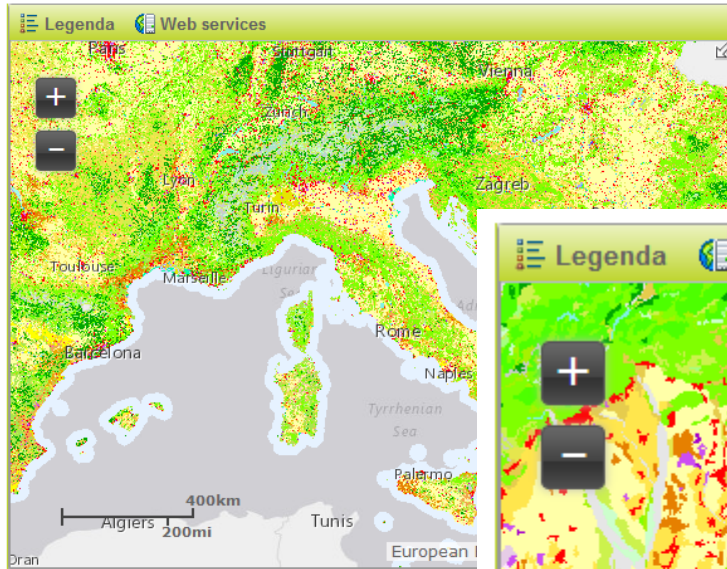
Informazioni prodotte dal sistema europeo di monitoraggio ambientale (COPERNICUS)

CLC 2012

(V 18.5.1) Final produ

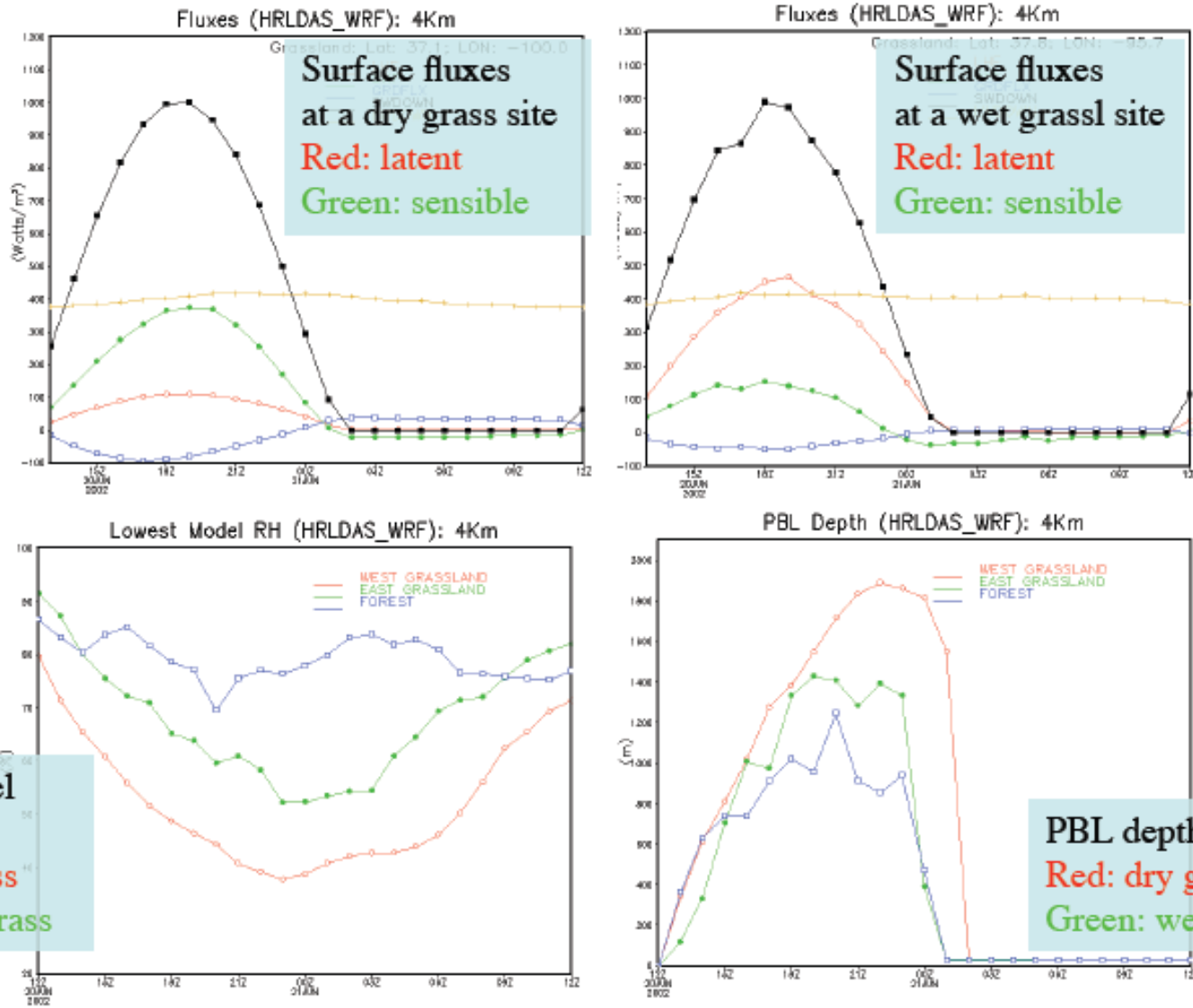
Map View Metadata

Legenda Web s



# Dipendenza delle grandezze dell'ABL dal modello superficiale adottato

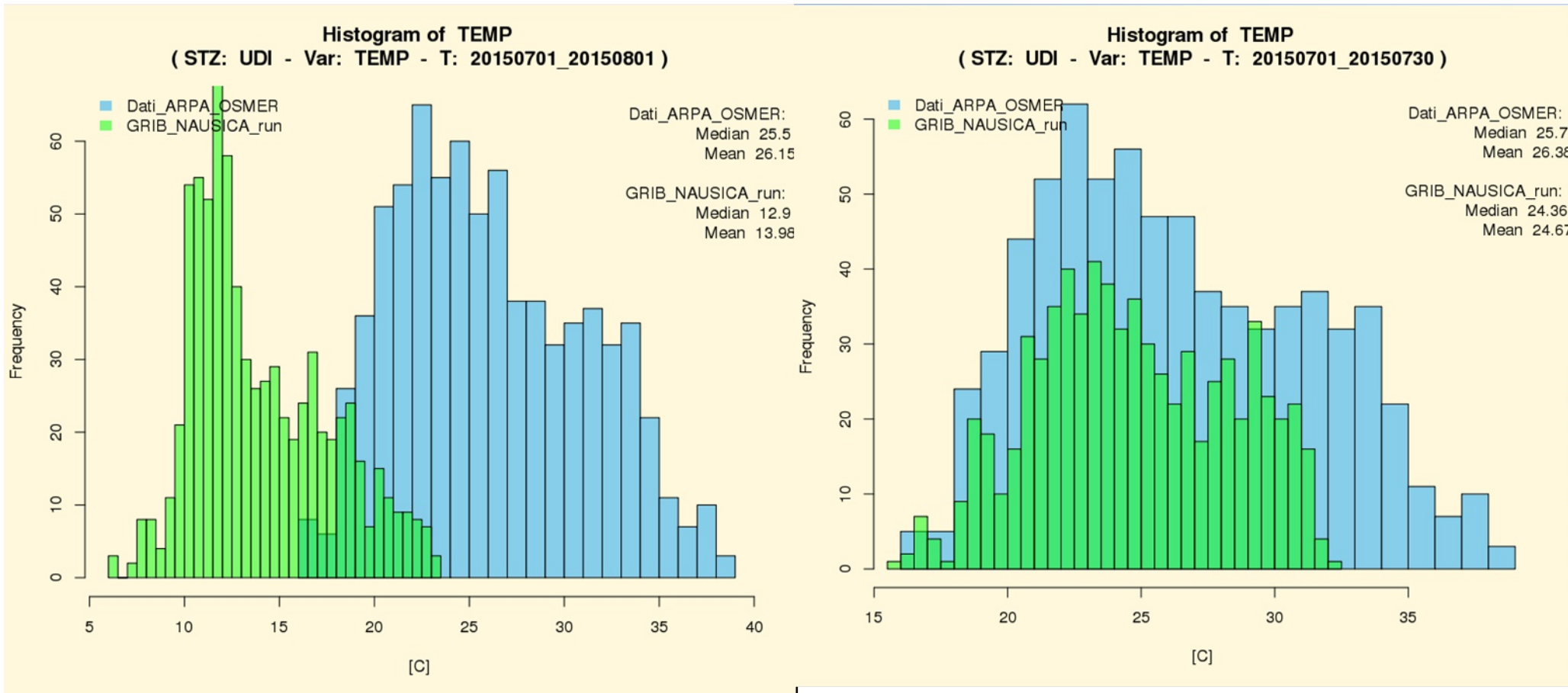
## WRF/Noah simulated typical summer surface fluxes and PBL depth



# Effetti del modello dell'uso del suolo nelle simulazioni numeriche di ABL



## Simulazione annuale con modello WRF



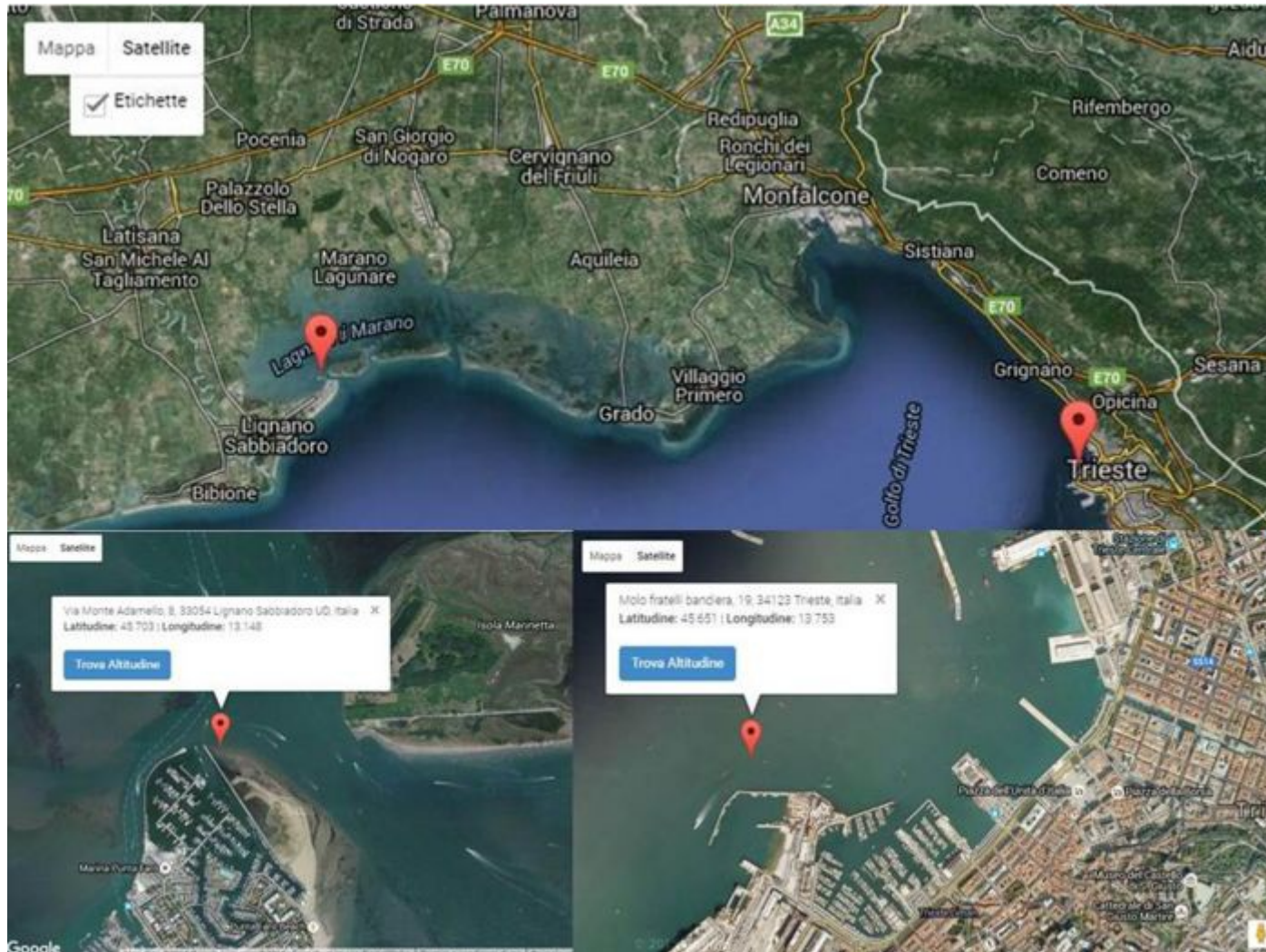
Modello di suolo con solo tre livelli e condizione al contorno

Modello di suolo con Noha



## Importanza delle condizioni superficiali del mare nelle simulazioni numeriche di ABL

Rilevamento delle temperature superficiali del mare da satellite: esistono peculiarità non acquisite



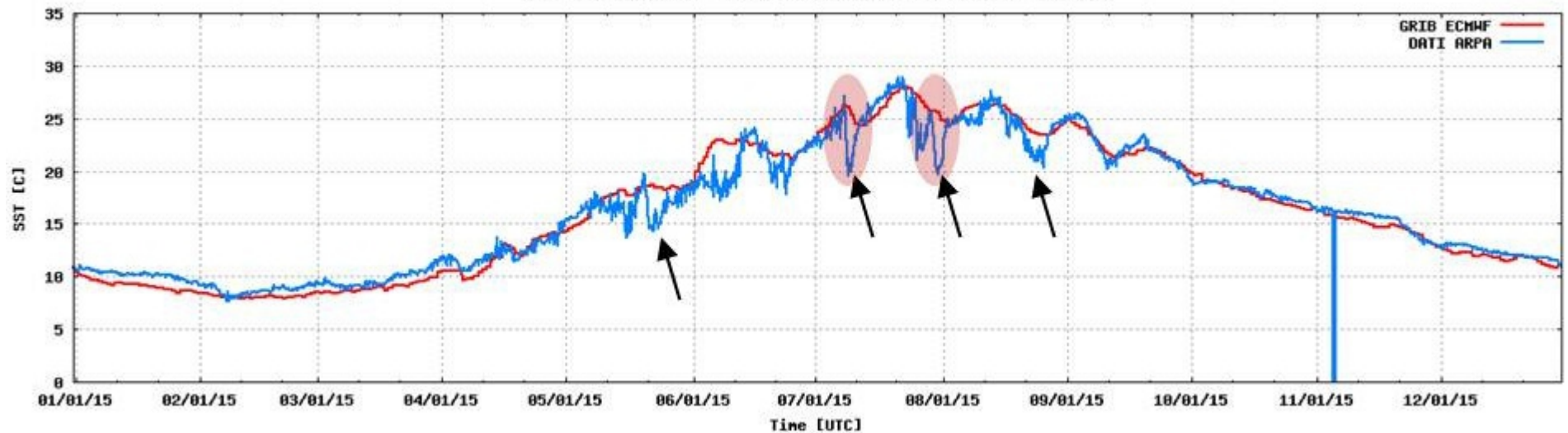
## Variazioni della temperatura superficiale del mare ed importanza per ABL

La temperatura reale può discostarsi di alcuni gradi da quella utilizzata come condizioni al contorno

Confronto GRIB ECMWF - DATI ARPA (stazione LIGNANO - anno 2015)



Confronto GRIB ECMWF - DATI ARPA (stazione TRIESTE - anno 2015)



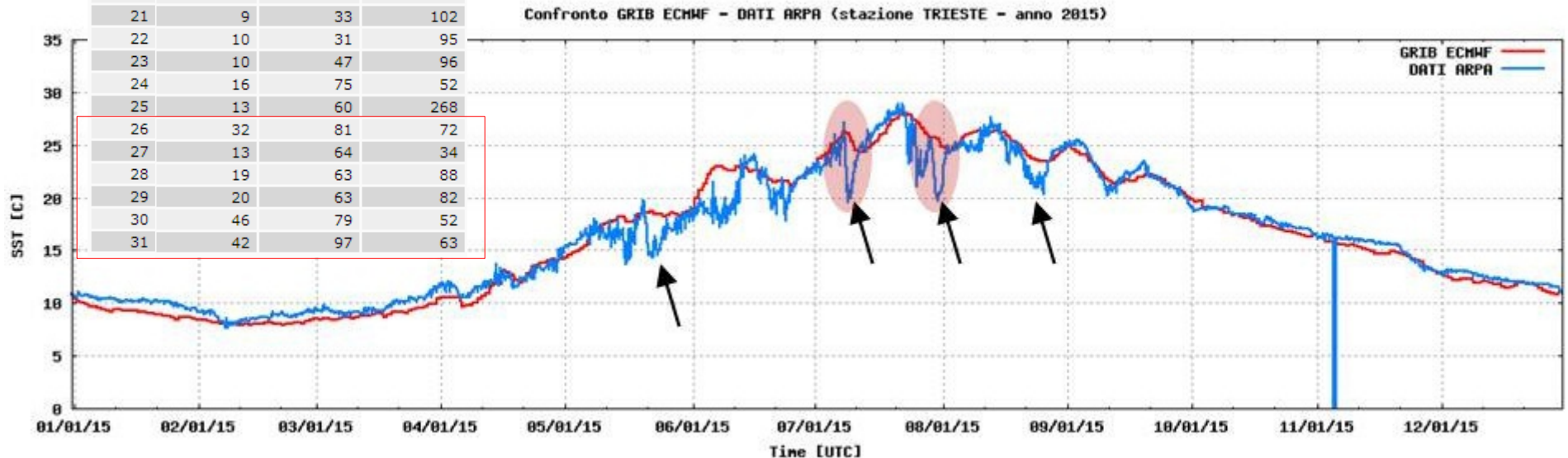


## Variazioni rapide della temperatura superficiale del mare - cause

La temperatura superficiale del nor Adriatico varia rapidamente nel giro di alcune ore a causa del fenomeno del upwelling, il quale è determinato dal vento (Bora)

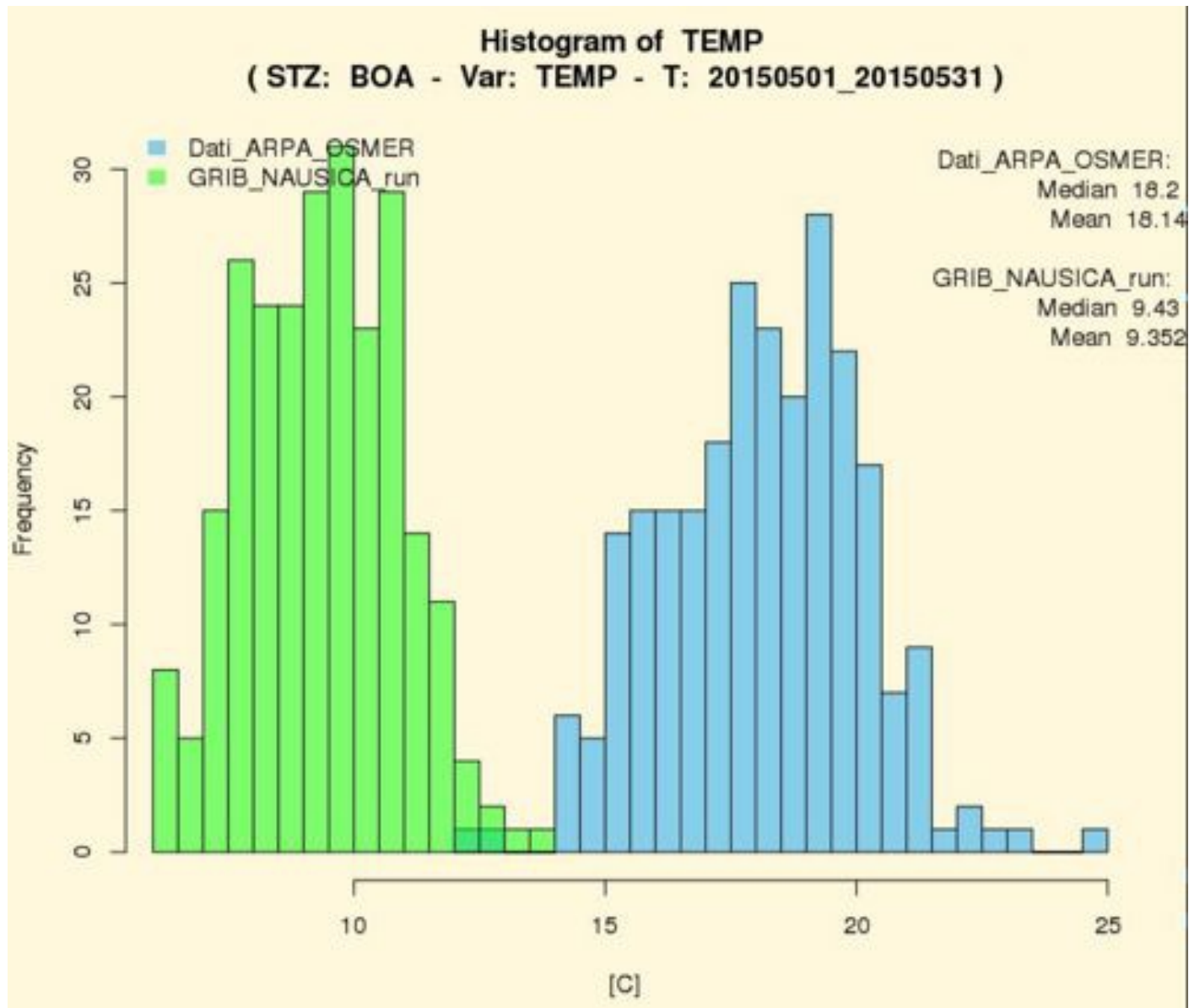
giorno	Vento med km/h	Vento max km/h	Dir. V. max °N
1	6	14	302
2	6	32	316
3	7	36	44
4	6	24	116
5	7	21	252
6	6	15	130
7	7	23	293
8	16	88	30
9	43	99	51
10	24	92	43
11	6	16	75
12	6	23	206
13	17	53	58
14	9	36	92
15	6	13	292
16	6	14	289
17	6	23	306
18	7	15	294
19	7	16	317
20	9	25	106
21	9	33	102
22	10	31	95
23	10	47	96
24	16	75	52
25	13	60	268
26	32	81	72
27	13	64	34
28	19	63	88
29	20	63	82
30	46	79	52
31	42	97	63

Rimescolamento dell'intera colonna d'acqua



## Effetti del modello di temperatura superficiale nelle simulazioni numeriche di ABL

Le differenze tra le temperature sono amplificate nelle situazioni in cui il mare risponde prontamente alle forzanti meteorologiche (mari poco profondi)



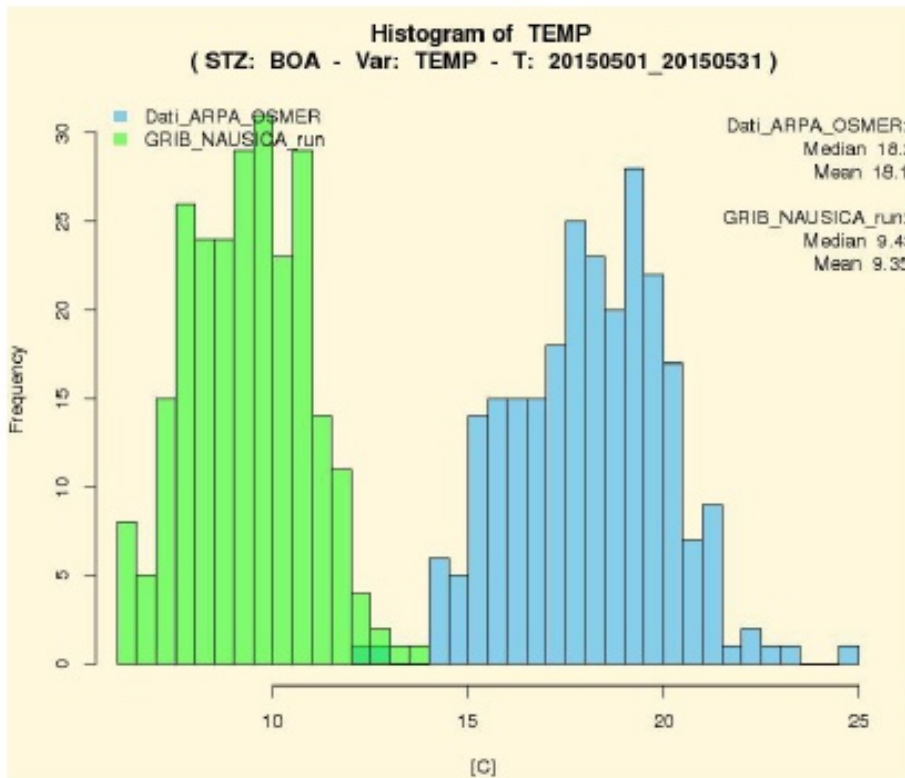
# Effetti del modello di temperatura superficiale nelle simulazioni numeriche di ABL

## Effetto dell'aggiornamento delle SST

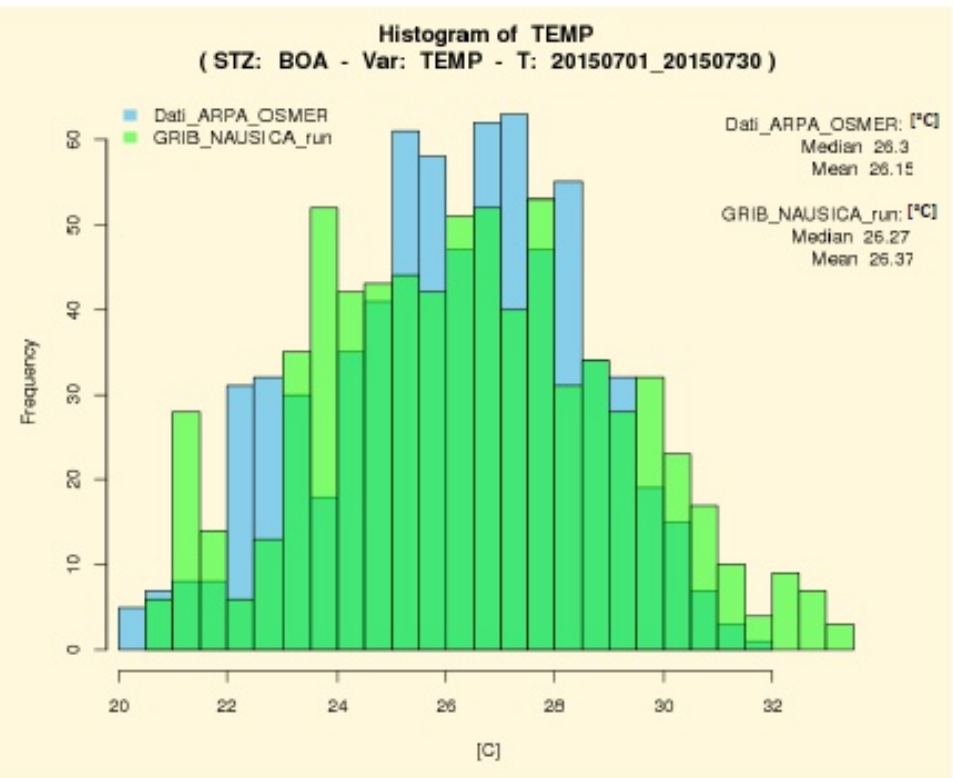
**✗ SST\_update = 0**  
(SST costante durante l'intera simulazione)



**✓ SST\_update = 1**  
(Aggiornamento ogni 6 ore da file *analisi sfc ECMWF*)



$\Delta\langle T \rangle \approx 8.8^\circ\text{C}$



$\Delta\langle T \rangle \approx 0.2^\circ\text{C}$



## Bibliografia di riferimento

**Radiative Transfer Dover Publications Inc. S. Chandrasekhar**

**The Atmospheric Boundary Layer, Garratt J. R., Cambridge University Press -**

**An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Stull R. B., Kluwer Academic Publisher**

<http://www.cv.nrao.edu/course/astr534/Radxfer.html>

[http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference/docs/Tsay\\_et\\_al.\\_\(1990\).pdf](http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference/docs/Tsay_et_al._(1990).pdf)

<https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19860018367.pdf>