

Modelado de la Calidad del Aire

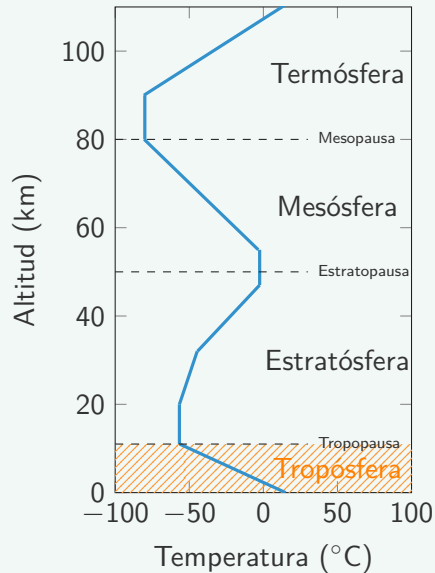
Nociones de Meteorología de la Capa Límite

Ramiro A. Espada
espada@agro.uba.ar

Consultora Oeste

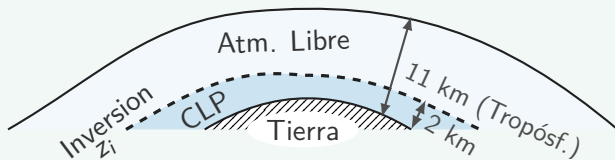
September 1, 2024

Estructura de la atmósfera



Capa límite Planetaria

Los fenómenos vinculados al transporte de contaminantes tiene lugar en la **capa límite planetaria** (CLP)



- ▶ Abarca los primeros 1-4km de la tropósfera.
- ▶ Rápida respuesta a influencia de la superficie (calentamiento y fricción).
- ▶ Límitada verticalmente por la superficie y la capa de inversión que se forma en contacto con la atmósfera libre.
- ▶ Turbulenta, y por lo tanto bien mezclada.

Estabilidad

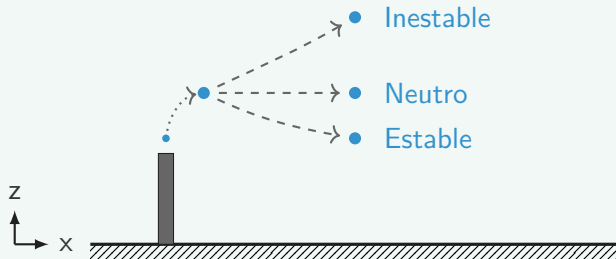
Estabilidad

Concepto de estabilidad

Respuesta de un sistema a perturbaciones:



Aplicado al transporte de contaminantes:



Estabilidad

Gradiente adiabático seco

Definimos al **gradiente adiabático seco** como la tasa a la que cambia la temperatura de un volumen de aire en respuesta a la compresión/expansión asociada a un cambio de altura, bajo el supuesto de que ocurre de forma adiabática.

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz}$$

Se puede demostrar que: ¹

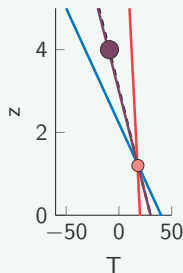
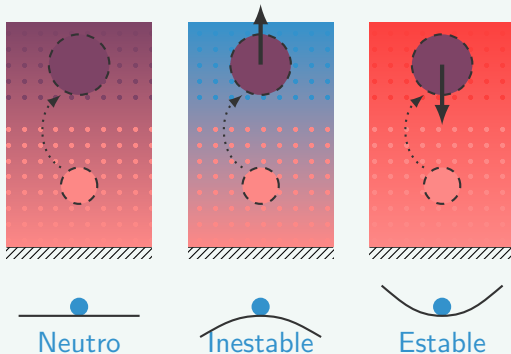
$$\Gamma = \frac{g}{C_p} \approx 9.75^\circ K/km$$

¹Utilizando $dQ = 0 = dU + dW = mC_p dT - dpV$ y $dp = \rho g dz$. Donde: $g \approx -9.81 m s^{-2}$ y $C_p \approx 1003.5 J(kg K)^{-1}$

Estabilidad

Respuesta a perturbaciones verticales

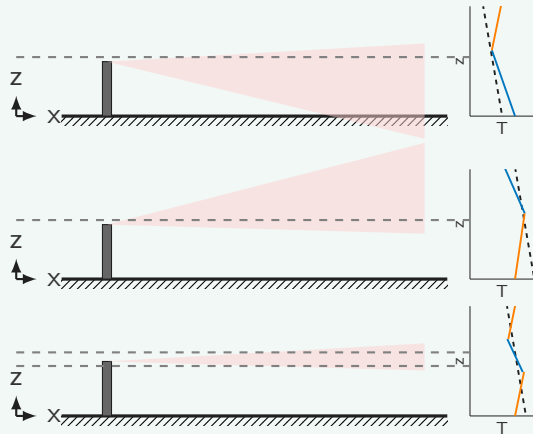
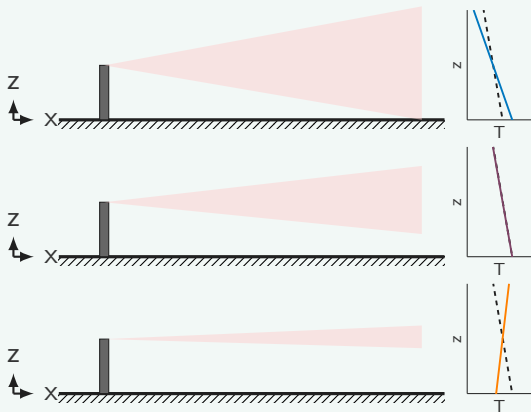
Dependiendo del perfil de temperaturas, al perturbar verticalmente una parcela de aire, pueden ocurrir las siguientes situaciones:



RECORDAR: Si una parcela de aire está a mayor temperatura que su entorno entonces asciende.

Estabilidad

Efecto en el transporte de contaminantes



Estabilidad

Temperatura potencial

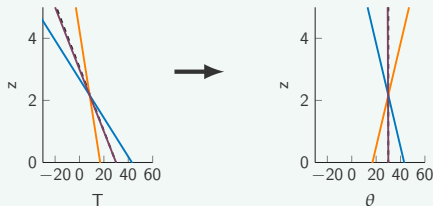
La **temperatura potencial** (θ) es la temperatura que tendría una parcela de aire seca si fuese llevada a $p_0 = 1000\text{hPa}$ de forma adiabática.

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/(c_p M)}$$

Expresado en relación a la altura:

$$\theta = T - z \Gamma$$

Es más fácil distinguir estabilidad gráficamente si usamos θ :



Estabilidad

Indicadores de estabilidad

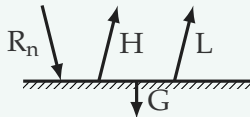
Llamemos Λ al **gradiente de temperatura real**, podemos determinar la estabilidad atmosférica según:

$$\Lambda \begin{cases} < \Gamma & \text{(estable/sub-adiabático)} \\ = \Gamma & \text{(neutral)} \\ > \Gamma & \text{(inestable/super-adiabático)} \end{cases}$$

Balance de energía superficie-atmósfera

Balance de energía

Cálculo de calor sensible³



$$R_n = H + L + G$$

Considerando:²

$$G \approx 0.1 R_n \quad B_0 = \frac{H}{L}$$

El calor sensible (H) se puede calcular como:

$$H = \frac{0.9 R_n}{1 + 1/B_0} \quad \begin{cases} H > 0 & \text{Flujo atmosfera a superifce (ESTABLE)} \\ H = 0 & \text{No hay flujo neto (NEUTRO)} \\ H < 0 & \text{Flujo superficie a atmosfera (INESTABLE)} \end{cases}$$

² B_0 : Relación de Bowen, depende de la humedad disponible en el tipo de cobertura.

³ R_n : radiación neta. H : flujo de calor sensible. L : flujo de calor latente. G : flujo de calor al suelo.

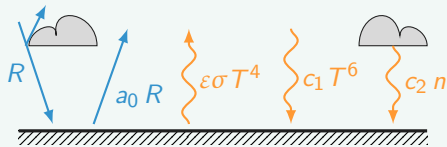
Los signos del balance están planteado a favor de la atmósfera.

Balance Radiativo

Radiación Neta

Separamos lo que es onda larga ó infraroja (IR) de onda corta ó visible (V): ⁴

$$R_n = \underbrace{R}_{V\downarrow} - \underbrace{a_o R}_{V\uparrow} - \underbrace{\varepsilon \sigma_{SB} T_s^4}_{IR\uparrow} + \underbrace{c_1 T_a^6 + c_2 n}_{IR\downarrow}$$



donde R es la radiación incidente:⁵

$$R = S_o \tau_s \sin \alpha_s$$

⁴ a_o : albedo. σ_{SB} : cte. Stephan-Boltzman. n : fracción nubosa. c_1 y c_2 : constantes empíricas.

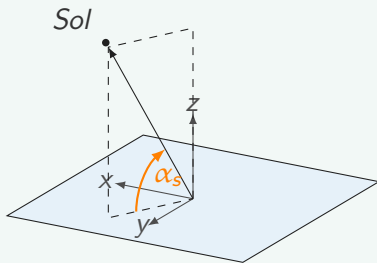
⁵ $S_o \approx 1366 \pm 7 W/m^2$: cte. Solar. τ : transmisividad de la atmós, depende del recorrido de los rayos (i.e la latitud) y de la nubosidad.

Balance Radiativo

Angulo solar (α_s)

Es el ángulo que forma el sol con respecto al horizonte, y se calcula: ⁶

$$\sin \alpha_s = \sin \Phi \sin \delta_s + \cos \Phi \cos \delta_s \cos h$$

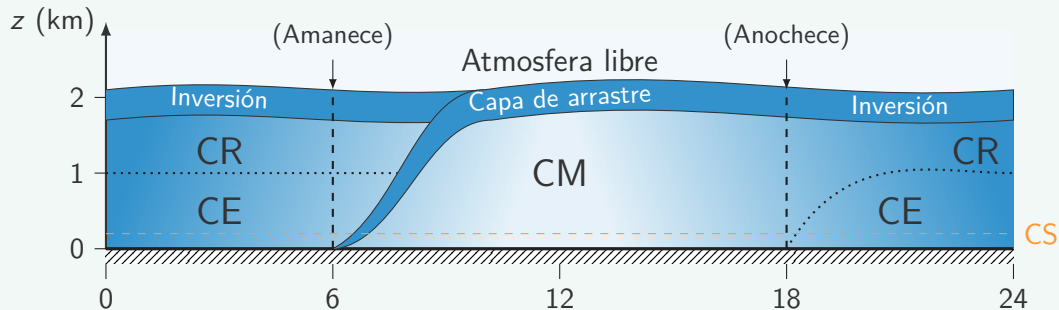


⁶ Φ : latitud, δ_s : declinación solar, h : ángulo horario. $h = 2\pi t/24 + \lambda$, donde λ : longitud, y t es la hora global (UTC) del día. $\delta_s = \varphi_t \cos 2\pi(d - d_r)/365$, donde φ : es el ángulo del eje terrestre (23.44).

Ciclo Diruno de la CLP

Ciclo diario de la CLP

Evolución en el día de la capa límite:⁷



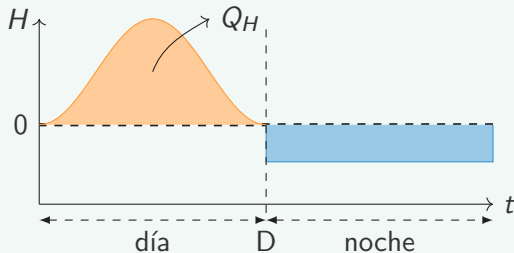
⁷donde: CM: Capa de mezcla (Inestable), CE: Capa estable, CR: Capa Residual y CS: Capa de Superficie.

Temperatura

Temperatura

Ciclo diario del Flujo de calor sensible

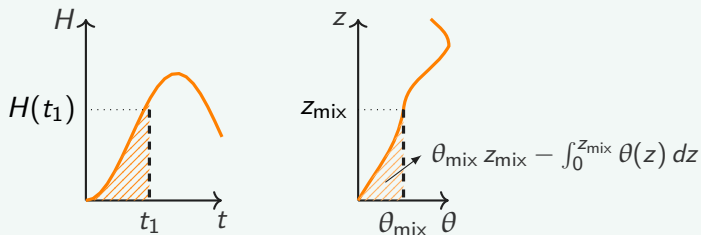
La inversión sobre la CLP actúa como una tapa que atrapa el calor generado en la superficie, modificando la temperatura del perfil. La integral en el tiempo del flujo de calor sensible (H), nos da el calor total (Q_H) acumulado en la capa límite.



Para capas estables θ decrece aproximadamente exponencial con la alturas, mientras que en capas de mezcladas θ puede considerarse constante en todo el perfil.

Temperatura potencial y altura de capa de mezcla

Podemos estimar la temperatura potencial en la capa de mezcla considerando el sondeo de temperatura potencial de la mañana y el calor sensible acumulado durante el día.



También hay transferencia de calor desde arriba de la capa límite ($\approx 40\%$ del calor sensible de la superficie):

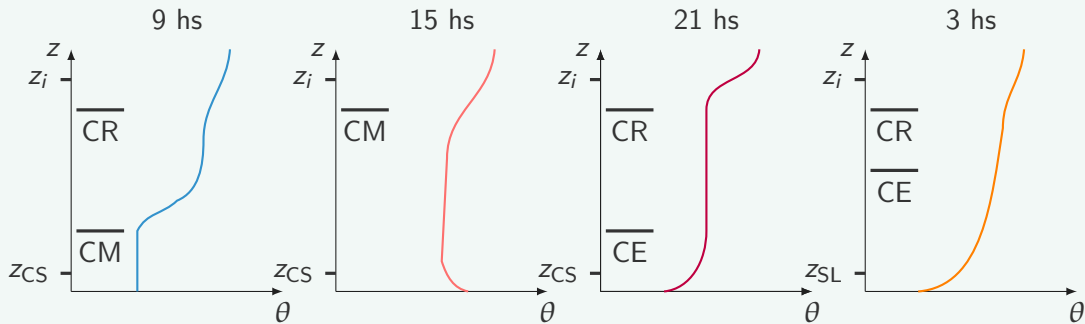
$$1.4 \int_{t_{\text{amanecer}}}^t H(t) dt = c_p \rho \left[\int_z^{z_{mix.}} \theta(z_{mix}) - \theta(z) dz \right]$$

Esta metodología también nos permite conocer la altura de capa de mezcla z_i .

Ciclo diurno de la CLP

Perfiles de temperatura potencial

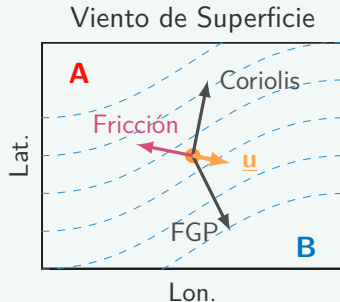
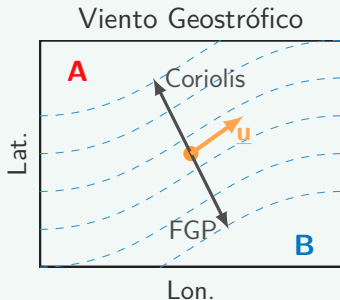
Evolución típica de perfil de temperatura potencial en la CLP:



Velocidad del Viento

Viento de Superficie

Por encima de la CLP tenemos viento geostrófico:⁸

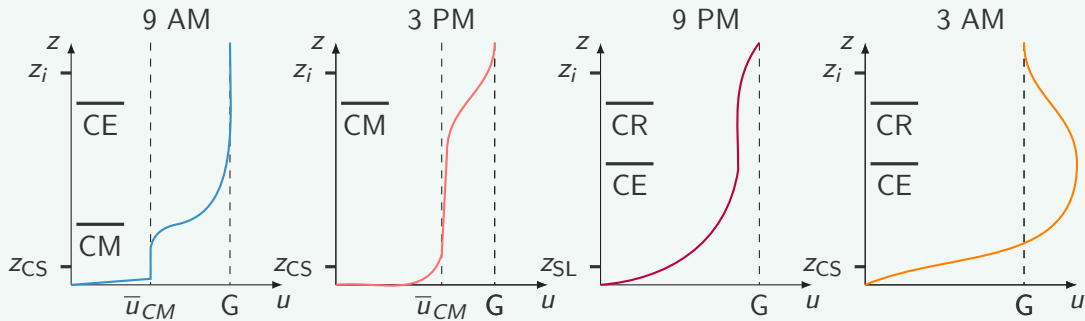


En la CLP las fuerzas de fricción y la turbulencia hacen que el viento sea más lento (*subgeostrófico*) y se lo suele llamar **viento de superficie**

⁸ $F_{GP} = -\nabla p / \rho$ & $F_{Coriolis} = -2(\Omega \times \underline{v})$

Ciclo diario de la CLP

Perfiles de velocidad del viento

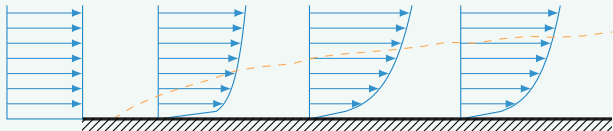


Flujo en capa límite

Fuerzas de corte y viscosidad

Cuando un fluido se encuentra con una superficie rugosa el perfil de vientos se ve alterado.

Las capas en contacto con la superficie sufren una esfuerzo de corte en contra del flujo que las frena, y la **viscosidad** es responsable de transmitir ese esfuerzo a las capas superiores.



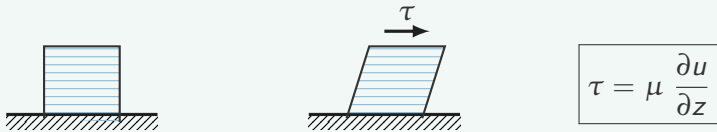
Salvo en los primeros centímetros de la superficie, los esfuerzos turbulentos (ó *esfuerzos de Reynolds*) son mucho más importantes que los viscosos.

El gradiente vertical de velocidades que se produce a su vez genera **turbulencia**.

Medida de la fuerza de corte

Velocidad de Fricción

Al aplicar un esfuerzo de corte (τ) sobre un volumen de fluido, el perfil vertical de velocidades du/dz de este se ve alterado:



En la capa límite solemos usar u_* en lugar de τ para medir la intensidad de esfuerzos de corte, y se define como:

$$u_* = \sqrt{\left| \frac{\tau}{\rho} \right|}$$

Es un parámetro importante para construir los perfiles de viento en la capa de superficie.