



Copertina

Corso di Fisica dello Strato Limite Atmosferico

Caratteristiche generali e fenomenologia dello Strato Limite Atmosferico

Giaiotti Dario

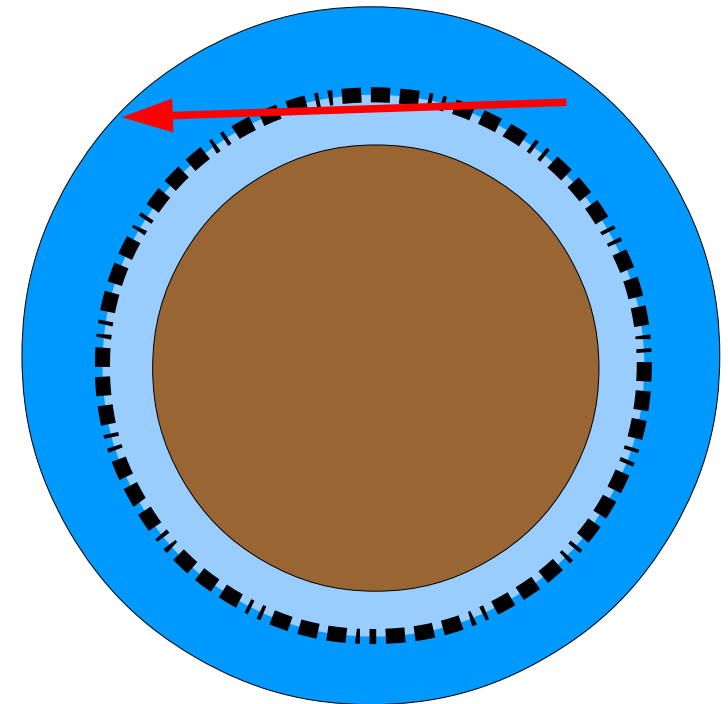


Sommario della lezione

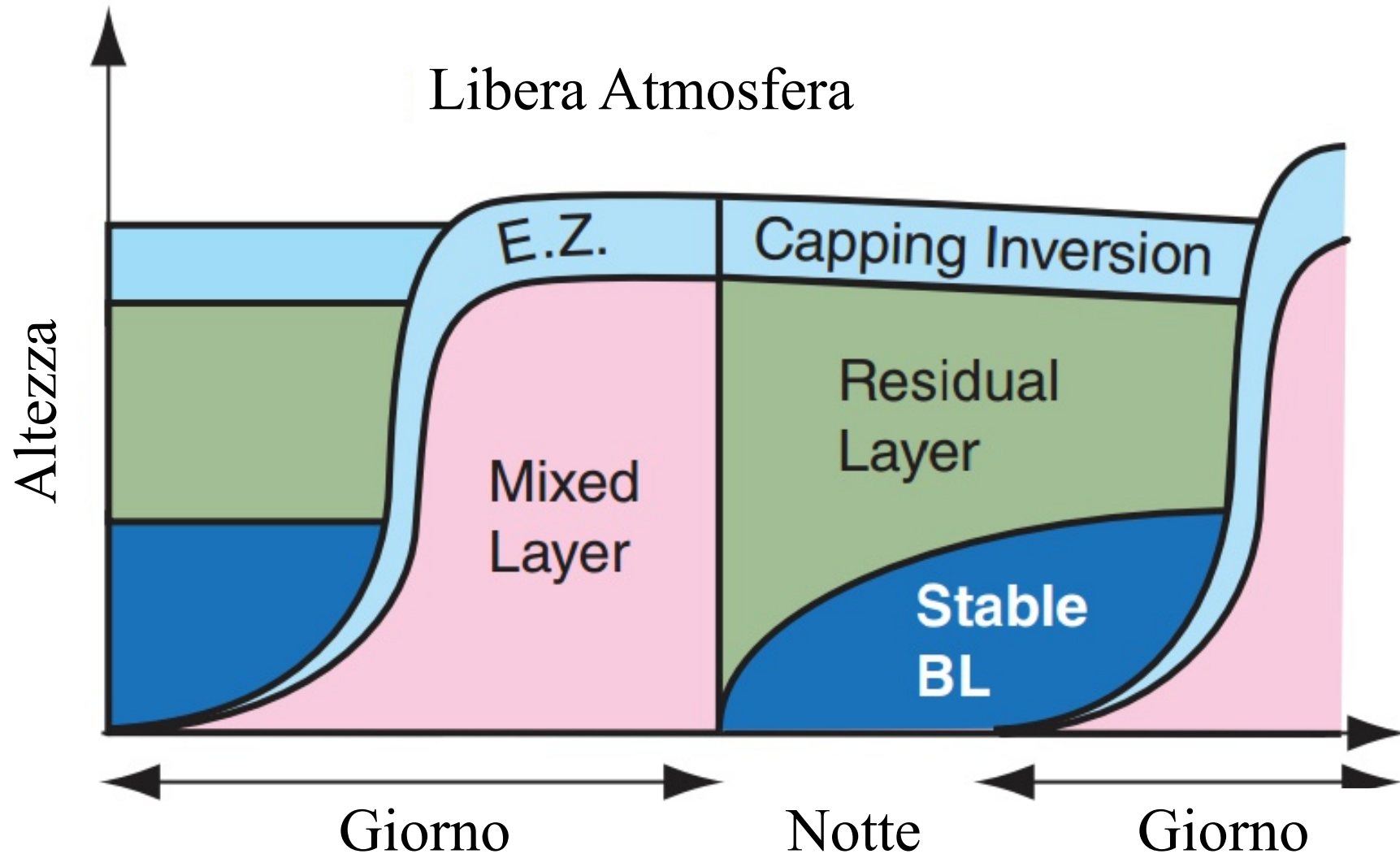
- Caratteristiche generali del ABL
- Evoluzione giornaliera del ABL
- Trattazione dei fenomeni del ABL nei modelli numerici

Come si riconosce l'ABL con il solo aiuto della radiazione visibile (ad occhio)

Esiste una regione in cui i flussi verticali provenienti dal basso vengono arrestati dalla stabilità della libera atmosfera



Evoluzione tipica del ABL nelle zone del pianeta ove c'è alternanza di giorno e notte



Di giorno, la radiazione solare (onda corta) riscalda la superficie del pianeta e genera instabilità. Si formano spontanei moti verticali.

Di notte la superficie del pianeta perde energia irradiando (onda lunga) verso l'atmosfera, la stabilità impedisce il trasporto lungo la verticale

Le altezze tipiche del ABL

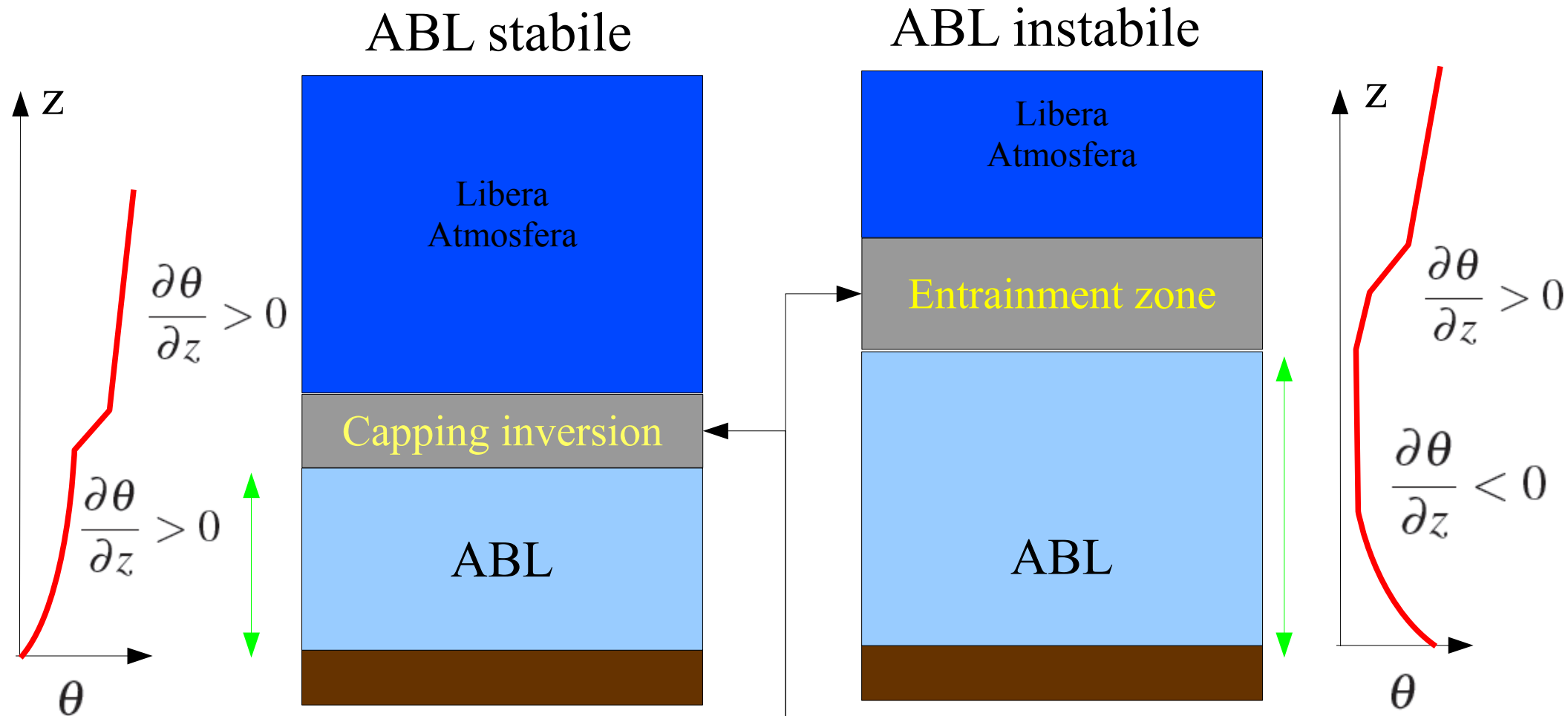
Lo strato limite atmosferico ha un'altezza variabile durante il giorno, nel corso delle stagioni e sopra le diverse aree superficiali del pianeta

Una media nello spazio e nel tempo, su tutto il pianeta, produce valori compresi tra **1000 m** e **2000 m**.



Classificazione dello Strato Limite Atmosferico in stabile ed instabile

Usando la variazione della temperatura potenziale lungo la verticale come campo descrittivo del ABL, si possono individuare tre situazioni: ABL **stabile**, ABL **instabile** e ABL **neutro**



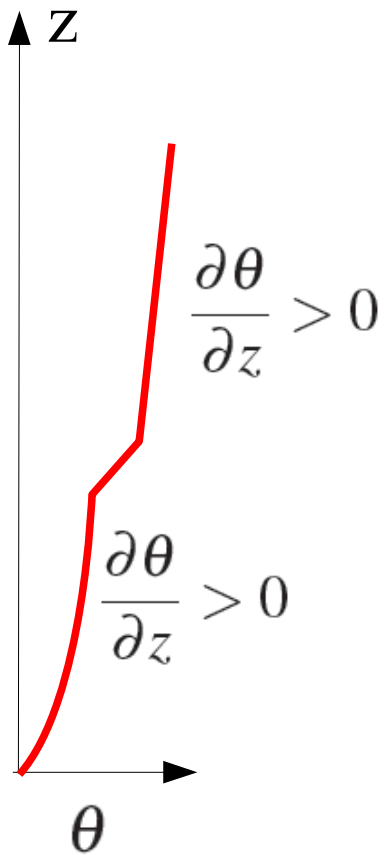
Regione di separazione tra ABL e la Libera Atmosfera.

I moti verticali sono inibiti

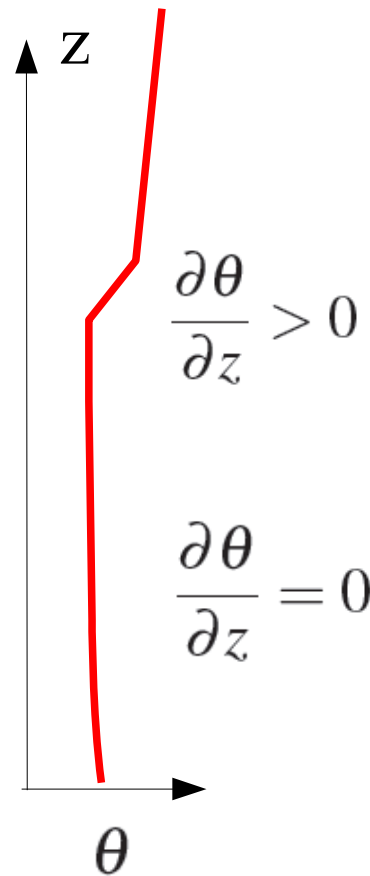
Condizioni tipiche per avere uno Stato Limite Atmosferico stabile, neutro ed instabile

- ABL stabile:** Cielo sereno notturno; mare freddo e aria calda; zone polari. Venti sinottici deboli
- ABL instabile:** Cielo sereno diurno; mare caldo e aria fredda. Venti sinottici deboli
- ABL neutro:** Cielo coperto diurno o notturno. Venti sinottici intensi

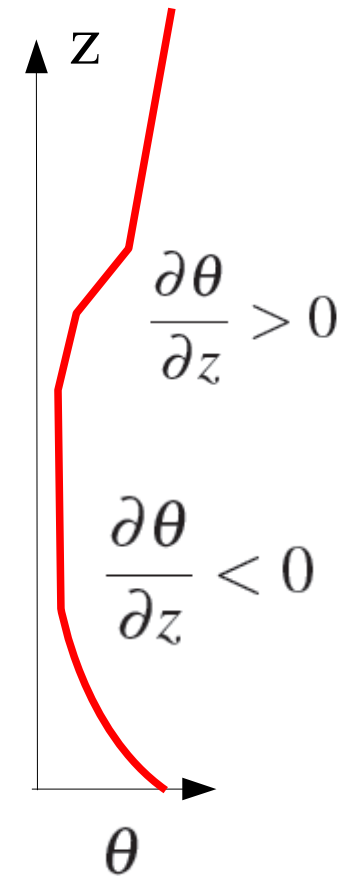
ABL stabile



ABL neutro



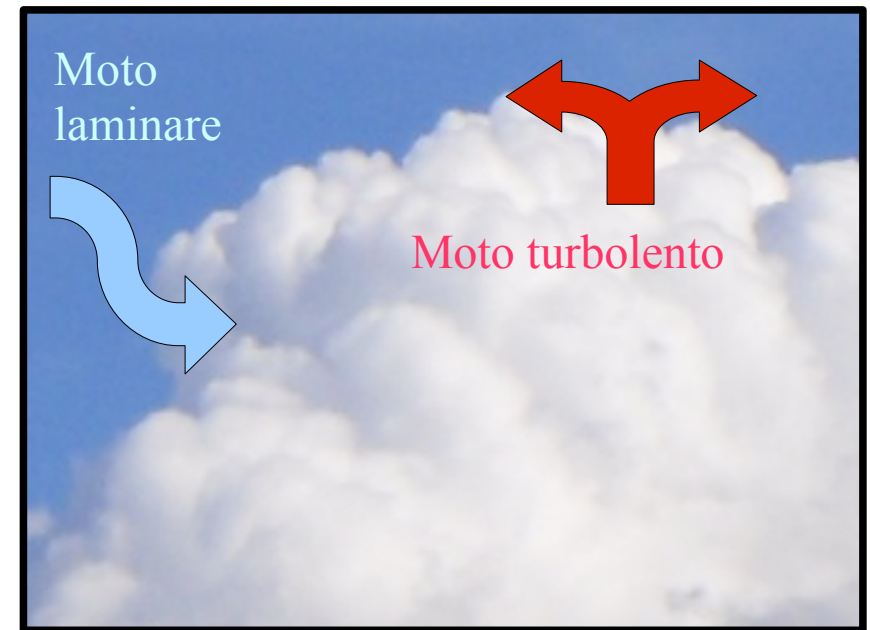
ABL instabile

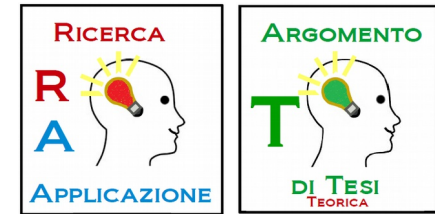


La definizione dei processi di entrainment e detrainment

Entrainment: in un fluido, è il processo di inclusione, di parti che hanno un moto laminare in regioni che ne hanno uno turbolento.

Detrainment: in un fluido, è il processo di intrusione, di parti che hanno un moto turbolento in regioni che ne hanno uno laminare.





Importanza dei processi di entrainment e detrainment nell ABL

Nello strato limite instabile, gli scambi di proprietà tra ABL e Libera Atmosfera avvengono prevalentemente tramite processi di **Entrainment** e **Detrainment**.

I processi di entrainment e detrainment sono ancora oggetto di dibattito e ricerca. Attualmente vengono investigati due casi:

- la velocità di entrainment è maggiore del tempo necessario a far evaporare tutte le goccioline di acqua o i cristalli di ghiaccio;
- la velocità di detrainment è minore del tempo necessario a far evaporare tutte le goccioline di acqua o i cristalli di ghiaccio.

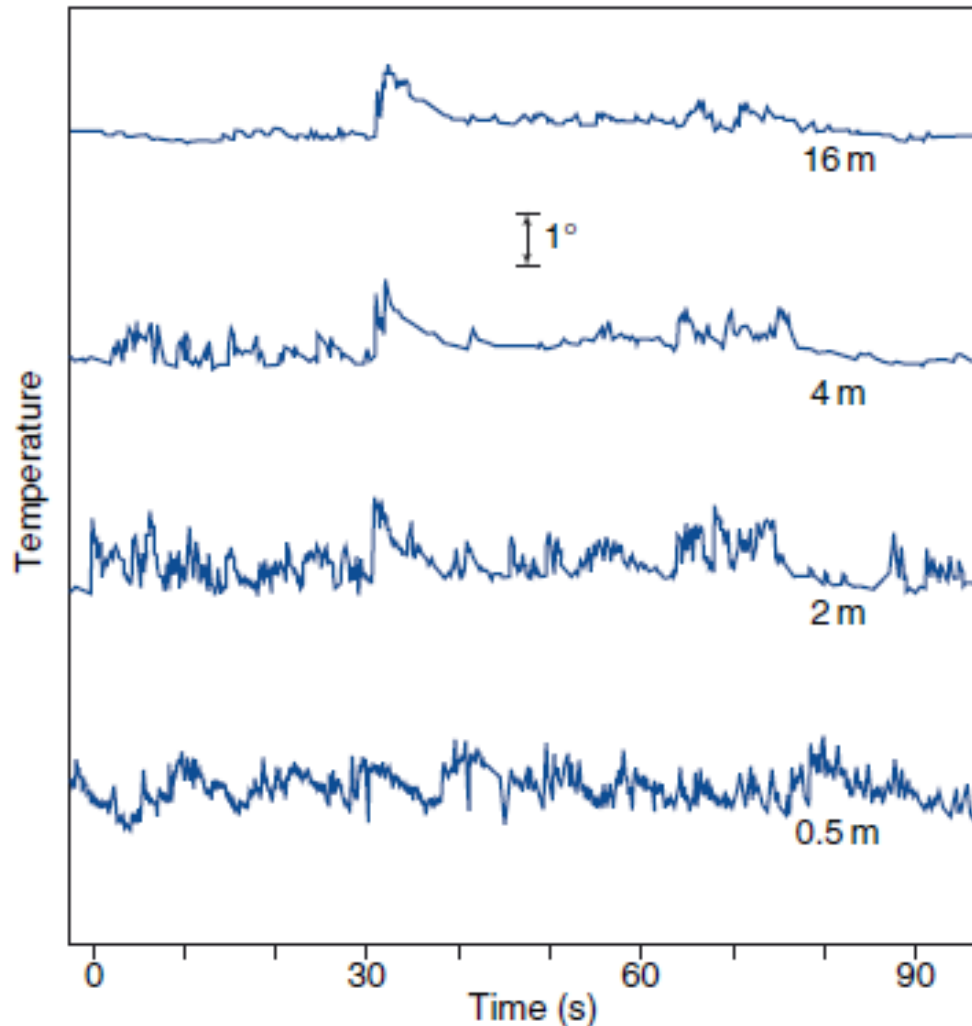
Entrainment Zone





L'osservazione delle rapide variazioni presso la superficie: il surface layer

Presso la superficie terrestre le proprietà dell'atmosfera cambiano molto velocemente in quanto l'influenza del mezzo confinante l'aria è grande su tutte le grandezze dinamiche e termodinamiche

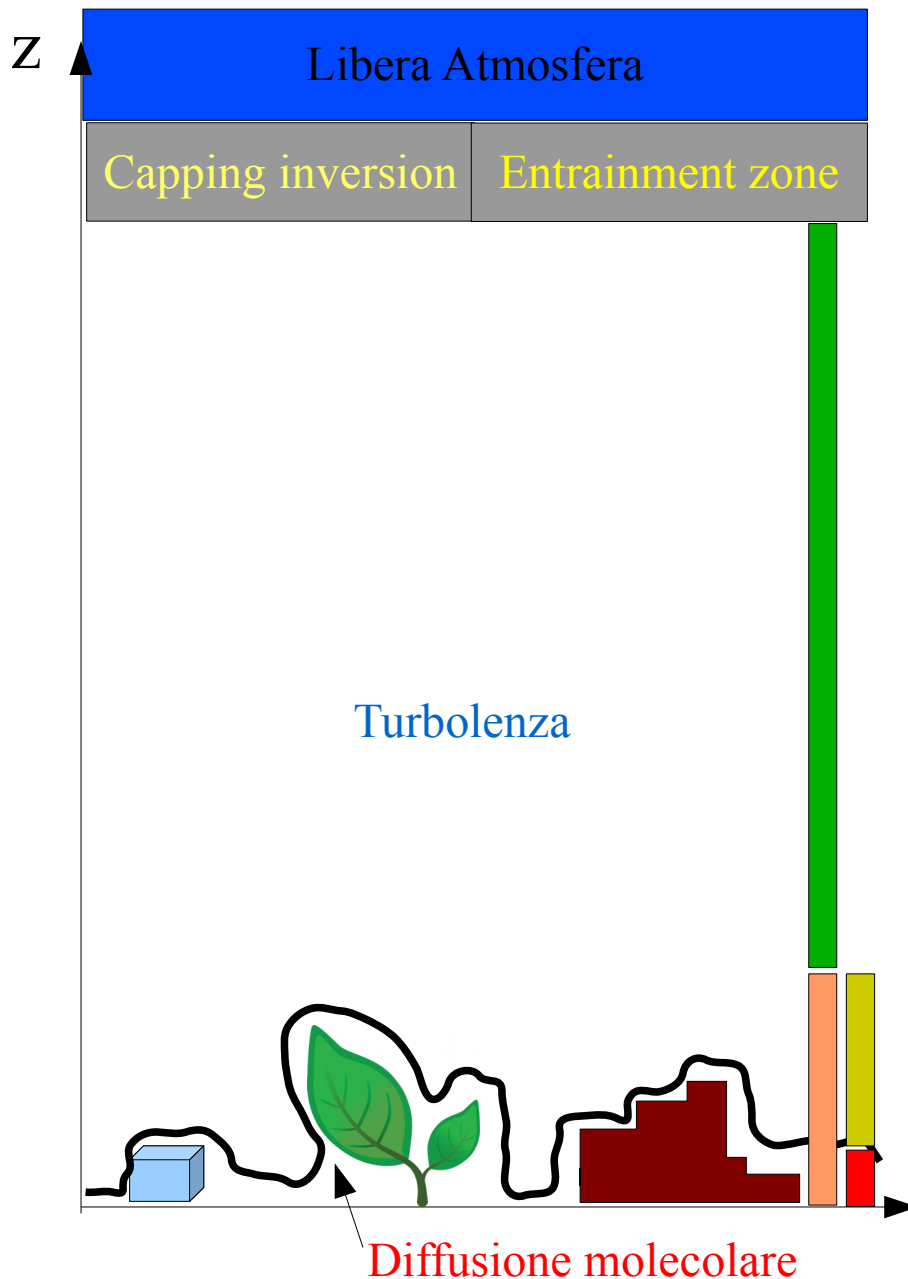


*Violazioni delle
assunzioni
della teoria
della similarità
($L < 1 \text{ km}$)*

Le variazioni delle grandezze sono più lente e paiono essere quelle dello strato sottostante ma mediate su finestre temporali più lunghe

Le fluttuazioni sono molto più rapide che negli strati superiori

Gli strati più prossimi alla superficie planetaria e la rugosità della superficie terrestre



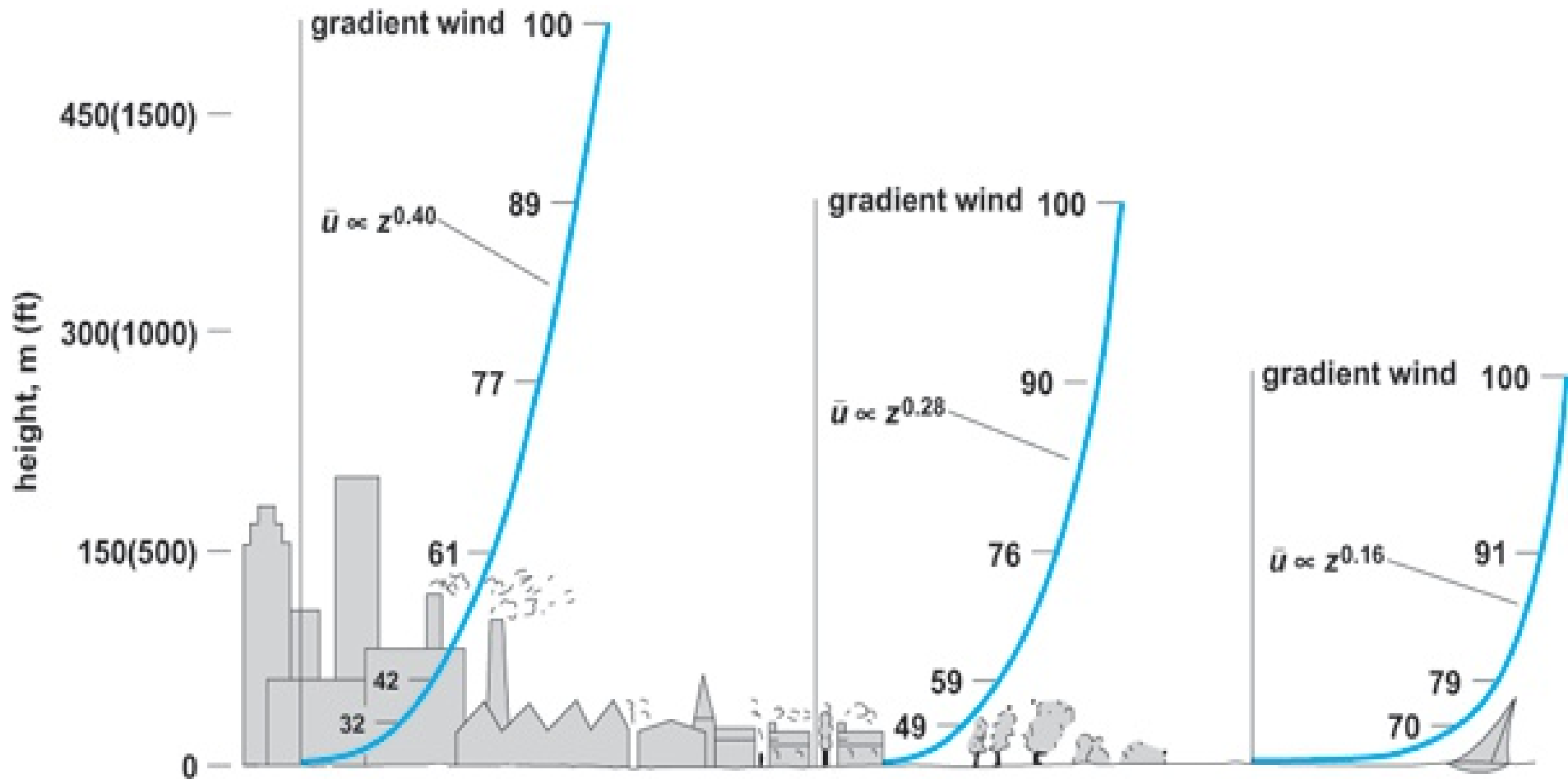
Lo strato limite atmosferico può essere distinto ulteriormente in regioni:

- **Surface Layer**, che occupa circa il 10% del ABL più prossimo al suolo.
- L'**Outer Layer** che ha come limite superiore l'entrainment zone o la capping inversion a seconda della stabilità del ABL. Qui la forza di Coriolis è rilevante (Ekman Layer)

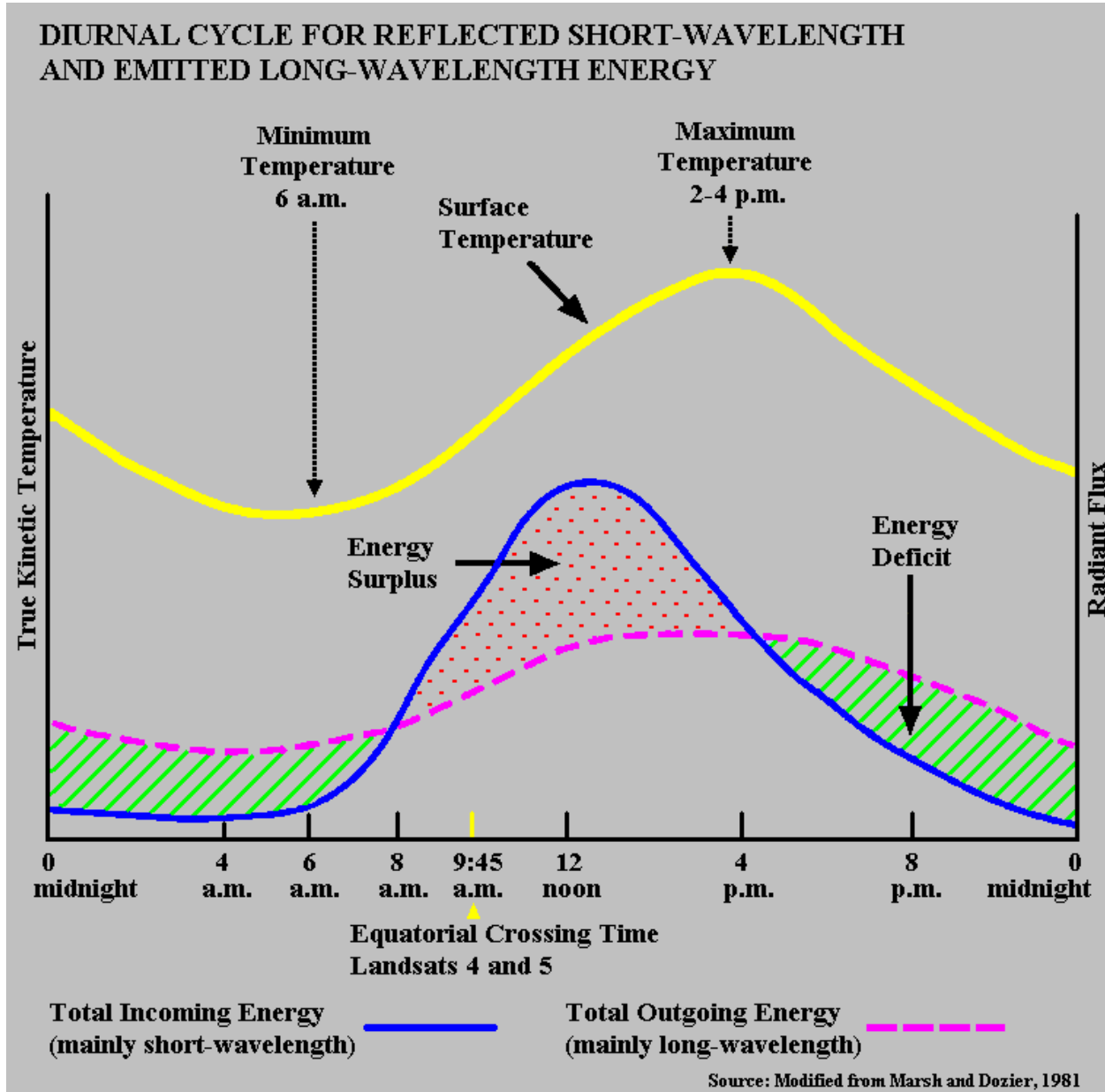
All'interno del **Surface Layer** è possibile individuare un'ulteriore separazione:

- lo strato in cui sono immersi gli ostacoli che formano la rugosità della superficie, che viene chiamato **Roughness Layer** detto anche Interfacial Sublayer La diffusione molecolare è dominante;
- l'**Inertial Layer**, in questo strato l'intensità del vento cambia con la quota.

Profili tipici dell'intensità media del vento nel surface layer a seconda della rugosità



Il forzante dell'evoluzione diurna del ABL



Uno degli elementi essenziali dell'ABL è la **caratteristica termica della superficie terrestre.**

Esempio di giornata soleggiata e nottata serena

Durante le giornate soleggiate la radiazione ad onda corta proveniente dal Sole riscalda la superficie planetaria.

flusso in > **flusso out**

Durante la notte la radiazione ad onda corta è assente e la superficie planetaria si raffredda emettendo radiazione ad onda lunga

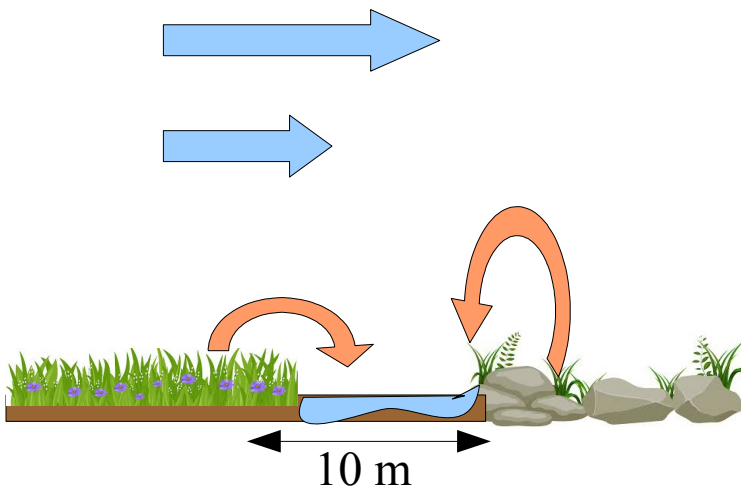
flusso in < **flusso out**

Gli effetti della discontinuità della superficie terrestre sullo Strato Limite Atmosferico

Scale atmosferiche

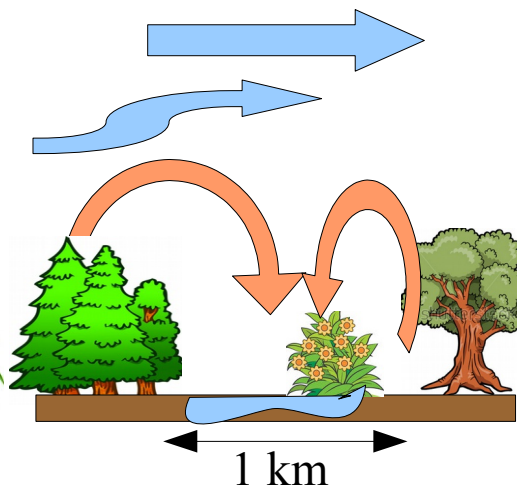
microscala			mesoscala	
γ	β	α	γ	β

Effetti solo nel surface layer

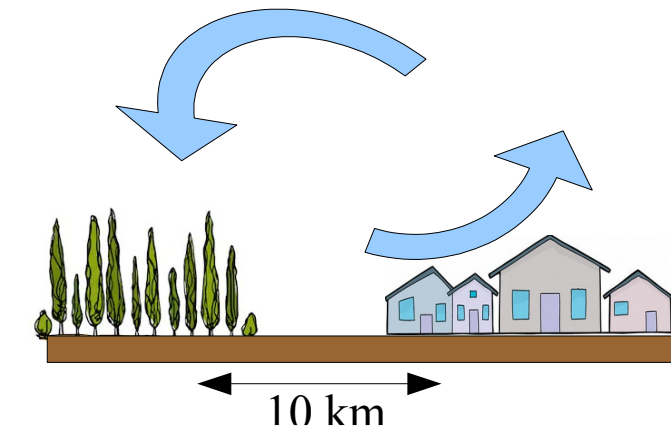


Superfici eterogenee e disorganizzate

La mesoscala non risponde in modo organizzato



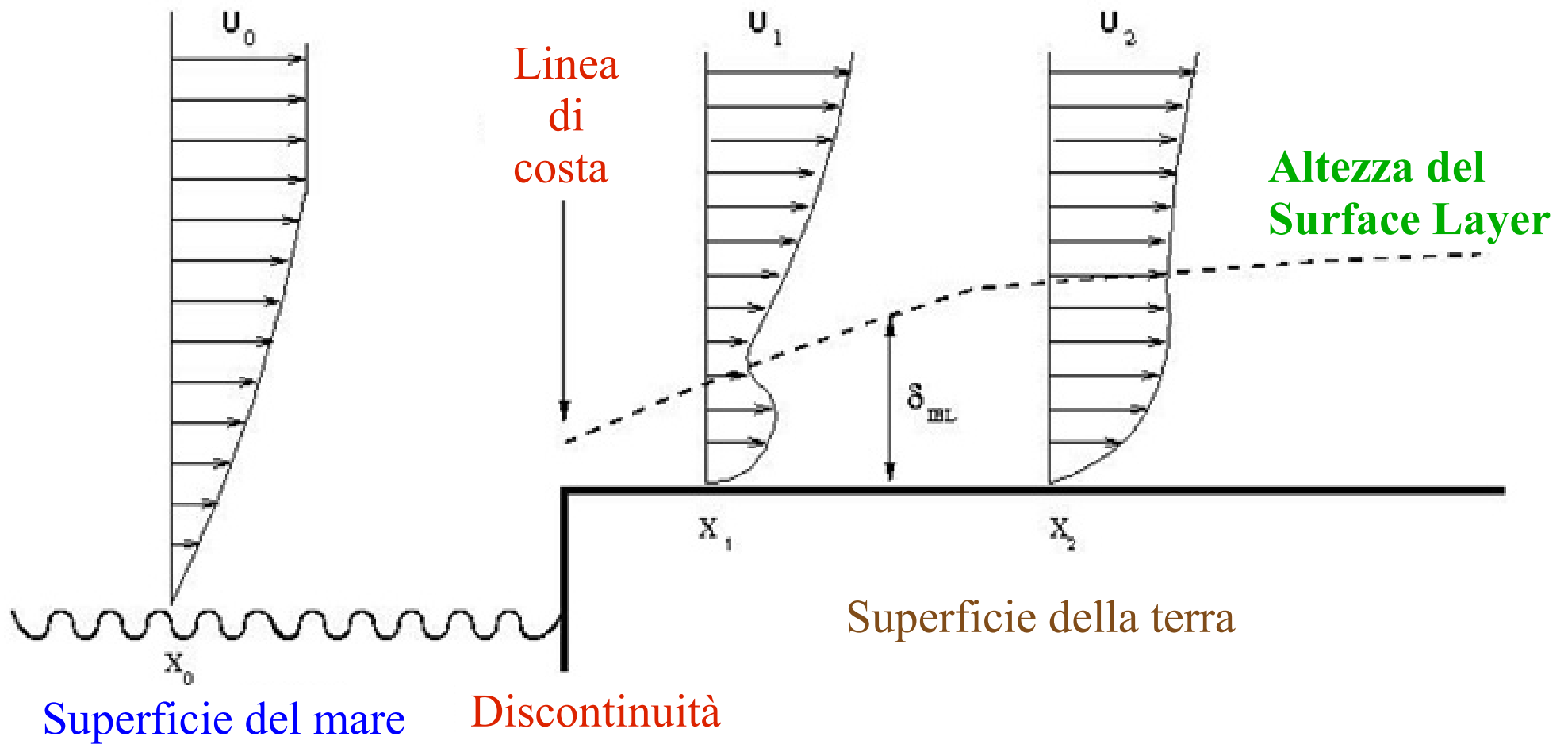
La mesoscala risponde in modo organizzato



Superfici eterogenee e organizzate



I venti orizzontali del surface layer nelle zone di transizione mare-terra



Superfici disomogenee ma organizzate

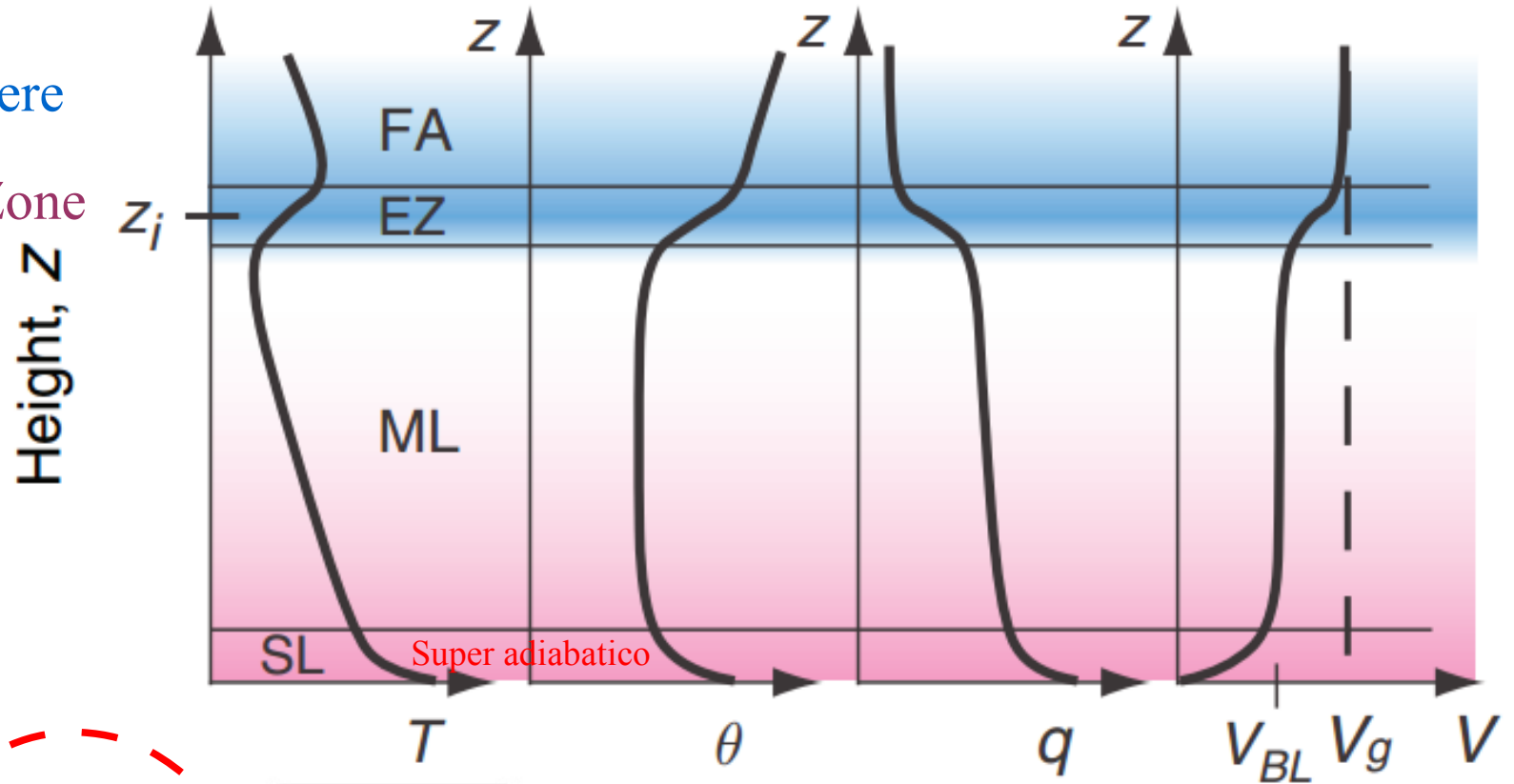
Profili verticali tipici durante un giorno soleggiato

Free Atmosphere

Entrainment Zone

Mixed Layer

Surface Layer



(a) DAY

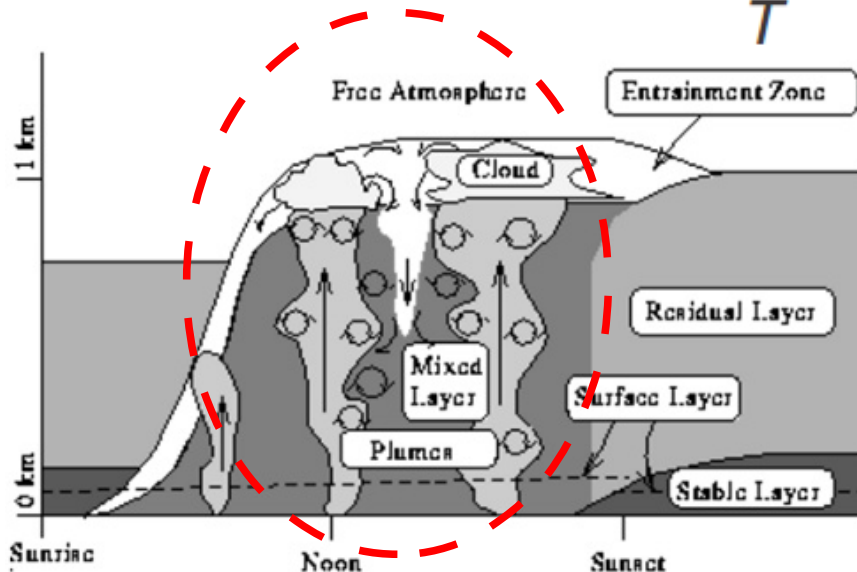


Fig. 9.16 Sketch of typical vertical profiles of temperature (T), potential temperature (θ), specific humidity (q), and wind speed (V) in the bottom of the troposphere. FA, free atmosphere; EZ, entrainment zone; ML, mixed layer; SL, surface layer; CI, capping inversion; RL, residual layer; SBL, stable boundary layer; z_i , height of the capping inversion, which equals top of the boundary layer (BL); V_g , geostrophic wind speed. [Adapted

Caratteristiche dello fondamentali dell'ABL convettivo

Nello Strato Limite Convettivo le caratteristiche essenziali sono:

- profilo termico verticale super adiabatico nei pressi della superficie (Surface Layer);
- profilo termico tra instabile e neutro nel Mixed Layer;
- inversione termica più o meno marcata nel Entrainment Layer;
- convezione che ha origine dal Surface layer ed interessa tutto il Mixed Layer;
- inibizione dei moti convettivi nel Entrainment Zone;
- scambio di proprietà tra Mixed Layer e Libera Atmosfera nella Entrainment Zone;
- vento orizzontale ininfluyente sullo sviluppo delle celle convettive nel Mixed Layer;
- profilo crescente dell'intensità del vento nel Surface Layer, poi costante nel Mixed Layer;
- umidità relativa decrescente nel Surface Layer

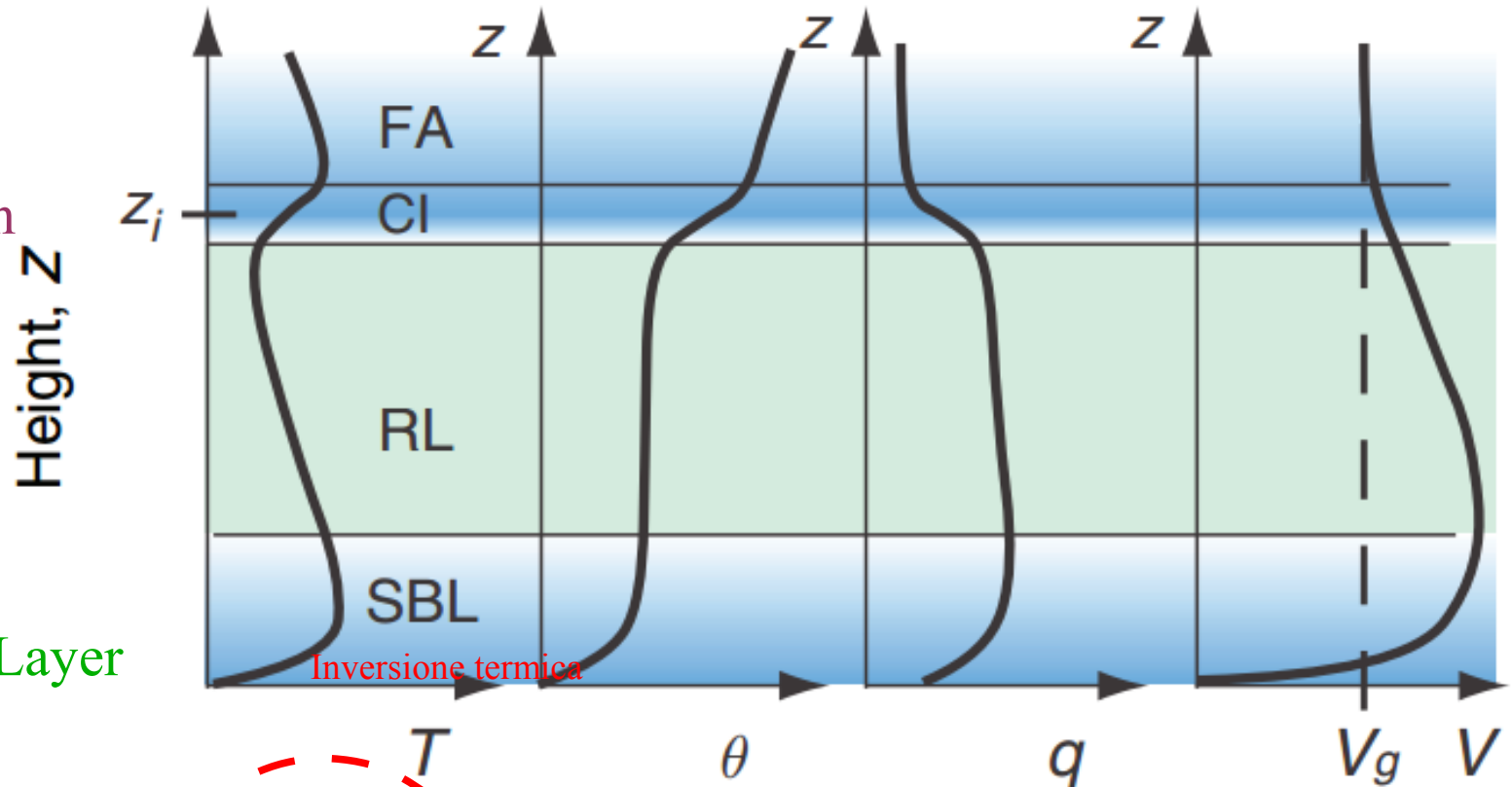
Profili verticali tipici durante una notte serena e con calma di vento

Free Atmosphere

Capping Inversion

Residual Layer

Stable Boundary Layer



(b) NIGHT

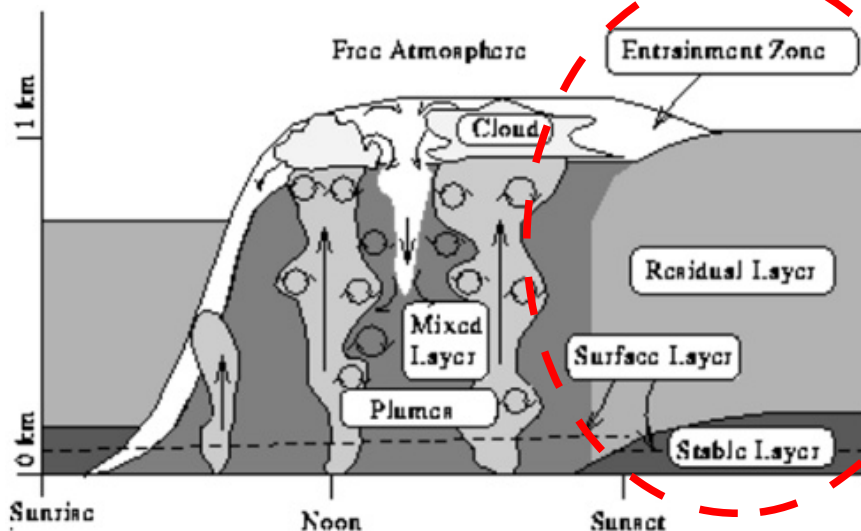


Fig. 9.16 Sketch of typical vertical profiles of temperature (T), potential temperature (θ), specific humidity (q), and wind speed (V) in the bottom of the troposphere. FA, free atmosphere; EZ, entrainment zone; ML, mixed layer; SL, surface layer; CI, capping inversion; RL, residual layer; SBL, stable boundary layer; z_i , height of the capping inversion, which equals top of the boundary layer (BL); V_g , geostrophic wind speed. [Adapted

Caratteristiche dello fondamentali dell'ABL Stabile notturno

Nello Strato Limite Stabile notturno le caratteristiche essenziali sono:

- profilo termico verticale invertito, molto stabile, nei pressi della superficie (Stable Layer);
- profilo termico neutro sopra lo Stable Layer, nel Residual Layer;
- inversione termica più o meno marcata nella zona della Capping Inversion;
- inibizione degli scambi di proprietà tra Residual Layer e Free Atmosphere nella Capping Inversion;
- profilo crescente dell'intensità del vento nello Stable Layer, decrescente nel Residual Layer;
- umidità relativa crescente nello Stable Layer e decrescente nel Residual Layer

Gli attori fondamentali che determinano lo stato del ABL

Gli attori principali nello Strato Limite Atmosferico sono:

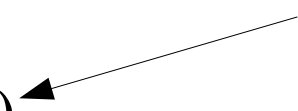
- la gravità,
- la forzante termica superficiale,
- la turbolenza.

1) La gravità richiama le masse d'aria verso la superficie terrestre.

2) La temperatura della superficie fornisce all'aria nel Surface Layer le condizioni termodinamiche per il galleggiamento o la stratificazione.

3) La turbolenza opera per ridurre:

- l'instabilità dell'aria,
- i gradienti nel campo del vento (wind shear).

$$\frac{\partial V}{\partial z}$$


con lo scopo di minimizzare gli effetti dei forzanti esterni agenti sul fluido atmosferico.

Meccanismi di formazione della turbolenza nello Strato Limite Atmosferico

Nel ABL solitamente si distinguono tre meccanismi di generazione della turbolenza:

- **da shear** detta anche **forced convection**;
- **da instabilità** detta anche **free convection**, che è sia in salita, updraft, che in discesa, down draft;
- **inerziale**, cioè dovuta allo shear prodotto dai vortici maggiori che producono altri vortici più piccoli in una cascata dimensionale ed energetica. *Quest'ultimo caso si riconduce a quello dello shear.*

Ovvero ci si può ridurre a solo due classi distinte per:

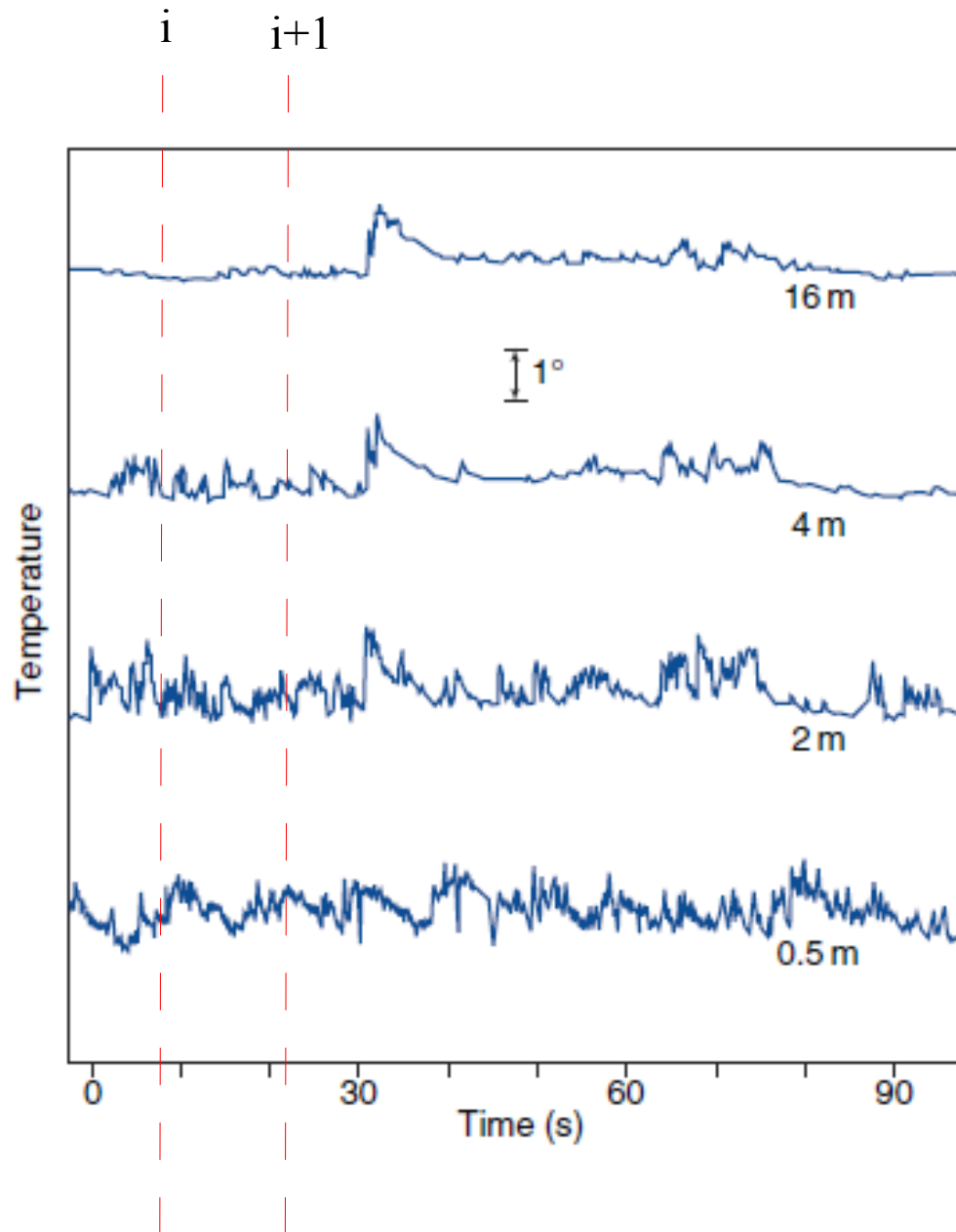
- 📦 turbolenza per instabilità (buoyancy);
- 📦 per gradiente del vento (wind shear).

Alcune peculiarità della turbolenza nello Strato Limite Atmosferico

- Rispetto agli esperimenti di laboratorio, le gallerie del vento o apparati simili, la turbolenza del ABL interagisce con i flussi atmosferici sinottici, che sono determinati dai gradienti di pressione e dalla forza di Coriolis.
- La turbolenza può essere considerata come una sovrapposizione di moti a scale diverse, detti vortici in virtù dell'aspetto rotante del fluido rispetto ad un osservatore fisso.
- L'energia cinetica dei vortici si distribuisce verso vortici più piccoli secondo una cascata energetica, ma ci sono anche forme organizzate che resistono, come le celle convettive
- Alla fine c'è la dissipazione dell'energia nei moti molecolari

Grazie alla turbolenza, il trasporto di proprietà dalla superficie del pianeta all'aria immediatamente sovrastante è molto rapido ed efficiente dell'ordine dei minuti

L'approccio statistico alla descrizione della turbolenza



$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i \quad u'_i = u_i - \bar{u}$$

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [u_i - \bar{u}]^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [u'_i]^2 = \overline{[u']^2}$$

$$\frac{TKE}{m} = \frac{1}{2} [\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}]$$

$$\frac{TKE}{m} = \frac{1}{2} [\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2]$$

$$\text{COV}(w, \theta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(w_i - \bar{w}) \cdot (\theta_i - \bar{\theta})]$$

$$= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(w'_i) \cdot (\theta'_i)] = \overline{w' \theta'}$$

Le scale alle quali agisce la turbolenza nello Strato Limite Atmosferico

scale		minuti		ore		giorni		settimane		mesi		anni		km
Macro	α									onde planetarie		riscaldamento globale, EL Nino/La Nina		>10000
	β							cicloni extra-tropicali, onde barocline					2000	
Meso	α					frontogenesi		cicloni tropicali, fronti					200	
	β				Linee di groppo, supercelle, temporali								20	
	γ			downburst, grandinate									2	
Micro	α		convezione profonda, tornadoes,										0,2	
	β		dust devils, strato limite										0,02	
	γ	turbolenza											< 0,02	

Coriolis + ∇p

Convezione

Avvezione e turbolenza

La parametrizzazione dei processi di boundary layer nei modelli meteorologici e climatici

I processi fisici che avvengono nel ABL e soprattutto nel Surface layer e nel Roughness Layer hanno scale tipiche che sono inferiori a quelle della risoluzione spaziale dei modelli numerici

I processi fisici che avvengono nel ABL sono descritti attraverso delle funzioni delle variabili primarie che il modello integra.

Le informazioni sono successivamente passate alla cella di integrazione il cui stato viene modificato per integrare anche il contributo dei processi parametrizzati

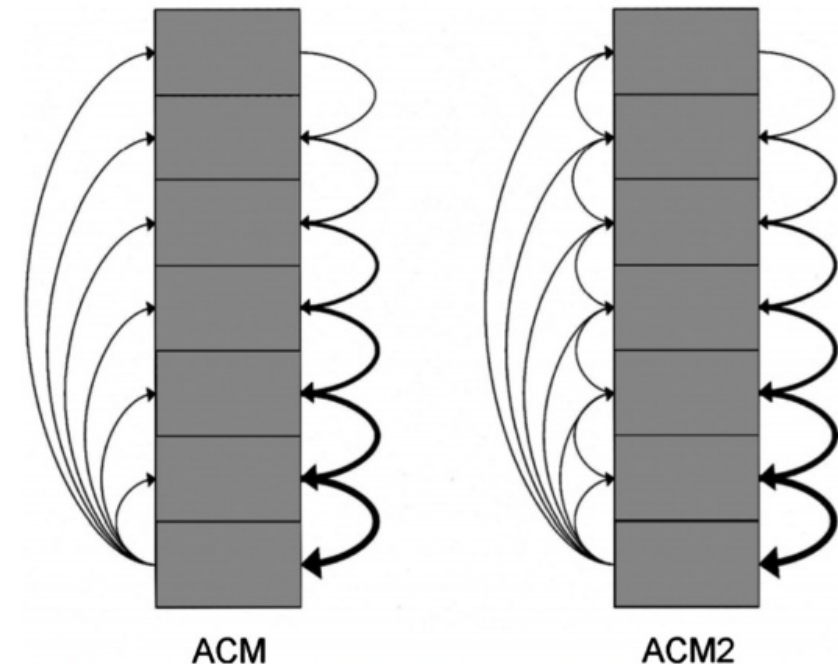
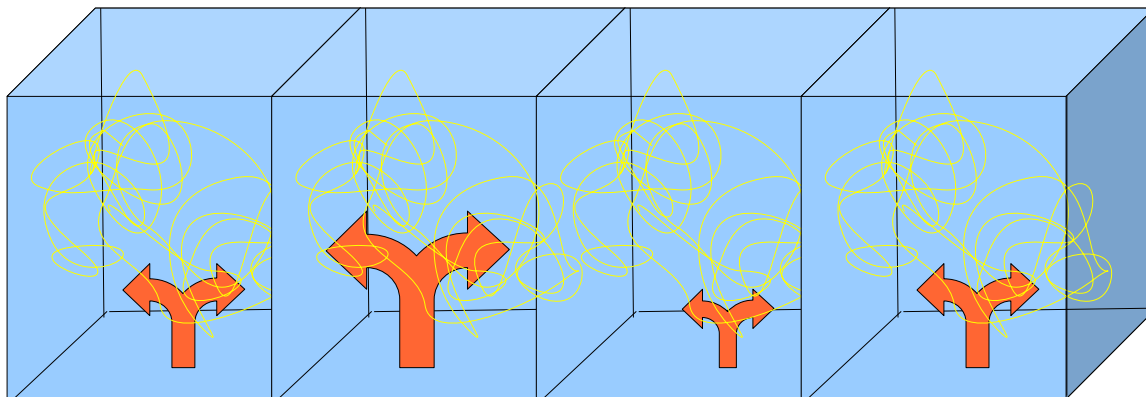


FIG. 2. Depiction of the mechanics of the ACM and ACM2 schemes regarding PBL interactions [from Pleim (2007a)]. Arrows depict exchanges of atmospheric quantities between various layers within the simulated PBL.

Diversi schemi di parametrizzazione del ABL nei modelli numerici alla macro e mesoscala

PBL scheme name, type, and reference	Description	Advantage(s)	Disadvantage(s)
MRF, nonlocal, Hong and Pan (1996)	First-order closure; follows Troen and Mahrt (1986) concept of incorporating a countergradient correction term into downgradient diffusion expressed solely by local mixing	Compared to local PBL schemes, MRF more accurately simulates the deeper mixing within an unstable PBL where larger eddies entrain higher potential temperatures above the PBL into the PBL (e.g., Stull 1993; Wyngaard and Brost 1984)	Depicts too deep of a PBL, especially in strong-wind regimes at night (Mass et al. 2002); too deep of mixing results in overerosion of convective initiation (Bright and Mullen 2002)
YSU, nonlocal, Hong et al. (2006)	First-order closure; similar to MRF, except YSU represents entrainment at the top of the PBL explicitly	More accurately simulates deeper vertical mixing in buoyancy-driven PBLs with shallower mixing in strong-wind regimes compared to MRF (Hong et al. 2006)	Has still been found to overdeepen the PBL for springtime deep convective environments, resulting in too much dry air near the surface and underestimation of MLCAPE related to environments of deep convection (Coniglio et al. 2013)
MYJ, local, Janjić (1990, 1994)	A 1.5-order closure scheme with an equation for prognosis of TKE	Improves upon Mellor-Yamada 1.5-order local scheme (Mellor and Yamada 1974, 1982) without particularly large computational expense	Undermixes PBL for locations up-stream of spring convection (e.g., Coniglio et al. 2013)
QNSE, local, Sukoriansky et al. (2005)	Similar to MYJ, QNSE invokes 1.5-order local closure and is intended to account for wave phenomena within stable boundary layers	Provides realistic depiction of potential temperature profiles, PBL height, and kinematic profiles based on observational data and corresponding large eddy simulations (Kosović and Curry 2000) for its designed environment (stable conditions)	As with the MYJ scheme, in the case of the less-stable PBL, QNSE depicts too cool, moist, and shallow of a PBL for simulations of springtime convective environments
MYNN, local, Nakanishi and Niino (2004, 2006)	Both 1.5- (MYNN2) and second-order (MYNN3) closure schemes; compared to the Mellor-Yamada PBL scheme (Mellor and Yamada 1974, 1982), expressions of stability and mixing length are based on the results of large eddy simulations rather than on observations, while the expressions of mixing length are more applicable to a variety of static stability regimes	MYNN2 involves less computational expense than MYNN3; MYNN3 more accurately portrays deeper mixed layers compared to the Mellor-Yamada PBL scheme (Mellor and Yamada 1974, 1982); MYNN3 reasonably depicts statically stable boundary layer simulations supporting radiation fog development (Nakanishi and Niino 2006); MYNN2 improves the PBL depiction over nonlocal PBL schemes for springtime PBLs that support deep convection (Coniglio et al. 2013)	As with the MYJ, the local formulations of the MYNN2 and MYNN3 still may not fully account for deeper vertical mixing associated with larger eddies and associated countergradient flux correction terms
BouLac, local, Bougeault and Lacarrère (1989)	A 1.5-order local closure including a prognostic equation for TKE; design is relevant for terrain-enhanced turbulence (e.g., wave phenomena) and its impact on the PBL	Found to better represent the PBL in regimes of higher static stability compared to nonlocal schemes in similar regimes (Shin and Hong 2011)	As with the MYNN entry above

PBL scheme name, type, and reference	Description	Advantage(s)	Disadvantage(s)
Grenier-Bretherton-McCaa (GBM), local, Grenier and Bretherton (2001)	A 1.5-order local closure to depict a PBL influenced by stratocumulus clouds; vertical variations in static stability profiles are driven by longwave radiation fluxes owing to the presence of these clouds; vertical fluxes of TKE are enhanced for better comparison to large eddy simulations	Reductions to the stratocumulus cloud deck owing to vertical mixing are found to be well handled for vertical grid spacing at or smaller than 15 mb; this could be relevant for depicting the impact of stratocumulus clouds on buoyancy preceding potentially severe convection	As with the MYNN and BouLac entries above
University of Washington moist turbulence (UWMT), local, Bretherton and Park (2009)	A 1.5-order local closure; attempts to improve upon the GBM; changes from the GBM include accounting for relatively longer time steps relevant for climate models, diagnosing rather than forecasting TKE, and focusing computations over a number of layers determined by the vertically varying stability of the thermodynamic profile	Provides more accurate depiction of a nighttime stable boundary layer; sub-stratocumulus layers that are too moist relative to results from large eddy simulations based on the Holtslag and Boville (1993) non-local PBL scheme are less moist and well mixed using the UW scheme	As with the MYNN, BouLac, and GBM entries above
ACM2, hybrid local-nonlocal, Pleim (2007a)	First-order closure; representation of upward fluxes within the PBL as interactions between the surface layer and each and every layer above (with local eddy diffusion also included), while downward fluxes extend from each layer to each immediately underlying layer (Fig. 2); this represents convective plumes arising from the diurnally heated surface layer, whereas downward fluxes are more gradual	Pleim (2007a) indicates that the profile of potential temperature and velocity through the PBL are depicted with greater accuracy when both local and nonlocal viewpoints are considered regarding vertical mixing (ACM2); Pleim (2007b) further validates the use of the ACM2 scheme owing to its support of PBL heights similar to those based on afternoon wind profiler data from radar	Coniglio et al. (2013) reveal evening soundings supporting deep convection with too-deep PBLs represented by the ACM2 scheme
TEMF, hybrid local-nonlocal, Angevine et al. (2010)	A 1.5-order closure; nonlocal component represented by updrafts owing to upward heat fluxes from the surface that provide mass fluxes through the PBL (countergradient correction) (Angevine 2005); local component activated under statically stable conditions using the total turbulent energy concept that eliminates buoyant destruction of TKE in high static stability (Mauritsen et al. 2007)	Compares favorably with large eddy simulation results for observations from the 2006 Texas Air Quality and Gulf of Mexico Atmospheric Composition and Climate Study (TexAQS II/GoMACCS) around Houston, Texas (Angevine et al. 2010); yields PBL profiles more accurately depicting scenarios supporting shallow cumulus clouds than other schemes (Angevine et al. 2010)	Indicates greater drying beneath stratocumulus clouds and higher moisture content within the lower cloud layer compared to results from the large eddy simulations, indicating too much moisture flux across the lower cloud boundary in the TEMF scheme (Angevine et al. 2010)

Risultati dell'applicazione di diversi schemi di parametrizzazione del ABL

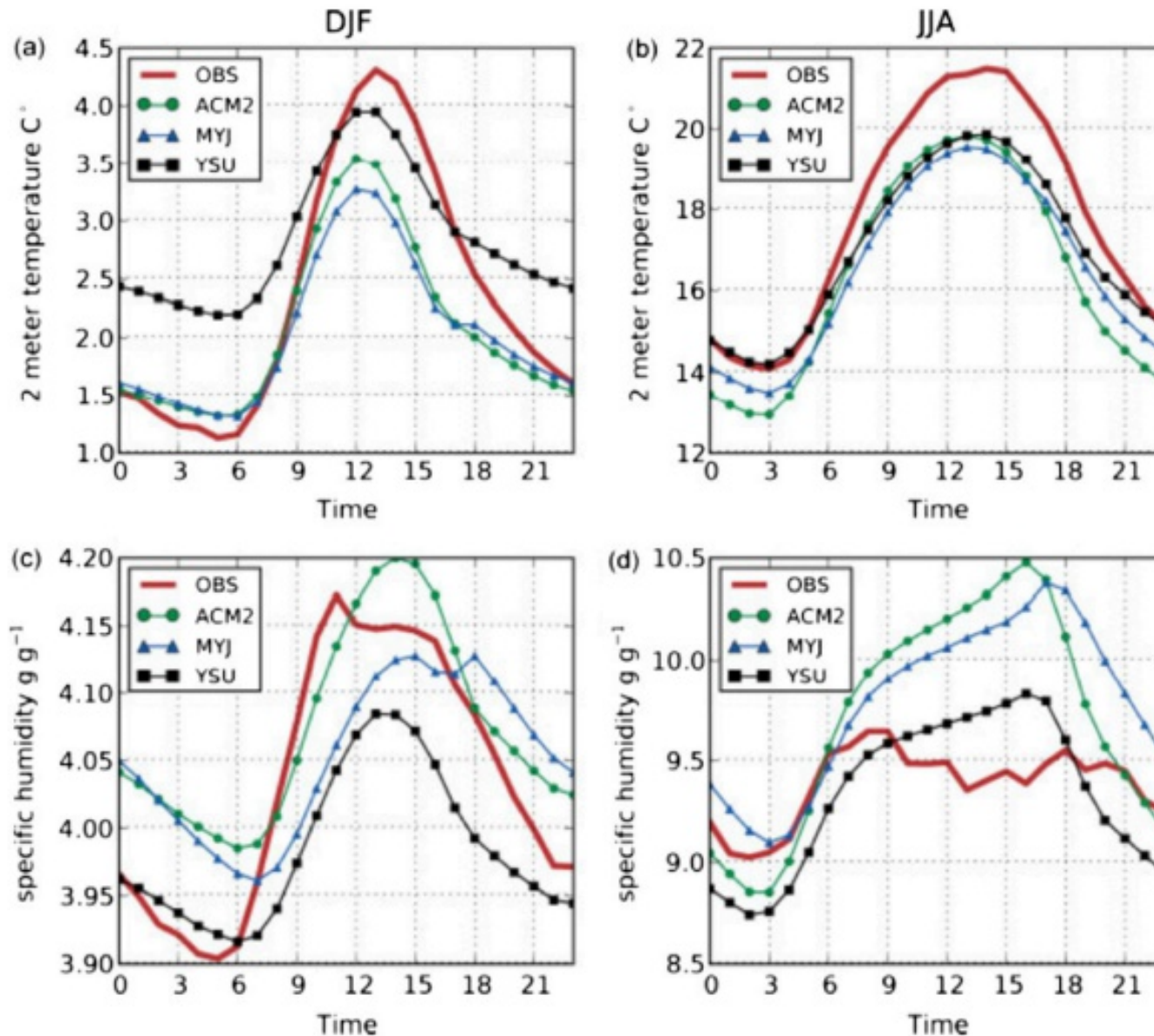


FIG. 3. Comparisons of WRF PBL schemes with European synoptic observations for temperatures during the (a) winter and (b) summer and for specific humidity during the (c) winter and (d) summer [from García-Díez et al. (2013)].

Evoluzione giornaliera dello strato Limite Atmosferico con evidenza sui transienti

ABL Diurnal Evolution

