



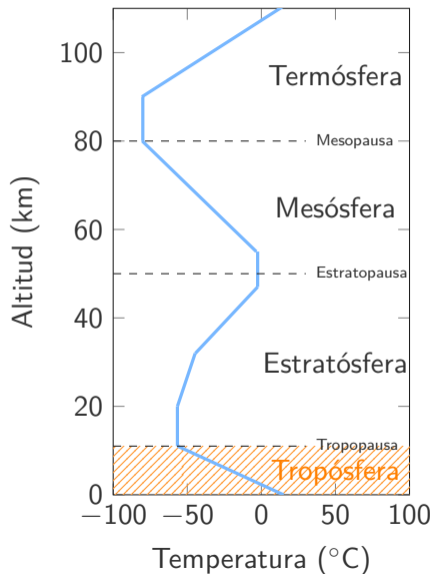
Modelado de la Calidad del Aire

Nociones de Meteorología de la Capa Límite

FAUBA

14 de junio de 2023

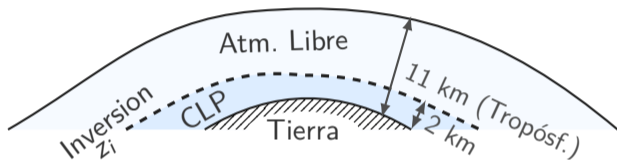
Estructura de la atmósfera



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).
- ▶ Limitada 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

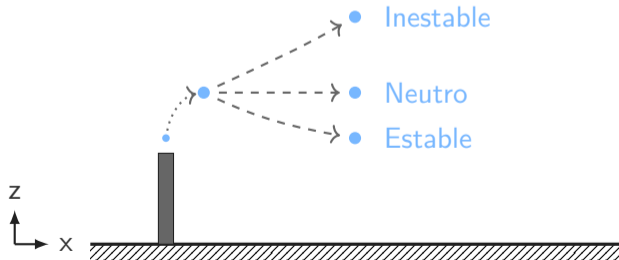


Concepto de estabilidad

Respuesta de un sistema a perturbaciones:



Aplicado al transporte de contaminantes:





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

$$\Gamma = \frac{g}{C_p} \approx 9,75^\circ K/km$$

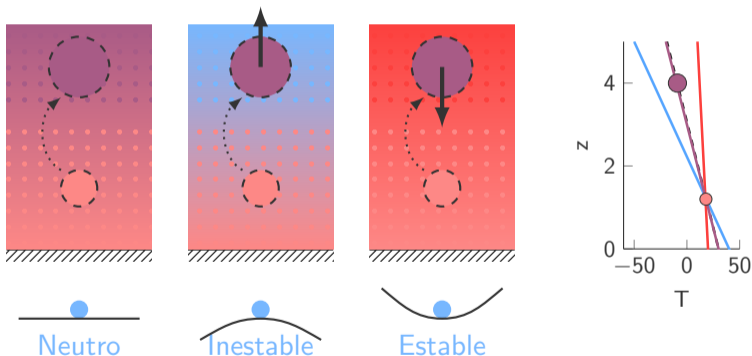
¹Utilizando $dQ = 0 = dU + dW = mC_p dT - dpV$ y $dp = \rho g dz$. Donde: $g \approx -9,81 m s^{-2}$ y $C_p \approx 1003,5 J(kg K)^{-1}$

Estabilidad



Respuesta a perturbaciones verticales

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

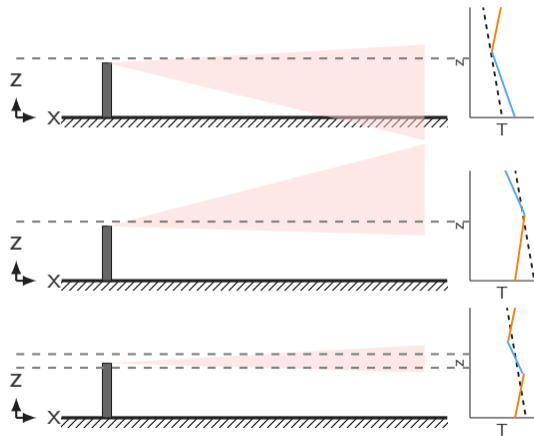
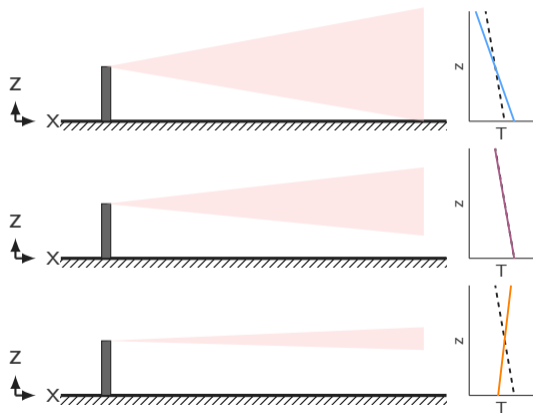


RECORDAR: Si una parcela de aire está a mayor temperatura que su entorno entonces asciende.

Estabilidad



Efecto en el transporte de contaminantes





Temperatura potencial

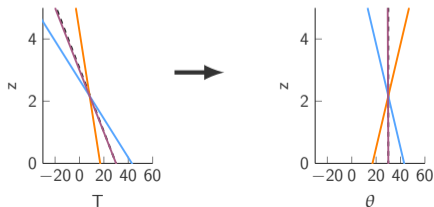
La **temperatura potencial** (θ) es la temperatura que tendría una parcela de aire seca si fuese llevada a $p_0 = 1000\text{hPa}$ de forma adiabática.

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

Expresado en relación a la altura:

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

Es más fácil distinguir estabilidad gráficamente si usamos θ :





Indicadores de estabilidad

Llamemos Λ al [gradiente de temperatura real](#), podemos determinar la estabilidad atmosférica según:

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

También se puede determinar la estabilidad en base a la [temperatura potencial](#):

$$\frac{d\theta}{dz} \begin{cases} < 0 & \text{(inestable)} \\ = 0 & \text{(neutral)} \\ > 0 & \text{(estable)} \end{cases}$$

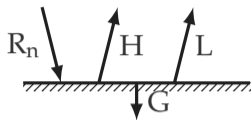


Balance de energía superficie-atmósfera

Balance de energía



Cálculo de calor sensible³



$$R_n = H + L + G$$

Considerando:²

$$G \approx 0,1R_n \quad B_0 = \frac{H}{L}$$

El calor sensible (H) se puede calcular como:

$$H = \frac{0,9 R_n}{1 + 1/B_0} \quad \begin{cases} H > 0 & \text{Flujo atmosfera a superficie (ESTABLE)} \\ H = 0 & \text{No hay flujo neto (NEUTRO)} \\ H < 0 & \text{Flujo superficie a atmosfera (INESTABLE)} \end{cases}$$

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.

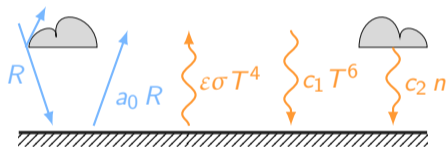
Balance Radiativo



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 atmos, depende del recorrido de los rayos (i.e la latitud) y de la nubosidad.

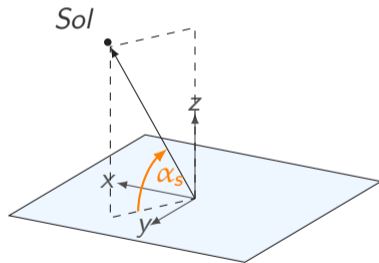
Balance Radiativo



Angulo solar (α_s)

Es el ángulo que forma 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 angulo del eje terrestre (23.44).

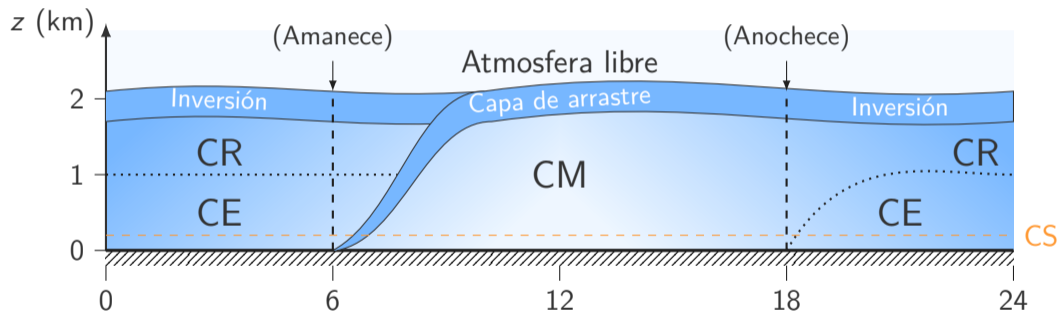


Ciclo Diruno de la CLP

Ciclo diario de la CLP



Evolución en el día de la capa límite:⁷



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



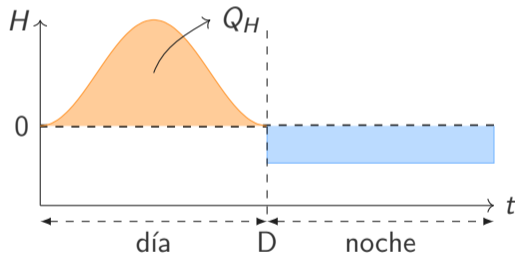
Temperatura

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.

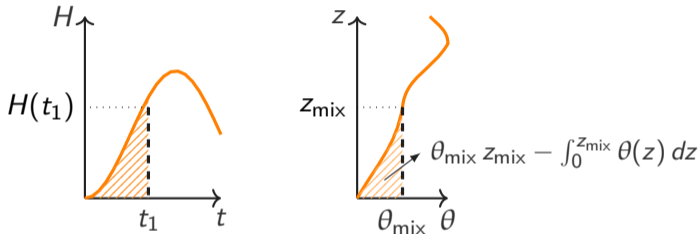


Para capas estables θ decrece aproximadamente exponencial con la alturas, mientras que en capas de mezcladas θ puede considerarse constante en todo el perfil.

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):

$$1,4 \int_{t_{amanecer}}^t H(t) dt = c_p \rho \left[\int_z^{z_{mix}} \theta(z_{mix}) - \theta(z) dz \right]$$

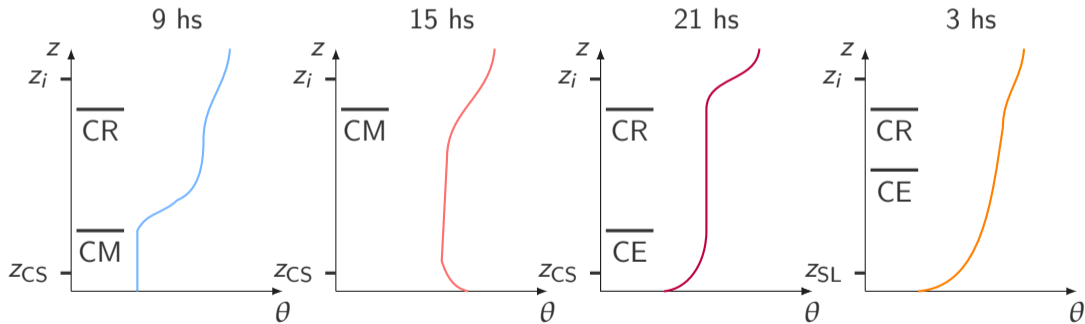
Esta metodología también nos permite conocer la altura de capa de mezcla z_i .

Ciclo diario de la CLP



Perfiles de temperatura potencial

Evolución típica de perfil de temperatura potencial en la CLP:



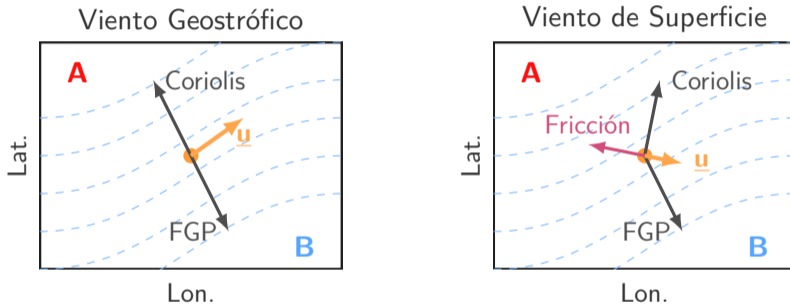


Velocidad del Viento

Viento de Superficie



Por encima de la CLP tenemos viento geostrófico:⁸



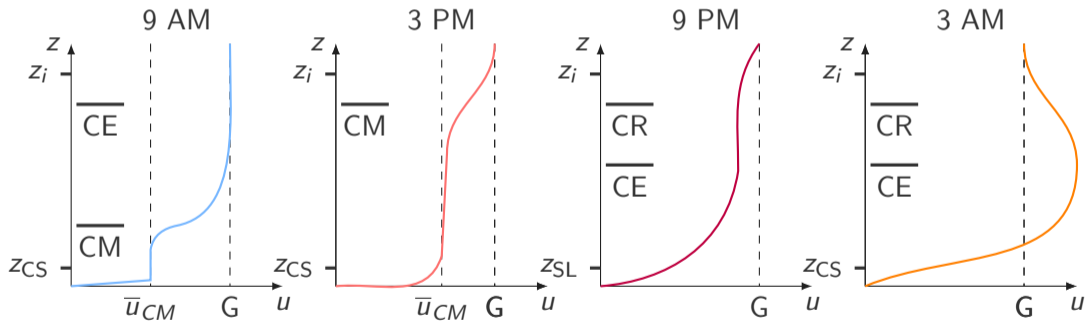
En la CLP las fuerzas de fricción y la turbulencia hacen que el viento sea más lento (*subgeostrófico*) y se lo suele llamar **viento de superficie**

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

Ciclo diario de la CLP



Perfiles de velocidad del viento



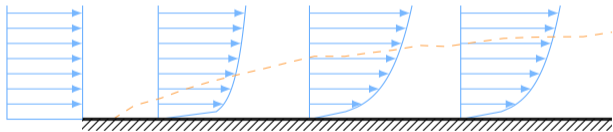
Flujo en capa límite



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 un 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:



$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial z}$$

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.

Perfil de vientos en capa de superficie



En condiciones **neutras**:

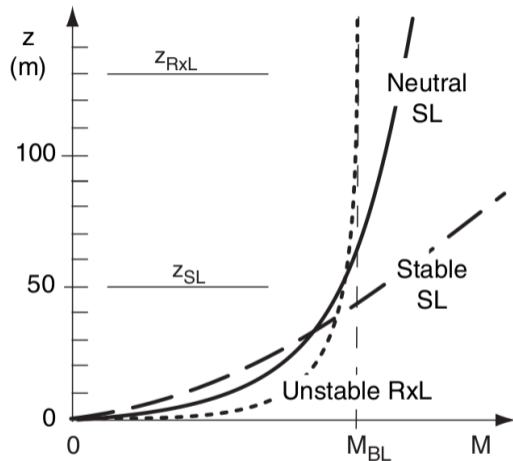
$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

En condiciones **estables**:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) + 6 \frac{z}{L}$$

En condiciones **inestables**:

$$u(z) \approx u_{BL} 2 \frac{z}{z_i} \left(\frac{w_*}{u_*} \right)^{3/4} e^{(1-z/L)/4}$$



9

⁹donde: u_* : velocidad de fricción. z_0 : coeficiente de rugosidad. L : longitud de Monin-Obukhov. w_* : Velocidad convectiva.

Longitud de Monin-Obukhov



Representa la altura (en metros) sobre la cual la producción mecánica de turbulenta es balanceada con la producción de empuje térmico.

$$L = \frac{-\rho c_p T_a u_*^3}{g \kappa H}$$

Está estrechamente vinculado a la estabilidad atmosférica:

- ▶ Estable: $L > 0$
- ▶ Inestable: $L < 0$
- ▶ Neutra $|L| > 1000$



Relacionado a la velocidad vertical de grandes térmicas (remolinos convectivos)

Depende de:

- ▶ Magnitud de la energía turbulenta convectiva
- ▶ Longitud de escala para los remolinos (i.e. altura de capa de mezcla: z_i)

$$w_* = \left(\frac{g z_i H}{c_p \rho \theta} \right)^{1/3}$$

Valores en el orden de 1-2 m/s

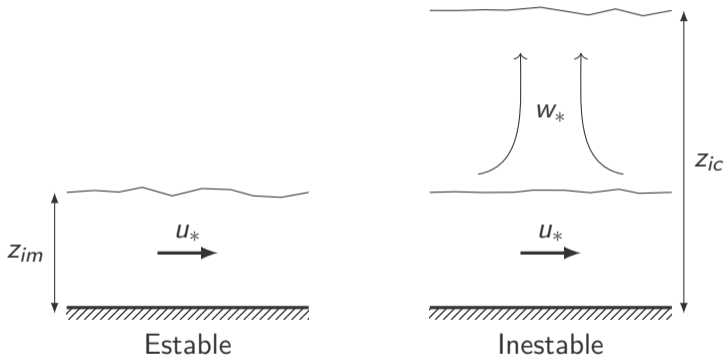


Altura de capa de mezcla

Altura de capa de mezcla



La altura de capa de mezcla está determinada por dos procesos, los esfuerzos de corte y la convección. Este último solo es importante en atmósferas inestables.



Decimos que hay convección **forzada** en el primer caso, y convección **libre** en el segundo.