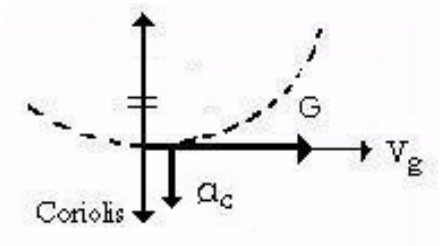
MOVIMIENTO HORIZONTAL

Viento de Gradiente G: Agrega el efecto de la curvatura→ cambio forzado de dirección→aceleración centrípeta. Movimiento balanceado: a las aceleraciones que conforman el balance geostrófico hay que agregar aceleración **centrífuga** ($\mathbf{a_c}$). En coordenadas intrínsecas, la componente normal de la velocidad podemos escribirla como: $0 = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n} + f\,G + \frac{G^2}{r}$ en que ***r*** es el radio de curvatura de la trayectoria (***r*** positivo en sentido contrario a los punteros del reloj: ciclónico en el H. Norte, anticiclónico en el H. Sur).

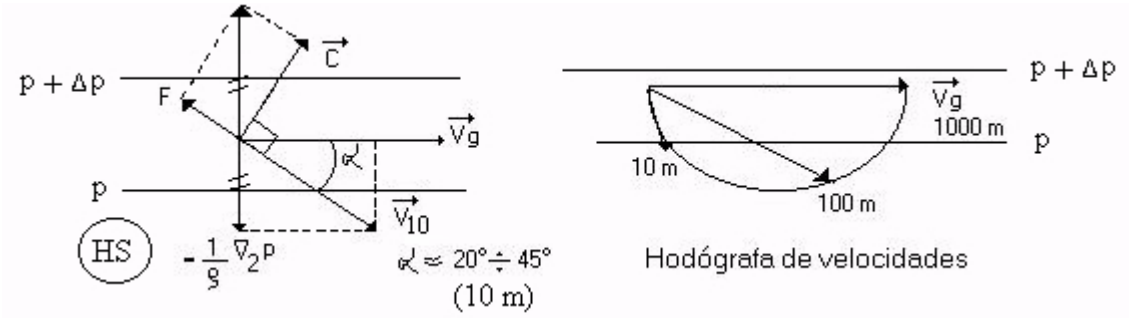
Reemplazando: $\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$ por $f\,V_g$ y resolviendo para *1/G* se obtiene:



$$G = \frac{V_g}{\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{V_g}{rf}}}\,; \quad \text{signo + consistente con } G \to V_g \text{ si } r \to \infty$$

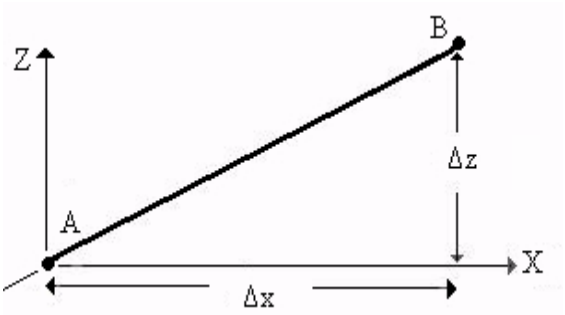
Ejemplo: ciclón en el H. Norte: Coriolis + $\mathbf{a_c}$ deben compensar exactamente a $\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$ (invariable). Luego Coriolis debe ser menor que en $\mathbf{V_g}$ por lo que ***G*** deberá ser proporcionalmente menor ($\mathbf{V_g > G}$)

- Fricción: Aire en contacto inmediato con la superficie terrestre debe tener velocidad relativa nula. Luego la velocidad del viento crece con la altura hasta alcanzarse la velocidad geostrófica (≈ 1000 m.) Para lograr el balance, la dirección del viento también cambia produciéndose un cruce de isobaras hacia las bajas presiones.



A mayor *F* (mayor fricción superficial) mayor α y menor $\vec{V}$

- Representación del campo bárico mediante líneas de nivel de las superficies isobáricas (isohipsas)



$$p_A \equiv p_B$$

$$p_B = p_A + \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_A \Delta x + \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_A \Delta z + \cdots\cdots \quad \textit{(Taylor)}$$

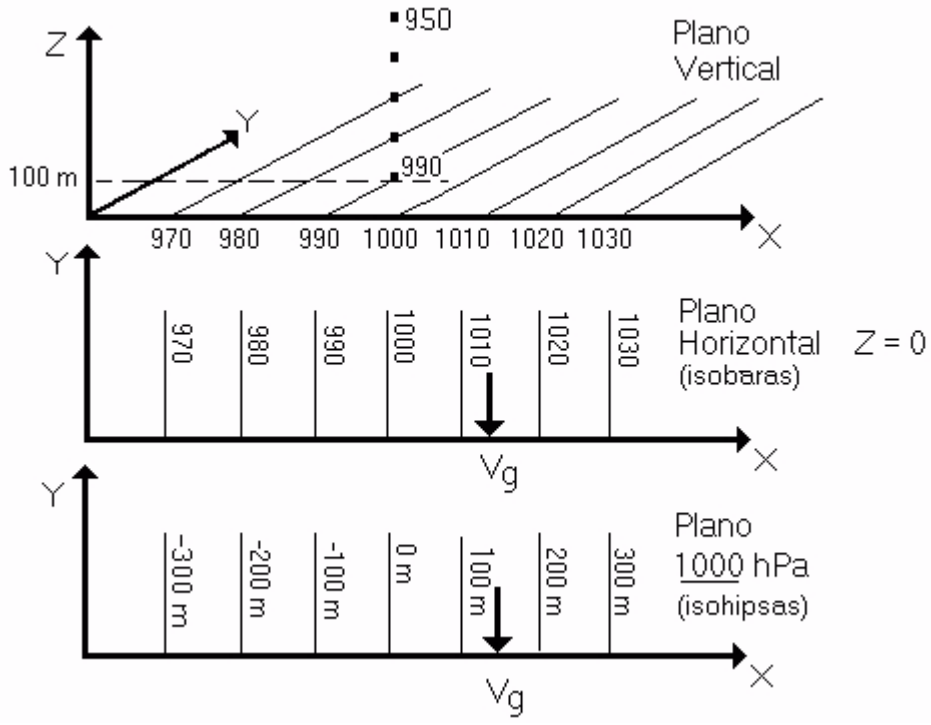
Luego: $\frac{\partial p}{\partial x}\Delta x = -\frac{\partial p}{\partial z}\Delta z_p$ y utilizando la ec. hidrostática resulta: $\frac{\partial p}{\partial x}\Delta x = \rho\, g\, \Delta z_p$; $\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = g\frac{\partial z_p}{\partial x}$; $\vec{V}_g = \frac{g}{f}\hat{k} \times \nabla_p z_p$

MOVIMIENTO HORIZONTAL (Continuación ...)

- Viento geostrófico en plano isobárico: El resultado práctico es que se cambia ρ (variable) por ***g*** (constante). Para una latitud dada, V_g depende solo de la pendiente local de la superficie isobárica. Si la pendiente local se incrementa con la altura, el viento geostrófico se incrementa proporcionalmente.

- ***Viento Térmico*** V_T: Diferencia vectorial entre el viento geostrófico a nivel superior (2) y el viento geostrófico a un nivel inferior (1): $\vec{V}_T = \vec{V}_{g_2} - \vec{V}_{g_1} = -\frac{g}{f} \nabla_p (z_{p_2} - z_{p_1}) \times \hat{k}$, pero como $dz = -\frac{R_d T_v}{g} \frac{dp}{p}$ (ecuación hipsométrica) , resulta

$$z_{p_2} - z_{p_1} = \frac{R_d}{g} \ln \frac{p_1}{p_2} \overline{T_v} \qquad \vec{V}_T = -\frac{R_d}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} \nabla_p \overline{T_v} \times \hat{k}$$

Analogía de la expresión para V_T con la de V_g (pendiente de p =cte vs. gradiente de temperatura virtual media en la columna comprendida entre los dos niveles isobáricos) . Advección fría y caliente.

- *Estructura vertical del campo bárico*: Bajas y altas simétricas con núcleos fríos y calientes. Aplicaciones.