Modelos numéricos de circulación atmosférica.

Marzo 2025

UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA URUGUAY

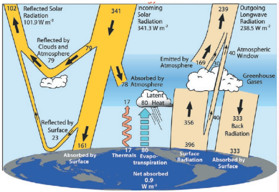
imfia FACULTAD DE INGENIERIA UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

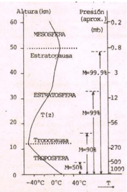
Contenido

imfia
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Energía cinética en la atmósfera

La potencia que el sol trasmite a la tierra es en media 341.3 W/m^2. Solo una pequeña porción se transforma en energía cinética.

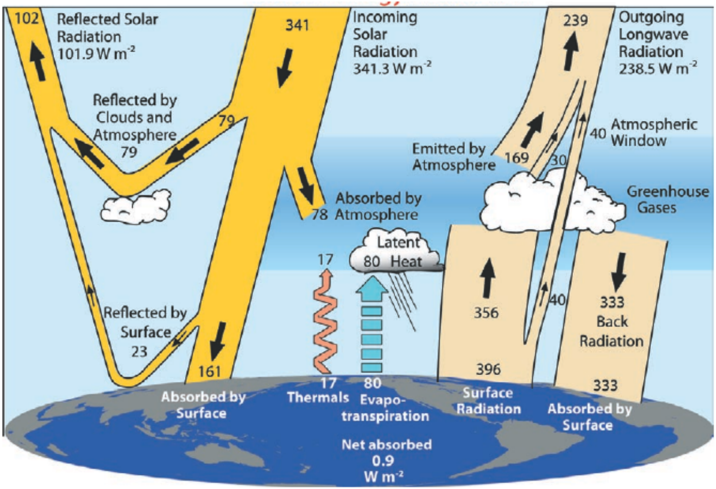





ISS013E78960

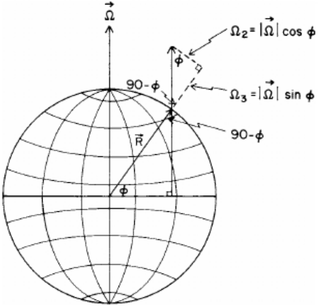
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

¿Como se desarrolla la circulación en la atmósfera.?



Referencial inercial y referencial relativo.

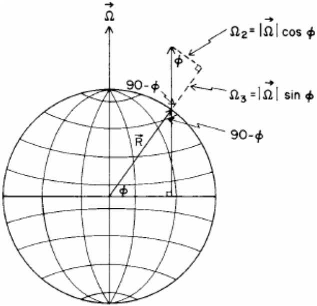
Nuestro sistema de coordenadas es solidario a la tierra la cual esta girando, por lo que debemos tener en cuenta que las aceleraciones asociadas a la rotación de la tierra se presentan como fuerzas de masa en dicho referencial relativo $\nabla T + \rho \overrightarrow{F} = \rho \frac{d\overrightarrow{V}}{dt}$. Veremos como introducir las aceleraciones como fuerzas de masa en función de $\vec{\Omega}$ (velocidad angular de la tierra).



Referencial inercial y referencial relativo.

(Pielke, 2013) La velocidad absoluta $\vec{V_{abs}}$, velocidad en el sistema de coordenadas solidario a la superficie terrestre $\vec{V}$, velocidad asociada al giro de la tierra $\vec{\Omega} \wedge \vec{R}$, $\vec{V}_{abs} = \vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}$

- aceleración en el referencial inercial $\vec{a} = \frac{d_{abs}\vec{V}_{abs}}{dt}$
- *abs* se refiere a que la derivada total con el tiempo en el referecial inercial $\frac{d_{abs}}{dt} = \frac{d}{dt} + \vec{\Omega}\wedge$
- $\vec{a} = (\frac{d}{dt} + \vec{\Omega}\wedge)\vec{V}_{abs} = \frac{d\vec{V}_{abs}}{dt} + \vec{\Omega} \wedge \vec{V}_{abs} = \frac{d}{dt}(\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R})$
- considerando $\vec{V} = d\vec{R}/dt$
- Se tiene : $\vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{R})$ (*)



$\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$ y (*) considerando Coriolis, despreciando el termino de la aceleración centrífuga

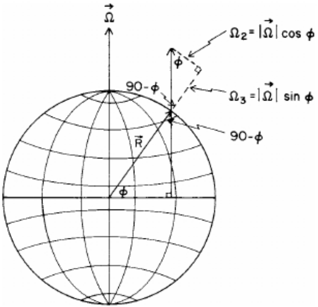
$\rightarrow \nabla T + \rho\vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$

IMFIA
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Referencial inercial y referencial relativo.

(Pielke, 2013) La velocidad absoluta $\vec{V_{abs}}$, velocidad en el sistema de coordenadas solidario a la superficie terrestre $\vec{V}$, velocidad asociada al giro de la tierra $\vec{\Omega} \wedge \vec{R}$, $\vec{V}_{abs} = \vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}$

- aceleración en el referencial inercial $\vec{a} = \frac{d_{abs}\vec{V}_{abs}}{dt}$
- *abs* se refiere a que la derivada total con el tiempo en el referecial inercial $\frac{d_{abs}}{dt} = \frac{d}{dt} + \vec{\Omega}\wedge$
- $\vec{a} = (\frac{d}{dt} + \vec{\Omega}\wedge)\vec{V}_{abs} = \frac{d\vec{V}_{abs}}{dt} + \vec{\Omega} \wedge \vec{V}_{abs} = \frac{d}{dt}(\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R})$
- considerando $\vec{V} = d\vec{R}/dt$
- Se tiene : $\vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{R})$ (*)



$\bigtriangledown T + \rho\vec{F} = \rho\frac{d\vec{V}}{dt}$ y (*) considerando Coriolis, despreciando el termino de la aceleración centrífuga

$\rightarrow \bigtriangledown T + \rho\vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho\frac{d\vec{V}}{dt}$

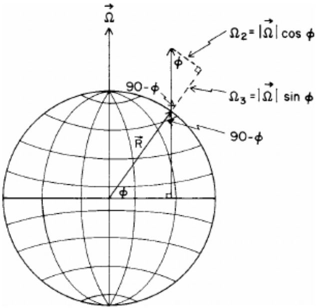
Viento Geostrófico.

$\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \dfrac{d\vec{V}}{dt}$

$\rightarrow \nabla T + \rho \vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \dfrac{d\vec{V}}{dt}$

Siendo el tensor de tensiones $T = T_V + T_T$; $T_V = -pI + 2\mu D$

- La fuerza de rozamiento esta asociada la interacción de la atmósfera con la superficie terrestre, esto es las tensiones rasantes son significativas en la región denominada Capa Límite Atmosférica (CLA).
- Se denomina **atmósfera libre** a la región de la atmósfera por encima de la CLA
- Cuando podemos despreciar el termino de aceleración (relativa esto el termino de aceleración que ve un observador parado en la superficie terrestre) con respecto al término de Coriolis, decimos que estamos en una escala sinóptica.
- En la escala sinóptica se tienen asociados vientos del tipo Geostróficos.



Viento Geostrófico $\rightarrow \nabla P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$

Viento Geostrófico.

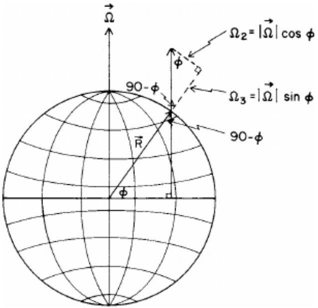
$\bigtriangledown T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$

$\rightarrow \bigtriangledown T + \rho \vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$

Siendo el tensor de tensiones $T = T_V + T_T$; $T_V = -pI + 2\mu D$

- La fuerza de rozamiento esta asociada la interacción de la atmósfera con la superficie terrestre, esto es las tensiones rasantes son significativas en la región denominada Capa Límite Atmosférica (CLA).
- Se denomina **atmósfera libre** a la región de la atmósfera por encima de la CLA
- Cuando podemos despreciar el termino de aceleración (relativa esto el termino de aceleración que ve un observador parado en la superficie terrestre) con respecto al término de Coriolis, decimos que estamos en una escala sinóptica.
- En la escala sinóptica se tienen asociados vientos del tipo Geostróficos.

Viento Geostrófico $\rightarrow \bigtriangledown P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$



Escala sinóptica vs Mesosescala.

$$|\rho \frac{d\overrightarrow{V}}{dt}| \ll |2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})|$$

Viento Geostrófico $\rightarrow \bigtriangledown P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$

$R_o = \frac{Fuerzas-de-aceleraciones-Relativa}{Fuerzas-de-Coriolis}$ Número de Rossby

$$R_o = \frac{U/T}{2fU}$$

$f = 2\Omega sen(Lat) = 2(2\pi/(24*3600))sen(33) = 7.9x10^{-5}1/s \simeq 10^{-4}1/s$

En sistemas de gran escala (escala sinóptica), las velocidades horizontales típicamente tienen valores de $U = 10m/s$, mientras que los cambios significativos de dicha velocidad se dan en un día ($T = 10^5$s) o más.

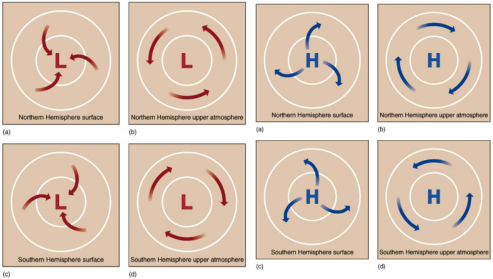
$$R_o \simeq 10^{-1}$$

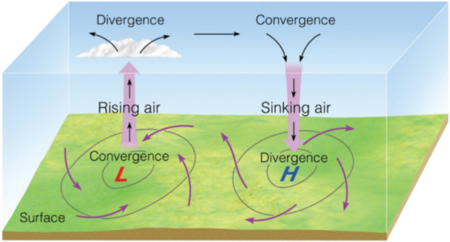
$R_o \ll 1 \longrightarrow$ Aceleración despreciable frente a Coriolis.

Viento Geostrófico, Ciclones, Escala sinóptica.

Ciclones

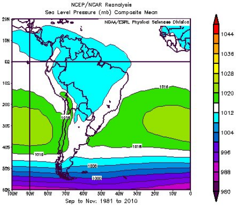
Anti Ciclones

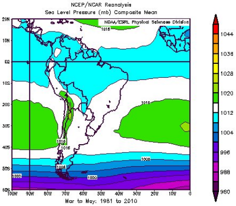


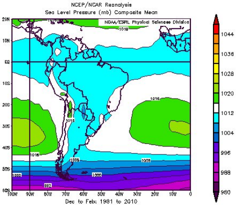


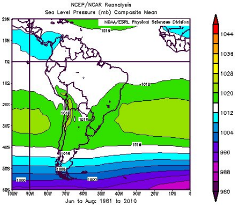
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Viento Geostrófico, anticiclón del Atlántico Sur, Escala sinóptica, campos de presiones medios.









FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Viento térmico.

Viento geostrófico
$\bigtriangledown P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$

$$u_g = -\frac{1}{f\rho}\frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{f\rho}\frac{\partial p}{\partial x}$$

- u_g (zonal Este-Oeste) v_g (meridional Norte-Sur): Componentes del viento geostrófico.
- f: Parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$), donde Ω velocidad angular de la Tierra y ϕ es la latitud.
- ρ: Densidad del aire.
- p: Presión atmosférica.

Presión hidrostática:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Derivando en y

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial z} = -g\frac{\partial \rho}{\partial y}$$

Derivando en z la componente zonal u del viento geostrófico, asumiendo $\rho = \rho_0 + \rho'$ con $\rho_0 >> \rho'$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{1}{f\rho_0}\frac{\partial^2 p}{\partial z \partial y}$$

imfia
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Viento geostrófico y Viento térmico.

Viento geostrófico

$$\bigtriangledown P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$$

Podemos pensar el viento geostrófico, como el viento que se desarrolla de modo que la fuerza asociada al gradiente de presiones ($F_{Presiones}$) quede en equilibrio con la fuerza asociada a la componente de aceleración de Coriolis($F_{Coriolis}$).

$$F_{Presiones} = \bigtriangledown P$$

$$F_{Coriolis} = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$$

$$F_{Presiones} - F_{Coriolis} = 0$$

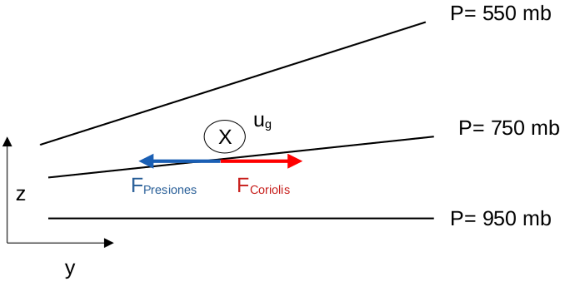
Viento térmico, se trata entonces del gradiente vertical de viento geostrófico.

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial y}$$

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

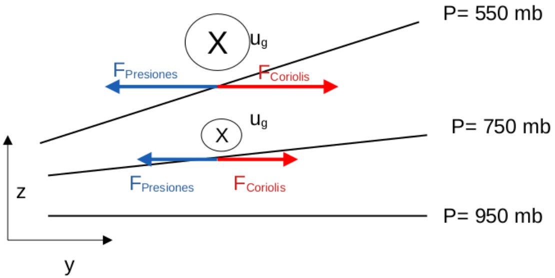
Viento geostrófico y Viento térmico.

$$F_{Presiones} = \bigtriangledown P, F_{Coriolis} = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$$



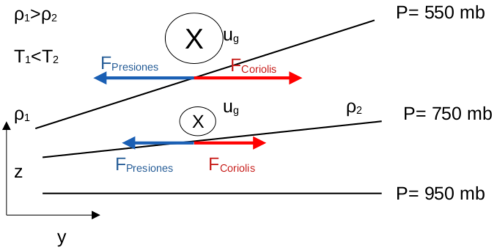
Viento geostrófico y Viento térmico.

$$F_{Presiones} = \bigtriangledown P, F_{Coriolis} = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$$



Viento geostrófico y Viento térmico.

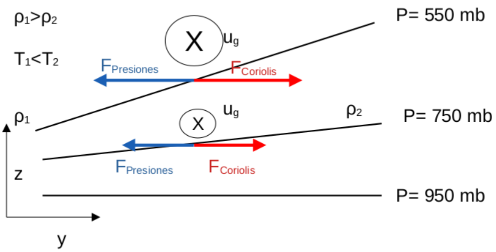
$$F_{Presiones} = \bigtriangledown P, F_{Coriolis} = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}), \frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial y}$$



Viento geostrófico y Viento térmico.

$$F_{Presiones} = \bigtriangledown P, F_{Coriolis} = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}), \frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial y}$$

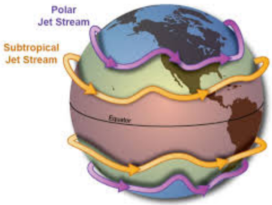
Recorriendo ∂y por una isobara $\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT}\frac{\partial T}{\partial y}$



Corrientes en chorro, Escala sinóptica.

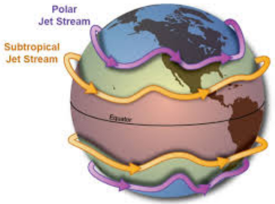
Viento térmico, (gradiente vertical de viento geostrófico), se desarrolla por gradiente de temperatura, se puede pensar esta relación como un equilibrio. Las corrientes en chorro se desarrollan a partir de los vientos térmicos, por las diferencias de temperatura que se dan entre latitudes, debido al calentamiento solar diferencial de la superfice terrestre. **Las corriente en chorro** (el Jet Stream), pueden llegar a velocidades entre 25 y 100 m/s en las capas altas de la atmosfera 8 y 12 km de altitud (tropopausa).

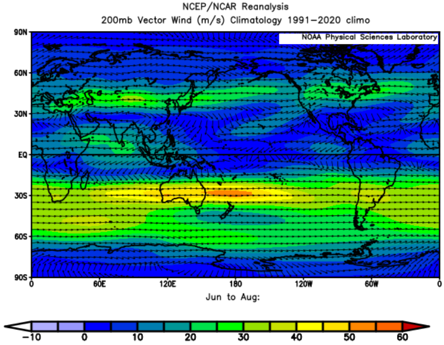
$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT}\frac{\partial T}{\partial y}$$



Corrientes en chorro, Escala sinóptica.

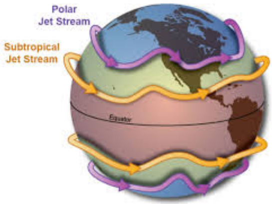
Corrientes en chorro, **Invierno**, climatología, 1991-2020.

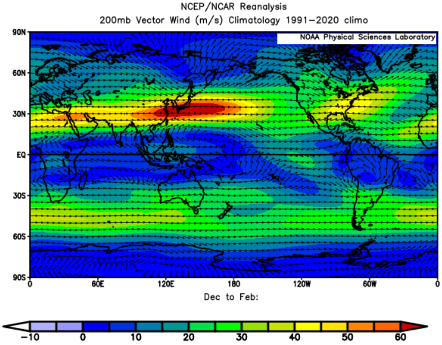




Corrientes en chorro, Escala sinóptica.

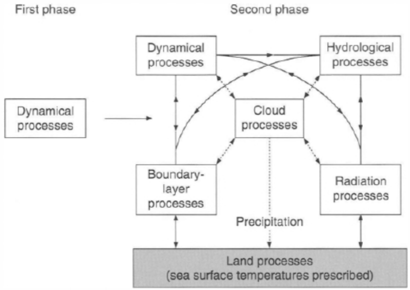
Corrientes en chorro, **Verano**, climatología, 1991-2020.





Modelos numéricos de la atmósfera - Actualidad -

- Se estandarizan los sistemas de ecuaciones.
- Se comienza a disponer de mayor capacidad de cálculo.
- Es contabilizado calor generado como resultado del movimiento y por otro lado como causa del movimiento.
- El vapor del agua se vuelve una variable de pronóstico estandard.
- La importancia de la simulación y esquemas numéricos asociados a las nubes es reconocido.
- Modelos de circulación atmosférica a escala global son desarrollados y comienzan a ser utilizados en forma extensiva.
- Son desarrollados modelos numéricos con diversos objetivos.
- Se incorporan los modelos de capa limite atmosférica.



Principios de conservación

Los principios de conservación se deben cumplir en forma individual y simultáneamente en el código:

- i) Balance de masa
- ii) Balance de energía, primer principio de la termodinámica
- iii) Balance de la cantidad de movimiento
- iv) Conservación del agua.
- v) Conservación de otros materiales gaseosos y aerosoles.

ISS013E78960

Principios de conservación - Ecuaciones básicas.

$\overline{V} = (\overline{u}, \overline{v}, \overline{w})$, $\overline{\theta}$; $V' = (u', v', w')$; θ' con $V = \overline{V} + V'$ y, $\theta = \overline{\theta} + \theta'$; S_θ, siendo $T = T_V + T_T$; $T_V = -pI + 2\mu D$.

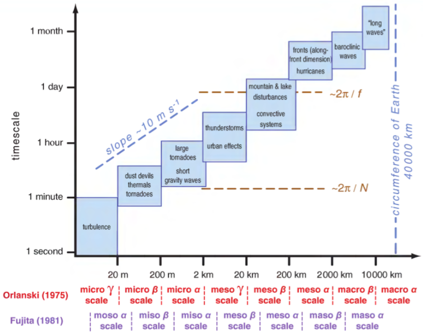
$$T_T = -\rho \begin{pmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{pmatrix}$$

- i) Balance de masa $\frac{\partial \rho}{\partial t} + \bigtriangledown \rho V = 0$
- ii) Primer principio de la termodinámica $\frac{\partial \theta}{\partial t} + \bigtriangledown \theta V = S_\theta$
- iii) Balance de la cantidad de movimiento $\bigtriangledown T + \rho \overrightarrow{F} = \rho \frac{d\overrightarrow{V}}{dt}$

ISS013E78960

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Escalas. Espaciales - Temporales.



$$T = T_V + T_T;\ T_V = -pI + 2\mu D.$$

$$T_T = -\rho \begin{pmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{pmatrix}$$

$$\rightarrow \bigtriangledown T + \rho\vec{g} - 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

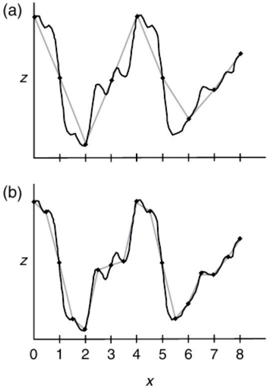
- Componente vertical $\overline{w} \approx 0$
  $$\frac{d(w')}{dt} = \frac{\Theta_V'}{\Theta_V} g - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p'}{\partial z} + \nu\left(\frac{\partial^2(w')}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2(w')}{\partial^2 y} + \frac{\partial^2(w')}{\partial^2 z}\right)$$
- Componente horizontal:
- $U_g = -\frac{1}{f_C\rho}\frac{\partial \overline{P}}{\partial y};\ V_g = \frac{1}{f_C\rho}\frac{\partial \overline{P}}{\partial x}$:
- $\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} = f_C(\overline{v} - V_g) - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z}$
- $\frac{\partial \overline{v}}{\partial t} = -f_C(\overline{u} - U_g) - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z}$

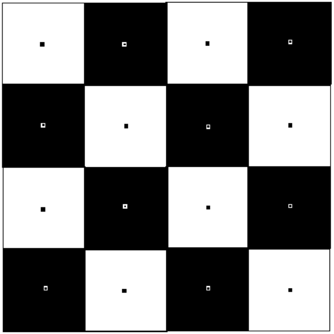
$f = 2\Omega sen(Lat) = 2(2\pi/(24 * 3600))sen(33) = 7.9x10^{-5} rad/s$
Frecuencia de Brunt–Väisälä
$N = (\frac{g}{\Theta_V}\frac{d\Theta_V}{dz})^{1/2} = (\frac{g}{\Theta_V}\frac{d\Theta_V}{dz})^{1/2} = (\frac{9.8}{293}\frac{1}{100})^{1/2} = 0.02 rad/s$

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Resolución espacial

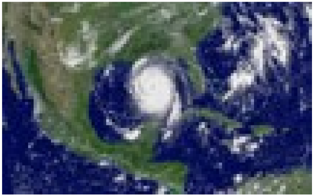
(Stensurd, 2009)





Resolución espacial

Imagenes de curso Fovell University at Albany



30 km pixels

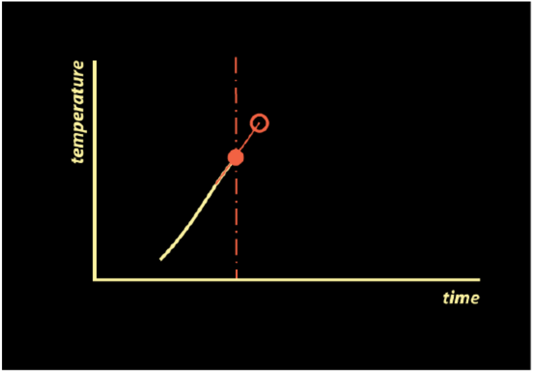
10 km pixels

1 km pixels

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Resolución temporal

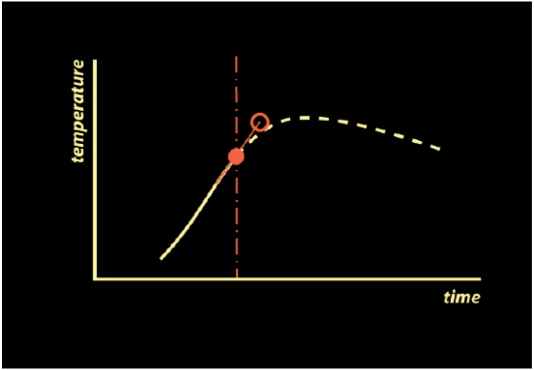
Imagenes de curso Fovell University at Albany



$$T^{n+1} = T^{n} + \frac{\delta T}{\delta t} \Delta t$$

Resolución temporal

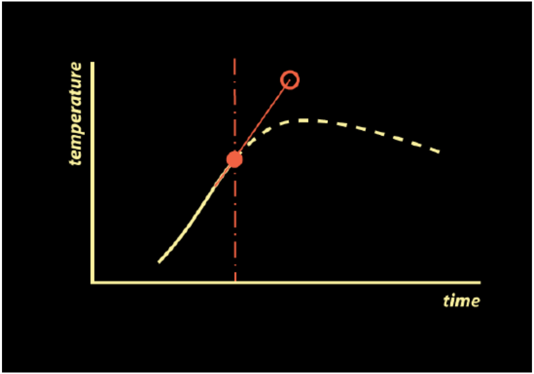
Imagenes de curso Fovell University at Albany



$$T^{n+1} = T^n + \frac{\delta T}{\delta t} \Delta t$$

Resolución temporal

Imagenes de curso Fovell University at Albany



$$T^{n+1} = T^n + \frac{\delta T}{\delta t}\Delta t$$

Metodos de Runge-Kutta

$$\begin{aligned} k_1 &= hf(y_n, t_n) \\ k_2 &= hf(y_n + \beta k_1, t_n + \alpha h) \\ y_{n+1} &= y_n + ak_1 + bk_2 \end{aligned}$$

$$y(t_{n+1}) = y(t_n) + h\frac{dy}{dt}|_{t_n} + \frac{h^2}{2}\frac{d^2y}{dt^2}|_{t_n} + O(h^3)$$

$$dy/dt = f(y,t)$$

$$\frac{d^2y}{dt^2} = \frac{df(y,t)}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial y}\frac{dy}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + f\frac{\partial f}{\partial y}.$$

$$y_{n+1} = y_n + hf(y_n, t_n) + \frac{h^2}{2}\left[\frac{\partial f}{\partial t} + f\frac{\partial f}{\partial y}\right](y_n, t_n) + O(h^3)$$

Metodos de Runge-Kutta

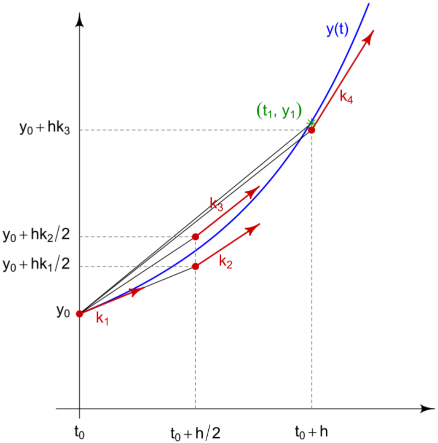
$\mathrm{k}_2 = hf(y_n + \beta k_1, t_n + \alpha h)$
$= \mathrm{h}\Big(f(y_n, t_n) + \alpha h \frac{\partial f}{\partial t}(y_n, t_n) + \beta k_1 \frac{\partial f}{\partial y}(y_n, t_n)\Big) + \mathrm{O}(h^3)$.

$$y_{n+1} = y_n + (a+b)hf(y_n, t_n) + bh^2(\alpha \frac{\partial f}{\partial t} + \beta f \frac{\partial f}{\partial y})(y_n, t_n) + \mathrm{O}(h^3)$$

a+b=1
$\alpha b = \frac{1}{2}$
$\beta b = \frac{1}{2}$.
Podemos elegir $\alpha = \beta = 1$
$\mathrm{k}_1 = hf(y_n, t_n)$
$\mathrm{k}_2 = hf(y_n + k_1, t_n + h)$
$\mathrm{y}_{n+1} = y_n + (k_1 + k_2)/2$,
Metodos de Runge-Kutta de segundo orden (RK2).

Metodos de Runge-Kutta

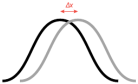
$k_1 = hf(y_n, t_n)$
$k_2 = hf(y_n + k_1/2, t_n + h/2)$
$k_3 = hf(y_n + k_2/2, t_n + h/2)$
Runge-Kutta de orden (RK4).
$k_4 = h(y_n + k_3, t_n + h)$
$y_{n+1} = y_n + (k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4)/6.$



Condición de Courant–Friedrichs–Lewy

$$\boxed{\frac{\partial u}{\partial t} = -c\frac{\partial u}{\partial x}}$$

$$\boxed{\frac{c\Delta t}{\Delta x} \leq 1}$$



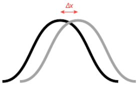
Courant-Friedrichs-Lewy (condición de CFL)

Si una onda está cruzando una malla discreta, el intervalo de tiempo Δt debe ser inferior que el tiempo necesario para que la onda atraviese los puntos de la malla Δx, $\Delta t_{max} < \frac{C_r}{3^{0.5}} \frac{\Delta x}{U_{max}}$, siendo $U_{max} = 100 m/s$. Como regla para el modelo WRF el paso temporal Δt **en segundos** debe ser unas 6 reolución de la grilla **en km** Δx

Condición de Courant–Friedrichs–Lewy, paso de tiempo adaptativo

$$\boxed{\frac{\partial u}{\partial t} = -c\frac{\partial u}{\partial x}}$$

$$\boxed{\frac{c\Delta t}{\Delta x} \leq 1}$$

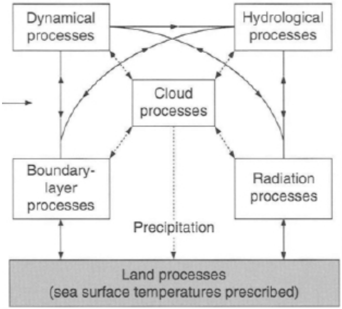


Courant-Friedrichs-Lewy (condición de CFL)

Paso de tiempo adaptativo: Se busca tener en cada paso temporal **el máximo Δt que mantenga estable la simulación**, de modo de cumplir con la condición de Courant–Friedrichs–Lewy. De este modo de baja el tiempo de computo total, esto es muy relevante para modelos de simulación numérica operativos en los que se generán pronósticos.

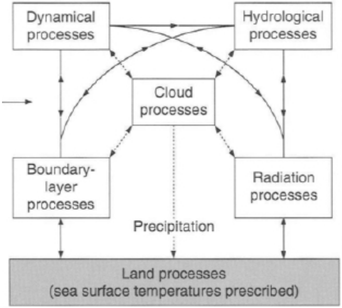
Esquemas numéricos en los modelos.

Los modelos numéricos de simulación atmosférica tratan de los procesos físicos que se desarrollan en la atmósfera con diferentes resoluciones de grilla, a medida que se tiene mayor resolución es posible resolver algunos procesos de forma explicita.
Cuando los procesos no se pueden resolver de forma explicita se tienen esquemas numéricos (parametrizaciones) de modo de generar información asociada a escalas menores que la resolución espacial de la grilla numérica.



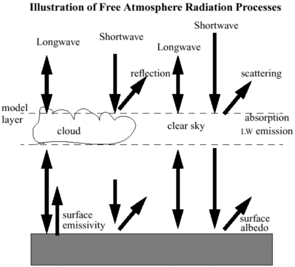
Esquemas numéricos en los modelos.

Los esquemas numéricos interactúan, generando salidas de cada esquema y tomando como entradas las salidas de los demás esquemas. Un cambio en un esquema numérico (parametrización), implica que se tendran resultados diferentes en todas las magnitudes de salida, algunas parametrizaciones son mas relevantes que otras en términos de el efecto en las magntidudes de salida del modelo (viento, radiación, precipitaciones, etc).



Radiación

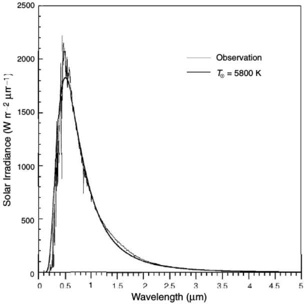
Los procesos de radiación de onda corta y larga son determínates en la circulación atmosférica.



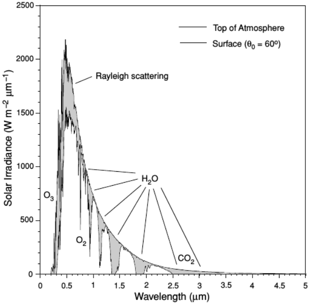
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Radiación Solar de onda corta

$$Rad_{solar} = \sigma T^4$$



$$\lambda = \frac{c}{\tilde{\nu}}$$

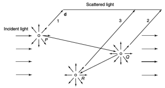


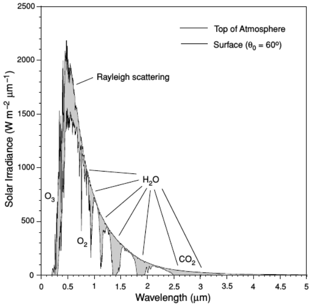
Radiación Solar de onda corta

Violet 0.4μm
Purple
Blue
Green
Yellow
Orange
Red 0.7μm

Name of region	Wavelength (μm)	Frequency (GHz)	Wavenumber (cm^{-1})
Gamma rays	10^{-5}	3×10^{10}	10^{9}
X rays	10^{-2}	3×10^{7}	10^{6}
Ultraviolet	3×10^{-1}	10^{6}	0.33×10^{5}
Visible			
Infrared	1 10^{3}	3×10^{2}	10^{4} 10
Microwaves	10^{4} (1cm)	3×10^{1}	1
Spacecraft	10^{6}	3×10^{-1}	10^{-2}
Television & FM	10^{7}	3×10^{-2}	10^{-3}
Shortwave	10^{8}	3×10^{-3}	10^{-4}
AM Radio waves	10^{9}	3×10^{-4}	10^{-5}

$$\lambda = \frac{c}{\tilde{\nu}}$$





- moléculas de gas ($\sim 10^{-4}\ \mu m$)
- aerosoles ($\sim 1\ \mu m$),
- gotas de agua ($\sim 10\ \mu m$),
- cristales de hielo ($\sim 100\ \mu m$),
- gotas de lluvia y granizo ($\sim 1\ \mu m$).

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

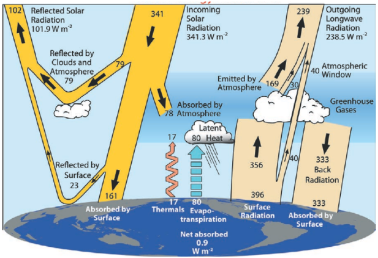
Radiación atmosférica de onda larga.

- Constante solar $S = 1366 W/m^2$
- Radio terrestre $a_e = 6371 km$
- Porción de la radiación solar reflejada $r = 0.3$,
- Constante de Stefan-Boltzman $\sigma = 5.67x10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$

$$S\pi a_e^2(1 - r) = \sigma T_e^4 4\pi a_e^2$$

$$T_e = (S(1 - r)/(4\sigma))^{1/4}$$

$$T_e \approx 255K$$



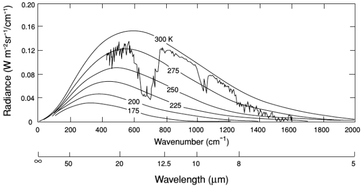
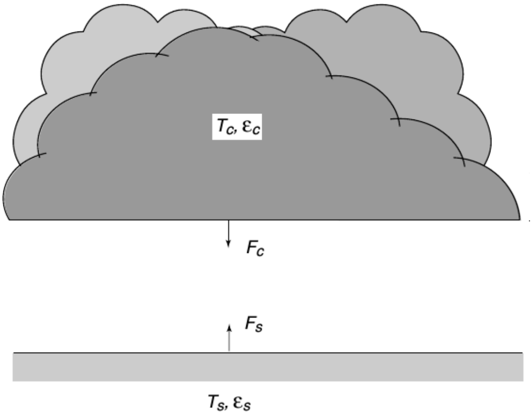


Figure 4.1 Theoretical Planck radiance curves for a number of the earth's atmospheric temperatures as a function of wavenumber and wavelength. Also shown is a thermal infrared emission spectrum observed from the Nimbus 4 satellite based on an infrared interferometer spectrometer.

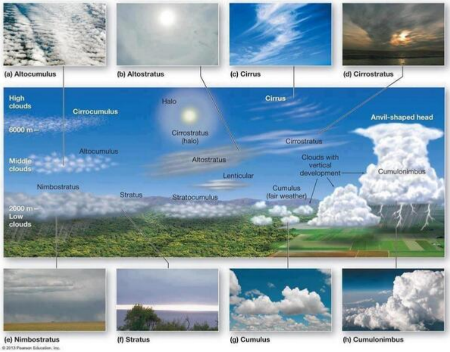
imfia
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Radiación de onda larga atmosférica - Superficie terrestre



Formación de nubes y tormentas convectivas

La formación de nubes es determinante en términos de la circulación general de la atmósfera así como en las circulaciones de mesoescala, en la jerga meteorológica los procesos de formación de nubes se los denomina convección en particular al transporte vertical de humedad.

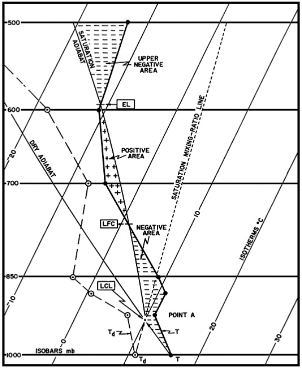


Tormentas convectivas

Se define Energía Convectiva Potencial Disponible (Convective Available Potential Energy *CAPE*), como la energía de flotación asociada a la elevación de la parcela de aire desde el nivel de convección libre *LFC* hasta el nivel de equilibrio en términos de las fuerzas de flotación (Equilibrium Level *EL*). Es una medida de una flotación (positiva) $[J/kg]$ o en $[m^2/s^2]$. La *CAPE* está directamente relacionado con la velocidad vertical que se podría desarrollar dentro de una región de corrientes ascendentes (updraft).

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{(\Theta_v^{p-aire}(z) - \overline{\Theta}_v^{amb}(z))}{\overline{\Theta}_v^{amb}(z)} gdz$$

$$\uparrow CAPE \longmapsto \uparrow Inestabilidad$$



FACULTAD DE INGENIERIA
RSIDAD DE LA REPUBLICA

Interpretación de la CAPE

La CAPE Es una medida de una flotación (positiva) $[J/kg]$ o en $[m^2/s^2]$. Durante los procesos denominados de convección profunda desarrollada cuando se tienen tormentas la componente vertical de la velocidad w pasa a ser significativa y predominante así como su gradiente vertical asociado al fenómeno de flotación que provoca la velocidad ascendente.

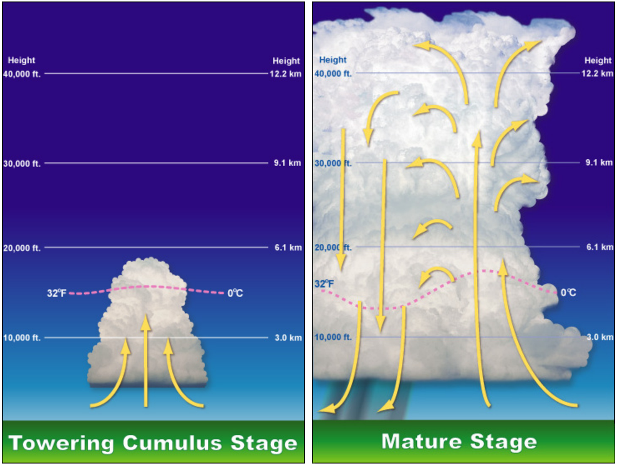
$$\frac{\delta w}{\delta t} + u\frac{\delta w}{\delta x} + v\frac{\delta w}{\delta y} + w\frac{\delta w}{\delta z} = \frac{-\rho'}{\rho}g - \frac{1}{\rho}\frac{\delta \rho}{\delta z} + \nu \bigtriangledown^2 w$$

$$w\frac{\delta w}{\delta z} = \frac{-\rho'}{\rho}g$$

$$\frac{w^2}{2} = \int_0^z w\frac{\delta w}{\delta z}dz = \int_0^z \frac{-\rho'}{\rho}gdz = CAPE$$

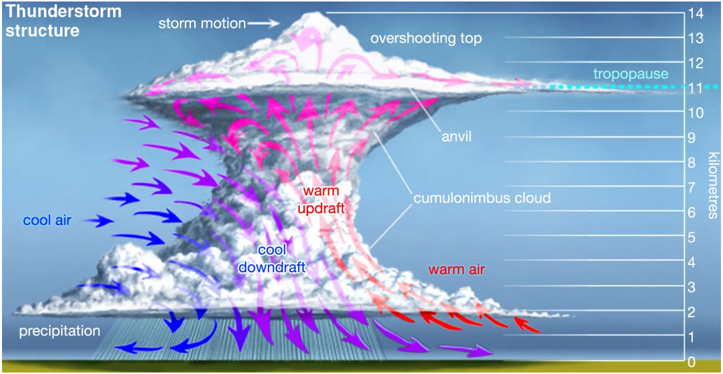
$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{(\Theta_v^{p-aire}(z) - \overline{\Theta}_v^{amb}(z))}{\overline{\Theta}_v^{amb}(z)}gdz$$

Formación de cumulus



imfia
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

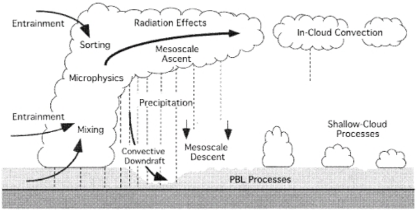
Tormentas convectivas.



Esquemas de cumulus

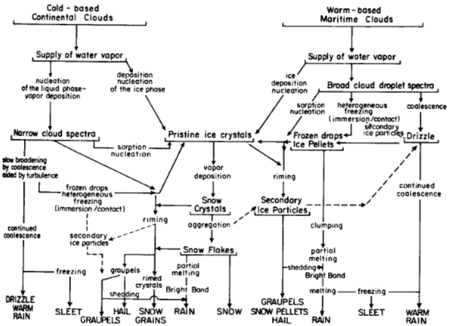
- Menor resolución de grilla horizontal **4 km** Esquemas de cumulus (cumulus parametrizations).
- Mayor resolución de grilla horizontal **4 km** (cloud resolving model), resolución explicita de cumulus los cuales parten de la información de la grilla horizontal y a partir del transporte de cantidad de movimiento y agua se determinan las condiciones para el desarrollo de cumulus.

UNCERTAINTIES IN FORMULATING CLOUD AND ASSOCIATED POCESSES



Micro Física

El desarrollo y evolución de una nube se produce de modo turbulento con lo cual se tiene en el espacio diferentes concentraciones de vapor agua liquida, cristales de agua, aerosoles, una nube dada tiene una distribución de tamaño gotas de agua especifico y la evolución de la composición y la distribucion, determina que se tenga o no precipitaciones. La composición de componentes determina las condiciones para el desarrollo de las nubes, todos estos procesos y su simulación se denomina en la jerga de los modelos de circulación atmosférica micro-física.

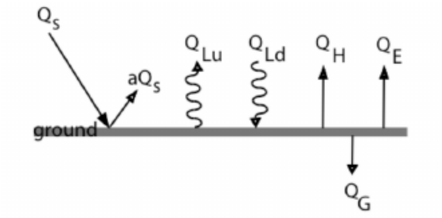


IMFIA
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Intercambio de calor en la superficie

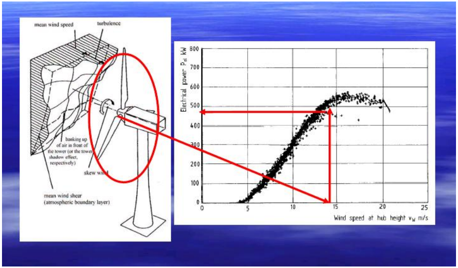
Los modelos de intercambio de calor entre la atmósfera y la superficie terrestre consideran el balance de energía en el que:

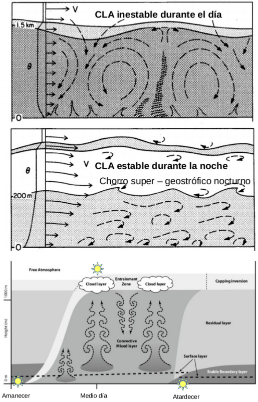
- Q_H es el intercambio de calor sensible.
- Q_E es el intercambio de calor latente.
- Q_{Lu} es la radiación de onda larga emitida por la superfice.
- Q_{Ld} es la radiación de onda larga emitida por la atmósfera que llega a la superfice.
- Q_S es la radiación de onda corta que llega a la superficie considerando su albedo.
- aQ_S es la radiación de onda corta reflejada por la superficie considerando su albedo.
- Q_G es el calor trasmitido al suelo.



Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

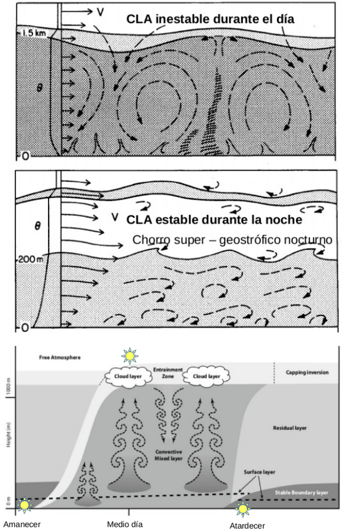
La zona más cercana de la atmósfera a la superficie terrestre es denominada capa limite atmosférica **CLA** es la región que se ve “afectada” directamente por la superficie terrestre.





FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

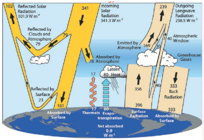
Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

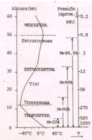


FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

$$T = T_V + T_T;\ T_V = -pI + 2\mu D.\ T_T = -\rho \begin{pmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{pmatrix}$$





$$\rightarrow \bigtriangledown T + \rho\vec{g} - 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

- Componente vertical $\overline{w} \approx 0$

  $$\frac{d(w')}{dt} = \frac{\Theta'_v}{\Theta_v} g - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p'}{\partial z} + \nu\left(\frac{\partial^2(w')}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2(w')}{\partial^2 y} + \frac{\partial^2(w')}{\partial^2 z}\right)$$

- Componente horizontal:
- $U_g = -\frac{1}{f_c\overline{\rho}}\frac{\partial\overline{P}}{\partial y};\ V_g = \frac{1}{f_c\overline{\rho}}\frac{\partial\overline{P}}{\partial x}$:
- $\frac{\partial\overline{u}}{\partial t} = f_c(\overline{v} - V_g) - \frac{\partial\overline{(u'w')}}{\partial z}$
- $\frac{\partial\overline{v}}{\partial t} = -f_c(\overline{u} - U_g) - \frac{\partial\overline{(v'w')}}{\partial z}$

Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

Aplicando la técnica de considerar los balances de cantidad de movimiento para el flujo turbulento y multiplicar la ecuación de balance de cantidad de movimiento por $(u+u', v+v', w+w')$, luego que se le resta el balance de potencia mecánica del flujo medio se puede obtener el balance de energía turbulenta $e=(u'^2+v'^2+w'^2)/2$

- Energía turbulenta $\frac{\partial \overline{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'}\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} - \overline{v'w'}\frac{\partial \overline{v}}{\partial z} + (\frac{g}{\overline{\theta}})\overline{w'\theta'} - \frac{\partial[\overline{w'((p'/p)+e)}]}{\partial z} - \varepsilon$
- Luego la ecuación del balance de energía (primer principio de la termodinámica) al que fuera multiplicado por θ' e integrado en el tiempo se tiene $\frac{\partial(\overline{\theta'^2})}{\partial t} = -2\overline{w'\theta'}\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'\theta'^2}}{\partial z} - 2\varepsilon_\theta - \varepsilon_R$

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

$$e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$$

- Energía turbulenta
  $\frac{\partial \overline{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'}\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} - \overline{v'w'}\frac{\partial \overline{v}}{\partial z} + (\frac{g}{\overline{\theta}})\overline{w'\theta'} - \frac{\partial[\overline{w}'((p'/p)+e)]}{\partial z} - \varepsilon$

Variación de la Energía turbulenta = Producción mecánica ($\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$) + Producción térmica ($\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}$) +Disipación

Esquemas de CLA en modelos numéricos

- $\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} = f_c(\overline{v} - V_g) - \frac{\partial \overline{(u'w')}}{\partial z}$
- $\frac{\partial \overline{v}}{\partial t} = -f_c(\overline{u} - U_g) - \frac{\partial \overline{(v'w')}}{\partial z}$

En lo que se refiere a la cantidad de movimiento
la turbulencia dentro de la CLA
se representa a través del coeficiente de difusión turbulenta K_m

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$$
$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial \overline{v}}{\partial z}$$

Esquemas de CLA en modelos numéricos

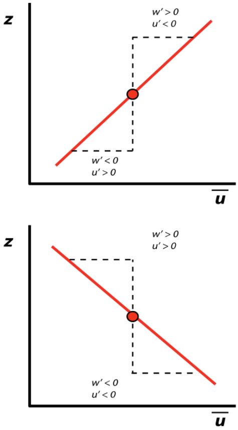
Desplazamiento vertical z' de una parcela de aire y su relación la fluctuación de la velocidad $u' = -z' \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$, siendo $w' = z' | \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} |$,

$$\overline{u'w'} = \overline{w'u'} = \overline{w'(-z' \frac{\partial \overline{u}}{\partial z})} = -\overline{w'z'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} = -\overline{z'^2} | \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} | (\frac{\partial \overline{u}}{\partial z})$$

Luego considerando $\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$ y la longitud de mezcla de Prandtl's, definida como $l = (\overline{z'^2})^{1/2}$, se tiene:

$$-K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} = -l^2 | \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} | (\frac{\partial \overline{u}}{\partial z})$$

$$K_m = l^2 | \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} |$$



Esquemas de CLA en modelos numéricos

Se define la velocidad de fricción u_* a partir del producto de las fluctuaciones $(u'w')_s$ evaluado en la superficie
$u_*^2 = |(\overline{u'w'})_s|$
Con $\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$ y la longitud de mezcla como $l = kz$, llegamos a:

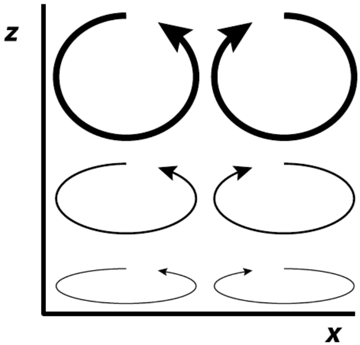
$$u_*^2 = (kz)^2 (\frac{\partial \overline{u}}{\partial z})^2$$

$\Longrightarrow u_* = (kz)(\frac{\partial \overline{u}}{\partial z})$ integrando

$$\int_{z_0}^{z} \frac{u_*}{(kz)} = \int_{z_0}^{z} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$$

en z_0 en la cual podemos asumir que la velocidad es nula $(u(z_0) = 0)$

$$\Longrightarrow u(z) - u(z_0) = u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$



FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Esquemas de CLA - estabilidad.

Para considerar el efecto de la estabilidad atmosférica se debe tener en cuenta el calor intercambiado con la superficie $Q_0 = \overline{(w'\theta')_0}$ (Q_0 es positivo cuando la atmósfera recibe calor de la superficie). Se define la longitud de Monin Obukhov(L) y $\zeta = \frac{z}{L}$, cuando $\zeta > 0$ se asocia a una condición de estabilidad, cuando $\zeta < 0$ se refiere a una condición de inestabilidad, y cuando $\zeta = 0$ atmósfera neutra. $L = \frac{-\overline{\theta} u_*^3}{kg\overline{(w'\theta')_0}}$

$\phi m(\zeta)$ Corrige el gradiente de velocidades en altura ($\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$) dado para una atmósfera neutra $(u(z) - u(z_0)) = u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$), en condición inestable se va a tener un menor gradiente vertical ($\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$) dada la mezcla provocada por vórtices de origen térmico, en condición de estabilidad se va a tener un mayor gradiente vertical ($\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$) ya que en general se tiene una atenuación de la mezcla dada por una superficie que le esta quitando calor a la atmósfera.

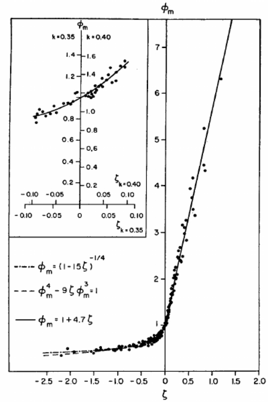
$$\phi m(\zeta) = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$$

Estable

$$\phi m(\zeta) > 1$$

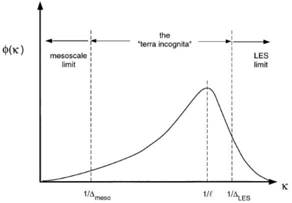
Inestable

$$\phi m(\zeta) < 1$$



Esquemas de CLA en modelos numéricos

Con grillas entre 12 km y en 400 m, no pueden dar solución explicita a los vórtices que determinan la producción de turbulencia .



- Estrategias no-local en la que K_m es dado como una función en altura $K_m = kzw_s(1 - \frac{z}{h})^2$
- En los esquemas locales se plantea que K_m depende del gradiente de velocidad media local y de la longitud de mezcla turbulenta local. En los esquemas de mayor orden (de orden 1.5 y mayores) se agregan en el sistema de ecuaciones del modelo numérico de mesosescala el balance de energía turbulenta ($e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$), con $K_m = L(\overline{e})^{1/2}$)

FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

Esquemas (parametrizaciones) de CLA

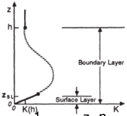
Estrategias para resolver numéricamente el “cierre”(Stull, 1988):

- **Tensión rasante en superficie y escala de velocidad**
  $u_*^2 = \frac{[\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2]^{1/2}}{\rho} = [\overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2]^{1/2}$

- Longitud de mezcla l, (Prandtl, 1925), velocidad media $\overline{u}$, escala de la temperatura en la capa de superficie
  $\theta_*{}^{SL} = \frac{-\overline{w'\theta'}_S}{u_*}$ vortice turbulento z' altura de referencia z, $u' = -\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} z'$ y $w' = -c|\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}|z'$ con $l^2 = cz'^2$.
  $l = kz$ ($k = 0.40$, constante de Von Karman)
  longitud l como una escala de los vortices que producen la mezcla

- Régimen de estabilidad (Monin, 1954) (Busigner 1971)
  $L = \frac{-\overline{\theta} u_*^3}{kg(\overline{w'\theta'})}$, $\zeta = \frac{z}{L}$ para una altura dada (z).
  ($\zeta > 0$ estable, $\zeta < 0$ inestable, y $\zeta = 0$ neutra)
  luego $\phi_m(\zeta) = \frac{kz}{u_*}\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$ and $\phi_h(\zeta) = \frac{z}{\theta_*}\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}$
  gradientes adimencionados en función de la estabilidad

- $\star$ **Cierre de Primer Orden:**
  No-local



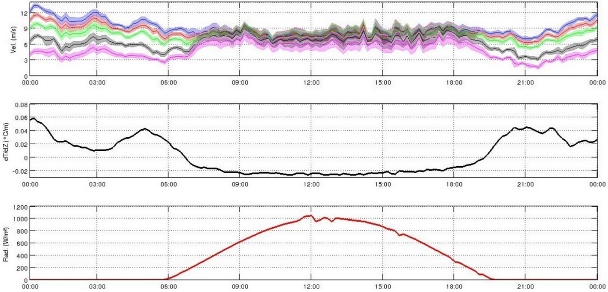
  $\star\star\star K_m = u_* kz\phi_m{}^{-1}(1 - \frac{z}{h})^p \star\star\star$
  $\star K_m = l^2|\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}|\star$ **Local**

- $\star$ **Cierre Orden 1.5**
  $e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$ (TKE)
  $\frac{\partial \overline{e}}{\partial t} =$
  $-\overline{u'w'}\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} - \overline{v'w'}\frac{\partial \overline{v}}{\partial z} + (\frac{g}{\theta})\overline{w'\theta'} - \frac{\partial[\overline{w'((p'/\rho)+e)}]}{\partial z} - \varepsilon$
  $\frac{\partial(\overline{\theta'^2})}{\partial t} = -2\overline{w'\theta'}\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'\theta'^2}}{\partial z} - 2\varepsilon_\theta - \varepsilon_R$
  Luego:
  $\star\star\star \overline{w'u'} = -K_m(\overline{e}, \overline{\theta'}^2)\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \star\star\star$
  Local

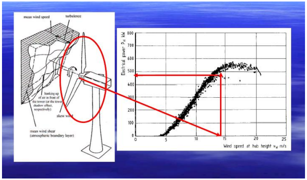
imfia
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

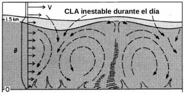
Ciclo diario en la CLA

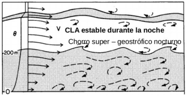
Se presentan los valores diez minútales registrados en la torre de medición de Colonia Eulacio (UTE) para un día de primavera 6 de diciembre de 2014 (de Almeida, 2015).
velocidad a 5 distintas alturas 101.8 m (azul), 81.8 m (rojo), 60.8 m (verde), 25.7 m (negro) e 10.1 m (magenta) [m/s].
En negro $\frac{\partial T}{\partial z}$ [°C/m] entre 100.8 m y 3.4 m ,
En rojo se gráfica el valor de la radiación medida en plano horizontal $[W/m^2]$

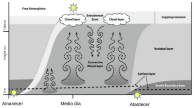


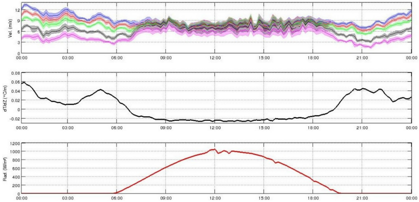
¿Desempeño de los modelos numéricos en la CLA?



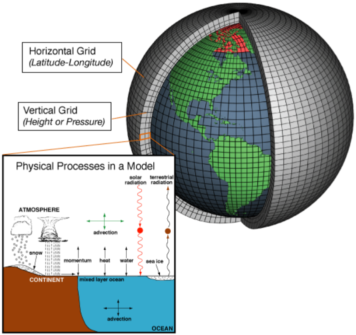


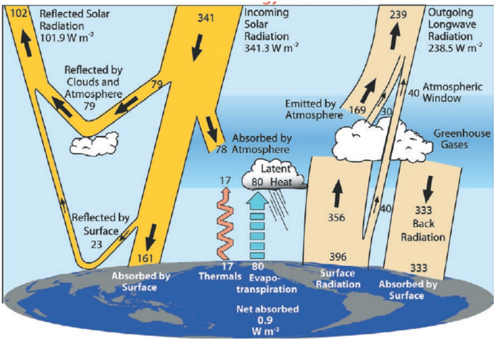






Modelos operativos de circulación atmosférica.





FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA