Tema 3: TERMODINÁMICA DE LA ATMÓSFERA

Introducción

En este tema vamos a estudiar la atmósfera desde el punto de vista de la Física Aplicada.

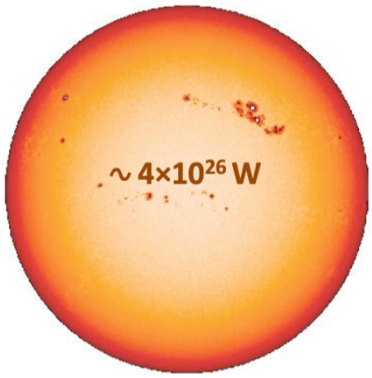
La idea de fondo es muy importante: la atmósfera no se entiende solo describiendo nubes o vientos, sino analizando energía, presión, temperatura, radiación y estabilidad.

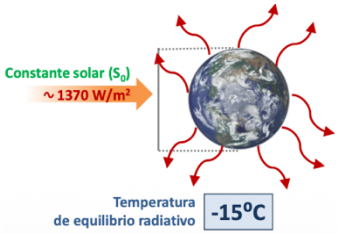
El esquema general de lo que vamos a tratar es: termodinámica de la atmósfera, estructura vertical, estabilidad atmosférica, fenómenos convectivos y cambios de fase relacionados con nubes y precipitación.

Esto es una cadena lógica. Primero veremos el equilibrio energético, después la estructura de la atmósfera y, finalmente, los fenómenos meteorológicos que nacen de todo ello.

⇒ EQUILIBRIO RADIATIVO DE LA TIERRA

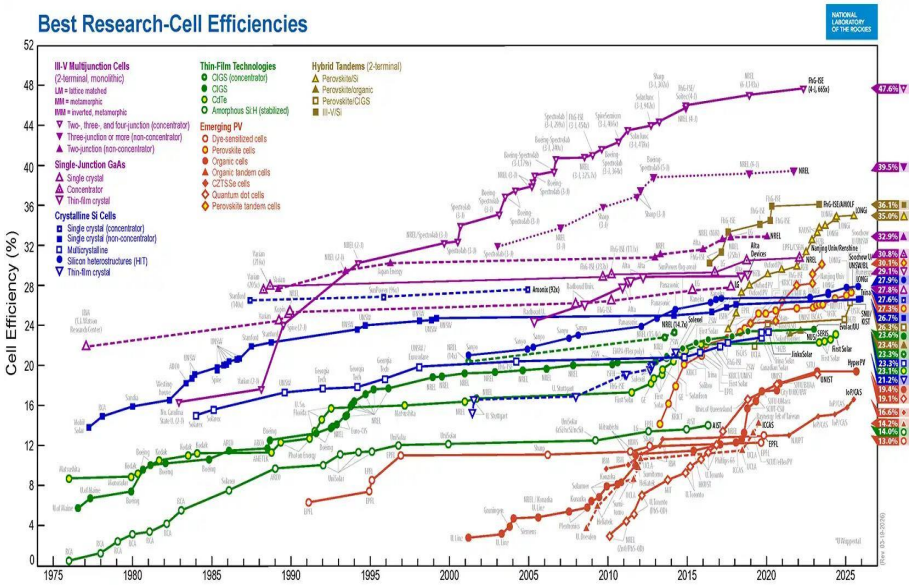
Se comienza retomando una idea ya vista en el tema anterior: la Tierra solo puede intercambiar energía con el espacio mediante radiación. Recibe energía del Sol y la devuelve al espacio en forma de radiación infrarroja.





El valor de unos 1370 W/m² corresponde a la constante solar, y el cálculo ideal lleva a una temperatura de equilibrio radiativo cercana a -15 ºC. Ese número es fundamental porque permite entender después por qué la temperatura real de la superficie terrestre es bastante mayor.

⇒ EFICIENCIA DE CELDAS SOLARES EN LABORATORIO



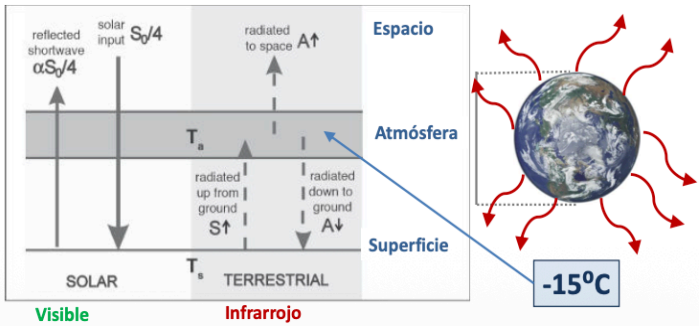
Esta diapositiva sirve para recordar que la radiación solar es una fuente de energía medible y aprovechable técnicamente. Las celdas solares convierten una parte de esa radiación en electricidad, pero nunca es toda.

La palabra eficiencia vuelve a conectar con la termodinámica: incluso en sistemas muy distintos, la Física nos obliga siempre a pensar en límites de aprovechamiento energético.

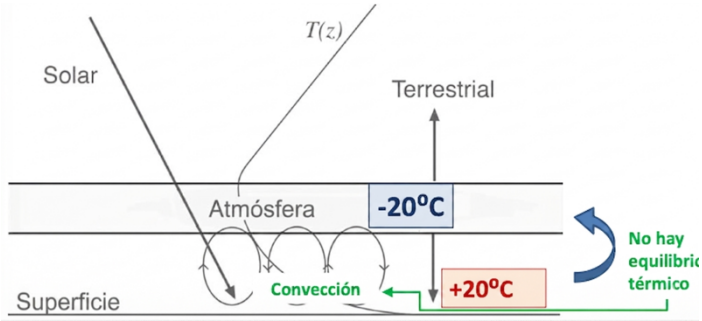
⇒ QUÉ HACE EL EFECTO INVERNADERO

Aquí se introduce el papel de la atmósfera como reguladora térmica. El efecto invernadero mantiene la temperatura en la superficie de la Tierra por encima de la que correspondería al equilibrio radiativo simple.

La clave es que la atmósfera deja pasar gran parte de la radiación solar visible, pero absorbe y reemite parte del infrarrojo emitido por la superficie. Gracias a eso, la Tierra no queda congelada en torno a -15 ºC.



⇒ DE -15 ºC A +15 ºC: EL PAPEL DE LA ATMÓSFERA



La comparación entre -15 ºC y +15 ºC resume visualmente la importancia del efecto invernadero natural. Sin atmósfera **radiativamente activa**, la temperatura media terrestre sería muchísimo más baja.

La imagen también recuerda que no hay equilibrio térmico simple entre superficie y atmósfera, porque además de radiación interviene con fuerza la **convección**.

⇒ COMPOSICIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

Comenzamos el estudio más directo de la atmósfera terrestre. La composición atmosférica es importante porque determina propiedades tan distintas como la absorción **radiativa**, la **capacidad térmica**, la **densidad** y la **química del aire**.

Composición atmosférica

Especies químicas	Peso molecular (g mol^{-1})	Proporción por volumen	Especies químicas	Peso molecular	Proporción por volumen
N_2	28,01	78%	O_3	48,00	~500 ppb
O_2	32,00	21%	N_2O	44,01	310 ppb
Ar	39,95	0,93%	CO	28,01	120 ppb
H_2O (vapor)	18,02	~0,5%	NH_3	17,03	~100 ppb
CO_2	44,01	380 ppm	NO_2	46,00	~1 ppb
Ne	20,18	19 ppm	CCl_2F_2	120,91	480 ppt
He	4,00	5,2 ppm	CCl_3F	137,37	280 ppt
CH_4	16,04	1,7 ppm	SO_2	64,06	~200 ppt
Kr	83,8	1,1 ppm	H_2S	34,08	~200 ppt
H_2	2,02	~500 ppb	AIRE	28,97	

No todos los gases tienen la misma relevancia: algunos son mayoritarios, otros aparecen en cantidades pequeñas, pero con efectos físicos o químicos muy importantes.

Los componentes principales del aire son: nitrógeno y oxígeno, unido a otros gases menos abundantes, pero climáticamente muy relevantes, como CO2, CH4, N2O u ozono.

La lección importante es que la importancia de un gas no depende solo de su porcentaje. Algunos gases minoritarios tienen un papel enorme en el efecto invernadero, en la contaminación o en la química atmosférica.

⇒ LA ATMÓSFERA VISTA DESDE LA ESTACIÓN ESPACIAL



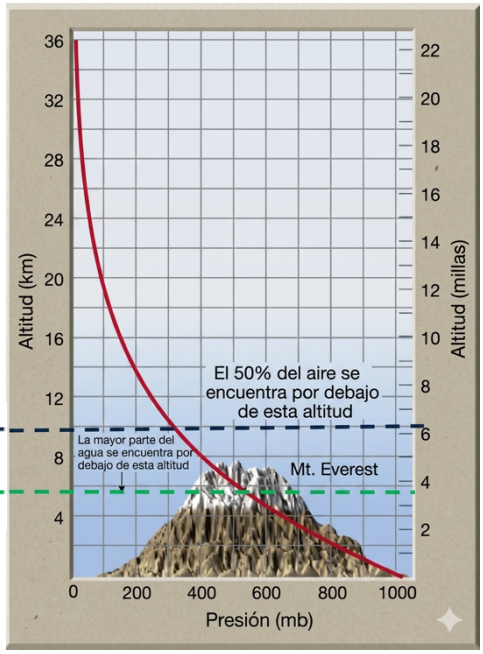
Esta imagen desde la Estación Espacial Internacional ayuda a percibir algo que desde la superficie olvidamos: la atmósfera es una envoltura muy fina comparada con el tamaño de la Tierra.

Desde el espacio se entiende mejor que la zona habitable donde se desarrollan nubes, vientos y vida es una capa delgada y frágil.

⇒ PRESIÓN, DENSIDAD Y ALTURA DE ESCALA

Aquí vemos resumida una propiedad esencial: la presión y la densidad del aire disminuyen muy rápidamente con la altura. La llamada altura de escala, del orden de 10 km, da una idea de ese ritmo de disminución.

La dependencia con temperatura y gravedad muestra que la atmósfera no es una simple columna estática. Su estructura vertical responde al equilibrio entre agitación térmica y peso del aire.

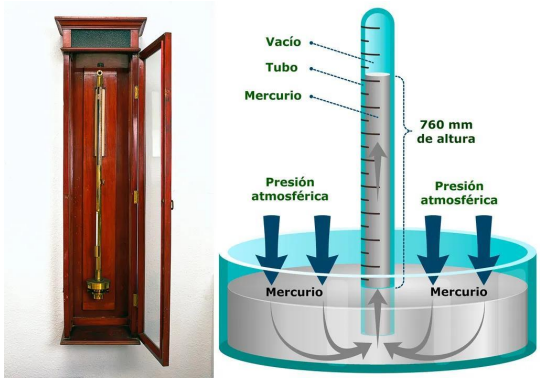


Presión Atmosférica

⇒ EVANGELISTA TORRICELLI Y BLAISE PASCAL

Estas son dos figuras fundamentales en la historia de la presión atmosférica. **Torricelli (1608-1647)** demostró que el aire ejerce presión y lo hizo visible mediante el barómetro de mercurio; **Pascal (1623-1662)** extendió esas ideas y las aplicó a la atmósfera real.

La importancia histórica es enorme: a partir de ellos el aire dejó de ser visto como 'vacío ligero' y pasó a entenderse como un fluido con peso y presión.



⇒ APOYO VISUAL SOBRE EL BARÓMETRO

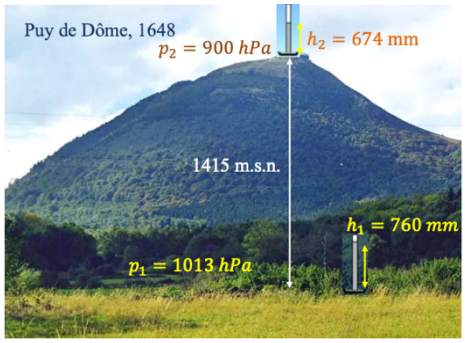
Esta diapositiva sirve como apoyo visual para fijar el funcionamiento del barómetro. La columna de mercurio se mantiene porque la presión atmosférica empuja sobre la cubeta.

No es el mercurio el que 'sube porque sí', sino el aire exterior el que sostiene la columna.

⇒ EL EXPERIMENTO DEL PUY DE DÔME

La experiencia del volcán francés ***Puy de Dôme*** fue decisiva para comprobar que existe relación entre altura y presión en la atmósfera, por lo que la presión atmosférica disminuye con la altura. **Pascal** propuso el experimento y su cuñado **Florin Perier (1605-1672)** lo llevó a cabo comparando la altura de la columna de mercurio en distintos niveles.

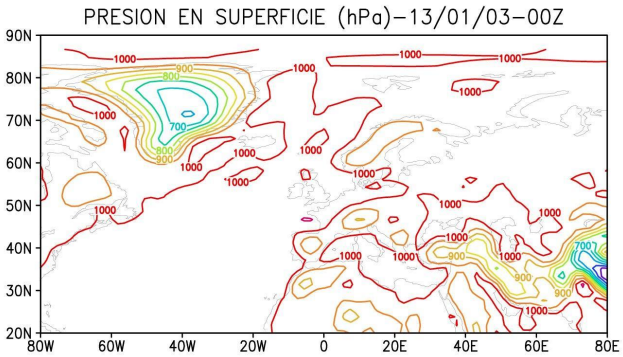
La conclusión fue clara: cuanto más arriba estamos, menos aire queda por encima y menor es la presión.



Aquí se dan los valores concretos del experimento. Al subir hasta 1415 m, la altura de la columna de mercurio baja y la presión pasa aproximadamente de 1013 **hPa** a 900 **hPa** (abreviatura de **hectopascal**, unidad de presión del Sistema Internacional de Unidades, que equivale a 100 pascales (100 **Pa**) y es numéricamente igual a un milibar (**mb**)).

Eso convierte una intuición en una medida física. La presión atmosférica no es constante, sino que varía con la altitud.

⇒ TRANSICIÓN HACIA LA CARTOGRAFÍA DE PRESIÓN



Esta imagen sirve de puente entre los experimentos históricos y la interpretación meteorológica moderna de la presión atmosférica.

Su función didáctica es preparar el paso desde la física básica del aire hacia los mapas atmosféricos.

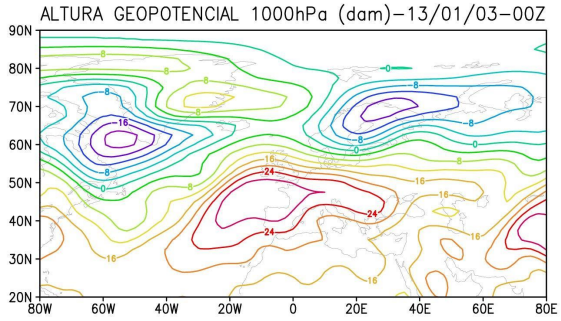
Esto nos ayuda a segmentar el tema y a marcar el paso desde el experimento clásico a la representación espacial de la presión.

Estas pausas son útiles porque vamos a cambiar la escala: del laboratorio al mapa.

⇒ SUPERFICIE ISOBÁRICA DE 1000 HPA

En lugar de representar presión sobre una altura fija, esta diapositiva representa la altura que alcanza la superficie donde la presión vale 1000 hPa en cada lugar.

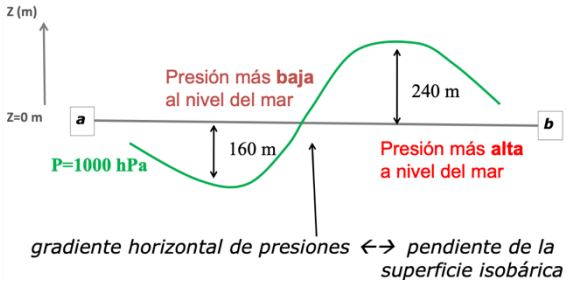
Eso ayuda a entender que una misma presión no aparece siempre a la misma altitud. La altura de una superficie isobárica puede ondularse según cambie el estado de la atmósfera.



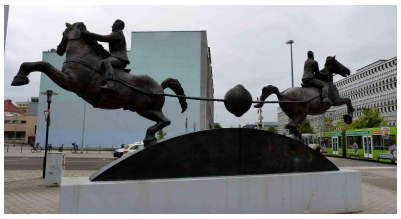
⇒ GRADIENTE HORIZONTAL DE PRESIÓN Y PENDIENTE ISOBÁRICA

La comparación entre presión al nivel del mar y altura de la superficie isobárica muestra una correspondencia muy importante: donde la presión al nivel del mar es mayor, la superficie isobárica está más alta; donde la presión es menor, está más baja.

De ahí surge el gradiente horizontal de presión, que es uno de los motores fundamentales del viento.



⇒ BOMBA DE VACÍO Y HEMISFERIOS DE MAGDEBURGO



Los experimentos de **Boyle**, **Hooke** y **Otto von Guericke** muestran la enorme fuerza asociada a la presión del aire. Cuando se extrae el aire del interior, la presión exterior mantiene fuertemente unidos los hemisferios.

El objetivo didáctico es que la presión atmosférica no se vea como un número abstracto, sino como una acción física real capaz de ejercer fuerzas muy grandes.



Bomba de vacío de Hooke – Boyle (~1650)

Recreación 1 - https://youtu.be/N-8UItPqXjI
Recreación 2 - https://youtu.be/CQFdS2SSjPY

Presión en Fluidos

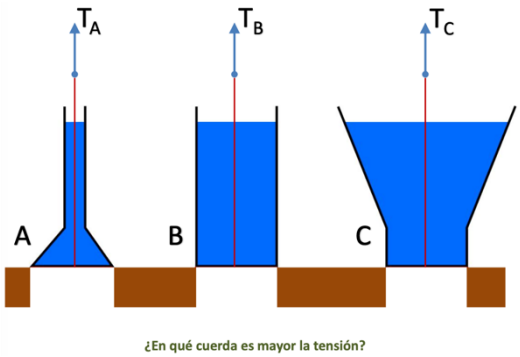
⇒ EL VASO DE PASCAL

El vaso de Pascal muestra cómo la presión en un fluido depende de la altura de la columna y no del volumen total de líquido. Una columna muy alta, aunque contenga poca agua, puede ejercer gran presión en el fondo.

Es una idea contraintuitiva, pero esencial para entender muchos fenómenos hidrostáticos.



⇒ TENSIÓN EN CUERDAS Y TRANSMISIÓN DE FUERZAS



¿En qué cuerda es mayor la tensión?

La pregunta sobre qué cuerda soporta mayor tensión obliga a pensar cómo se transmiten las fuerzas en equilibrio. Esto ayuda a relacionar mecánica y fluidos mediante el análisis de fuerzas.

De esta manera entrenamos una forma de pensar muy útil en Física: no quedarse con la intuición visual, sino analizar el sistema.

Y ahora vamos a ver cuál es la respuesta.

Primero debemos analizar las fuerzas que actúan sobre el fondo de cada recipiente (el tapón o la base conectada a la cuerda).

La respuesta correcta es: **La tensión es igual en las tres cuerdas** $(T_A = T_B = T_C)$

Veamos por qué paso a paso de forma sencilla, basándonos en la paradoja hidrostática.

→ **El Análisis de Fuerzas**

Cada cuerda sostiene una pequeña placa o tapón que cierra el fondo del recipiente. Para que ese fondo no se caiga ni se mueva, la tensión de la cuerda **(T)** debe equilibrar exactamente la fuerza que el líquido ejerce hacia abajo sobre esa base.

La fórmula de la fuerza debida a la presión del fluido en el fondo es: **Fuerza = Presión X Área de la base.**

Si observamos detalladamente la imagen, podemos notar tres condiciones clave:

1. **La altura del líquido (h) es la misma:** El nivel del agua alcanza exactamente la misma altura en los tres recipientes (A, B y C).
2. **El área de la base (A) es la misma:** Los tres orificios del fondo (las zonas blancas entre los bloques marrones) tienen exactamente el mismo diámetro o anchura.
3. **El líquido es el mismo:** Por lo tanto, la densidad (p) no cambia.

→ **La Paradoja Hidrostática (Principio de Stevin)**

La presión en el fondo de un recipiente lleno de líquido no depende de la forma del recipiente ni de la cantidad total de agua que contenga. Depende únicamente de la profundidad, según la ecuación: $P = p \cdot g \cdot h$

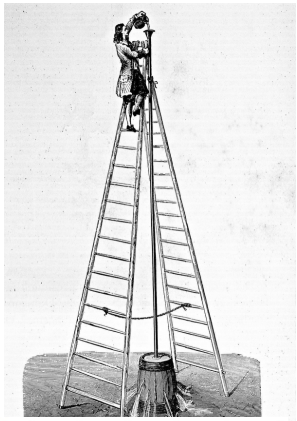
- Como la densidad (p) la gravedad (g) y la altura (h) son idénticas en A, B y C, **la presión en la base es exactamente igual en los tres casos**.
- Como las áreas de las bases son iguales, la fuerza descendente que ejerce el agua sobre el tapón es la misma: Fuerza = P x A.

→ **Conclusión**

Como la fuerza que empuja hacia abajo en la base es idéntica en los tres escenarios, las cuerdas tienen que hacer exactamente la misma fuerza hacia arriba para sostenerla. Por lo tanto:

$T_A = T_b = T_C$

Aunque el recipiente **C** contiene visiblemente mucha más cantidad de agua en total, el "exceso" de peso del líquido lateral está sostenido por las paredes inclinadas del propio recipiente, no por el tapón del fondo.



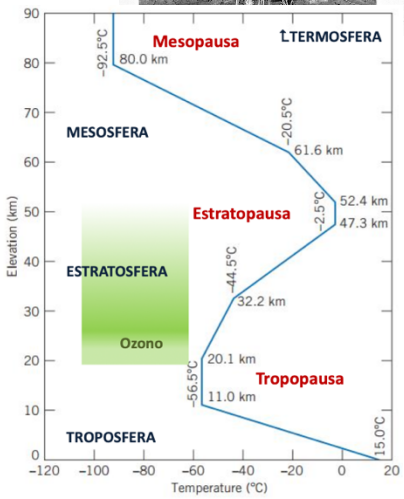
⇒ PASCAL COMO REFERENCIA DE LA PRESIÓN

Blaise Pascal nos recuerda que su nombre da unidad a la presión en el Sistema Internacional. Fue él quien nos ayudó a comprender mejor tanto la atmósfera como la presión en fluidos.

El famoso barril de Pascal demuestra que una columna alta y estrecha puede generar suficiente presión como para romper un recipiente. De nuevo se refuerza la idea de que la presión depende de la altura de la columna fluida.

Es un ejemplo excelente para desmontar intuiciones engañosas sobre cantidad total de agua y fuerza ejercida.

https://www.youtube.com/watch?v=EJHrr21UvY8

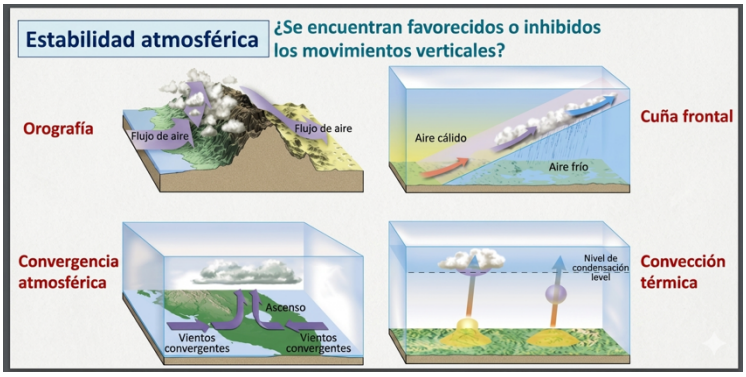


⇒ CAPAS TÉRMICAS DE LA ATMÓSFERA

En esta diapositiva se nos presenta la estructura térmica vertical de la atmósfera estándar: **troposfera**, **estratosfera**, **mesosfera** y **termosfera**, separadas por pausas como **tropopausa**, estratopausa y **mesopausa**.

La clave es que la temperatura no cambia siempre en el mismo sentido con la altura. En unas capas disminuye, en otras aumenta, y eso tiene enormes consecuencias para la estabilidad y la circulación.

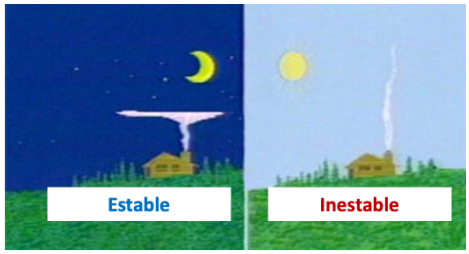
⇒ QUÉ FAVORECE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES



Aquí se enumeran los mecanismos que pueden forzar ascensos de aire: la **orografía**, la **convergencia atmosférica**, la **convección térmica** o las **cuñas frontales**.

La idea de fondo es que la atmósfera no está quieta. Los movimientos verticales son decisivos para la formación de nubes, tormentas y precipitaciones.

⇒ ATMÓSFERA ESTABLE O INESTABLE



La estabilidad atmosférica indica si un desplazamiento vertical tenderá a frenarse o a amplificarse. Si una burbuja de aire desplazada vuelve a su posición, hablamos de situación estable; si sigue ascendiendo o descendiendo, la atmósfera es inestable.

Este concepto es uno de los más importantes de la meteorología física.

⇒ EJEMPLO DE SITUACIÓN ESTABLE

Aquí se visualiza una situación estable: el aire desplazado verticalmente tiende a regresar o necesita ayuda externa para seguir moviéndose. Esto suele frenar la convección y dificulta el desarrollo de nubosidad vertical.



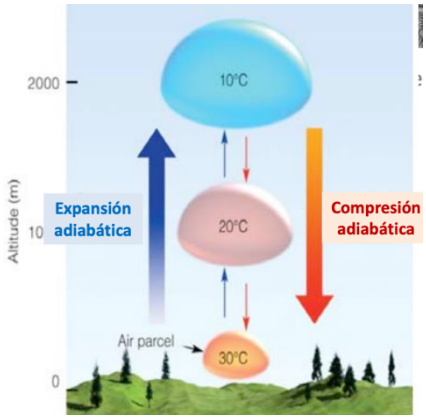
⇒ EJEMPLO DE SITUACIÓN INESTABLE

Aquí se muestra lo contrario: una vez iniciada la subida, la burbuja sigue elevándose por sí misma porque queda más ligera que el ambiente.

Ese tipo de atmósfera favorece la convección y el desarrollo de nubes potentes.



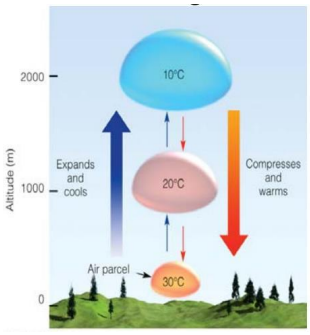
⇒ COMPRESIÓN Y EXPANSIÓN ADIABÁTICA



Cuando una burbuja de aire asciende, se expande porque encuentra menor presión; cuando desciende, se comprime. Si el proceso es adiabático, esos cambios ocurren sin intercambio de calor con el entorno.

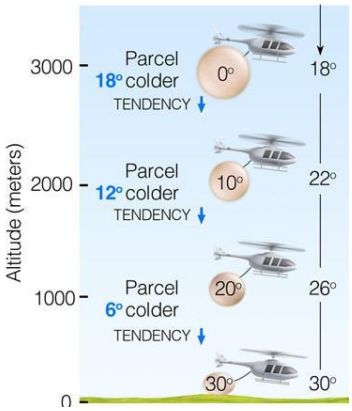
Por eso una subida suele enfriar el aire y un descenso suele calentarlo.

⇒ GRADIENTE ADIABÁTICO SECO



Aquí aparece el gradiente adiabático seco, aproximadamente 10 ºC por kilómetro. Este valor indica cuánto cambia la temperatura de una burbuja no saturada cuando asciende o desciende adiabáticamente.

El tema recuerda además que el cambio depende de la gravedad y de la capacidad calorífica del aire.



⇒ COMPARACIÓN CON EL GRADIENTE AMBIENTAL

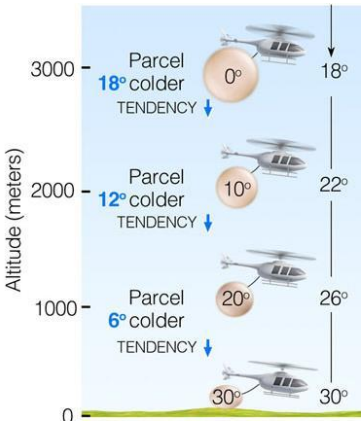
La estabilidad real depende de comparar el gradiente adiabático seco con el gradiente ambiental, es decir, con la manera cómo cambia la temperatura del aire que rodea a la burbuja.

En esta diapositiva se plantea un caso donde el gradiente ambiental es menor, lo que apunta hacia estabilidad.

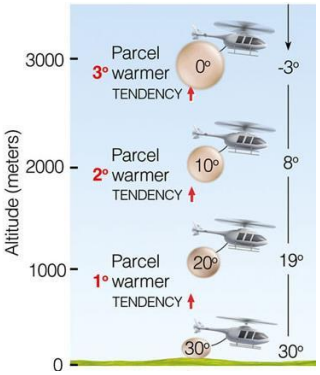
⇒ CUANDO LA BURBUJA QUEDA MÁS FRÍA QUE EL AMBIENTE

Si al ascender la burbuja se enfría más que el aire que la rodea, entonces resulta más densa y tiende a dejar de subir. Esa es la situación estable.

La consecuencia meteorológica es clara: la convección espontánea se inhibe.



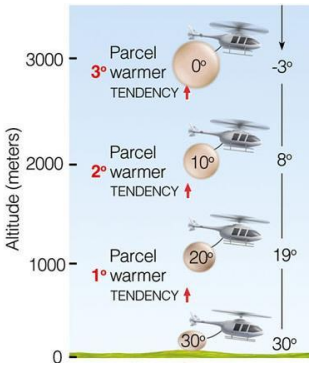
⇒ CUANDO LA BURBUJA QUEDA MÁS CALIENTE QUE EL AMBIENTE



Si el gradiente ambiental es muy fuerte, la burbuja en ascenso puede quedar más caliente y menos densa que el entorno. Entonces sigue subiendo libremente.

Eso describe una situación favorable a la convección.

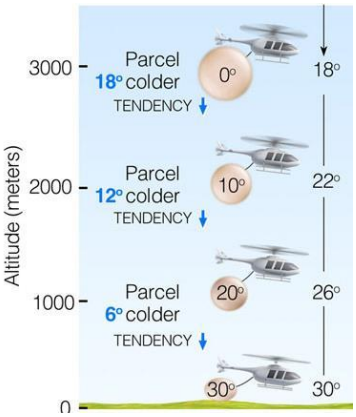
⇒ INESTABILIDAD ABSOLUTA Y GRADIENTE SUPERADIABÁTICO



Aquí se identifica el caso extremo de inestabilidad absoluta. El gradiente ambiental es tan fuerte que cualquier burbuja ascendente sigue elevándose por sí sola.

Es una situación muy importante para entender tormentas y fenómenos convectivos intensos.

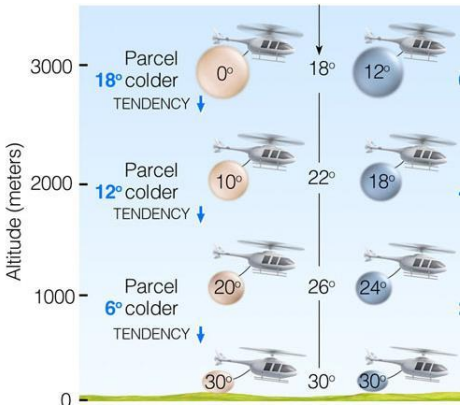
⇒ REFUERZO DEL CASO ESTABLE



Se vuelve a representar el caso estable para fijar bien la comparación. La repetición es útil porque este tema se entiende sobre todo comparando perfiles térmicos.

De nuevo, la idea esencial es que la burbuja queda más fría y densa que el aire que la rodea.

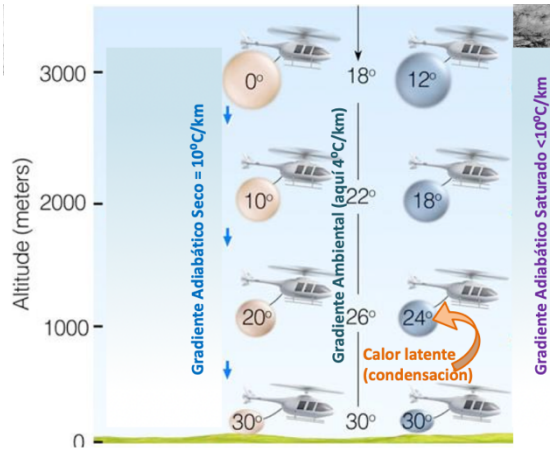
⇒ APARICIÓN DEL GRADIENTE ADIABÁTICO SATURADO



Aquí entra en juego el gradiente adiabático saturado, que es menor que el seco. La razón es que cuando el vapor de agua condensa, libera calor latente.

Eso hace que el aire saturado se enfríe más lentamente al ascender que el aire seco.

⇒ CALOR LATENTE Y CONDENSACIÓN



La liberación de calor latente durante la condensación es una pieza clave en meteorología. No solo permite formar nubes, sino que modifica la flotabilidad de las masas de aire.

Por eso el aire húmedo y saturado puede comportarse de forma muy distinta al aire seco.

⇒ NUBES LENTICULARES: EJEMPLO VISUAL



Las nubes lenticulares son un ejemplo espectacular de cómo el relieve y la estabilidad atmosférica producen formas de nube muy características.

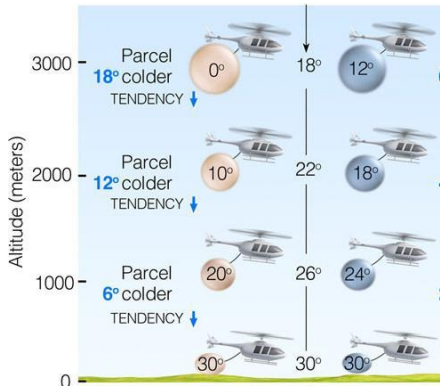
Suelen asociarse a ondas de montaña y a una atmósfera estratificada y relativamente estable.

https://www.youtube.com/watch?v=R-vwt0XmNyQ



Esta video refuerza el ejemplo anterior. Ayuda a recordar que la atmósfera, aunque sea invisible, puede organizar el vapor de agua siguiendo estructuras ondulatorias muy ordenadas.
La nube revela el movimiento del aire, no al revés.

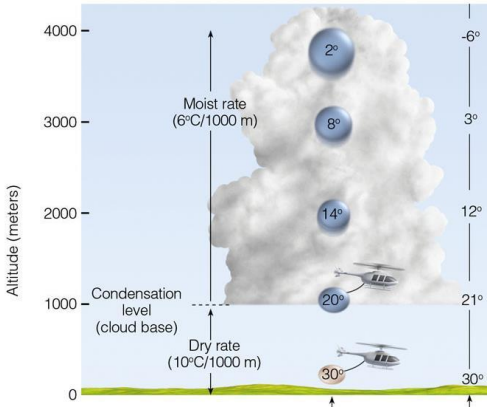
Todo ello, es un buen ejemplo de cómo la observación de las nubes permite inferir procesos dinámicos invisibles.



⇒ RESUMEN DEL PAPEL DEL CALOR LATENTE

Con esta diapositiva se vuelve al esquema donde aparece el gradiente adiabático saturado y la liberación de calor latente. El tema quiere subrayar que este detalle es decisivo para la convección húmeda.

Sin el calor latente de condensación, muchas nubes no crecerían tanto ni se desarrollarían del mismo modo.



⇒ NIVEL DE CONDENSACIÓN Y BASE DE LA NUBE

La base de la nube coincide aproximadamente con el nivel donde la burbuja ascendente alcanza la saturación. A partir de ahí empieza a condensar vapor de agua.

Este punto es fundamental porque conecta el ascenso del aire con la aparición visible de nubosidad.

⇒ TRANSICIÓN HACIA LA TROPOPAUSA COMO TAPADERA



Esta diapositiva marca el paso desde los gradientes y la flotabilidad local hacia la estructura vertical global que limita esos ascensos.

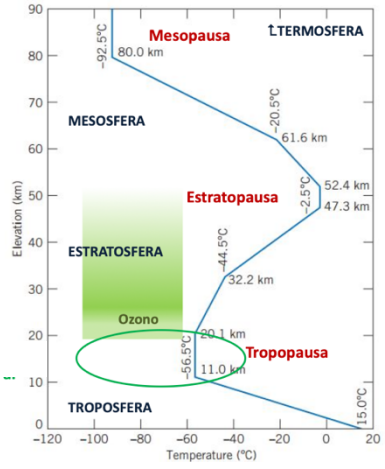
Nos está preparando para entender por qué muchos movimientos verticales encuentran un freno en niveles altos.

Estructura Vertical

⇒ LA TROPOPAUSA COMO ZONA MUY ESTABLE

Se recupera aquí la estructura térmica vertical para destacar una idea muy importante: la tropopausa actúa muchas veces como una tapadera para los movimientos ascendentes de la troposfera.

Eso limita el crecimiento vertical de muchas masas de aire y condiciona el desarrollo nuboso.



Fenómenos Convectivos

⇒ GOTA FRÍA O DANA

La **gota fría** es un fenómeno meteorológico (técnicamente llamado **DANA**: Depresión Aislada en Niveles Altos) que ocurre cuando una masa de aire polar muy frío se aísla a gran altitud y choca con el aire cálido y húmedo de la superficie, provocando lluvias torrenciales.

Se le denomina "gota fría" porque en los mapas meteorológicos se observa como una bolsa o "gota" rodeada de aire más templado.

→ ¿Cómo se forma?

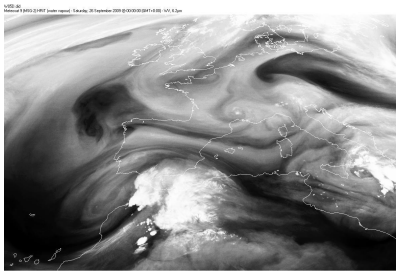
1. **La corriente en chorro:** En la atmósfera superior, la corriente de aire polar a veces describe grandes curvas. Cuando una de estas curvas se estrangula y se rompe, se separa una bolsa de aire frío que queda aislada y se desplaza lentamente.
2. **El choque térmico:** Al situarse esta bolsa helada sobre zonas donde la superficie terrestre y el mar están muy calientes (como ocurre a menudo en el Mediterráneo en otoño), se crea una inestabilidad extrema.
3. **Las lluvias:** El aire cálido de la superficie asciende rápidamente cargado de humedad, se enfría al entrar en contacto con el aire frío de arriba y forma nubes de gran desarrollo vertical que descargan lluvias torrenciales en muy poco tiempo.

→ Impacto y conceptos clave

- **DANA vs. Gota Fría:** DANA es el término científico oficial que usan los meteorólogos, mientras que "gota fría" es la expresión popularizada en España, normalmente reservada para cuando esta bolsa de aire genera desastres o precipitaciones extremas. Sin embargo, ahora a todo se le llama DANA.



- **Temporal de Levante:** Para que la gota fría sea catastrófica en el este de España, suele necesitarse que los vientos arrastren la humedad del mar Mediterráneo hacia la costa, donde al chocar con las cadenas montañosas se eleva y precipita.



- **Consecuencias:** Puede causar inundaciones repentinas, desbordamiento de ríos, granizo y vientos destructivos.

Ψ Lo importante es entender que estos casos no son rarezas aisladas: responden a configuraciones físicas concretas de la atmósfera.

⇒ EFECTO FÖHN



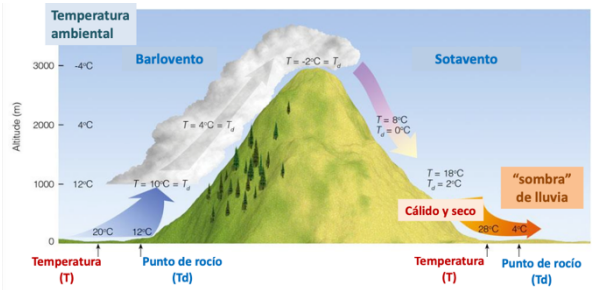
"Muro" Föhn en La Rioja alavesa

El efecto Föhn aparece como ejemplo muy importante de interacción entre relieve y termodinámica. Una masa de aire asciende por barlovento, se enfría, puede condensar y precipitar, y luego desciende por sotavento recalentándose adiabáticamente.

El resultado es un aire más cálido y seco en la vertiente de sotavento.

⇒ BARLOVENTO, SOTAVENTO Y PUNTO DE ROCÍO

La diapositiva explica el mecanismo del Föhn con más detalle. En barlovento el aire asciende, se enfría y puede alcanzar el punto de rocío; en sotavento desciende y se calienta, generando sombra de lluvia. Este esquema es muy útil porque resume de forma clara cómo relieve, humedad y temperatura se combinan.



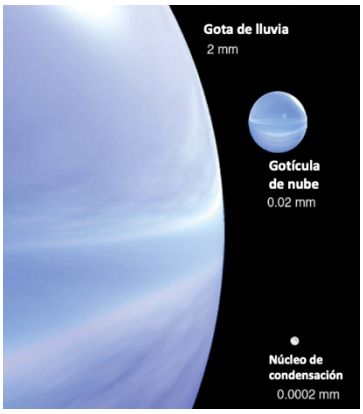
El **efecto Föhn** (conocido localmente como "viento sur") provocó el **Incendio de Santander de 1941** al arrastrar vientos huracanados y extremadamente secos que descendieron la cordillera. Este fenómeno alimentó las llamas, convirtiendo un fuego sin importancia en una catástrofe que arrasó el centro histórico de la ciudad.



- **Propagación incontrolable:** La extrema sequedad del aire y las fuertes rachas de viento (estimadas en más de 100 km/h) hicieron que las brasas saltaran de tejado en tejado, volviendo inútiles los cortafuegos naturales de la época.
- **Oxigenación del fuego:** El viento aportó oxígeno constante, haciendo que las llamas ardieran con virulencia extrema, fundiendo materiales y devorando construcciones de madera en pocos minutos.
- **Imposibilidad de sofocación:** El humo denso y la dirección cambiante del viento impidieron que los bomberos locales (y los refuerzos llegados de otras provincias) pudieran acercarse al foco principal o contener los frentes.

Este hecho se menciona como ejemplo de los efectos que puede tener aire muy seco y recalentado por descenso.

Así se ve que la termodinámica atmosférica no es una teoría abstracta: tiene consecuencias directas sobre riesgo y tiempo sensible.

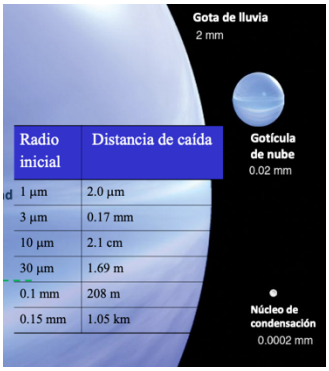


⇒ PRECIPITACIÓN - DE GOTÍCULA A GOTA DE LLUVIA

La precipitación no surge simplemente porque exista una nube. Las gotículas de nube son diminutas y, por sí solas, no siempre alcanzan tamaño suficiente para caer como lluvia.

Por eso la formación de precipitación exige procesos de crecimiento alrededor de núcleos de condensación.

⇒ TAMAÑO INICIAL Y DISTANCIA DE CAÍDA

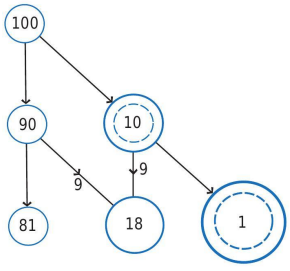


Radio inicial	Distancia de caída
1 µm	2.0 µm
3 µm	0.17 mm
10 µm	2.1 cm
30 µm	1.69 m
0.1 mm	208 m
0.15 mm	1.05 km

Esta tabla muestra algo esencial: una gotícula muy pequeña necesitaría recorrer distancias enormes para crecer solo por condensación hasta convertirse en gota de lluvia.

Eso explica por qué la simple condensación no basta, en muchos casos, para generar precipitación eficaz.

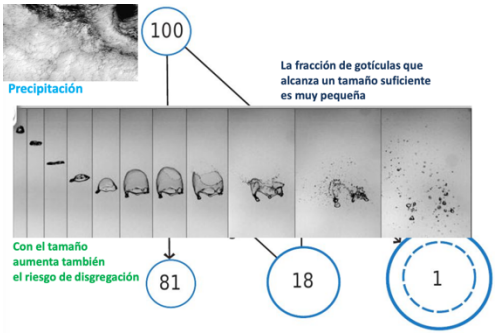
⇒ POCAS GOTÍCULAS LLEGAN A TAMAÑO SUFICIENTE



La diapositiva subraya que solo una pequeña fracción de las gotículas llega a crecer lo suficiente como para precipitar.

Es una idea importante porque evita pensar que toda nube produce lluvia de manera automática.

⇒ EL CRECIMIENTO TAMBIÉN TIENE LÍMITES



A medida que una gota aumenta de tamaño, también aumenta el riesgo de que se fragmente o disgregue. Por tanto, crecer no es un proceso ilimitado ni simple.

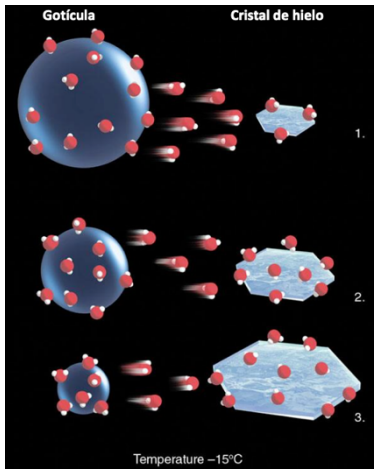
La precipitación resulta de un equilibrio delicado entre crecimiento y ruptura.

⇒

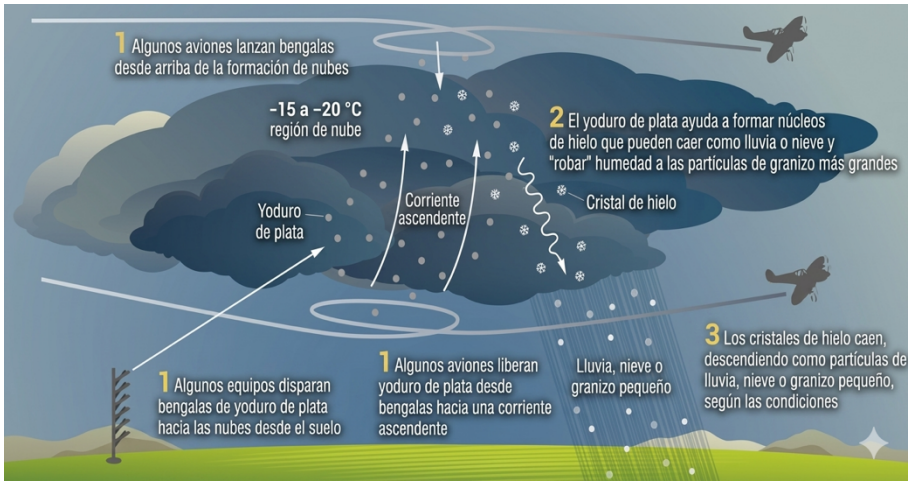
PROCESO DE BERGERON-FINDEISEN

En nubes frías, los cristales de hielo pueden crecer a costa de las gotas líquidas superenfriadas. Este mecanismo se conoce como proceso de **Bergeron-Findeisen**.

Es uno de los procesos fundamentales para explicar muchas precipitaciones en nubes mixtas o frías.

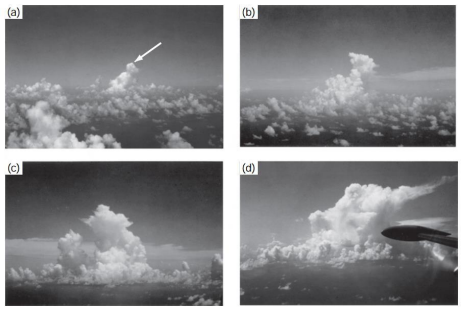


⇒ MODIFICACIONES ARTIFICIALES DE LA PRECIPITACIÓN



Aquí se entra en el terreno de la intervención humana, con ejemplos de siembra de nubes u otras técnicas.

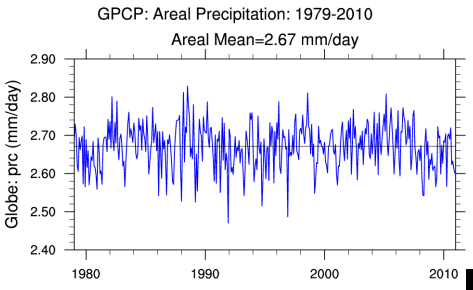
La idea general es que, aunque se ha intentado modificar la precipitación artificialmente, los resultados no siempre son claros ni simples.



Estas son imágenes o casos concretos. Sirve para recordar que la atmósfera es un sistema complejo y que actuar sobre ella no garantiza respuestas sencillas.

⇒ DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LA PRECIPITACIÓN

Se muestra aquí el reparto espacial de la precipitación media sobre la Tierra.



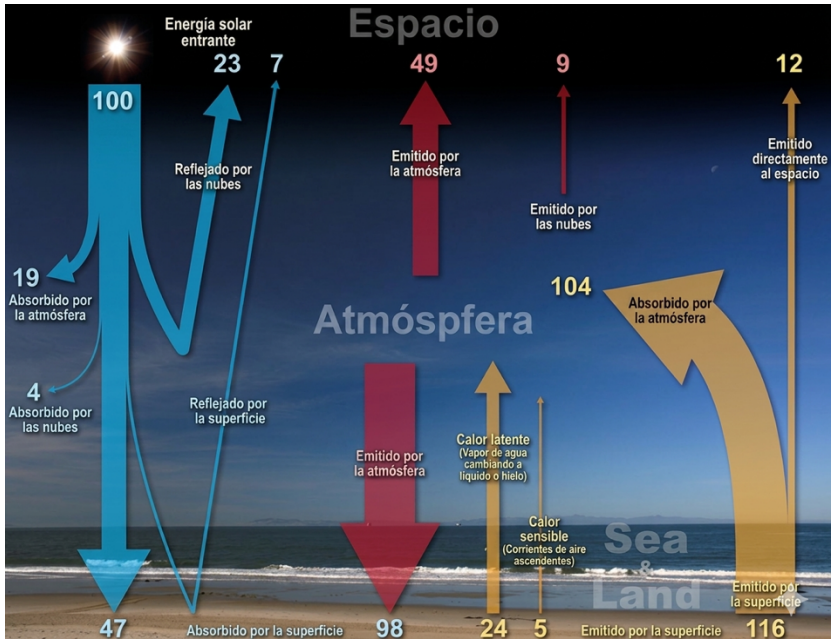
No llueve igual en todos los lugares, y las diferencias responden a circulación general, relieve, océanos y temperatura.

El mapa introduce una visión climática global que amplía lo estudiado antes a escala local o de nube.

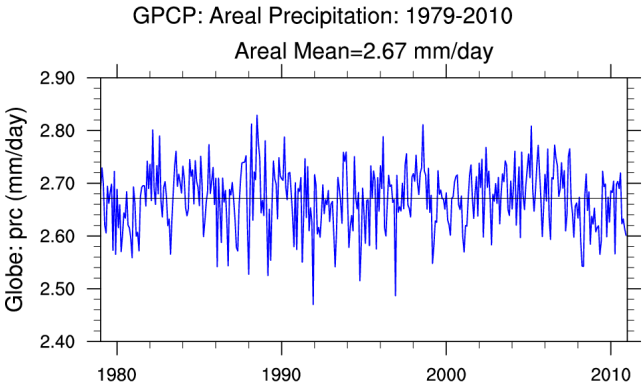
⇒ BALANCE RADIATIVO-CONVECTIVO ENTRE ATMÓSFERA Y SUPERFICIE

Esta diapositiva resume que la atmósfera y la superficie intercambian energía tanto por radiación como por convección.

Es una idea de síntesis muy importante: el clima terrestre depende del balance entre entrada solar, emisión infrarroja y transporte vertical y horizontal de energía.



⇒ PRECIPITACIÓN Y CONVERGENCIA INTERTROPICAL



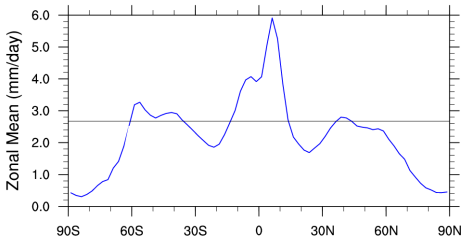
El mapa de precipitación se relaciona aquí con la zona de convergencia intertropical, una franja donde convergen los alisios, asciende aire húmedo y se produce abundante nubosidad y lluvia.

Esa banda explica por qué ciertas regiones ecuatoriales son especialmente lluviosas.

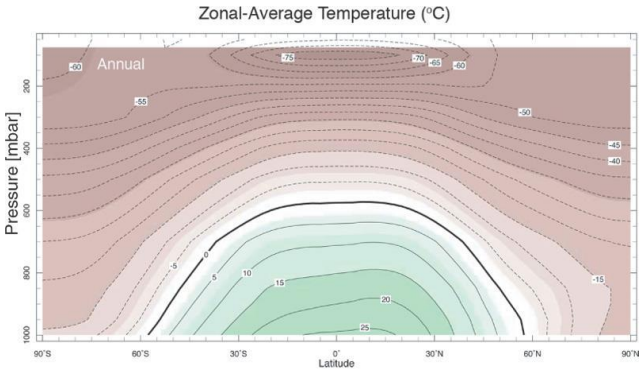
⇒ RADIACIÓN NETA Y CINTURÓN INTERTROPICAL

La radiación neta no es igual en todas las latitudes. El exceso energético tropical y el déficit en latitudes altas impulsan el transporte de calor mediante atmósfera y océanos.

Esta diapositiva conecta energía y circulación general del planeta.



⇒ TEMPERATURA MEDIA SEGÚN LATITUD Y ALTURA



Aquí se representa cómo varía la temperatura media con la latitud y con la altura. Es un resumen excelente de la estructura térmica global de la atmósfera.

Permite ver simultáneamente zonas de fuerte contraste térmico y regiones más uniformes.

Esa oposición entre zonas de relativa uniformidad y zonas de fuerte contraste térmico son motores de circulación, inestabilidad y organización climática.

Y con esto, el tema termina uniendo todo lo estudiado: **radiación, estructura vertical, estabilidad, convección y distribución climática a escala planetaria**.