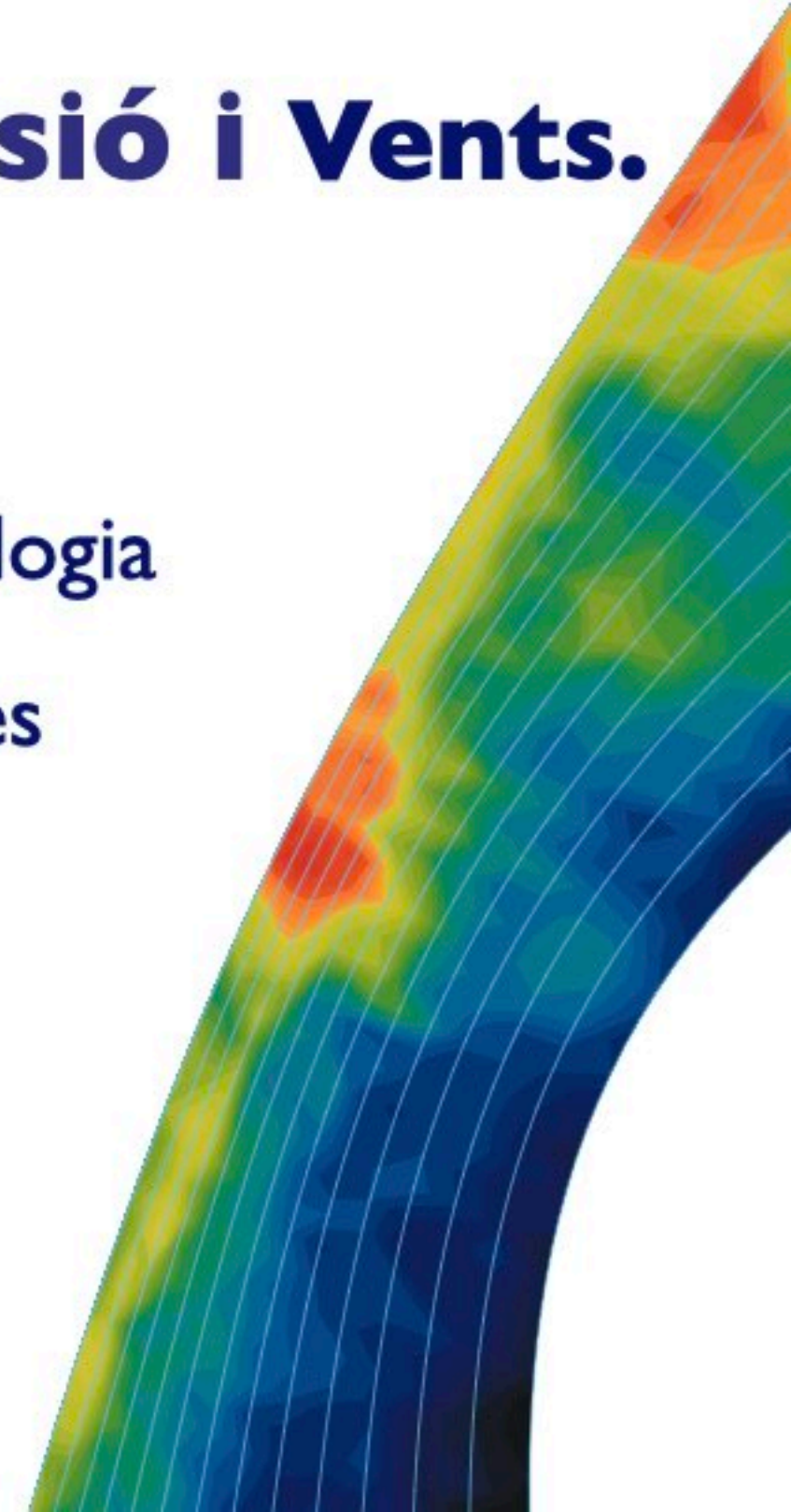


Classe 2: Gradient de pressió i Vents.

Processos atmosfèrics i hidrologia

Prof. Daniel Sempere Torres
Prof. Shinju Park



Exercici 1:

A partir de l'equació de l'equilibri hidrostàtic a l'atmosfera

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

i de la llei dels gasos ideals

$$p = \rho R_a T$$

deduïu algebraicament l'equació de la variació de la pressió atmosfèrica amb l'alçada sobre la superfície de la terra $p(z)$, també anomenada equació hipsomètrica de la pressió atmosfèrica

EXERCICI PER ENTREGAR PER ATENEA

Exercici 1:

A partir de l'equació de l'equilibri hidrostàtic a l'atmosfera i de la llei dels gasos ideals

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g ; \quad p = \rho R_a T \Rightarrow \rho = \frac{p}{R_a T}$$

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p}{R_a T} g \Rightarrow \frac{dp}{p} = -\frac{dz}{R_a T} g$$

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = \int_{z_1}^{z_2} -\frac{dz}{R_a T} g = -\frac{g}{R_a \bar{T}} \int_{z_1}^{z_2} dz$$

$$\ln(p) \Big|_{p_1}^{p_2} = -\frac{g}{R_a \bar{T}} z \Big|_{z_1}^{z_2}$$

$$\ln(p) \Big|_{p_1}^{p_2} = - \frac{g}{R_a \bar{T}} z \Big|_{z_1}^{z_2}$$

$$\ln(p_2) - \ln(p_1) = - \frac{g}{R_a \bar{T}} (z_2 - z_1)$$

$$\ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) = - \frac{g}{R_a \bar{T}} (z_2 - z_1)$$

$$p_2 = p_1 \exp\left\{\frac{g (z_1 - z_2)}{R_a \bar{T}}\right\}$$

$$p_2 = p_1 \exp\left\{\frac{(z_1 - z_2)}{a \bar{T}}\right\}; \quad a = \frac{R_a}{g}$$

$$p_2 = p_1 \exp \left\{ \frac{(z_1 - z_2)}{a \bar{T}} \right\}; \quad a = \frac{R_a}{g}$$

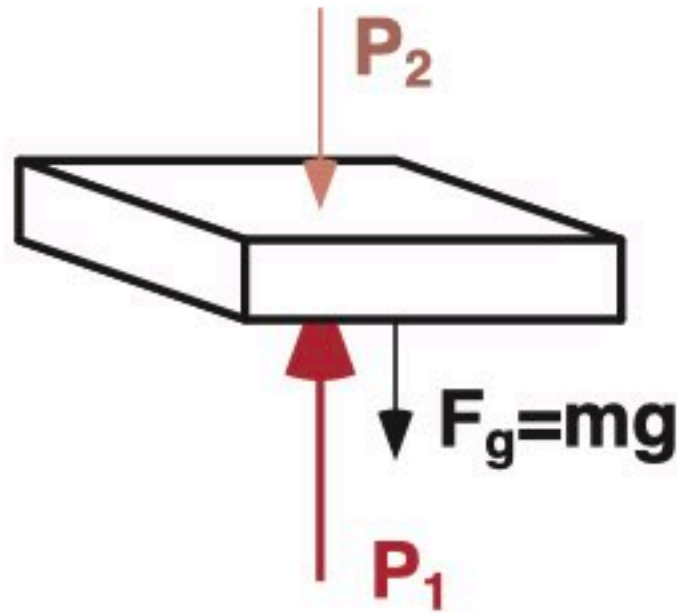
$$P_2 = P_1 \cdot \exp \left(\frac{z_1 - z_2}{a \cdot \bar{T}_v} \right)$$

TEMPERATURA VIRTUAL

$$T_v \approx (1 + 0.61q)T$$

La **temperatura virtual** d'una bombolla d'aire humit és la temperatura a la qual una bombolla d'aire sec tindria una pressió i densitat total igual a la bombolla d'aire humit.

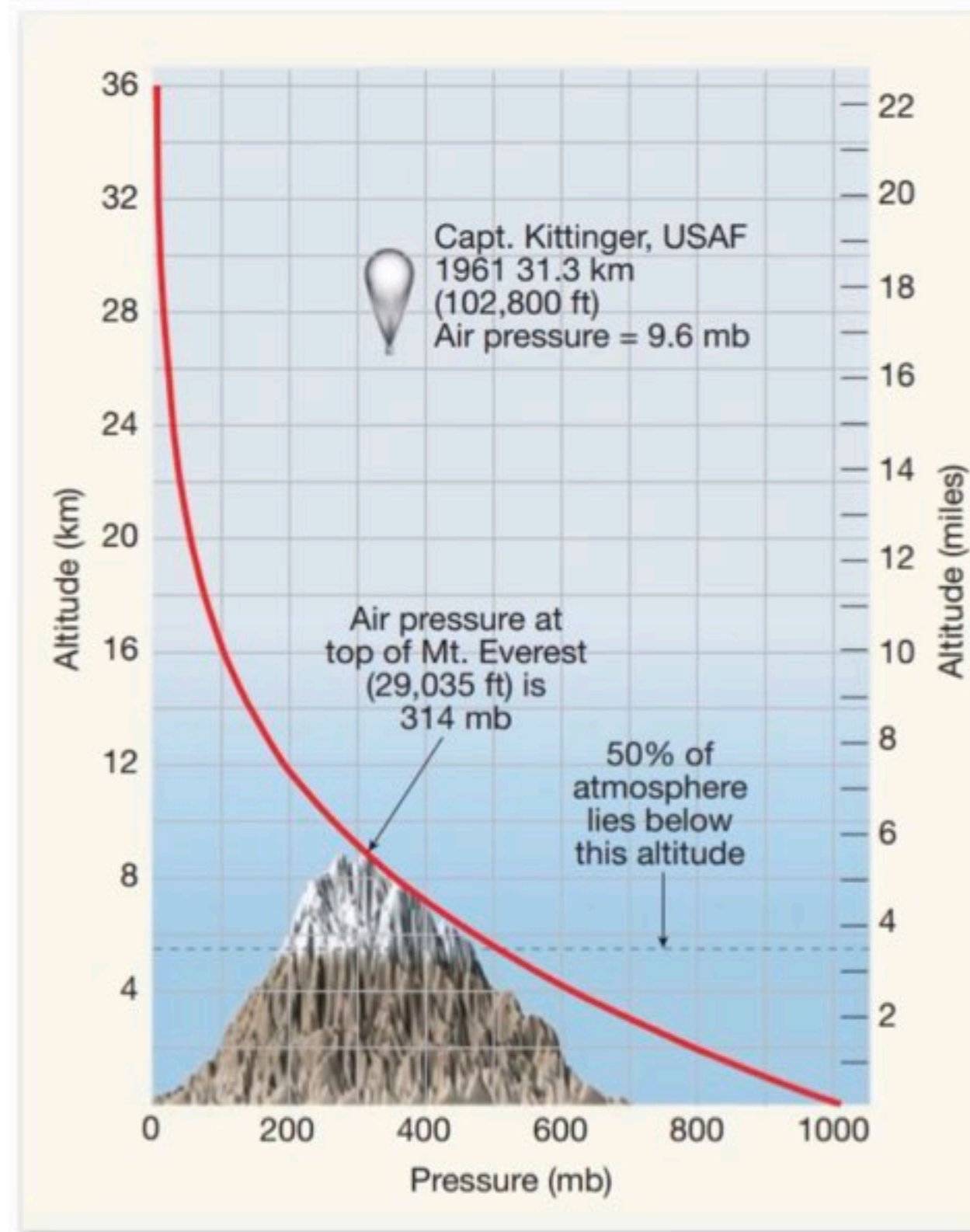
EQUILIBRI HIDROSTATIC

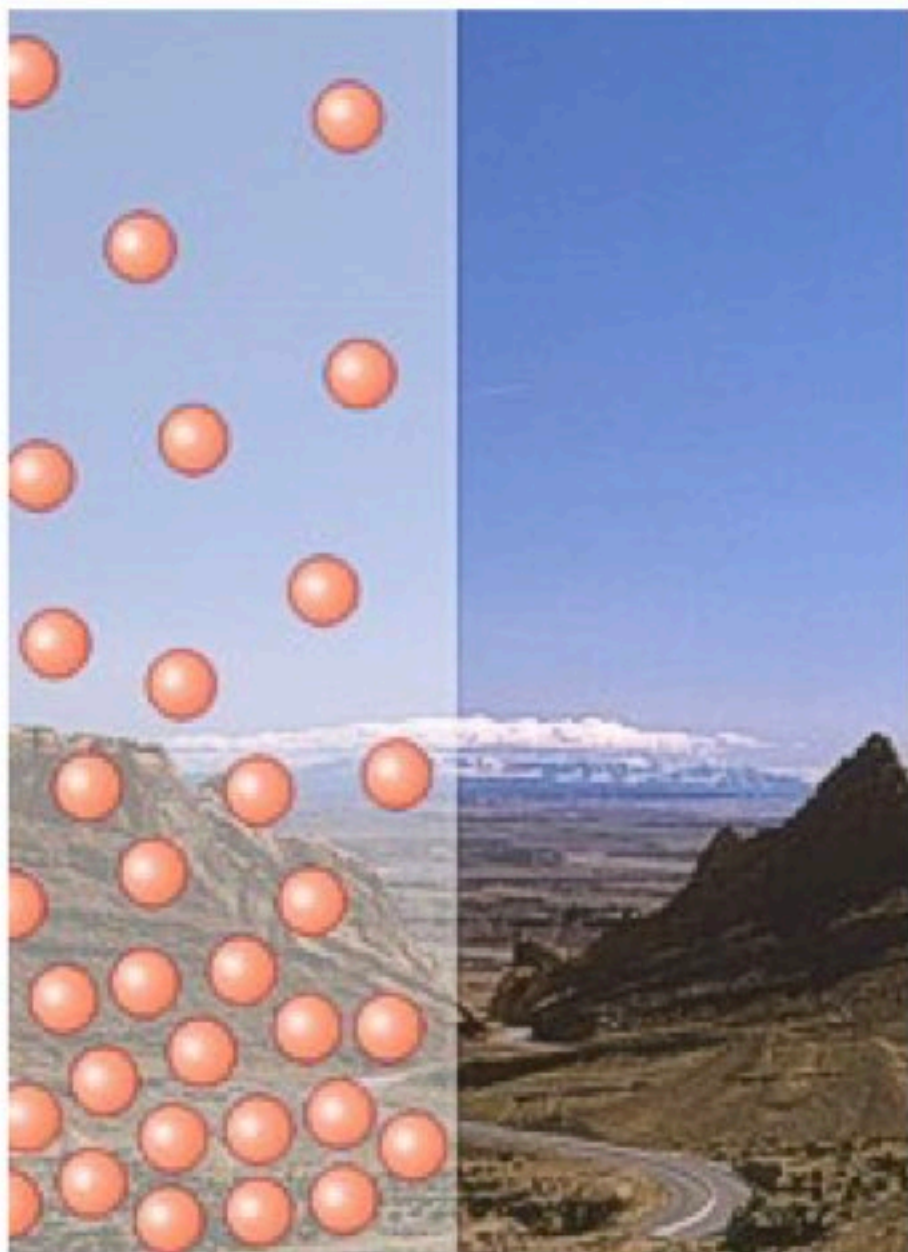


Si l'equació de l'equilibri hidrostàtic la combinem amb la llei de gasos ideals, podem arribar a l'equació de variació de P amb alçada sota equilibri hidrostàtic.

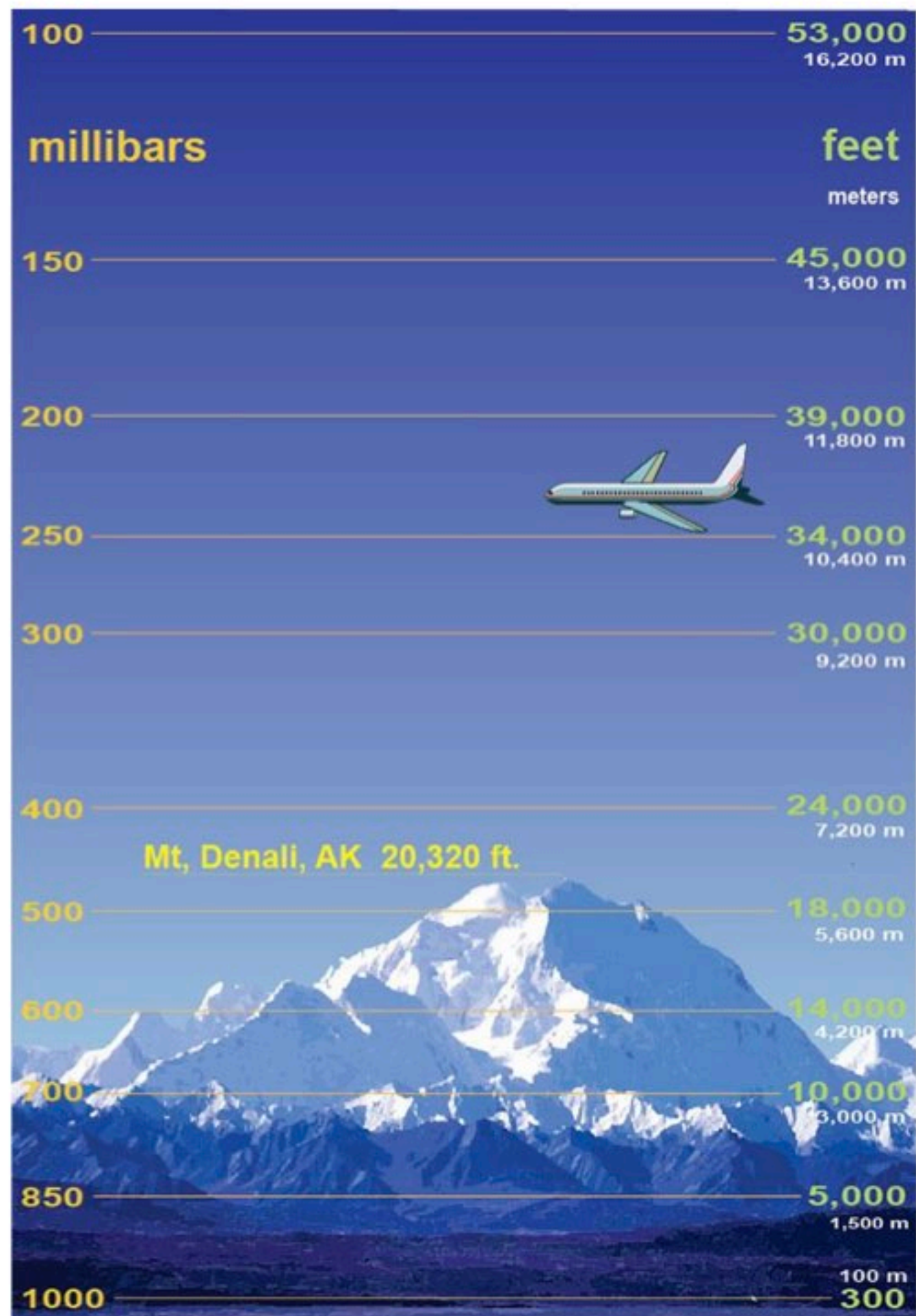
La variació de la pressió atmosfèrica decau exponencialment amb l'alçada, amb un pendent que depèn de la Temperatura de l'estrat d'aire.

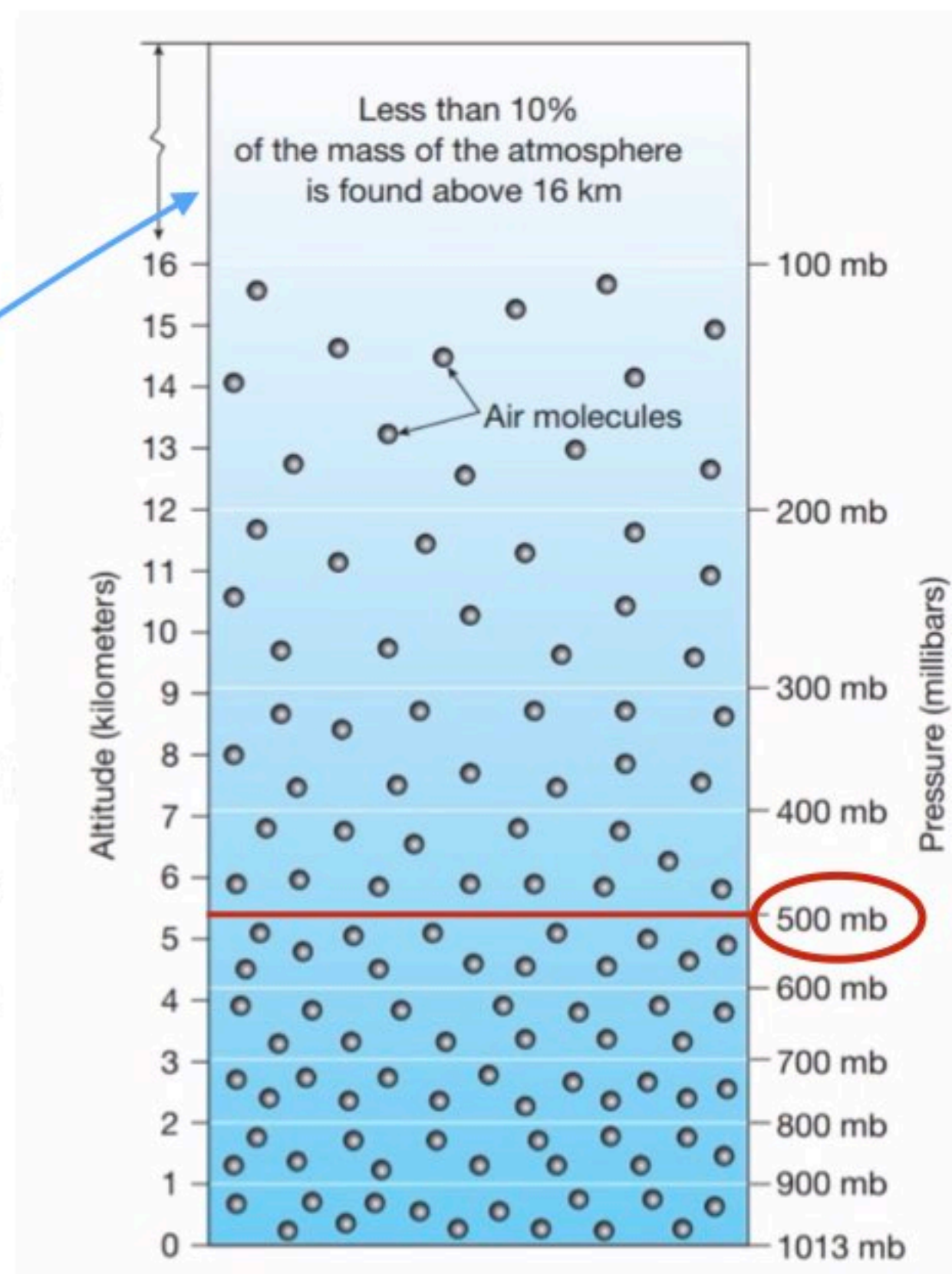
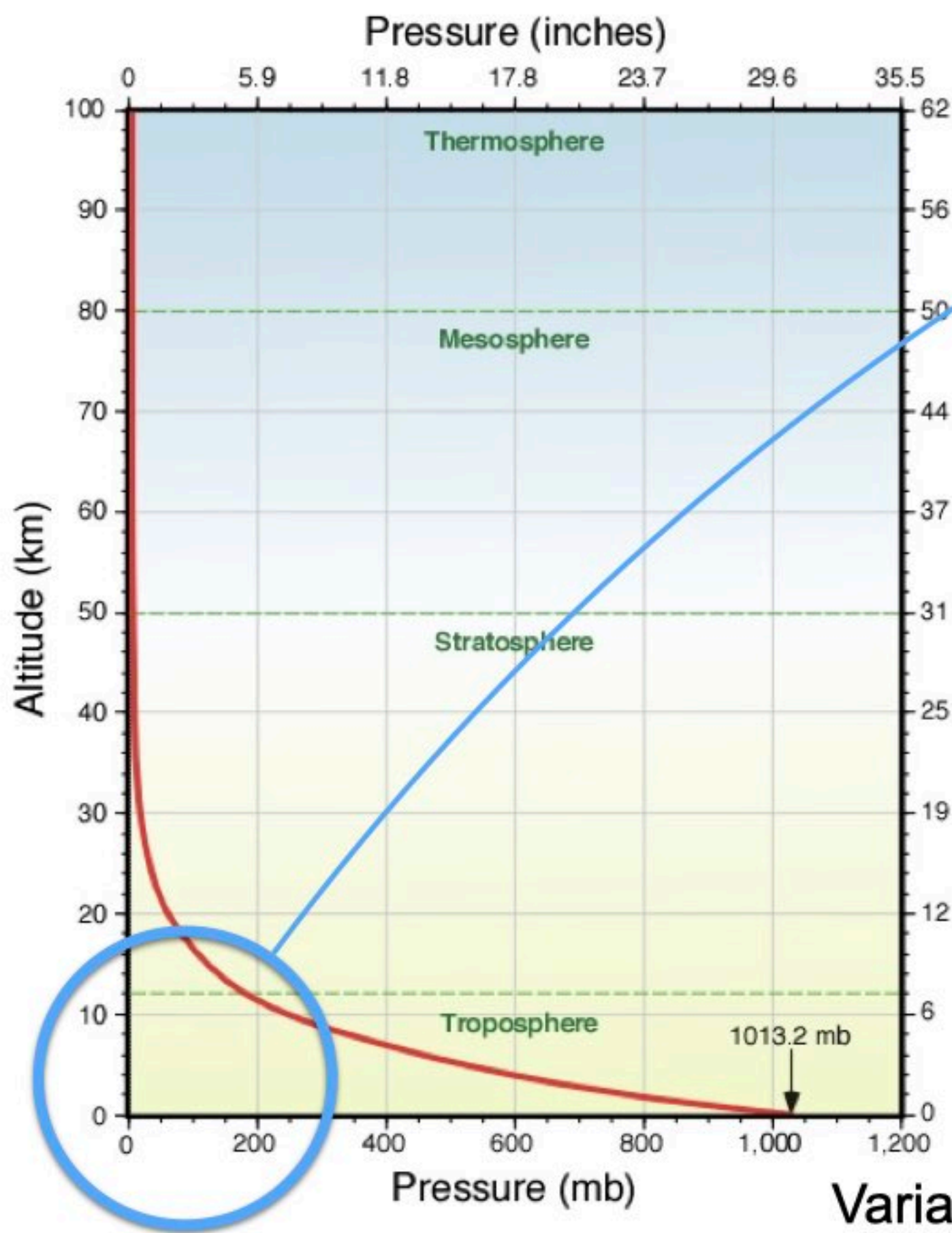
$$p_2 = p_1 \exp \left\{ \frac{(z_1 - z_2)}{a \bar{T}} \right\}; \quad a = \frac{g}{R_a}$$



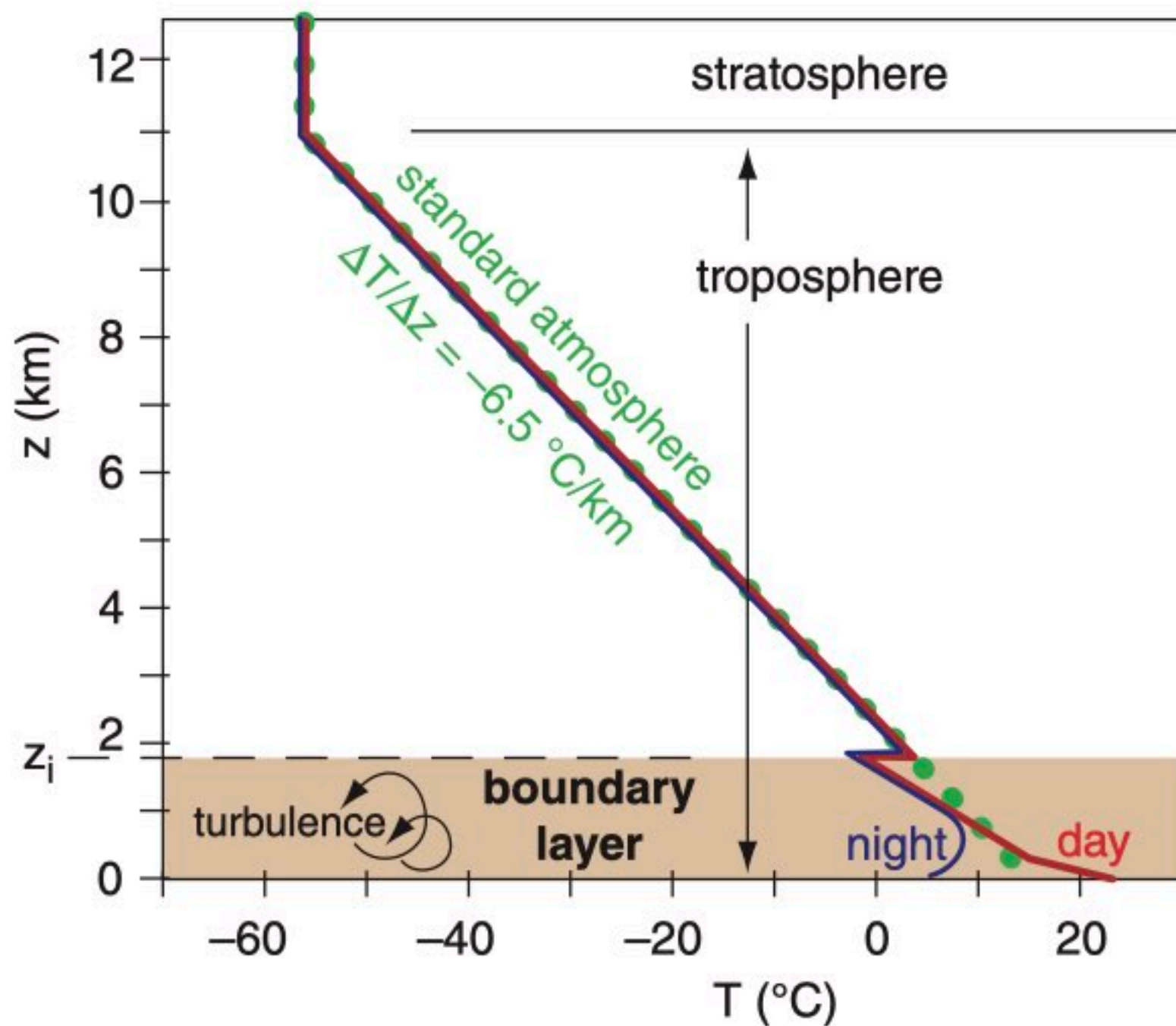


Gracies a l'equació hipsomètrica (atmosfera estandard), podem expressar l'alçada sobre la superfície de la Terra en termes de Pressió en comptes d'utilitzar metres





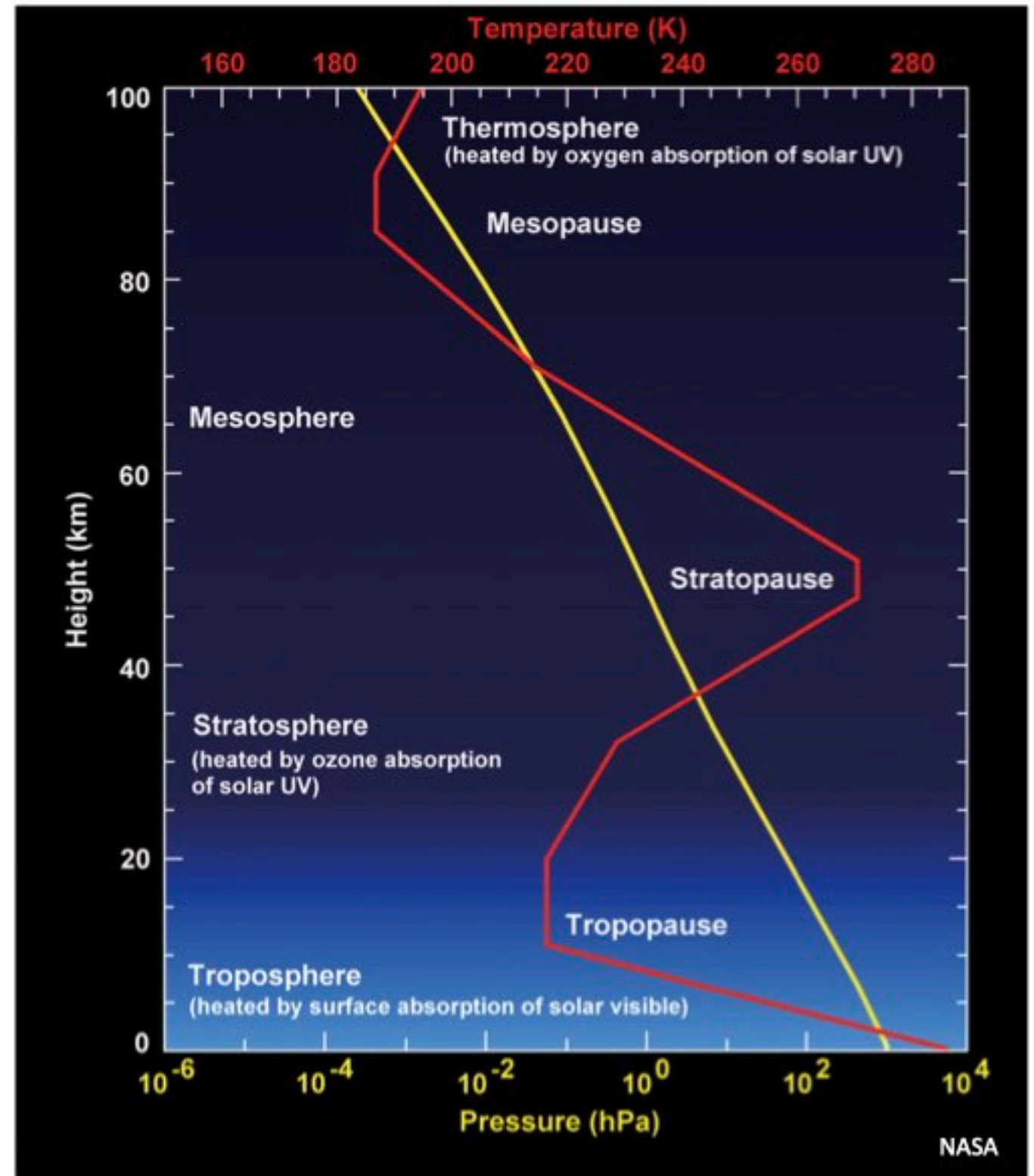
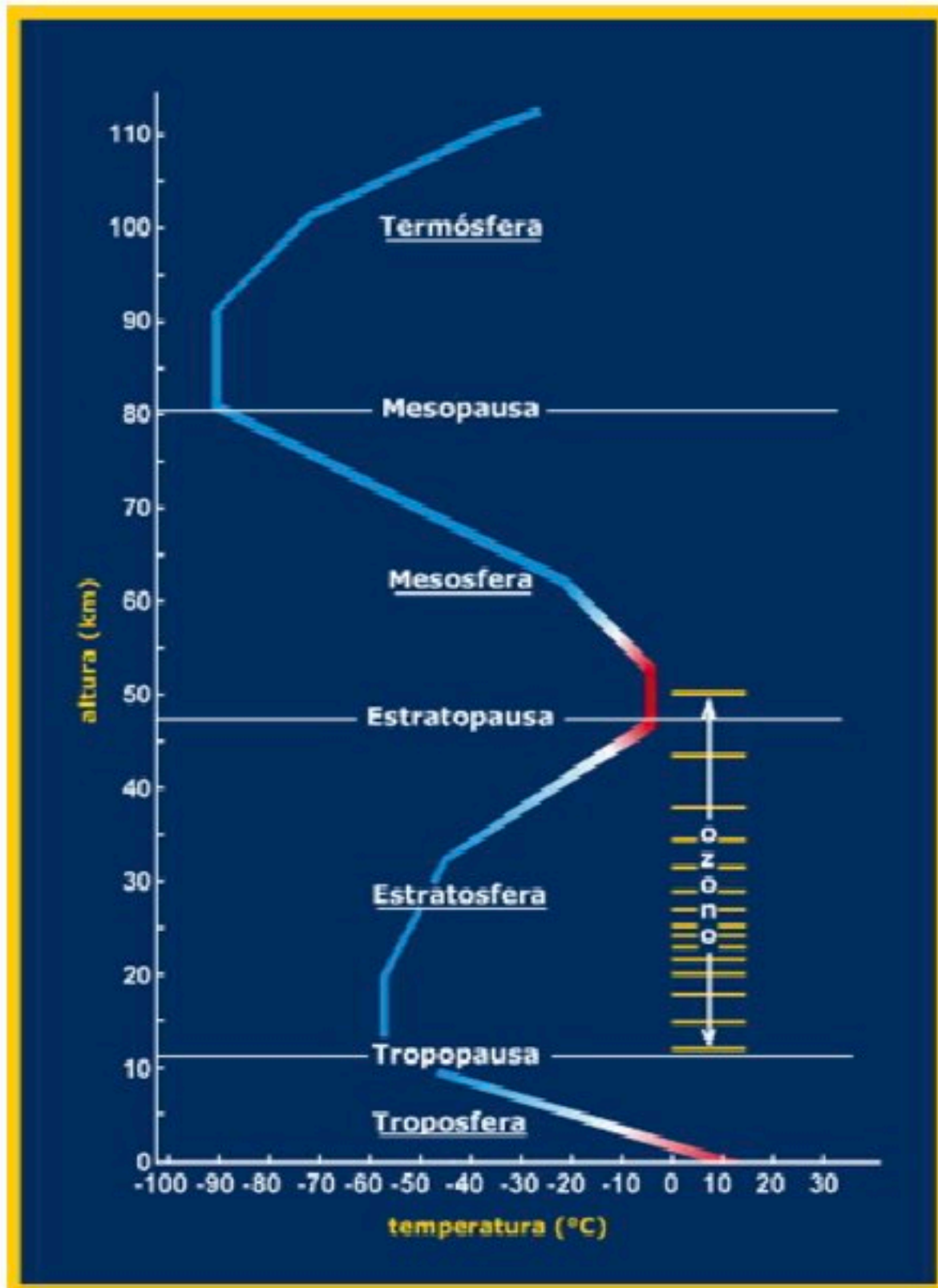
Variació de la pressió en una atmosfera estandard: cada estrat de 100 mb conté un 10% de la massa atmosfèrica



L'atmosfera estàndard és un model simplificat invariant de com evolucionen les diferents propietats amb l'alçada.

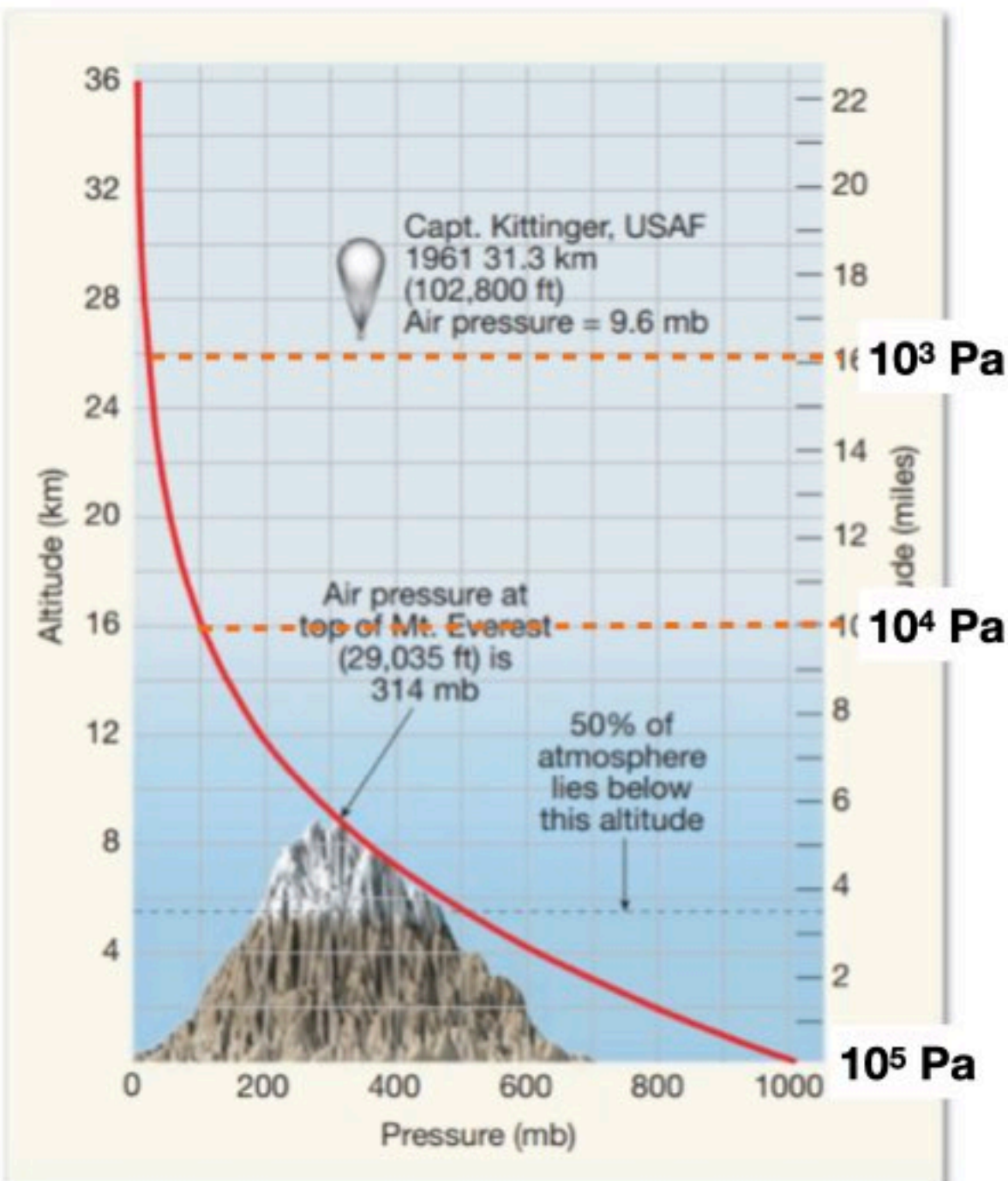
En el cas de la Temperatura se li associa un gradient ($\Delta T/\Delta z$) de $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (línia verda puntejada) a dins de la Troposfera. El perfil de temperatures varia al llarg del dia dins de la capa límit (capa en contacte amb la superfície de la terra, ombrejada en marró).

Capes de l'Atmosfera



Variació de la pressió atmosfèrica amb l'altura:

La pressió atmosfèrica és l'efecte del pes de l'aire per sobre.
Al nivell del mar, $1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ (1 kg/cm^2) = $1013 \cdot \text{hPa}$.
Decreix de manera no lineal (exponencial).



Variació de P amb T:

En general, una columna d'aire fred s'associa amb pressions en superfície més altes, i una columna d'aire càlida amb pressions més baixes.

Si la pressió en superfície és la mateixa, en alçada la pressió de l'aire càlid és més alta.

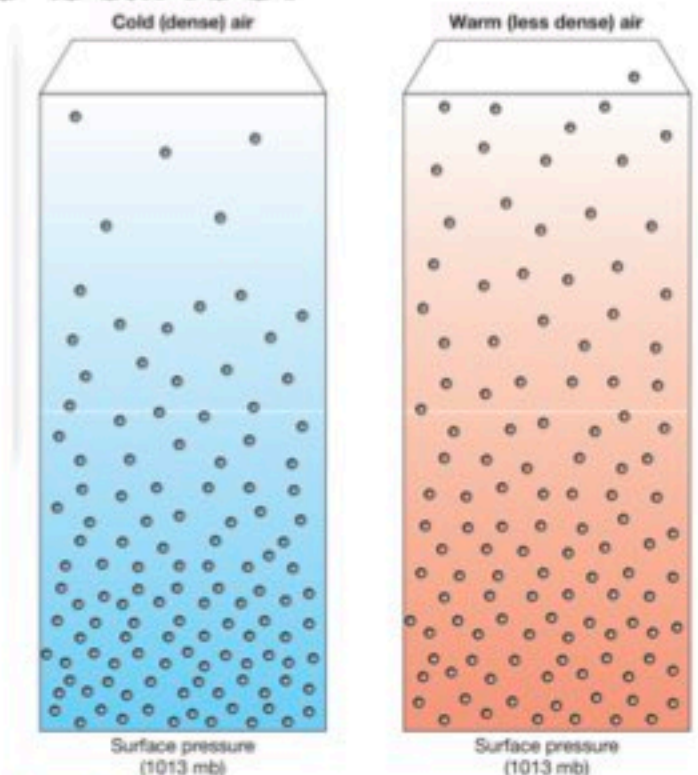
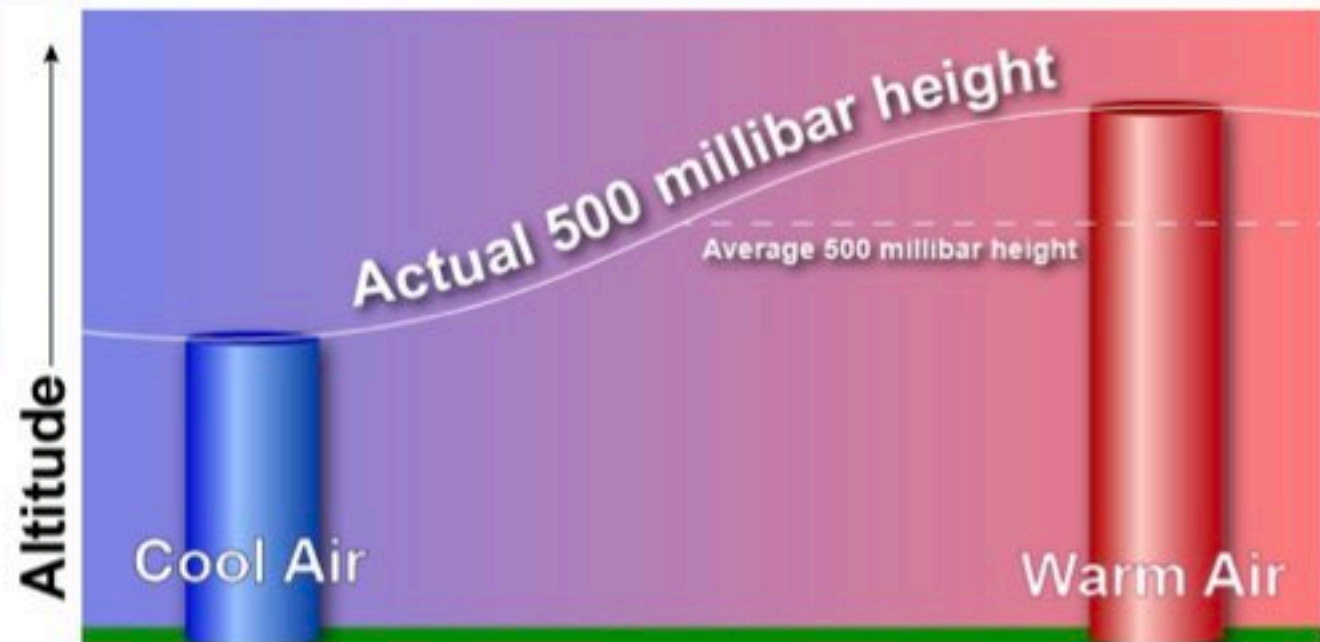
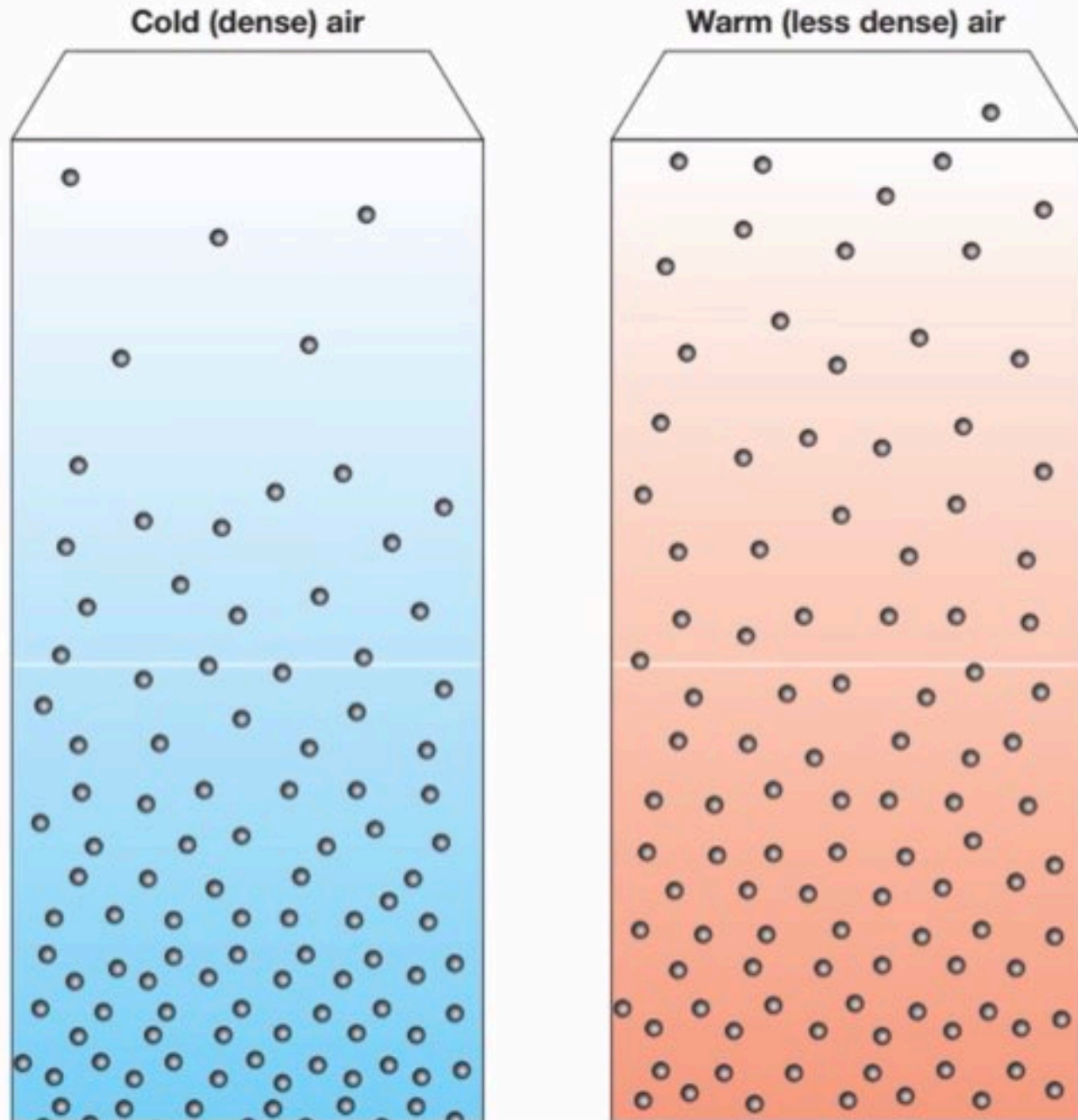


Figure 8 A comparison of the density of a column of cold air and a column of warm air. With an increase in altitude, air pressure drops more rapidly in the column of cold air.

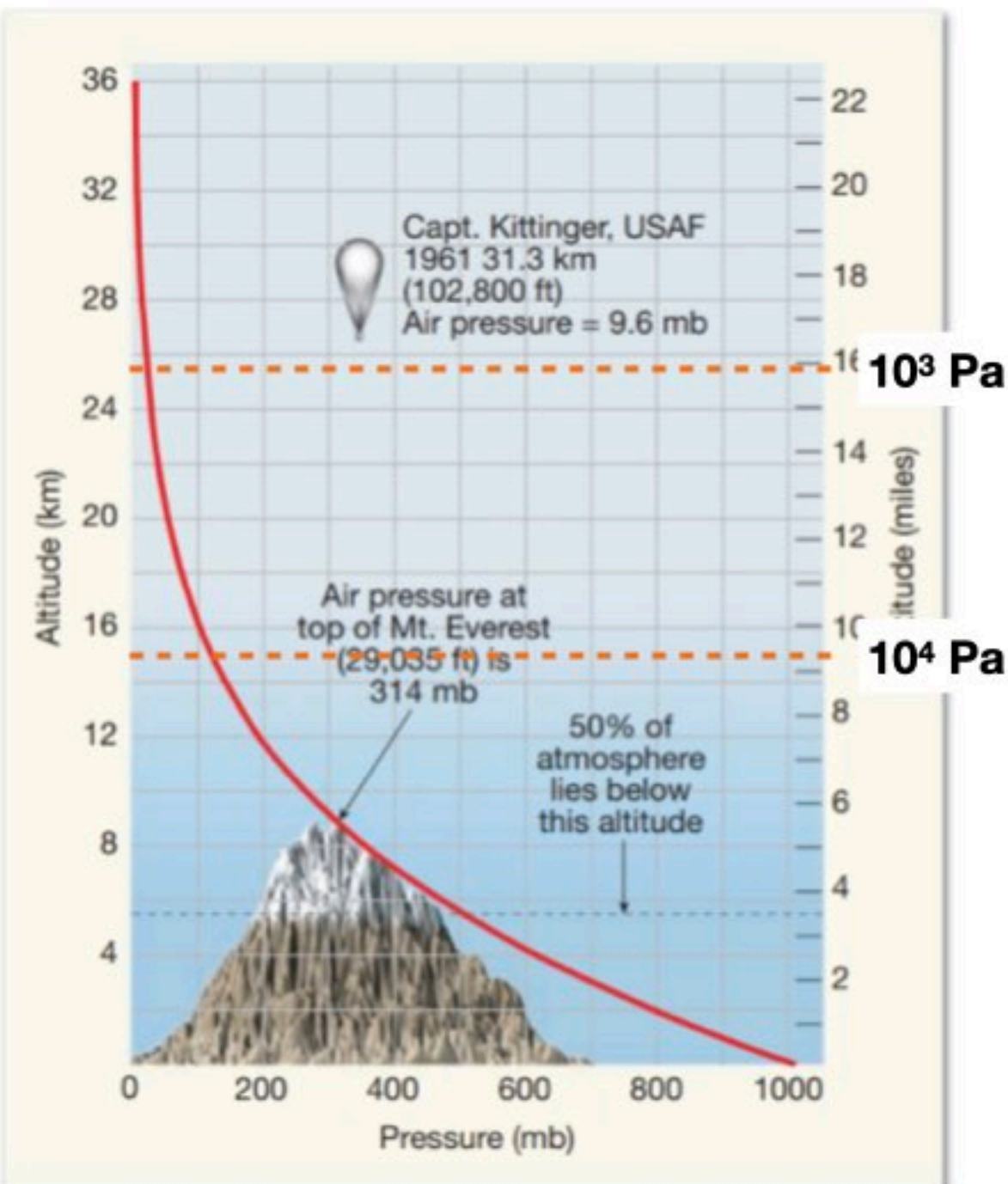
Variació de la distribució de la pressió en alçada amb la Temperatura de l'aire



Variació de la pressió atmosfèrica amb l'altura:

La pressió atmosfèrica és l'efecte del pes de l'aire per sobre.

Al nivell del mar, $1,01 \cdot 10^5$ Pa (1 kg/cm^2).



Variació de P amb T:

En general, una columna d'aire fred s'associa amb pressions en superfície altes, i una columna d'aire càlida amb pressions baixes.

Si la pressió en superfície és la mateixa, en alçada la pressió de l'aire càlid és més alta.

Variació de P amb H₂O:

La presència de vapor d'aigua fa baixar la densitat de l'aire.

PRESSIÓ ATMOSFÈRICA I VENTS

Força deguda als gradients de pressió: quan l'aire està sotmès a més pressió en una banda que a l'altra es produeix una força que va de la posició de més pressió a la de menys.

La separació de les isobares determina la velocitat del vent degut als gradients de pressió.

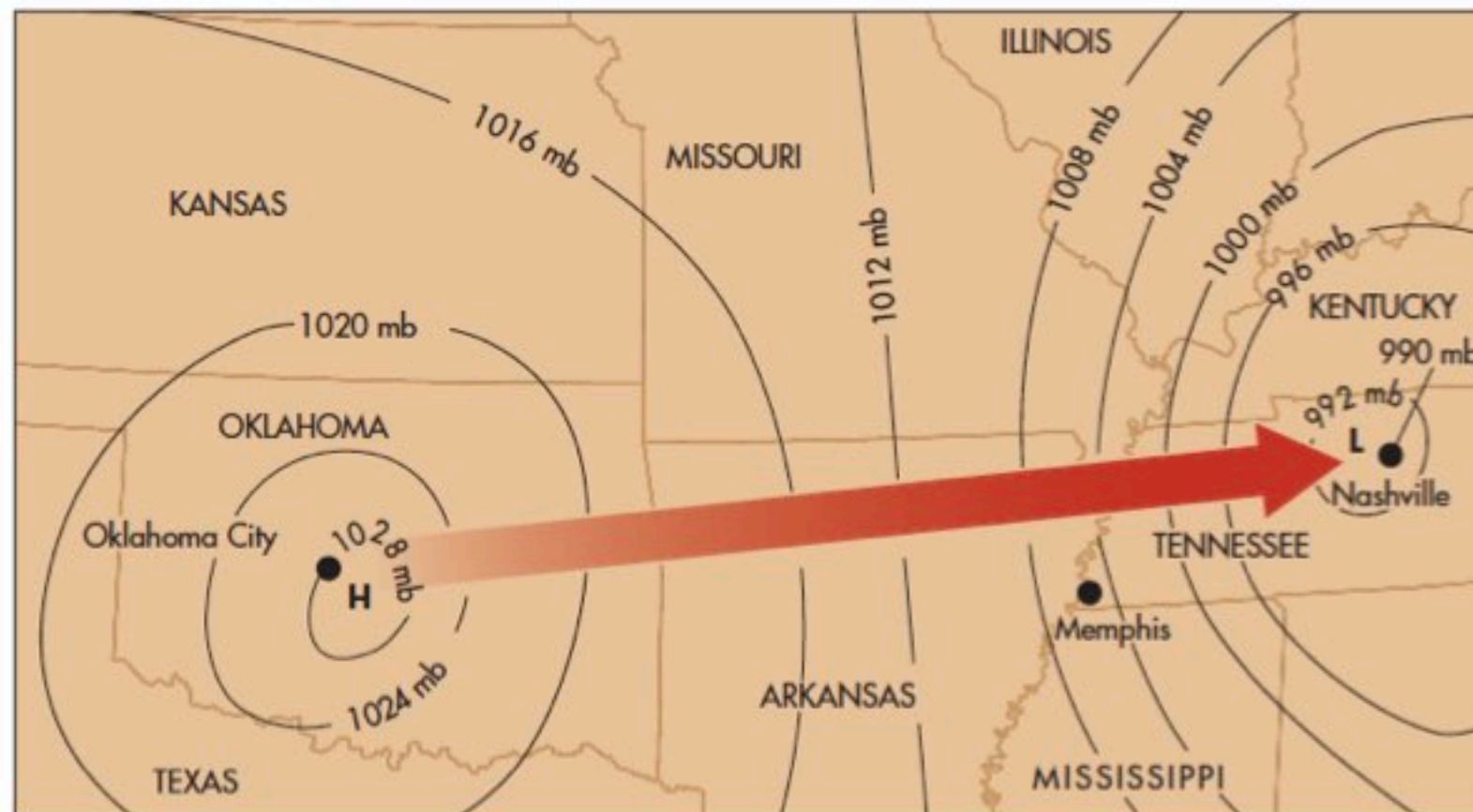
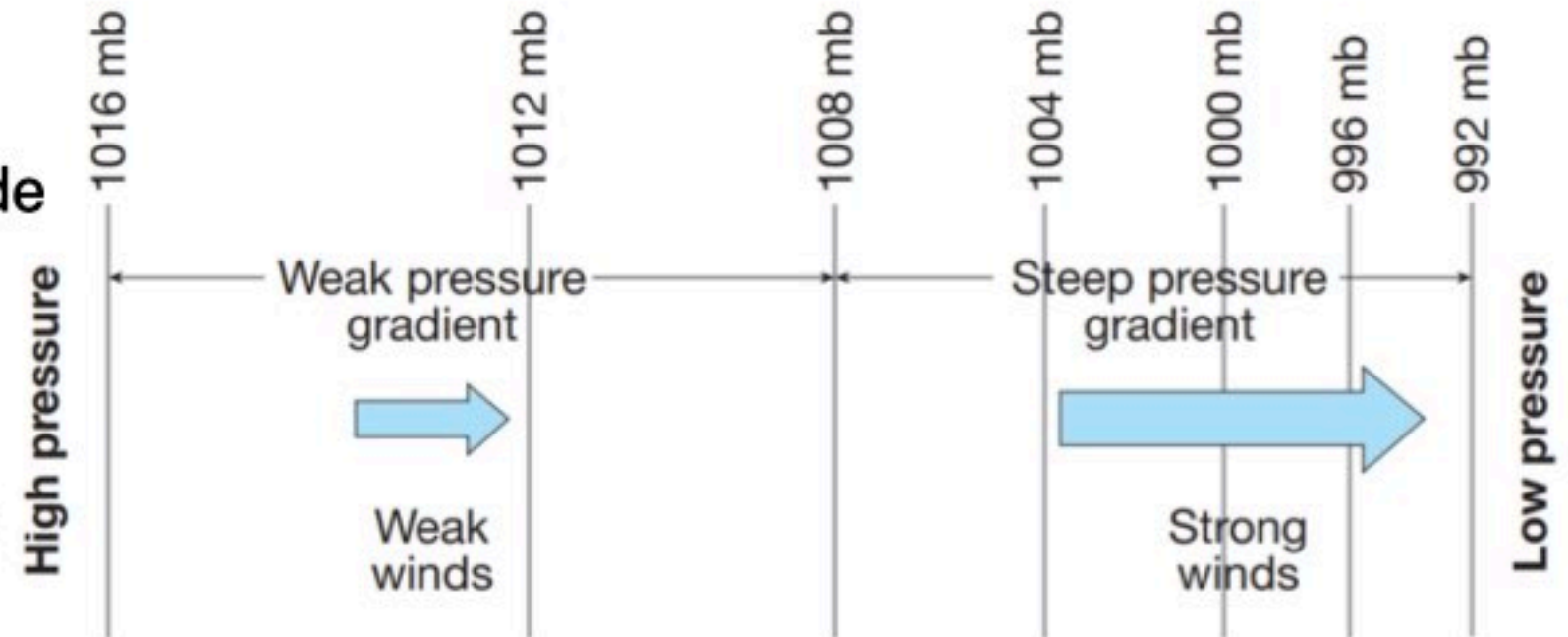


Figure 6.10 Hypothetical pressure gradient between Oklahoma City, Oklahoma, and Nashville, Tennessee. Notice the direction of airflow and the spacing of isobars across the region. A steep pressure gradient exists in regions where isobars are closely spaced together, whereas the gradient is shallow in places where the isobars are far apart.

PRESSIÓ ATMOSFÈRICA I VENTS

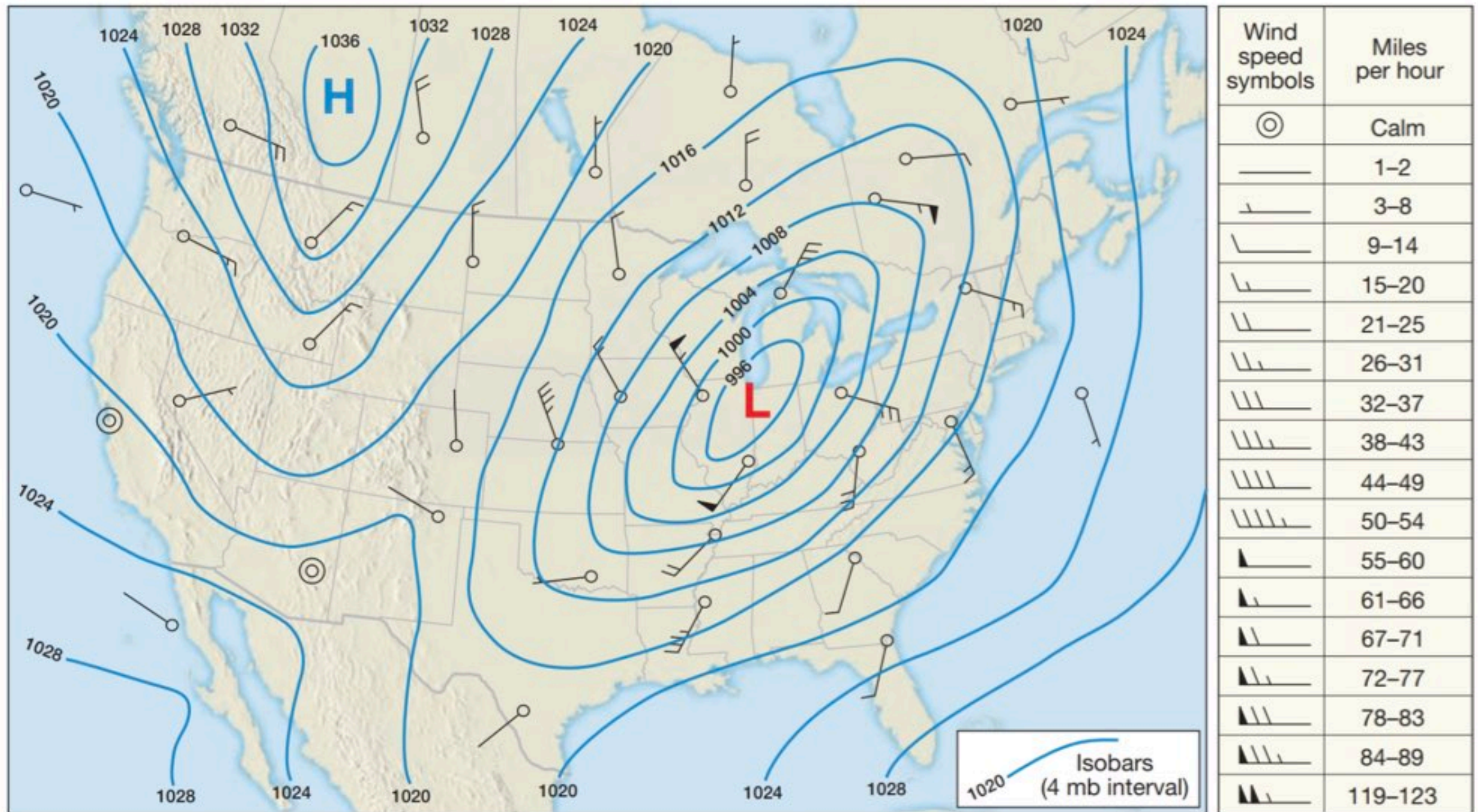


Figure 12 Isobars are used to show the distribution of pressure on daily weather maps. Isobars are seldom straight but usually form broad curves. Concentric isobars indicate cells of high and low pressure. The “wind flags” indicate the expected airflow surrounding pressure cells and are plotted as “flying” with the wind (that is, the wind blows toward the station circle). Notice on this map that the isobars are more closely spaced and the wind speed is faster around the low-pressure center than around the high.

Tiempo Barcelona ☆

 **8 °C**
13:16

Comunidad Autónoma de Cataluña, España, 41.39°N 2.16°E, 15m s.n.m.

🏠 Tiempo 7 días

📅 Tiempo 14 días

🔗 Tiempo hoy

📹 Webcams

🗺️ Mapas meteorológicos

🔍 Previsión

🏃 Aire libre y Deportes

✈️ Aviación

🌾 Agricultura

📊 Historia y Clima

🛒 Productos

🔧 Widget

📢 Noticias

Mar Hoy	Mié Mañana	Jue 2-9	Vie 2-10	Sáb 2-11	Dom 2-12	Lun 2-13
						
11 °C	12 °C	11 °C	13 °C	13 °C	13 °C	12 °C
8 °C	9 °C	8 °C	7 °C	7 °C	8 °C	10 °C
↗ 17 km/h	↖ 11 km/h	↖ 9 km/h	↗ 10 km/h	↗ 7 km/h	↖ 5 km/h	↘ 4 km/h
☔ >20 mm	💧 0-2 mm	-	-	-	-	-
☀ 0 h	☀ 1 h	☀ 5 h	☀ 9 h	☀ 10 h	☀ 8 h	☀ 4 h
						

Martes

🌡 Temperatura (°C)

👤 Temperatura sentida (sensación térmica) (°C)

🌀 Dirección del viento

🚩 Velocidad del viento (km/h)

💧 Precipitación (mm/3h)

🌧 Probabilidad de precipitación

🕒 1h Precipitaciones cada hora

💧 rainSPOT
Distribución de precipitación en 15 kilómetros

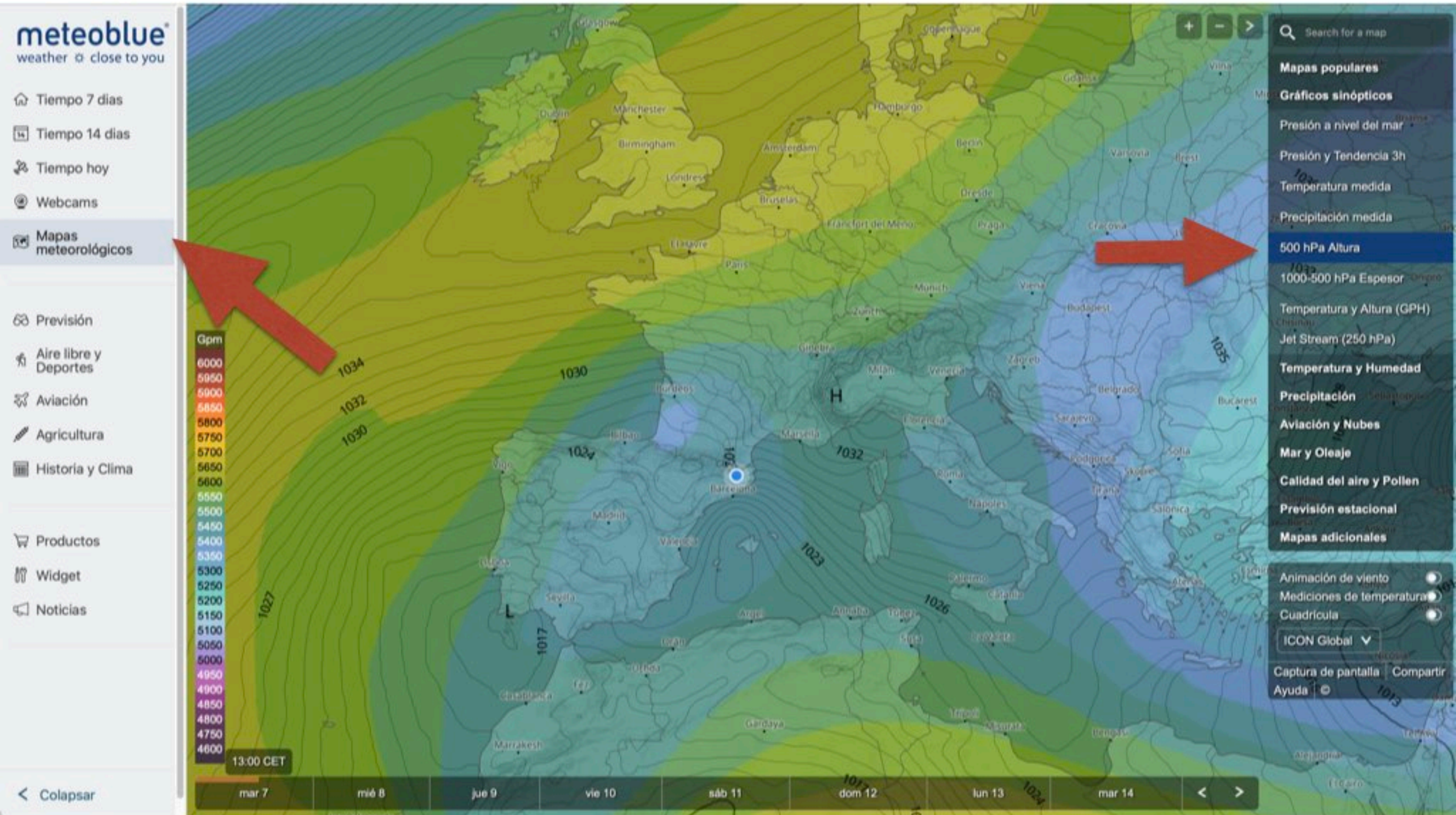


03 ⁰⁰	06 ⁰⁰	09 ⁰⁰	12 ⁰⁰	15 ⁰⁰	18 ⁰⁰	21 ⁰⁰	00 ⁰⁰
							
10°	9°	10°	9°	8°	9°	10°	11°

6°	6°	6°	5°	5°	5°	7°	8°
↗ NNE	↗ NE	↗ NE	↖ ENE	↘ SE	↖ E	↖ E	↖ ENE
7-30	8-31	8-34	14-55	13-57	16-59	13-51	11-46
-	-	-	< 1	10	5	5	-
0%	0%	35%	80%	100%	100%	75%	60%

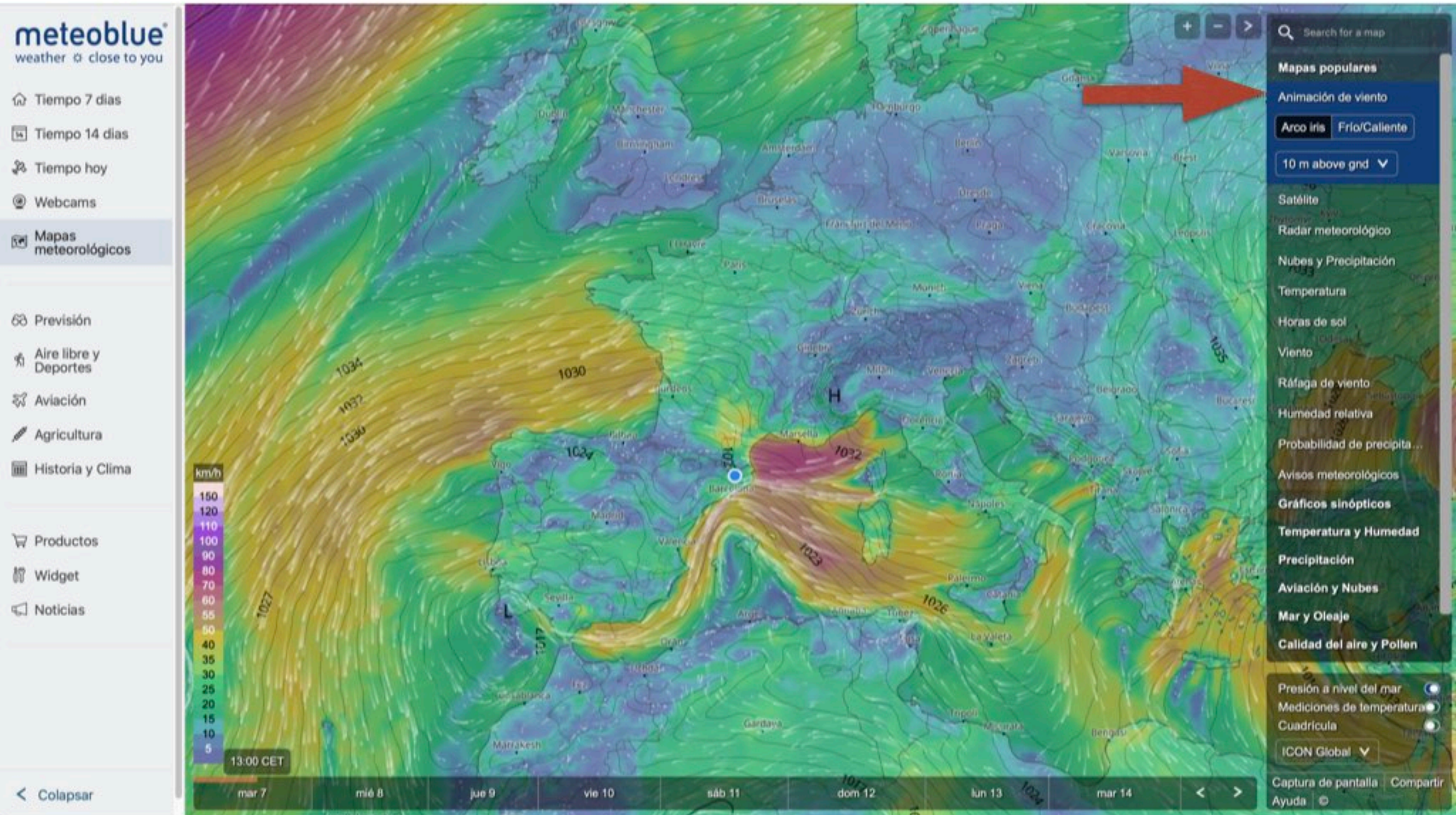


ALÇADA NIVELL DE 500 hPa + PRESSIÓ EN SUPERFICIE

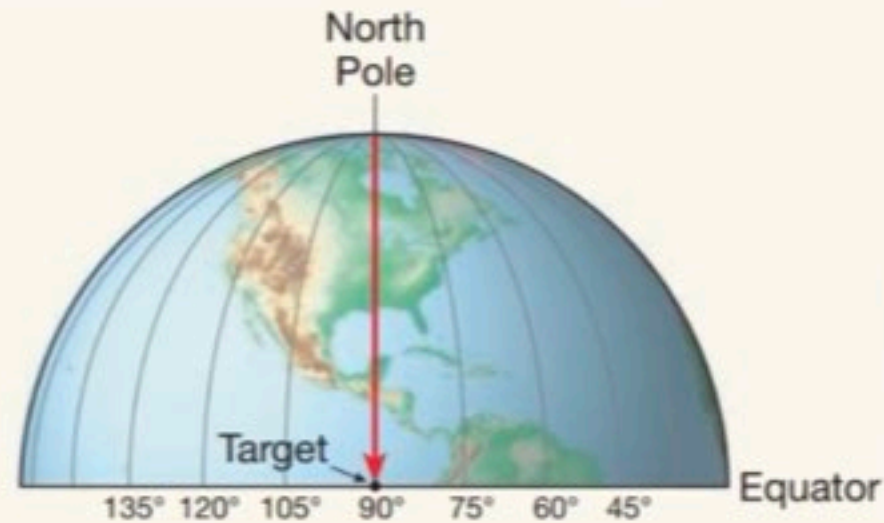


VENT EN SUPERFICIE

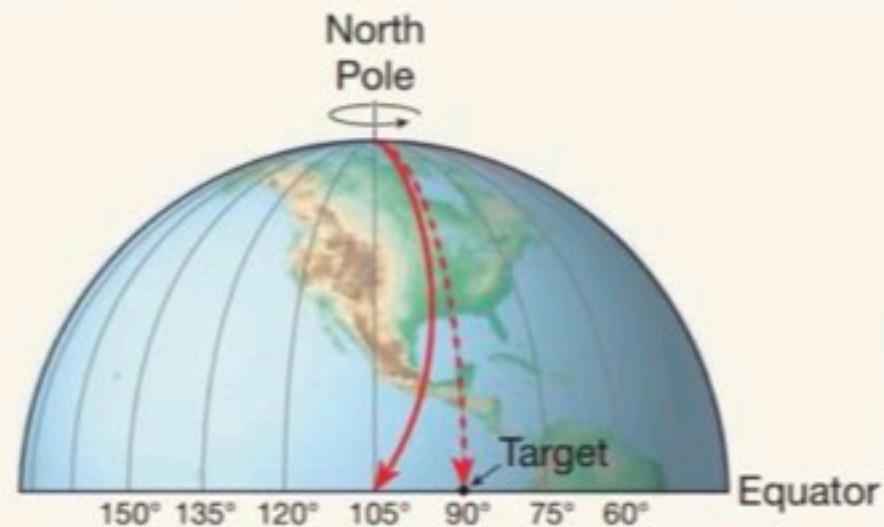
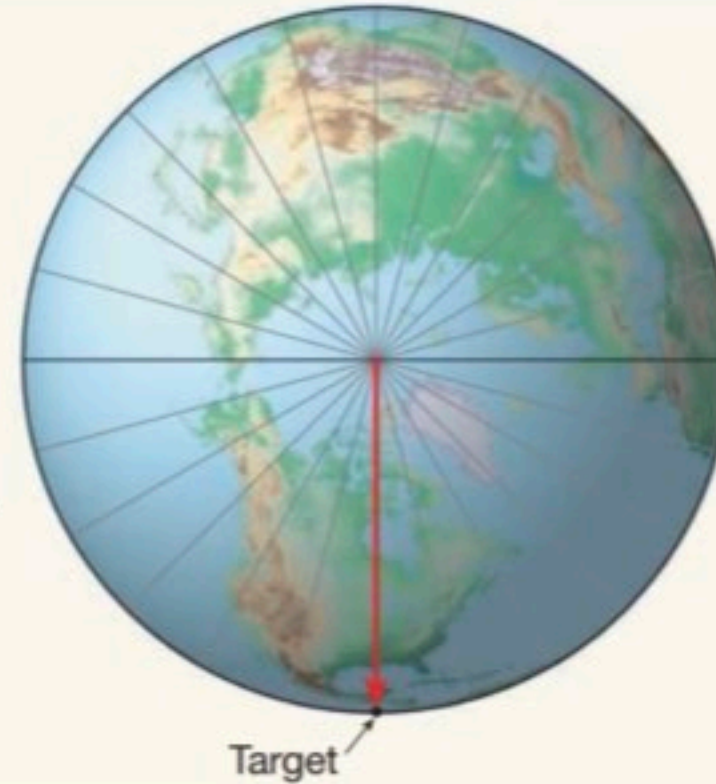
<https://www.meteoblue.com>



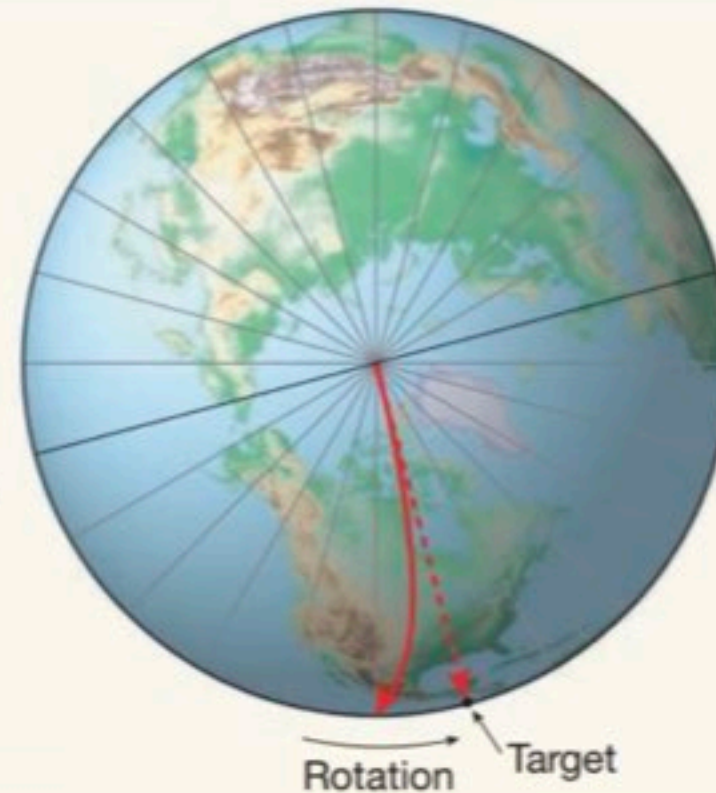
Desviació de trajectories per efecte de Coriolis a l'hemisferi nord



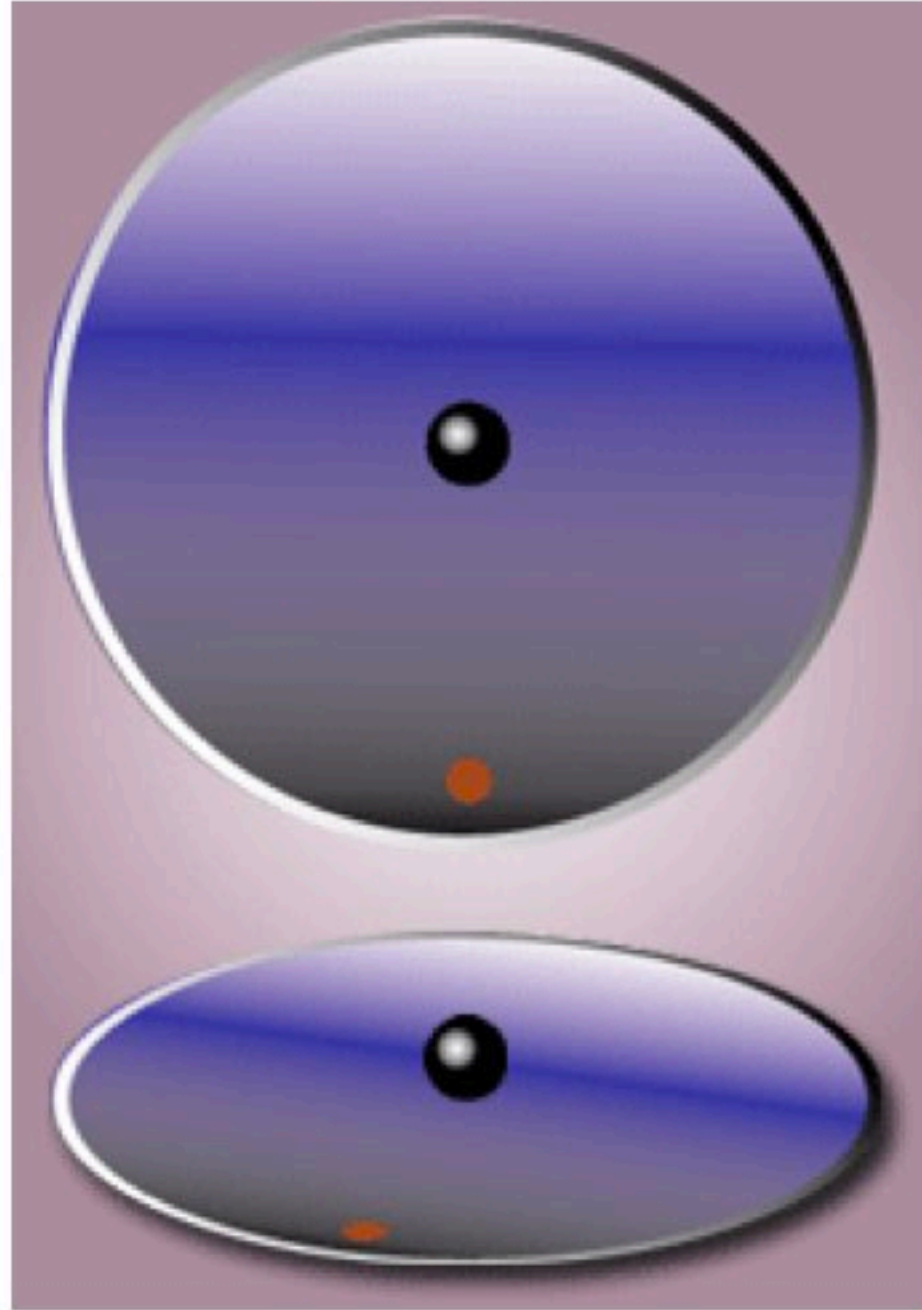
(a) Nonrotating Earth



(b) Rotating Earth



Desviació de trajectories per efecte de Coriolis



A la imatge es veu una bola que s'allunya en línia recta des del centre d'un disc giratori fins a la vora vist des del punt de vista d'un observador extern. En la de sota, es veu la trajectòria de la bola sobre el disc, però des del punt de vista d'un observador situat al damunt del disc.

PRESSIÓ ATMOSFÈRICA I VENTS

Força de Coriolis: força aparent deguda a la rotació de la Terra. A l'Hemisferi Nord, fa que el vent viri cap a la dreta. Aquest efecte és més important sobre els vents forts i a les latituds més altes.

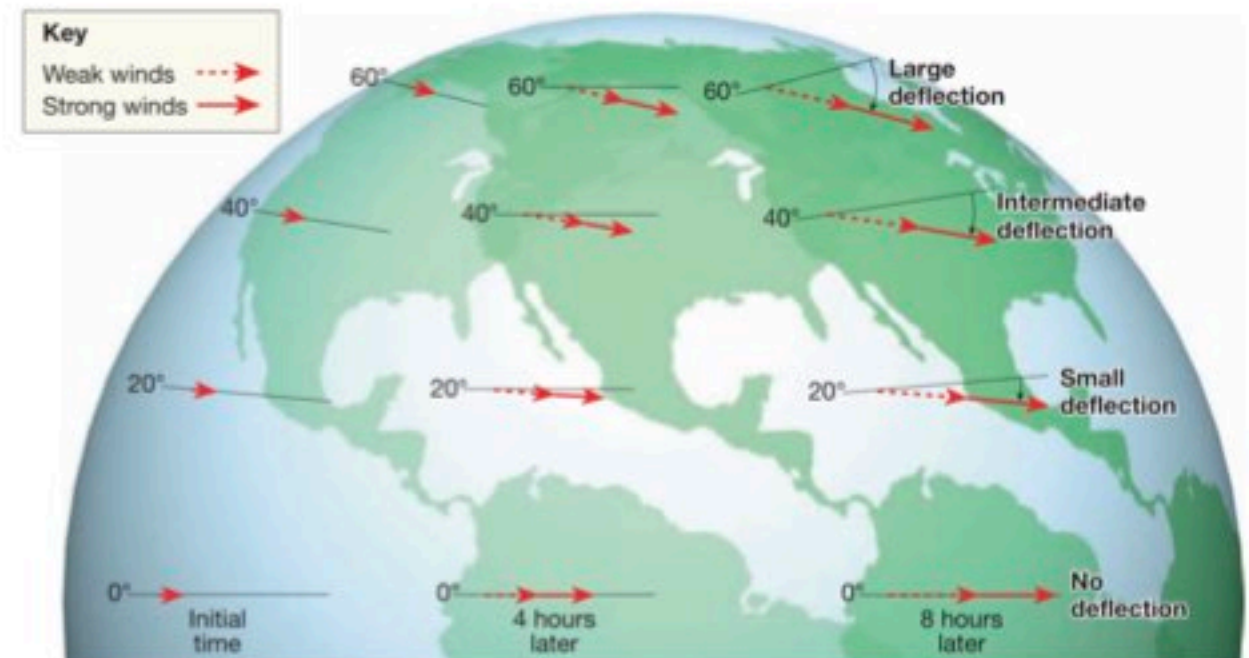
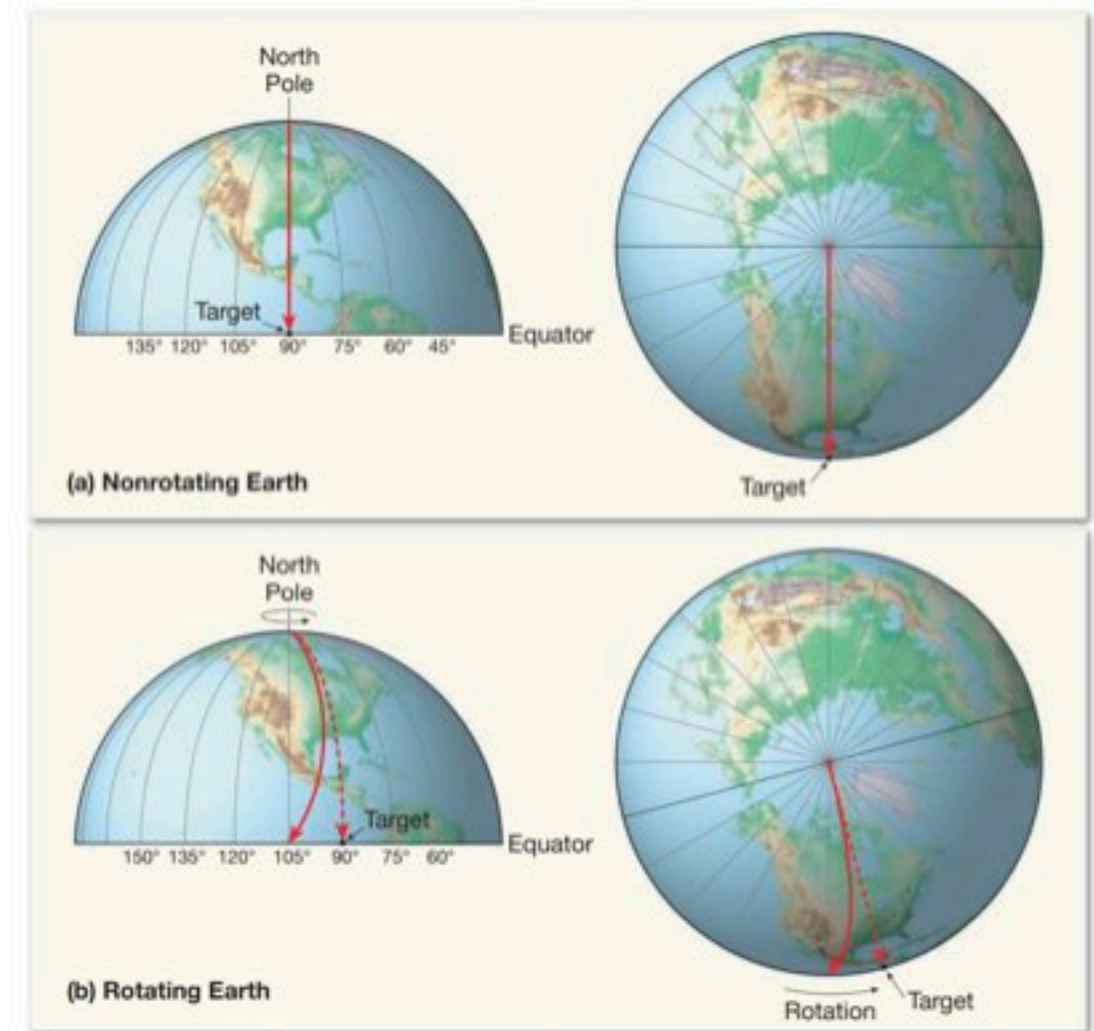


Figure 14 Coriolis deflection of winds blowing eastward at different latitudes. After a few hours the winds along the 20th, 40th, and 60th parallels appear to veer off course. This deflection (which does not occur at the equator) is caused by Earth's rotation, which changes the orientation of the surface over which the winds are moving.

PRESSIÓ ATMOSFÈRICA I VENTS

Força de Coriolis: força aparent deguda a la rotació de la Terra. A l'Hemisferi Nord, fa que el vent viri cap a la dreta. Aquest efecte és més important sobre els vents forts i a les latituds més altes.

Fregament: amb la superfície terrestre. Aquest fregament influeix els vents prop de la superfície i el seu efecte és molt menor a uns quants km.

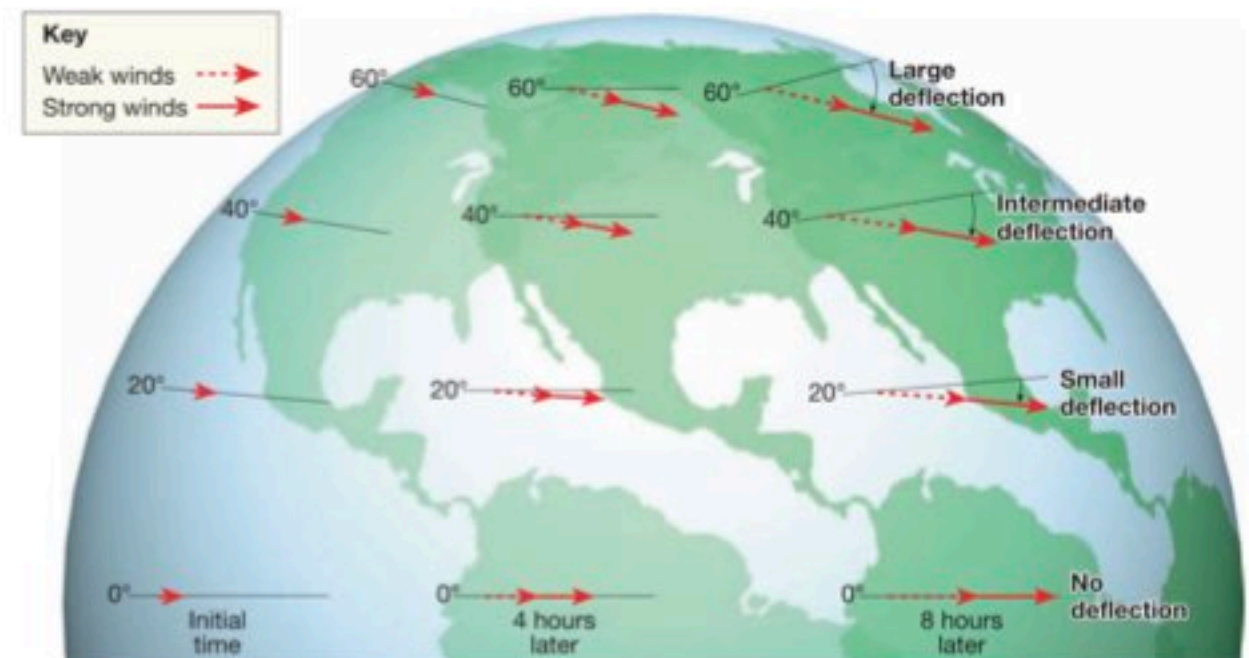
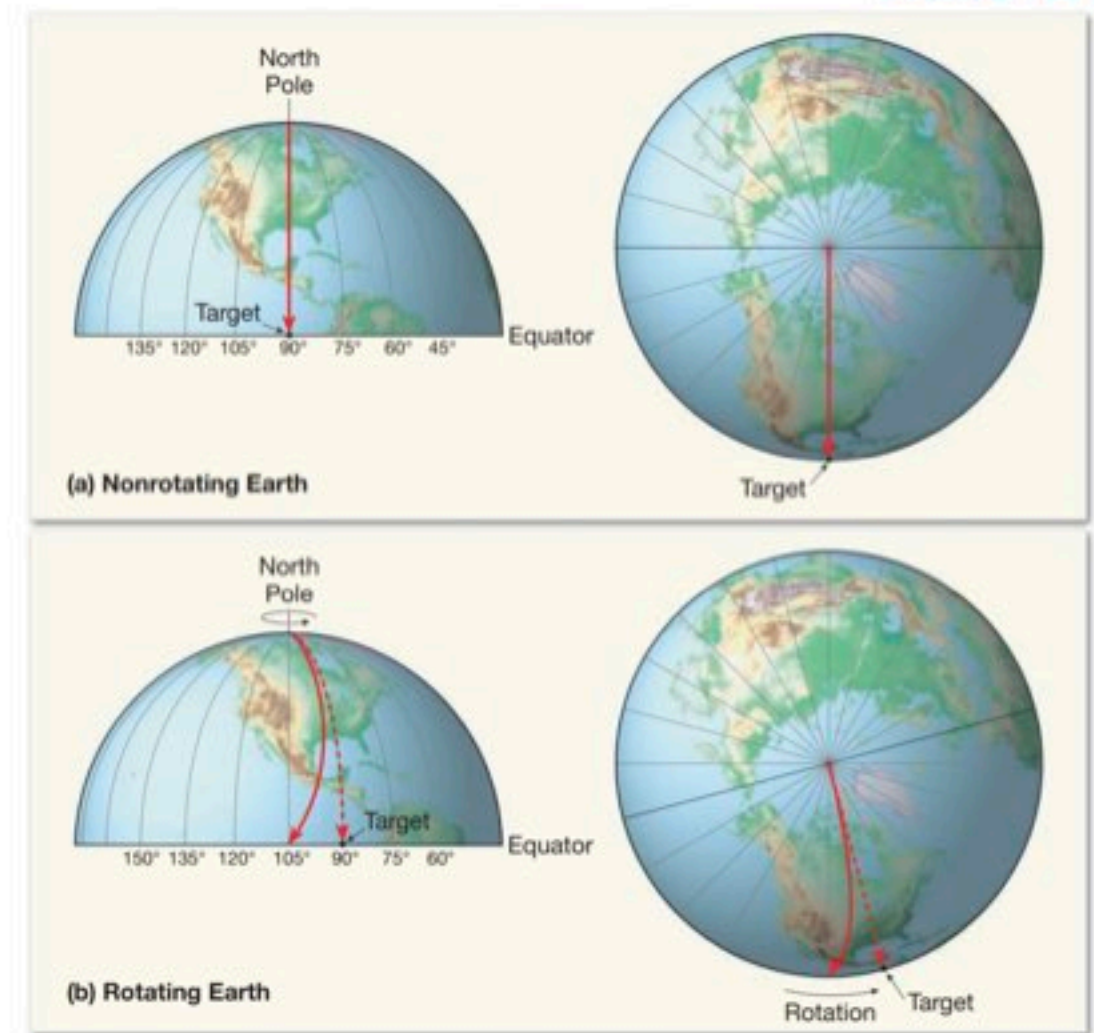
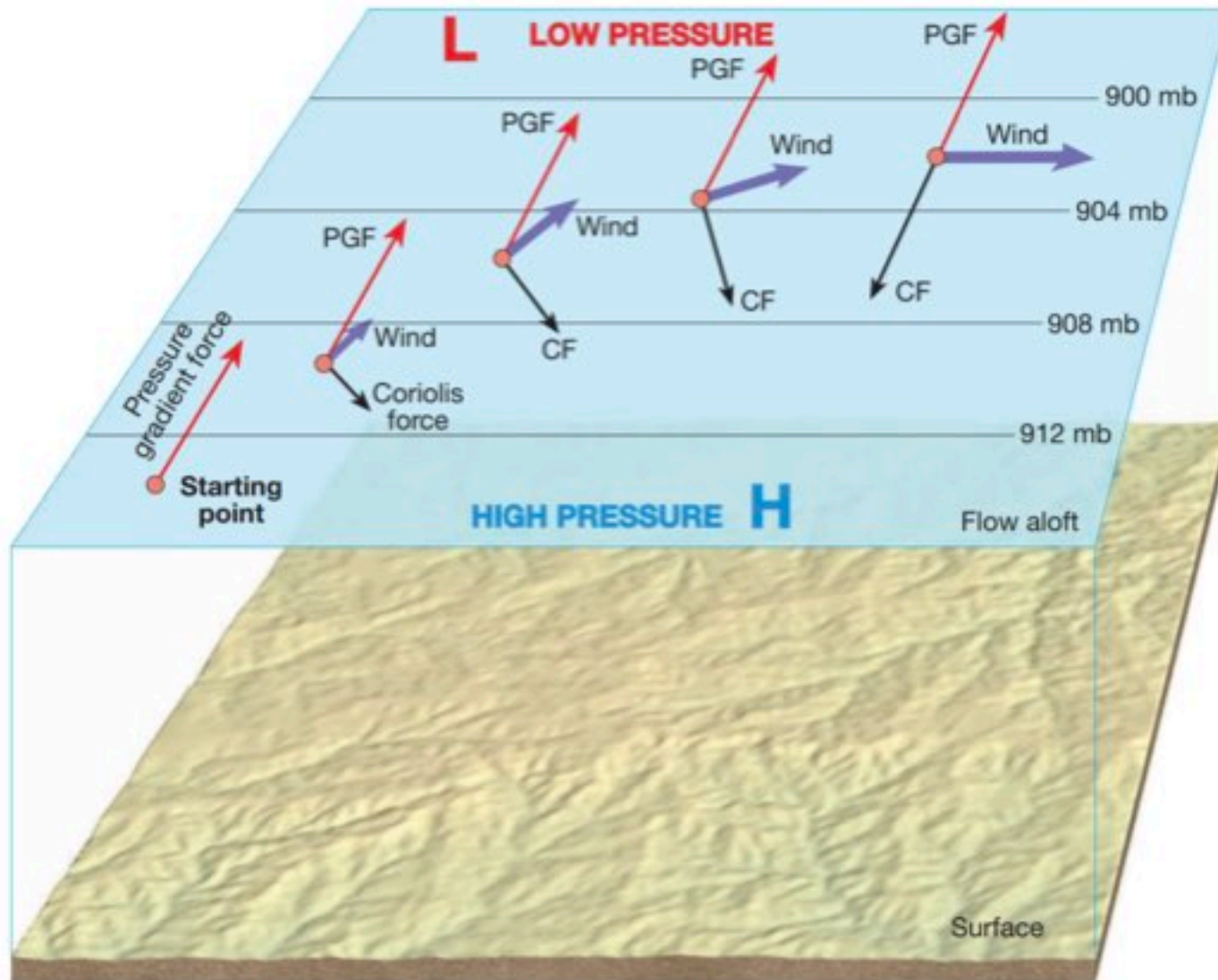


Figure 14 Coriolis deflection of winds blowing eastward at different latitudes. After a few hours the winds along the 20th, 40th, and 60th parallels appear to veer off course. This deflection (which does not occur at the equator) is caused by Earth's rotation, which changes the orientation of the surface over which the winds are moving.

VENT GEOSTRÒFIC (vents en alçada)



Inicialment l'única força neta que actua sobre una bombolla en equilibri hidrostàtic d'aire és la força del gradient de pressió. Un cop l'aire comença a accelerar per l'acció del gradient de pressió, la força de Coriolis el desvia cap a la dreta a l'hemisferi nord.

Les velocitats del vent més grans donen lloc a una força de Coriolis més forta (deflexió) fins que el flux és paral·lel a les isobares. **En aquest punt, la força del gradient de pressió i la força de Coriolis estan en equilibri, i el flux s'anomena vent geostrofic.**

Finalment, el vent vira fins que esdevé paral·lel a les línies isobares (equilibri geostrofic) i **la seva velocitat és proporcional al gradient de pressions.**

Quan s'assoleix l'equilibri entre la força de gradient de pressió i la força de Coriolis, el flux resultant s'anomena **flux o vent geostrofic**.

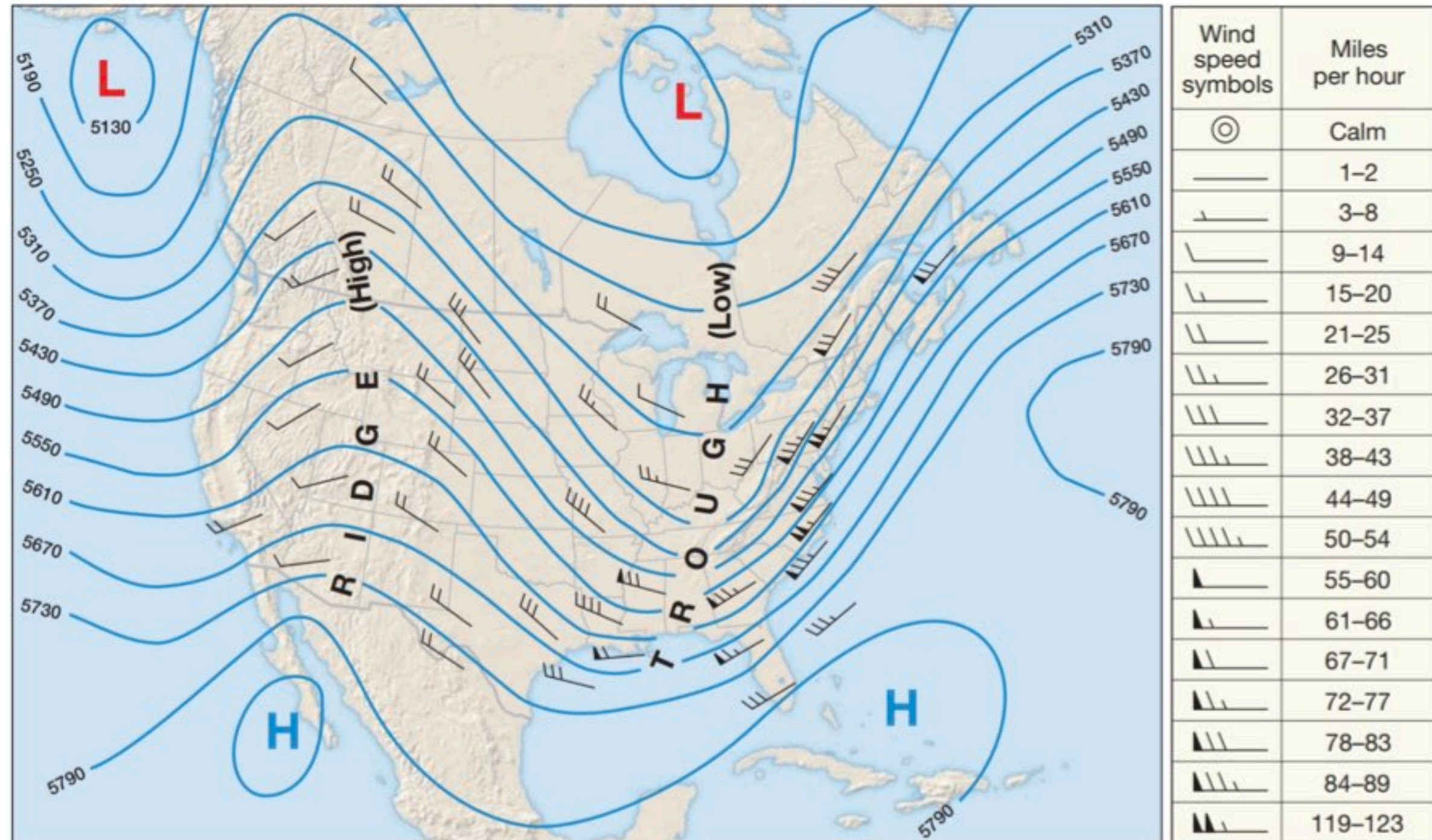
És important tenir en compte que a l'atmosfera "real", el flux d'aire s'ajusta contínuament a les variacions del camp de pressió. **Com a resultat, l'ajust a l'equilibri geostrofic és molt més irregular i menys paral·lel a les isobares del que es mostra.**

En superfície, l'efecte de la **fricció** fa que el vent no sigui paral·lel a les línies isobares.

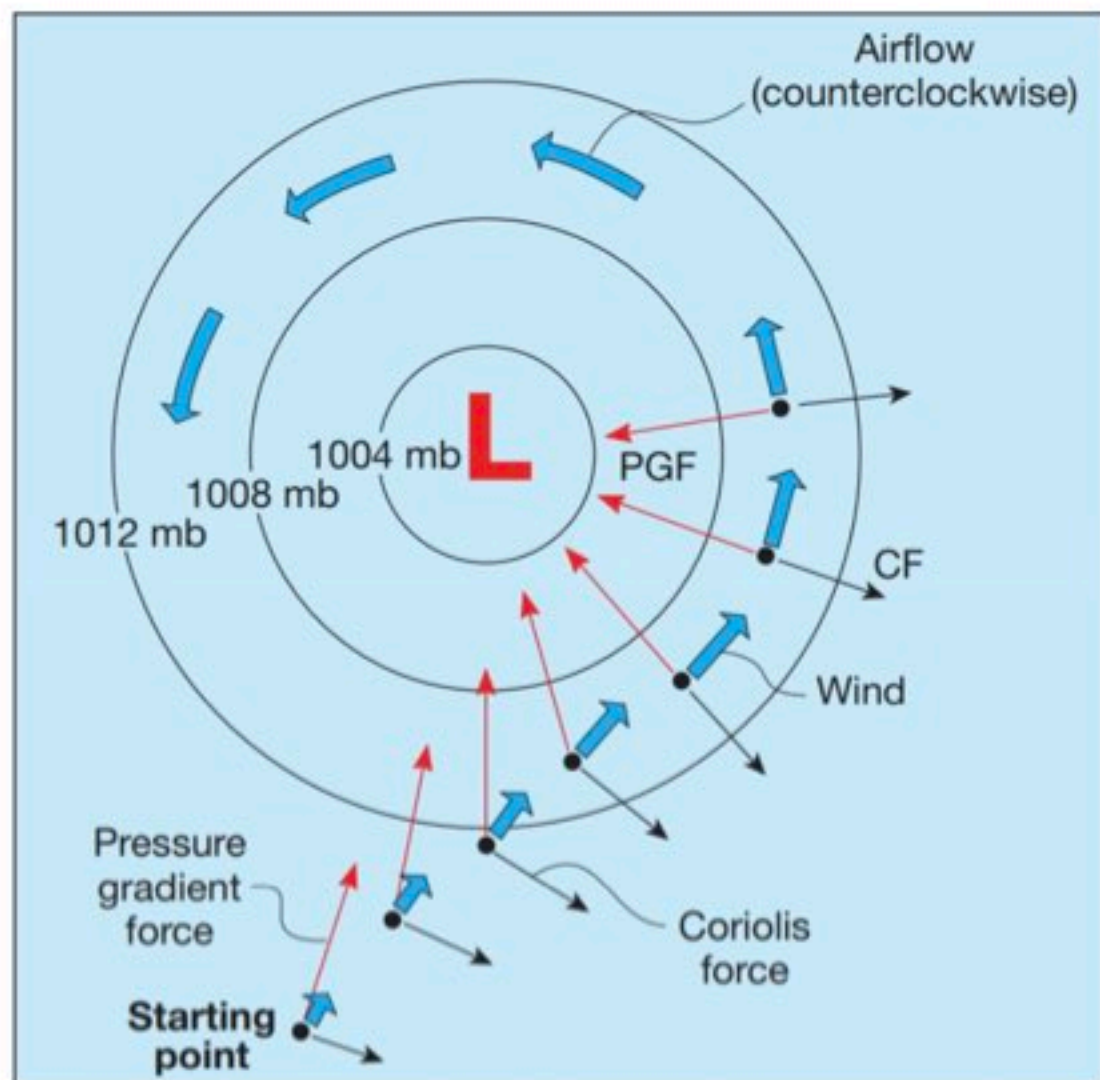
VENT GEOSTRÒFIC (vents en alçada)

Quan s'assoleix l'equilibri entre la força de gradient de pressió i la força de Coriolis, el flux resultant s'anomena **flux o vent geostrofic**.

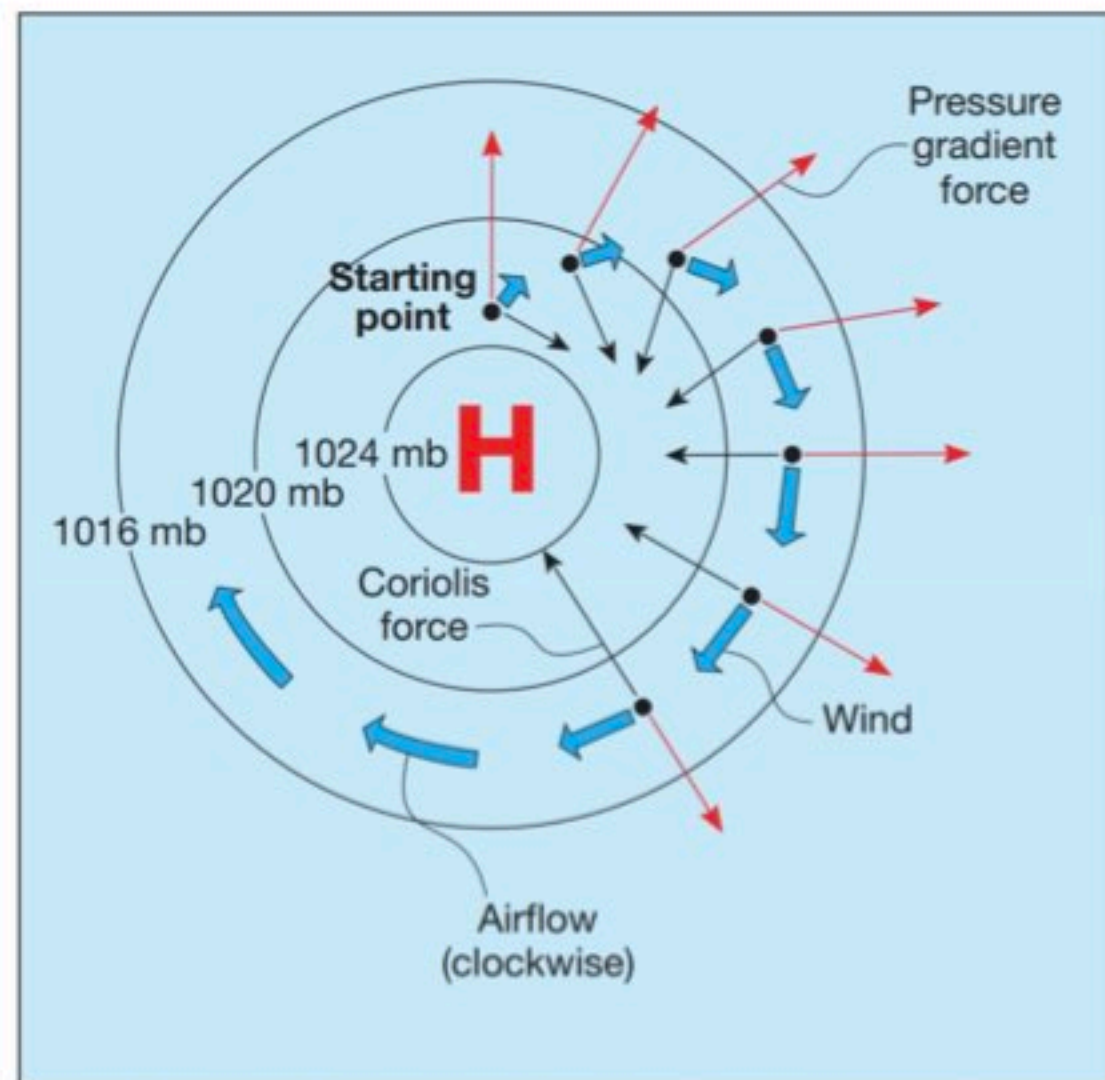
Finalment, el vent vira fins que esdevé paral·lel a les línies isobares (equilibri geostrofic) i **la seva velocitat és proporcional al gradient de pressions**.



VENT GEOSTRÒFIC (vents en alçada)



(a) Cyclonic flow (Northern Hemisphere)



(b) Anticyclonic flow (Northern Hemisphere)

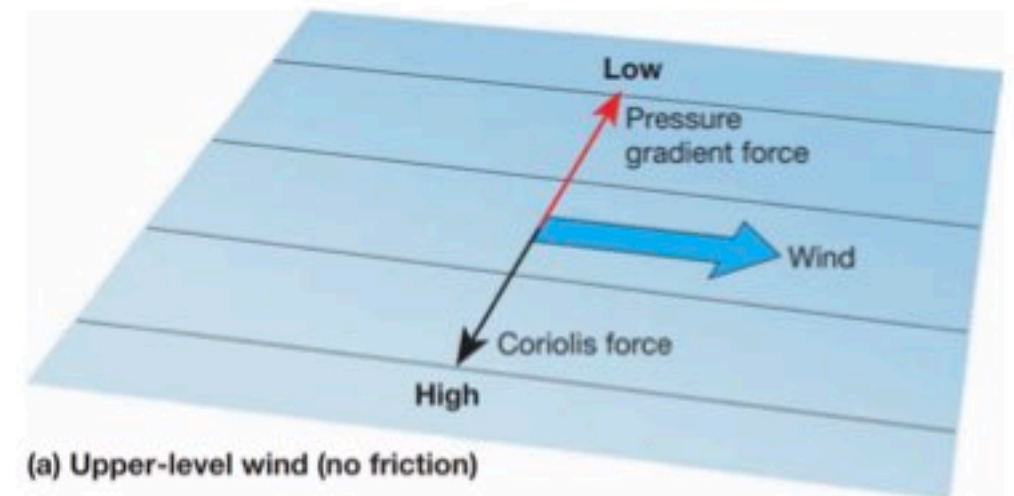
Il·lustracions idealitzades que mostren el flux d'aire esperat al voltant d'un centre de baixes pressions circular (a) i d'un centre d'altres pressions (b).

És important tenir en compte que en veritat, a l'atmosfera "real" el flux d'aire esta contínuament ajustant-se a les variacions en el camp de pressió, canviant lleugerament la velocitat i la direcció. **Com a resultat, l'ajust a l'equilibri geostrofic és molt més irregular i menys paral·lel a les isobares del que es mostra.**

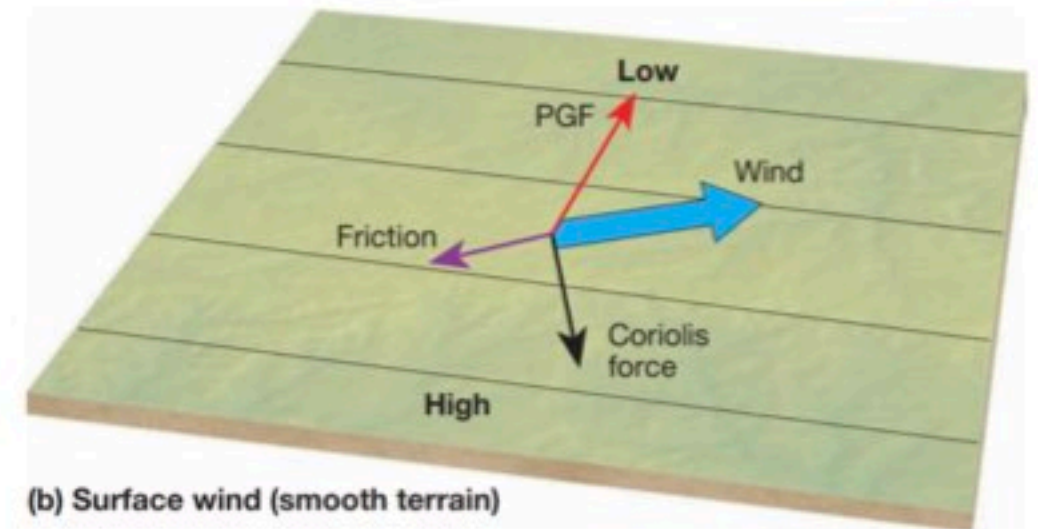
VENTS EN SUPERFÍCIE

L'efecte del fregament fa que el vent en superfície, no sigui geostrofí. I que la direcció del vent es dirigeixi en la direcció cap a les baixes pressions (tot i que no de forma perpendicular a les isobares).

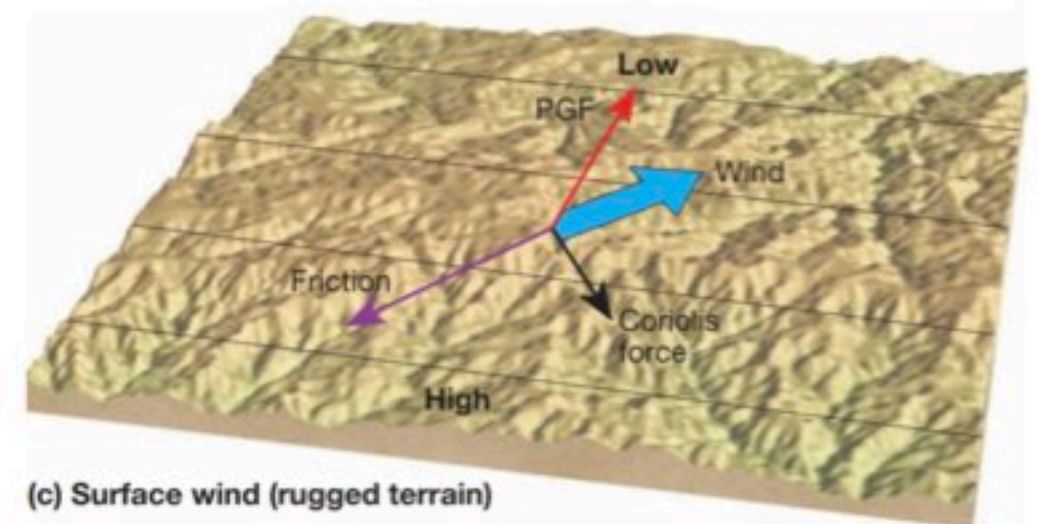
Com més rugosa sigui la superfície, més petit és l'efecte de la força de Coriolis, i més gran serà la component que segueix el gradient de pressió.



(a) Upper-level wind (no friction)



(b) Surface wind (smooth terrain)

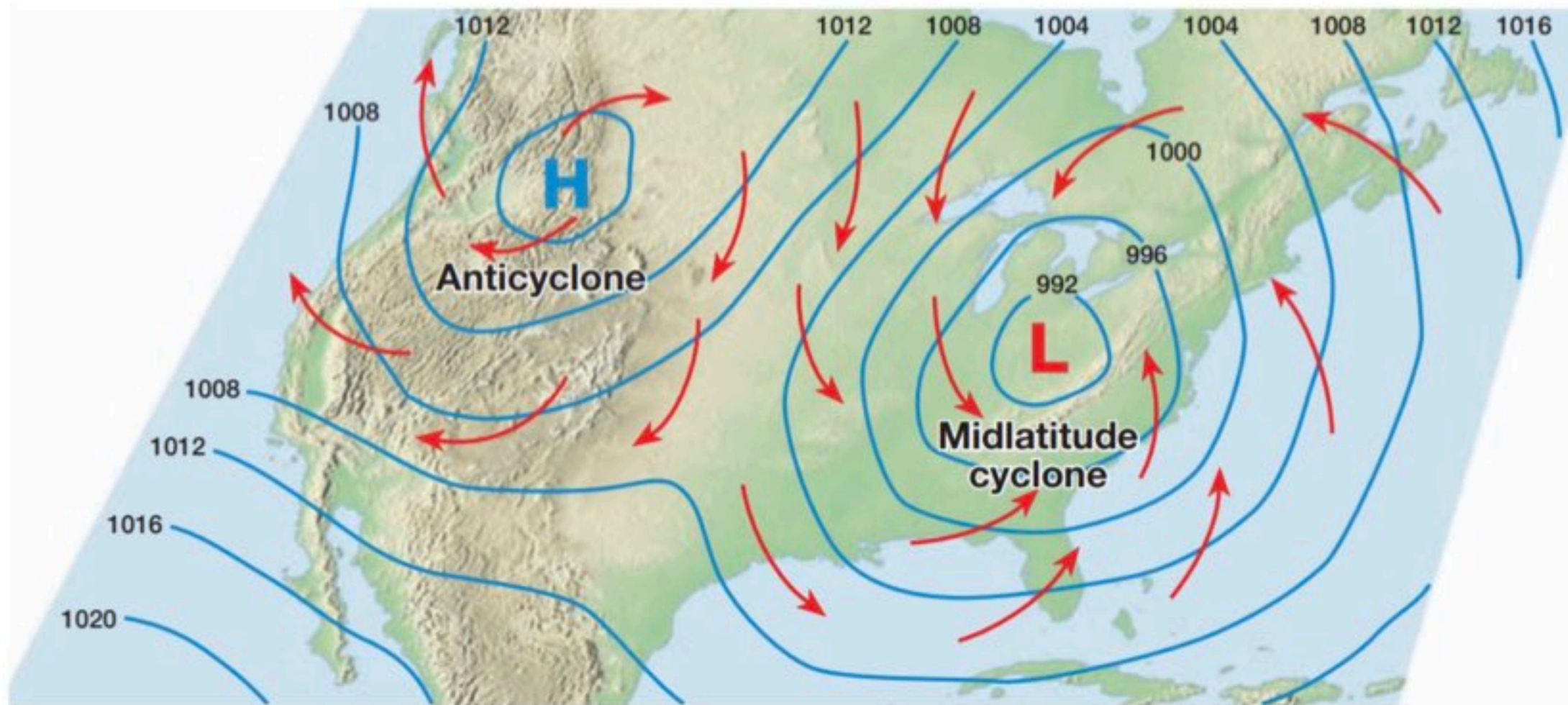


(c) Surface wind (rugged terrain)

Figure 20 Comparison between upper-level winds and surface winds, showing the effects of friction on airflow. Friction slows surface wind speed, which weakens the Coriolis force, causing the winds to cross the isobars.

CORRENTS VERTICALS ASSOCIATS AMB CICLONS I ANTICICLONS

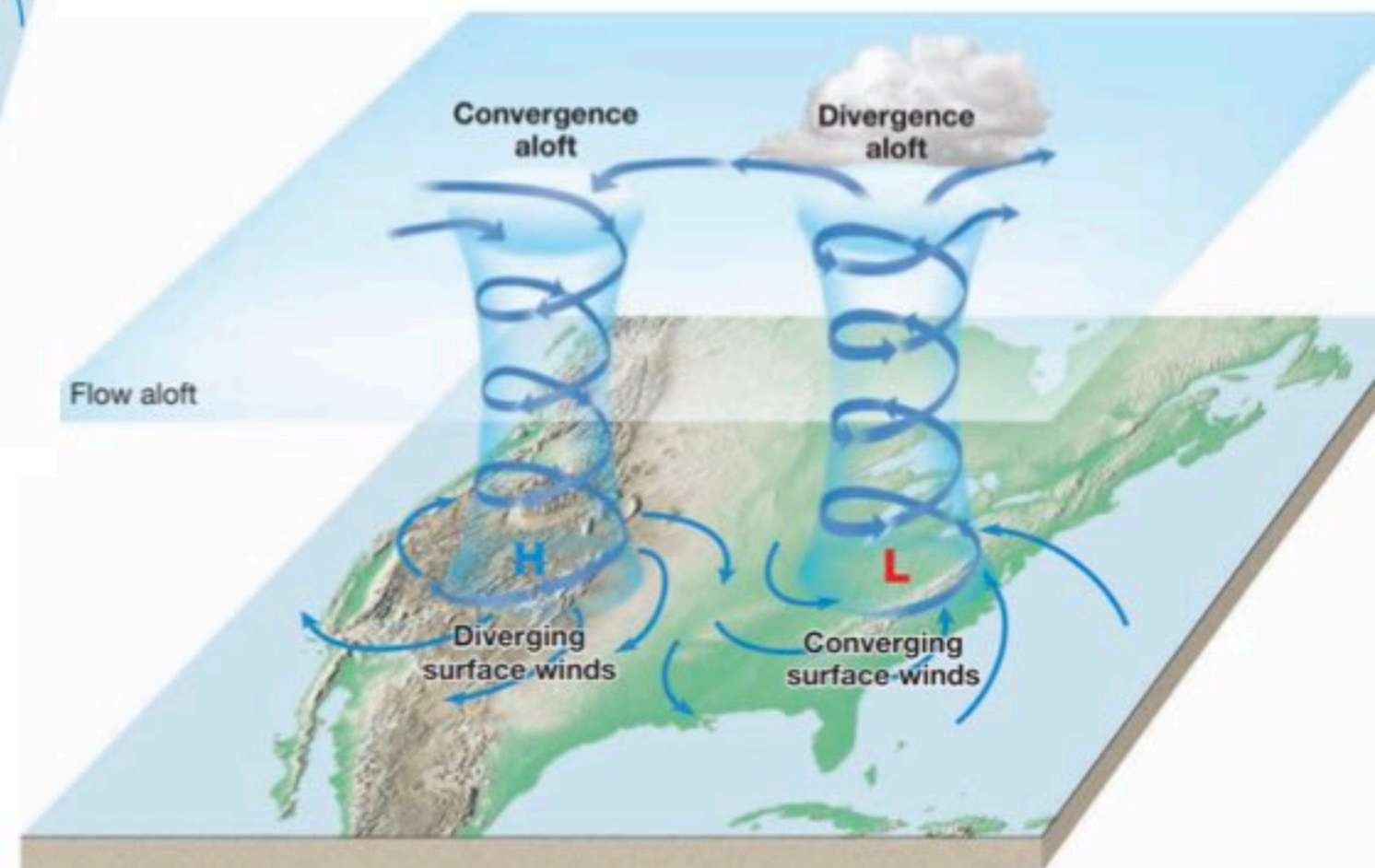
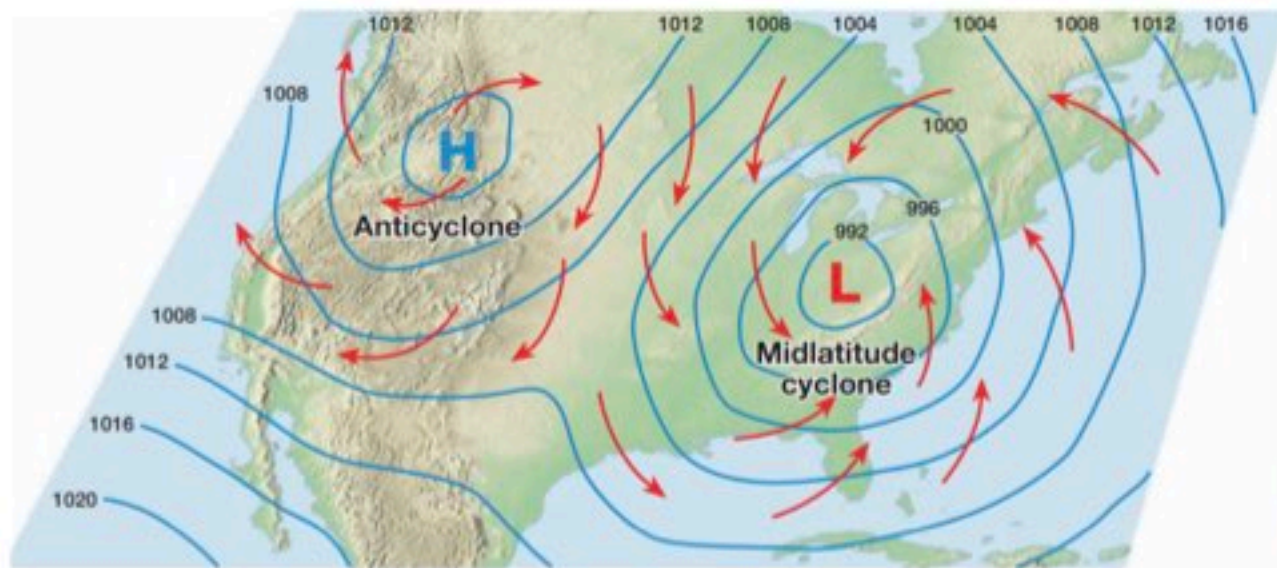
En un centre de **baixes pressions, o cicló**, el vent tendeix a concentrar l'aire cap al centre (zona de convergència). Això fa que l'aire s'acumuli i per tant, per equilibrar-se aquesta convergència genera un flux vertical ascendent, generant en alçada una zona de divergència quan el gradient de pressions horitzontal es suavitza.



En un **centre d'altres pressions, o anticicló**, es produeix el fenomen invers, generant-se divergència en superfície, que es compensa amb un flux vertical descendent, que genera una zona de convergència en alçada

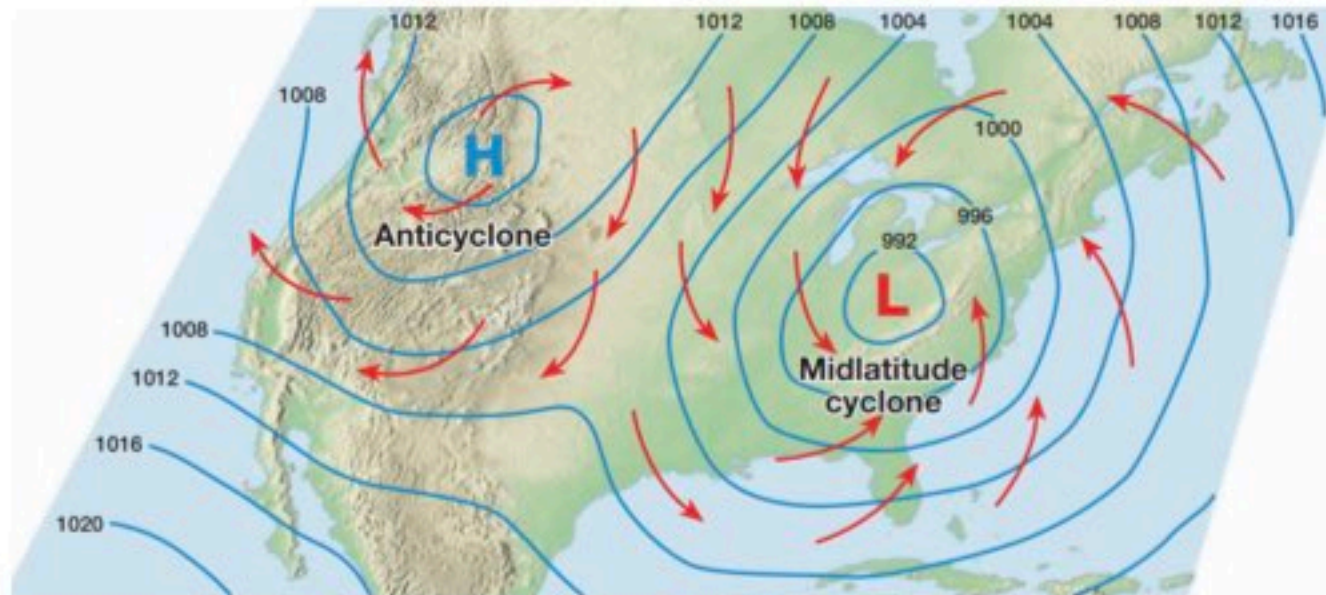
CORRENTS VERTICALS ASSOCIATS AMB CICLONS I ANTICICLONS

En un centre de **baixes pressions, o cicló**, el vent tendeix a concentrar l'aire cap al centre (zona de convergència). Això fa que l'aire s'acumuli i per tant, per equilibrar-se aquesta convergència genera un flux vertical ascendent, generant en alçada una zona de divergència quan el gradient de pressions horitzontal es suavitza.



En un **centre d'altres pressions, o anticicló**, es produeix el fenomen invers, generant-se divergència en superfície, que es compensa amb un flux vertical descendent, que genera una zona de convergència en alçada

CORRENTS VERTICALS ASSOCIATS AMB CICLONS I ANTICICLONS



Aquest de convergència en superfície i divergència en alçada, genera un **corrent ascensional que pot convertir en inestable l'atmosfera**. Per això moltes vegades les **baixes pressions** estan associades a borrasques i van acompanyades de precipitació.

