



# Convección Atmosférica

---

**Autores: Juan Jesús González Alemán (juanjego@ucm.es) y  
Marc Alomar**

# Índice

<b>I</b>	<b>Fundamentos teóricos</b>	<b>4</b>
1.	Flotabilidad y estabilidad	4
2.	Modelo de la parcela de aire	4
3.	Convección seca	5
3.1.	Gradiente adiabático . . . . .	5
3.2.	Temperatura potencial . . . . .	6
3.3.	Frecuencia de Brunt-Väisälä . . . . .	8
4.	Convección húmeda	9
4.1.	Termodinámica del aire húmedo . . . . .	9
4.2.	Gradiente adiabático saturado . . . . .	11
<b>II</b>	<b>Fenómenos convectivos en la atmósfera</b>	<b>13</b>
5.	Nubes convectivas	13
5.1.	Modelo de Tormenta Unicelular . . . . .	14
5.2.	Modelo de Supercélula . . . . .	16
6.	Circulación general de la atmósfera	19
	Bibliografía	23

# Introducción

En su sentido más amplio, los fenómenos convectivos son procesos de transporte producidos por el movimiento de un fluido. El más conocido de ellos es el transporte de calor, siendo la convección uno de los tres mecanismos principales de transferencia de calor. Ahora bien, en física de la atmósfera los procesos convectivos tienen una definición mucho más delimitada. En su definición más académica<sup>1</sup> sólo se consideran aquellos fenómenos de circulación a pequeña escala, producidos por la acción de la gravedad sobre una distribución vertical de masa no uniforme (donde vertical hace referencia a la dirección del campo de gravedad). De este modo se excluyen las circulaciones debidas a gradientes de temperatura horizontales, como las brisas marinas y la circulación de Hadley, y aquellas producidas por la vorticidad.

Ahora bien, en la atmósfera terrestre interaccionan gran cantidad de fenómenos, de modo que es difícil aplicar esa definición rígidamente. El acoplamiento multiescala, su organización en múltiples niveles y la influencia de los movimientos locales hacen de la convección atmosférica una disciplina muy compleja.

Al estudiar los fenómenos convectivos en la atmósfera terrestre se considera que ésta es una mezcla de dos gases ideales, aire seco y vapor de agua, que forman el aire húmedo. Los cambios de fase del agua adquieren gran importancia, conduciendo a la formación de nubes convectivas (como el *Cumulus* y el *Cumulonimbus*) y fenómenos meteorológicos adversos. La composición de la atmósfera hace natural la distinción entre convección seca y convección húmeda, aunque los procesos más importantes están vinculados a este último.

El objetivo de este trabajo es entender los procesos físicos que conducen a la convección en la atmósfera, y estudiar de un modo cualitativo los fenómenos meteorológicos más importantes que produce. En primer lugar se estudiará la convección seca en la atmósfera. Introduciremos el concepto de parcela de aire, fundamental en el estudio de la convección, y las consecuencias de su expansión. De este modo podremos obtener criterios de estabilidad, como el gradiente adiabático, la temperatura potencial y la frecuencia de Brunt-Väisälä. Para introducir la convección húmeda se estudiarán algunas propiedades básicas del vapor de agua. Se realizará un estudio análogo de la expansión de una parcela de aire húmedo y deduciremos las condiciones de estabilidad. Los cambios de fase del agua hacen que su estudio sea más complejo.

En la segunda parte del trabajo trataremos los fenómenos más conocidos como aplicación de la teoría vista anteriormente. Desde la convección a pequeña escala (mesoescala  $\simeq 10$  km) hasta la que sucede a gran escala. La convección genera nubes que pueden observarse con facilidad si uno tiene cierta base. Existen diferentes modelos que tratan el desarrollo de los distintos tipos de nubes convectivas, aquí veremos los casos de una célula convectiva ordinaria, el caso más simple para luego ver un caso más complejo en donde entran en juego más fenómenos que interaccionan con la propia convección. Si la convección es intensa, es muy probable que la nube resultante genere un tiempo adverso. De ahí deducimos lo importante que es estudiar este fenómeno en la atmósfera. Estudio nada trivial por las numerosas interacciones que tiene la convección con el resto de la atmósfera en movimiento. Además, puede observarse un mecanismo de convección, a gran escala que es el que regula de forma global las diferencias de energía que recibe la Tierra procedente del Sol, determinando el clima de las diferentes regiones del planeta. Este último mecanismo recibe el nombre de Circulación General de la Atmósfera, y a pesar de salirse de la definición académica, también está relacionado con los fenómenos convectivos que se dan en la atmósfera. Todos estos fenómenos atmosféricos los veremos a continuación.

---

<sup>1</sup>Hacemos referencia a la adoptada por K. A. Emanuel en su monografía *Atmospheric Convection*.

## Parte I

# Fundamentos teóricos

## 1. Flotabilidad y estabilidad

Para entender la naturaleza de la convección en la atmósfera consideremos la aceleración que siente un cuerpo de densidad  $\rho_1$  inmerso en un fluido de densidad  $\rho_2$ . Supondremos que el cuerpo está fijo de algún modo, para evitar así su movimiento. El gradiente vertical de presiones del medio debe compensarse con la fuerza de la gravedad,

$$\frac{dp_2}{dz} = -\rho_2 g$$

Suponiendo que  $\rho_2$  es constante,

$$p_2 = \rho_2 g h$$

donde  $h$  es la distancia desde la superficie del fluido hasta la cara superior del cuerpo. Si el cuerpo tiene altura  $\Delta z$ , la fuerza neta debida a la presión es

$$F = \rho_2 g (h + \Delta z) \Delta x \Delta y - \rho_2 g h \Delta x \Delta y = \rho_2 g \Delta x \Delta y \Delta z$$

Si ahora consideramos el peso del cuerpo, la fuerza resultante es

$$F_{tot} = \rho_2 g \Delta x \Delta y \Delta z - \rho_1 g \Delta x \Delta y \Delta z = g (\rho_2 - \rho_1) \Delta V = W_2 - W_1$$

Esta fuerza no es más que la diferencia entre el peso del cuerpo y el del fluido desplazado (principio de Arquímedes). Si liberásemos el cuerpo su aceleración inicial vendría dada por

$$a = \frac{F}{M} = g \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \right)$$

En la atmósfera no nos interesa considerar la flotabilidad de cuerpos discretos y coherentes, sino los movimientos que surgen cuando la gravedad actúa sobre variaciones en la densidad del aire. Estas fluctuaciones pueden deberse a variaciones en la presión, en la temperatura y en la concentración de sustancias que se encuentren disueltas en el aire.

Una vez que surgen estas fluctuaciones es necesario estudiar cómo evoluciona el sistema. Podemos encontrar tres situaciones,

- **Inestabilidad**, el sistema se aleja de la posición de equilibrio exponencialmente. Surge cuando la densidad del medio es mayor que la de la partícula,  $\rho_2 > \rho_1$ .
- **Neutralidad**, la perturbación simplemente desplaza la posición de equilibrio, sin generar más movimientos. Ambas densidades son iguales,  $\rho_2 = \rho_1$ .
- **Estabilidad**, la masa de aire oscila alrededor de la posición de equilibrio. Se cumple que  $\rho_2 < \rho_1$ .

Como vemos, la condición de estabilidad depende de cómo evoluciona la densidad de la atmósfera y de la masa de aire en cuestión. Para establecer unas condiciones más precisas debemos elaborar un modelo de parcela de aire.

## 2. Modelo de la parcela de aire

En la mayor parte de la atmósfera se puede tratar el movimiento vertical del aire utilizando un modelo de parcelas o burbujas bien definidas. El proceso de difusión molecular sólo es importante junto al suelo, en una capa de unos pocos centímetros, y sobre la turbopausa, alrededor de los 100 km. Para estudiar el movimiento de estas parcelas estableceremos unas hipótesis que permiten simplificar su estudio.

1. Las parcelas son sistemas aislados, no intercambian calor con el medio. De este modo las variaciones en la temperatura son adiabáticas. Podemos justificar esta hipótesis considerando que el aire es un mal conductor térmico y que apenas absorbe la radiación que atraviesa la atmósfera.
2. Se encuentran siempre a la misma presión que el medio, en condiciones de equilibrio mecánico.
3. Su movimiento es suficientemente lento como para considerar que la energía cinética es una pequeña fracción de su energía total.

Al estudiar el movimiento de las parcelas en la atmósfera debemos recordar que el aire es un fluido en el que  $\rho = \rho(P, T)$ , pudiéndose modelar según la ecuación de los gases ideales,  $\rho = P/RT$ . La presión disminuye con la altura, de modo que cuando la parcela se eleva se expande para lograr el equilibrio mecánico. En este proceso la temperatura disminuye adiabáticamente. Por lo tanto, las condiciones de estabilidad dependen de cómo evoluciona la temperatura de la parcela.

### 3. Convección seca

#### 3.1. Gradiente adiabático

Sea una parcela de aire seco ideal de masa unidad y volumen  $V$ . Al aplicar la primera ley de la termodinámica,

$$\delta Q = dU + dW = c_v dT + p dV$$

donde  $c_v$  es el calor específico a volumen constante. Nuestro objetivo es deducir una expresión que relacione  $dT$  y  $dP$ . Al cumplirse  $\rho V = 1$ ,

$$dV = d\left(\frac{1}{\rho}\right) = -\frac{1}{\rho^2} d\rho$$

Si ahora utilizamos la ley de los gases ideales,

$$dp = RT d\rho + \rho R dT$$

de modo que sustituyendo,

$$p dV = -\frac{p}{\rho^2 RT} dp + \frac{p}{\rho T} dT = -\frac{dp}{\rho} + R dT$$

Ahora podemos escribir la primera ley como

$$\delta Q = (R + c_v) dT - \frac{dp}{\rho} = c_p dT - \frac{dp}{\rho}$$

En procesos adiabáticos  $\delta Q = 0$ , de modo que la expresión anterior se reduce a

$$c_p dT = \frac{dp}{\rho}$$

Si el medio se encuentra en equilibrio hidrostático,  $dp = -g\rho_E dz$ , donde  $\rho_E$  es la densidad del medio. Considerando que la perturbación es pequeña la densidad de la parcela y del medio serán prácticamente iguales,  $\rho \simeq \rho_E$ . Entonces, cuando la parcela se expande adiabáticamente su temperatura cambia según

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\Gamma_d \simeq -10 \text{ K/km}$$

donde  $\Gamma_d$  se conoce con el nombre de gradiente adiabático seco (para el aire seco,  $c_p = 1005 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$ ). Para saber si la parcela va a ser estable debemos comparar su densidad con la del medio. Consideremos que se encuentra en equilibrio a una temperatura  $T_1$  y presión  $P_1$ . Si al sufrir una perturbación se desplaza una distancia  $\delta z$  su temperatura será  $T_p = T_1 - \Gamma_d \cdot \delta z$  y su densidad  $\rho_p = p_2/RT_p$ . En

cambio, la temperatura del medio será  $T_2 \simeq T_1 + \Gamma_E \cdot \delta z$ , donde  $\Gamma_E$  es el gradiente de temperaturas del medio, y la densidad  $\rho_E = p_2/RT_2$ . La condición de estabilidad dependerá del gradiente de temperatura del medio,

$$\Gamma_E \begin{cases} < -\Gamma_d & \text{Inestabilidad} \\ = -\Gamma_d & \text{Neutralidad} \\ > -\Gamma_d & \text{Estabilidad} \end{cases}$$

Con este criterio podemos analizar la estabilidad de la atmósfera terrestre frente a la convección seca. En la troposfera baja, donde se desarrollan la mayor parte de fenómenos meteorológicos, el gradiente de temperatura es aproximadamente  $\Gamma_d \simeq -4,6 \text{ K / km}$ , es decir, alrededor de la mitad del gradiente adiabático. En base a nuestro análisis podemos deducir que la atmósfera terrestre casi siempre es estable frente a la convección seca. Como veremos más adelante, la inestabilidad convectiva en la troposfera surge cuando consideramos que el aire contiene vapor de agua.

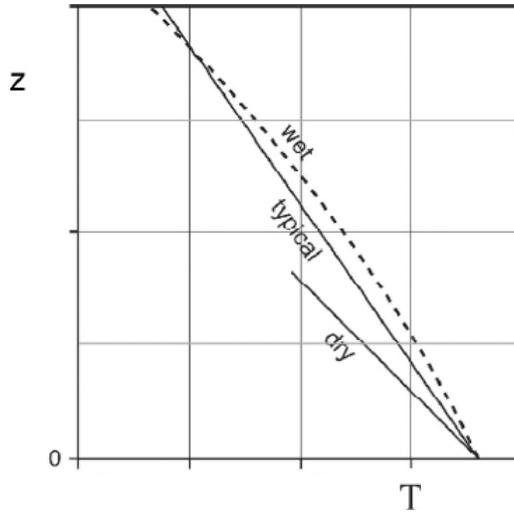


Figura 1: Gradiente de temperatura típico en la troposfera baja, junto con el gradiente adiabático seco y húmedo.

### 3.2. Temperatura potencial

Como hemos visto en la sección anterior, la temperatura de una parcela de aire varía durante la expansión adiabática. Para simplificar nuestra condición de estabilidad debemos utilizar una magnitud que se conserve durante el proceso. En este contexto surge la temperatura potencial  $\theta$ , cantidad conservada en los procesos adiabáticos.

Partiendo de la primera ley de la termodinámica en un proceso adiabático podemos llegar a la expresión

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} = \kappa \frac{dp}{p}$$

donde  $\kappa = 2/7$  para un gas ideal diatómico. Aplicando que  $d \ln x = dx/x$ , se deduce

$$d \ln T - \kappa d \ln p = 0$$

$$\frac{T}{p^\kappa} = cte.$$

La temperatura potencial se define como

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^\kappa$$

Por convenio, la presión de referencia es  $p_0 = 1000$  mbar. De esta definición vemos que  $\theta$  es la temperatura que tendría una parcela de aire si se expandiera o comprimiera adiabáticamente desde la temperatura  $T$  y presión  $p$  hasta la presión de referencia  $p_0$ . Esta magnitud permite determinar directamente cómo cambiaría la temperatura de una parcela con solo conocer  $\theta$  y  $p$ .

Las condiciones de estabilidad utilizando esta variable pueden deducirse fácilmente. Sea una parcela que se encuentra en equilibrio a temperatura  $\theta_1$ . Al desplazarse adiabáticamente una distancia  $\delta z$  su temperatura potencial seguirá siendo la misma. La temperatura del medio será  $\theta_2 \simeq \theta_1 + \left( \frac{d\theta}{dz} \right)_E \delta z$ , de modo que

$$\left( \frac{d\theta}{dz} \right)_E \begin{cases} < 0 & \text{Inestabilidad} \\ = 0 & \text{Neutralidad} \\ > 0 & \text{Estabilidad} \end{cases}$$

Este criterio permite reconocer más fácilmente la estabilidad de la atmósfera. Por ejemplo, la figura siguiente muestra el perfil de temperatura alrededor del cinturón tropical. Podemos ver que  $(dT/dz) < 0$  mientras que  $(d\theta/dz) > 0$ , de modo que el perfil es estable.

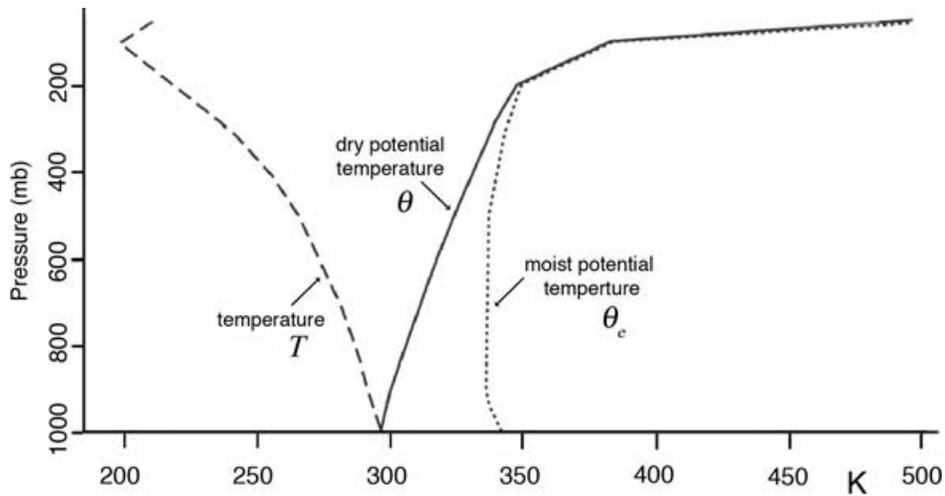


Figura 2: Perfil de temperatura en la atmósfera, representado como temperatura potencial y real.

La convección seca puede observarse en zonas muy áridas, como en el desierto del Sahara. La superficie puede llegar a alcanzar temperaturas muy elevadas, de modo que las parcelas se elevan siguiendo una adiabática seca hasta alcanzar la misma temperatura que el medio. En la gráfica siguiente podemos ver este proceso. La altura a la que llegue la parcela depende de la temperatura en el suelo.

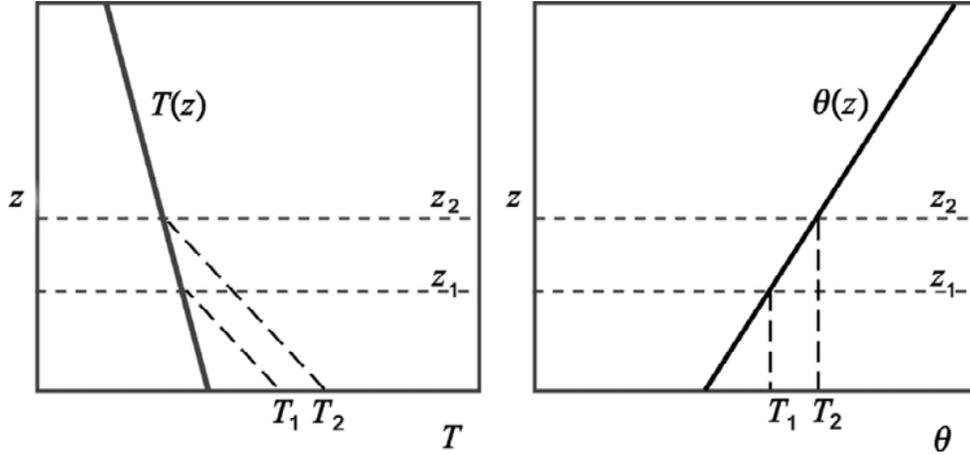


Figura 3: Esquema del camino que sigue una parcela en su expansión adiabática, en función de la temperatura en la superficie.

### 3.3. Frecuencia de Brunt-Väisälä

Como hemos visto, la atmósfera suele ser estable frente a la convección seca. Al sufrir una perturbación las parcelas oscilarán alrededor de su posición de equilibrio, produciendo ondas de gravedad internas. Estas ondas deben su existencia a la presencia de un medio estratificado, y no deben confundirse con las ondas de gravedad superficiales que surgen en el mar, en la interfase aire-agua. Su frecuencia de oscilación  $N$ , conocida con el nombre de frecuencia de Brunt-Väisälä, puede calcularse partiendo de la fuerza de empuje. Consideremos la aceleración que siente una parcela de densidad  $\rho_p$  en un medio de densidad  $\rho_e$ ,

$$a = g \frac{\rho_e - \rho_p}{\rho_p} = g \frac{T_p - T_e}{T_e} = g \frac{\theta_p - \theta_e}{\theta_e}$$

Para pequeños desplazamientos,  $\theta_e(z + \delta z) = \theta_e(z_1) + (d\theta_e/dz) \delta z$ . La temperatura potencial de la parcela se conserva, de modo que  $\theta_p = \theta_e(z_1)$  y  $\theta_p - \theta_e = -(d\theta_e/dz) \delta z$ . Entonces,

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} = -\frac{g}{\theta_e} \frac{d\theta_e}{dz} \delta z$$

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} + N^2 \delta z = 0$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta_e} \frac{d\theta_e}{dz}$$

La ecuación anterior corresponde al movimiento armónico simple. En condiciones de estabilidad  $N$  es una magnitud real, y puede interpretarse como la frecuencia angular de oscilación. El valor medio de  $N$  en la troposfera es del orden de  $1,2 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ , lo que corresponde a un periodo de oscilación de unos 8 minutos.

Las ondas de gravedad internas son muy comunes en la atmósfera y suelen producirse por la acción del viento sobre obstáculos orográficos. Estas ondas son visibles cuando el aire está prácticamente saturado. La condensación en la cresta de las ondas produce un patrón regular de bandas, dando lugar a las nubes lenticulares.

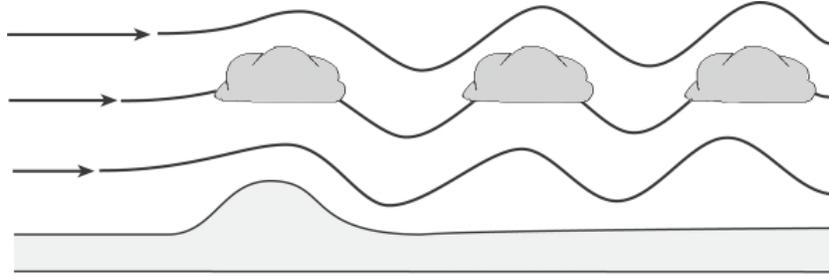


Figura 4: Formación de nubes lenticulares por la presencia de una colina.

## 4. Convección húmeda

El aire puede considerarse como una mezcla de dos gases ideales, aire seco y vapor de agua. Aunque la proporción de este último sea de apenas el 0.5 % en volumen, su presencia es esencial para explicar la formación de nubes y la mayoría de los fenómenos meteorológicos. En cuanto a la convección, cuando una parcela de aire húmedo se eleva su temperatura disminuye. Si se enfría lo suficiente, parte del vapor se condensa formando una nube. El calor que se libera en este cambio de fase aumenta la flotabilidad de la parcela, favoreciendo la inestabilidad. Para obtener una condición de estabilidad debemos analizar en primer lugar cómo se describe el aire húmedo.

### 4.1. Termodinámica del aire húmedo

El vapor de agua en la atmósfera se comporta en buena aproximación como una gas ideal. Su ecuación de estado es

$$e = \rho_v R_v T$$

donde  $e$  es la presión de vapor y  $R_v$  la constante para el vapor de agua ( 461.5 J/Kg K).

Consideremos un recipiente aislado que contiene agua y aire húmedo. En esta situación algunas moléculas de agua pasarán a la fase de vapor, mientras que otras del vapor pasarán a la fase líquida. Cuando el proceso llegue al equilibrio la evaporación y la condensación tendrán lugar al mismo ritmo. En estas condiciones se dice que el aire se encuentra saturado con el vapor de agua. La presión parcial que ejerce el vapor de agua se conoce como presión de vapor de saturación,  $e_s$ . Esta presión sólo depende de la temperatura según la ley de Clausius - Clapeyron,

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L e_s}{R_v T^2}$$

Si aproximamos que el calor latente de vaporización no depende de la temperatura (  $L \simeq 2,50 \cdot 10^6$  J/Kg),

$$e_s(T) = A e^{BT}$$

donde  $A = 6,11$  hPa y  $B = 0,067$  °C<sup>-1</sup>. La presión de vapor de saturación también nos da la máxima cantidad de vapor de agua que puede albergar la atmósfera a una cierta temperatura. Al substituir  $e_s$  en la ecuación de estado obtenemos  $\rho_v$ , que nos da este valor.

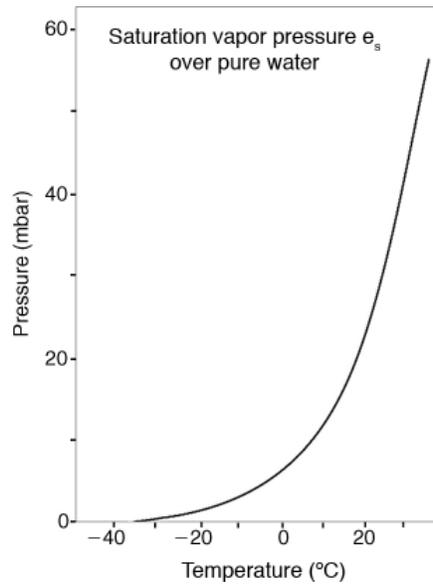


Figura 5: Dependencia de la presión de vapor de saturación con la temperatura.

La dependencia exponencial de  $e_s$  con la temperatura tiene importantes consecuencias sobre la convección húmeda. A una altura de unos 10 km la temperatura media es de  $-50\text{ }^\circ\text{C}$ , de modo que  $e_s \rightarrow 0$ , como podemos ver en el gráfico. Esto implica que la mayor parte del vapor de agua se encuentra en la troposfera baja, y es en esta zona donde se desarrollarán los fenómenos convectivos.

La cantidad de vapor de agua presente en el aire se expresa en términos de humedad. Las magnitudes más utilizadas son,

- **Humedad específica ( $q$ )**: Masa de vapor de agua en relación a la masa de aire, por unidad de volumen. En ausencia de mezcla o de condensación es una magnitud que se conserva.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho}$$

- **Humedad específica de saturación ( $q_*$ )**: Valor de  $q$  en el que se produce la saturación. Utilizando las ecuaciones de estado,

$$q_* = \frac{\rho_{vs}}{\rho} = \frac{e_s/R_v T}{P/RT} = \left(\frac{R}{R_v}\right) \frac{e_s(T)}{p}$$

Como vemos,  $q_*$  es función de la temperatura y de la presión, aunque su dependencia con  $T$  es más fuerte.

- **Humedad relativa ( $U$ )**: Expresa la relación entre la humedad específica y la humedad específica de saturación. Suele expresarse como un porcentaje,

$$U = \frac{q}{q_*} \cdot 100\%$$

La humedad relativa del aire cerca de la superficie suele tener valores elevados, relativamente cercanos a la saturación. Al elevarse una parcela de aire la presión disminuye y se enfría. Si sólo consideráramos la dependencia con la presión,  $q_*$  aumentaría. Ahora bien, la dependencia exponencial con la temperatura es tan fuerte que hace que  $q_*$  disminuya rápidamente con la altura. Al conservarse  $q$  llegará un momento en el que  $q > q_*$ . La altura en la que esto sucede es el nivel de condensación convectiva (NCC). A partir de este momento el vapor en exceso se condensará, cumpliéndose  $q = q_*$ . Mientras siga subiendo la parcela  $q_*$  y  $q$  disminuirán. Este proceso es visible en la formación de nubes convectivas.

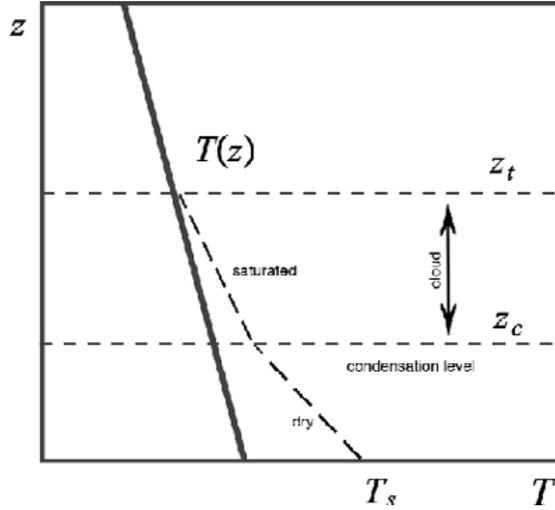


Figura 6: Evolución de una parcela de aire húmedo.

Al condensarse el vapor, el calor liberado compensa en parte el enfriamiento de la parcela. Esto provoca que tenga más flotabilidad que si fuera de aire seco. La parcela seguirá subiendo hasta que su temperatura coincida con la del medio, punto en el que termina la nube (nivel de equilibrio, NE).

Por debajo del nivel de condensación la parcela sigue aproximadamente una adiabat seca (para ser más precisos deberíamos tener en cuenta la humedad del aire, pero la diferencia casi siempre es despreciable). Ahora bien, por encima de ese nivel sigue una adiabat saturada.

#### 4.2. Gradiente adiabático saturado

Consideremos de nuevo el caso de una parcela de aire que realiza un pequeño desplazamiento. Si parte del aire se condensa se liberará una cantidad de calor dada por  $\delta Q = -Ldq$  por unidad de masa de aire, donde  $dq$  es el cambio en la humedad específica. En este caso, la primera ley se escribirá como

$$c_p dT = \frac{dp}{\rho} - Ldq$$

El signo negativo es debido al criterio de signos. Si  $dq < 0$ , se libera calor y la temperatura aumenta. Considerando que el medio se encuentra en equilibrio hidrostático,  $dp/\rho = -gdz$ , de modo que

$$d(c_p T + gz + Lq) = 0$$

El término entre paréntesis se conoce como energía estática húmeda. Si la parcela se encuentra siempre saturada podemos sustituir  $q$  por  $q_*$ . Entonces, como  $q_* = q_*(p, T)$ ,

$$dq_* = \frac{\partial q_*}{\partial p} dp + \frac{\partial q_*}{\partial T} dT$$

Partiendo de la definición de  $q_*$ ,

$$\frac{\partial q_*}{\partial p} = - \left( \frac{R}{R_v} \right) \frac{e_s}{p^2} = - \frac{q_*}{p}$$

$$\frac{\partial q_*}{\partial T} = \left( \frac{R}{R_v} \right) \frac{1}{p} \frac{de_s}{dT} = \left( \frac{R}{R_v} \right) \frac{\beta e_s}{p} = \beta q_*$$

Sustituyendo todos estos resultados en la primera ley,

$$[c_p + L\beta q_*] dT = \frac{dp}{\rho} \left[ 1 + Lq_* \frac{\rho}{p} \right]$$

Por último, utilizando la condición de equilibrio hidrostático,

$$-\frac{dT}{dz} = \Gamma_s = \Gamma_d \left[ \frac{1 + Lq_*/RT}{1 + \beta Lq_*/c_p} \right]$$

donde  $\Gamma_s$  es el gradiente adiabático saturado. El término entre paréntesis siempre es menor que la unidad, de modo que  $\Gamma_s < \Gamma_d$ . Ahora bien, a gran altitud  $q_*$  es muy pequeño, de modo que ambos gradientes son prácticamente iguales. Como  $q_*$  depende de  $p$  y  $T$  no podemos asignar un valor único a  $\Gamma_s$ . Su valor suele encontrarse en un margen entre  $3 \sim 10$  K / km. El criterio de estabilidad es, considerando valores absolutos del gradiente,

$$\Gamma_E \begin{cases} < \Gamma_s & \text{Absolutamente estable} \\ = \Gamma_s & \text{Saturación neutral} \\ \Gamma_s < \Gamma_E < \Gamma & \text{Condicionalmente inestable} \\ = \Gamma & \text{Neutralidad seca} \\ > \Gamma & \text{Absolutamente inestable} \end{cases}$$

## Parte II

# Fenómenos convectivos en la atmósfera

## 5. Nubes convectivas

Llamamos nubes convectivas a las que se han formado debido al fenómeno de la convección. Las nubes convectivas por excelencia son los *Cumulonimbus* (Cb), que son las que se encuentran en la etapa última del desarrollo de un *Cumulus* (Cu). Su definición según la Organización Meteorológica Mundial es:

“Nube amazacotada y densa, con un desarrollo vertical considerable, en forma de montaña o de enormes torres. Parte de su cima es normalmente lisa, fibrosa o estriada, y casi siempre aplastada; esta parte se extiende a menudo en forma de yunque o de vasto penacho. Por debajo de la base de esta nube, a menudo muy oscura, aparecen con frecuencia nubes bajas desgarradas, unidas o no con ella, y precipitaciones, a veces en forma de virga<sup>2</sup>.”



Figura 7: Imagen de un *Cumulonimbus*

Prácticamente la totalidad de los *Cumulonimbus* generan tormentas eléctricas. Según su grado de organización y extensión, que está íntimamente relacionado con los fenómenos meteorológicos adversos que pueden provocar, se clasifican en:

- Tormenta ordinaria o **unicelular**: Es el sistema convectivo o tormentoso más simple. Está formado por una sola estructura cuyo ciclo de vida suele ser de 30-60 minutos y afecta a una área relativamente pequeña. Está poco organizado y no suele producir fenómenos adversos en superficie.
- Tormentas **multicelulares**: Son aquellas que tienen cierto grado de organización, con capacidad de autoregenerarse, produciendo familias de estructuras tormentosas. Se puede distinguir en su ciclo de vida células madres que generan hijas, tomando el protagonismo de sus madres, perpetuándose sus efectos mientras las condiciones sean las apropiadas. Sus ciclos de vida son mayores, tanto espacial y temporalmente, afectando a grandes áreas y por periodos más largos. Estas son potencialmente adversas y pueden causar fenómenos severos intensos. La mayoría de las tormentas son de este tipo.

---

<sup>2</sup>La virga es un hidrometeoro que se evapora antes de llegar al suelo.

- **Supercélulas:** Presentan un grado superior de organización y de adversidad. Una única célula muy intensa es capaz de autoregenerarse y dar unas particularidades y señales en las imágenes de satélite y, sobre todo, en el radar que las hacen ser una de las estructuras potencialmente más dañinas. Pueden llevar asociado granizo severo, tornados y vientos fuertes en superficie. En determinadas ocasiones los efectos en superficie se traducen también en lluvias muy intensas, especialmente las que poseen un lento desplazamiento. Se caracterizan por presentar una rotación en las corrientes ascendente (Helicidad).
- **Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM):** Son estructuras de mayor grado de organización que las anteriores. Un conjunto de tormentas se suele organizar preferentemente en línea, aúnan sus esfuerzos para organizarse en un sistema lineal de tormentas bajo un gran manto superior de nubes altas. Las zonas afectadas por los SCM son amplias y generalizadas, ya que la duración y extensión de estas estructuras son muy elevadas. En su evolución puede observarse en su fase madura una zona de lluvia continua y estratiforme, donde puede haber tormentas embebidas y otra zona, más o menos lineal, con focos tormentosos muy intensos potencialmente adverso y severo. Muchas de las inundaciones generalizadas observadas en España se deben a SCM, como la situación de la “Pantanada de Tous” de octubre de 1982. Cuando los SCM alcanzan tamaños muy elevados se les denomina Complejos Convectivos de Mesoescala.

Trataremos el caso más simple, el modelo de tormenta unicelular, y posteriormente pasaremos a un caso más complejo como es el modelo de Supercélula. Cuando la cizalladura vertical del viento es débil, el empuje hidrostático es el mecanismo de control predominante en las corrientes convectivas ascendentes y descendentes. En cambio, cuando la cizalladura es más fuerte se producen interacciones entre ésta y la corriente ascendente que intensifican o suprimen la aceleración vertical.

### 5.1. Modelo de Tormenta Unicelular

En este caso vamos a suponer que la convección es natural, es decir, no ha sido forzada por ningún mecanismo que obligue ascender la parcela de aire salvo la propia convección. Al calentarse la superficie de la Tierra, ésta transmite parte del calor a la capa de aire inmediatamente por encima de tal forma que puede llegar a inestabilizar una parcela de aire. Su temperatura aumenta y la densidad disminuye, con lo que entra en juego la flotabilidad o empuje hidroestático. Entonces la parcela ascenderá adiabáticamente. De momento aplicamos la teoría de la convección seca, ya que el vapor de agua que contiene la parcela es lo suficientemente pequeño en comparación con el aire seco como para aproximarlos a cero. Al ascender adiabáticamente ésta llegará a la condensación a una determinada altura que viene dada por el Nivel de Condensación Convectivo (NCC ó CCL), que se define como la altura que una parcela alcanza hasta llegar a saturarse. Puede asociarse a la altura de la base de las nubes cumuliformes. A las nubes predecesoras de los *Cumulonimbus* se les llama *Cumulus*, como pueden verse en la figura 8. A partir de ahí, al liberarse calor latente por la condensación del vapor de agua aumentará la diferencia de temperaturas con respecto al entorno y por lo tanto se vuelve más inestable, como hemos visto en la teoría. Ahora para el estudio se debería aplicar la teoría de la convección húmeda. Es decir, el NCC separa el tratamiento seco del húmedo.

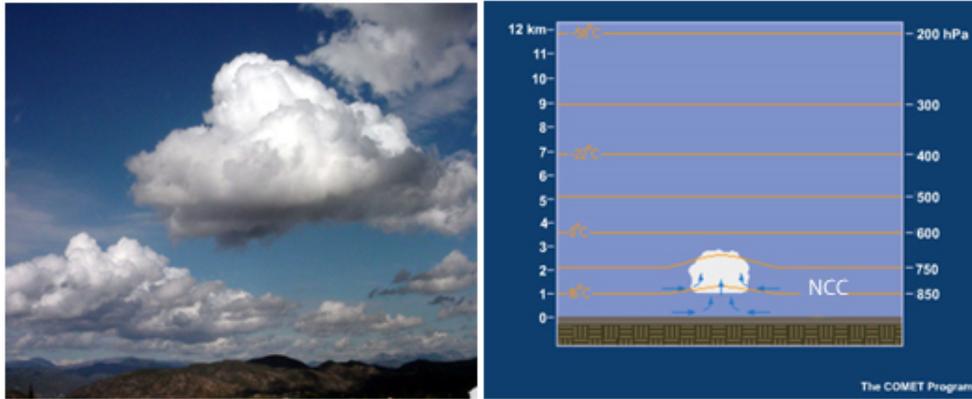


Figura 8: Fotografía de un *Cumulus* y esquema de su formación.

Posteriormente, la parcela seguirá ascendiendo a medida que se va condensando el vapor de agua (figura 9). Llegará un momento en el que la parcela alcance el nivel de equilibrio (NE), donde su temperatura es igual a la del ambiente circundante. Debido a que la parcela posee cierta cantidad de momento ascendente el ascenso continúa un poco más allá del nivel de equilibrio. Este ascenso adicional produce la penetración de la cima de la nube en la tropopausa, por encima del yunque de la tormenta. El NE está determinado por inversiones de temperatura, que pueden darse en niveles medios ( $\approx 5$  km) de la troposfera o en casos extremos no existir ninguna hasta la tropopausa, cuya posición depende de la latitud de la Tierra (en el ecuador puede llegar hasta los 18 km). Cuanto mayor sea la altura del NE, mayor será la producción de fenómenos adversos. Finalmente, ahora que las parcelas son más frías que el ambiente circundante vuelven a descender hacia el nivel de equilibrio. Las parcelas pueden oscilar verticalmente alrededor del nivel de equilibrio, perdiendo intensidad con el tiempo. A medida que este proceso se repite, las parcelas de aire se acumulan en este nivel y se extienden lateralmente, creando el yunque de la nube.

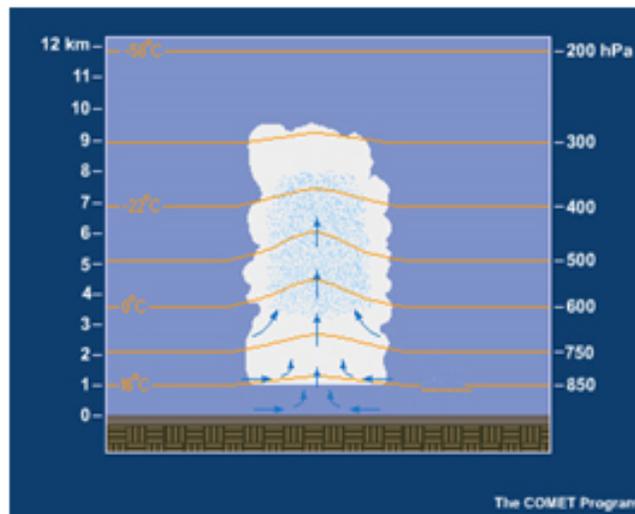


Figura 9: Esquema del desarrollo de un *Cumulonimbus*.

Como hemos mencionado, mientras ocurre todo esto, el vapor de agua se condensa en el aire de la corriente ascendente. Eventualmente el peso de la humedad condensada excede la capacidad de la corriente ascendente de sostenerla y comienza a precipitar a través de la corriente ascendente como puede verse en la figura 10. La carga de precipitación puede reducir considerablemente el empuje hidrostático positivo, de forma que el efecto inicial de la precipitación es arrastrar aire hacia abajo, y

al principio es el factor más importante que contribuye a la intensidad de la corriente descendente.

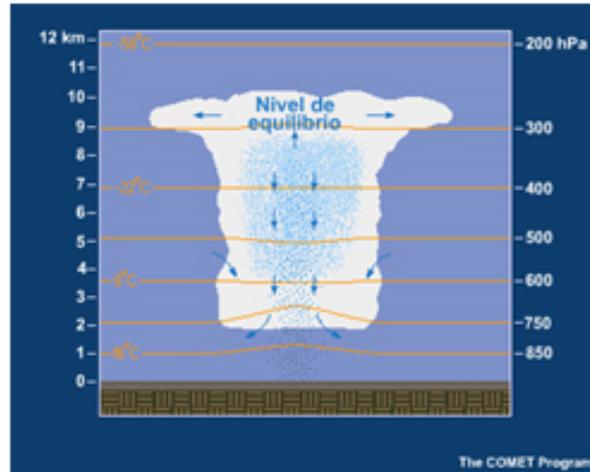


Figura 10: Gráfico explicativo de la formación de la corriente descendente.

Hay otros procesos que contribuyen al enfriamiento de la corriente ascendente, como:

- La incorporación de aire más seco en los niveles intermedios
- La evaporación de la lluvia a medida que cae debajo de la base de la nube.

Ambos procesos contribuyen a que la corriente descendente sea más fría que el aire circundante, e intensifican su aceleración hacia abajo. Varios estudios han demostrado que el origen de buena parte del aire de la corriente descendente es el aire ambiental que se incorpora a la tormenta en los niveles intermedios. Cuando la corriente descendente alcanza la superficie, se expande y forma una bolsa de aire frío. El descenso de la corriente y la expansión de la bolsa de aire frío representan las etapas finales del ciclo de vida de la célula convectiva (figura 11). Llegados a este punto, el empuje hidrostático es completamente negativo.

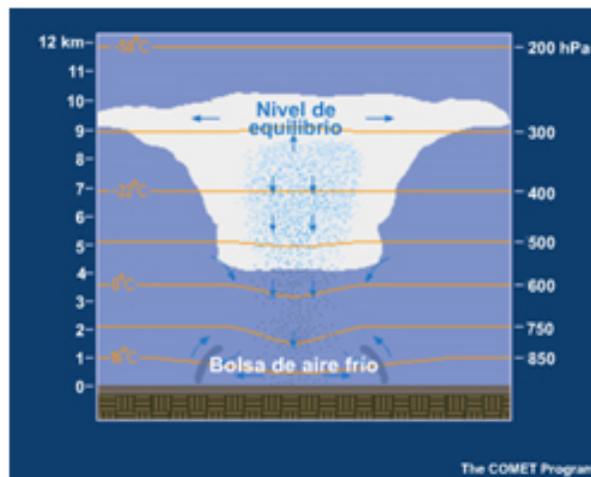


Figura 11: Etapa final de la célula convectiva.

## 5.2. Modelo de Supercélula

Una Supercélula (en inglés, *supercell*) es una inmensa tormenta en rotación. Tienen a formarse en condiciones de alta inestabilidad. Además presentan un sistema más organizado de circulación interna

que les hacen tener una duración mucho mayor que otras. En la supercélula es común la aparición de fuertes corrientes rotatorias que la hacen potencialmente la más peligrosa de los tipos de tormentas convectivas. Como hemos dicho, el hecho diferencial que hace a las supercélulas distintas de las demás tormentas es que rotan verticalmente. Esa rotación es la causa de que sean tan longevas, tan grandes espacialmente y de que, eventualmente, generen los tornados más intensos que se conocen o produzcan piedras de granizo de hasta 17 cm de diámetro. El origen de esa rotación vertical es algo complejo. Se fundamenta en la existencia previa de unas capas de aire en los bajos niveles de la troposfera, entre 0 y 3 km (normalmente por debajo de la base de la nube), que presentan cizalladura vertical del viento. Es decir, tenemos un perfil de velocidades de la forma  $u = u(y)$ , como puede verse en la figura 12.

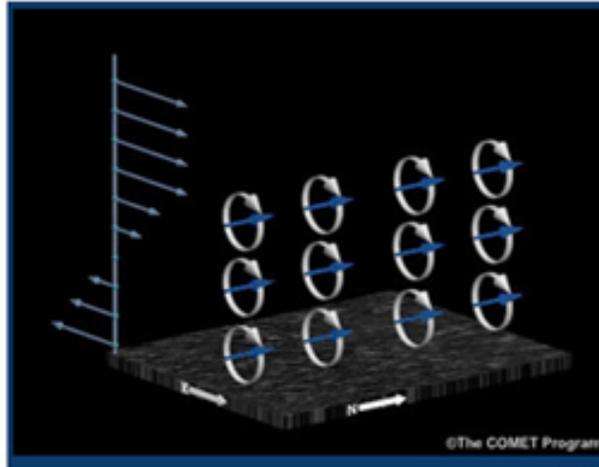


Figura 12: Ambiente previo a la formación de la supercélula.

Esta cizalladura genera una zona de vorticidad horizontal ( $\omega_x$ ). Esta formación de vorticidad puede deducirse visualmente con facilidad. Imaginemos dos aspas perpendiculares (“vorticímetro”). Al ser afectadas por un perfil de velocidad de viento constante con la altura, es decir,  $u \neq u(y)$ , éstas no tienden a girar y por lo tanto la partícula de fluido infinitesimal equivalente no rotaría sobre sí misma, es decir, no se generaría vorticidad. Sin embargo, si el perfil es dependiente de la altura con un aumento conforme ascendemos (figura 12) las aspas tienden a girar, con lo que lo mismo le ocurriría a la partícula de fluido, es decir, se generaría una vorticidad.

En un ambiente inestable se formará una corriente convectiva ascendente (*updraft*) como habíamos visto en el anterior caso. Si esta corriente es lo suficientemente intensa (dependiendo de la inestabilidad) como para vencer la oposición al movimiento que crean estos “rodillos” horizontales, los inclina de tal manera que pasan a rotar verticalmente. Es decir, la corriente convectiva ha transformado una zona de vorticidad horizontal en una zona con vorticidad vertical ( $\omega_z$ ).

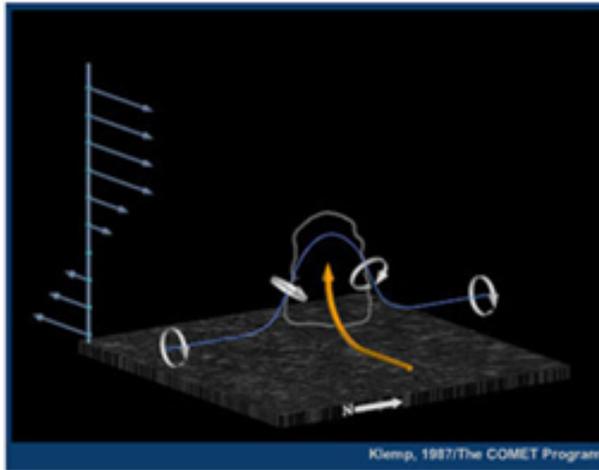


Figura 13: Esquema del inicio de la supercélula.

Desde ese momento la tormenta rota, es decir, se ha formado la supercélula. Este giro con la altura de la dirección del viento, a la vez que se incrementa su velocidad, induce sobre la corriente ascendente (que ha transformado la rotación horizontal en rotación vertical) un giro helicoidal en sentido ascendente. La magnitud de ese giro se llama helicidad, y se expresa de forma matemática como  $H = v \cdot \omega$ . Si la helicidad desde un sistema fijo a la tormenta, es decir, que lleve su misma velocidad y dirección, se denomina Helicidad Relativa a la Tormenta (SRH), y es uno de los índices más importantes a la hora de pronosticar la posible aparición de supercélulas.

Como se puede observar en la figura 14, la corriente ascendente genera dos vórtices, uno gira ciclónicamente (el de la izquierda) y el otro anticiclónicamente (el de la derecha). Hasta aquí debemos diferenciar dos situaciones que vendrán dadas de nuevo por la cizalladura, aunque esta vez en niveles medios y altos de la troposfera (de 5 a 15 km aproximadamente)

Si el perfil de velocidades es constante, la corriente ascendente no puede soportar el peso de la precipitación que ha ido generando en su flanco superior, se forma una corriente descendente (*downdraft*) cae sobre la misma corriente ascendente (*updraft*) y la divide en dos partes. Podemos decir que en ese momento se ha producido una *Storm-Splitting*, quedando dividida la célula inicial en dos células simétricas, una con una corriente ascendente en el flanco derecho de la tormenta que presenta rotación ciclónica y otra con una corriente ascendente en el flanco izquierdo de la tormenta que presenta una rotación anticiclónica.

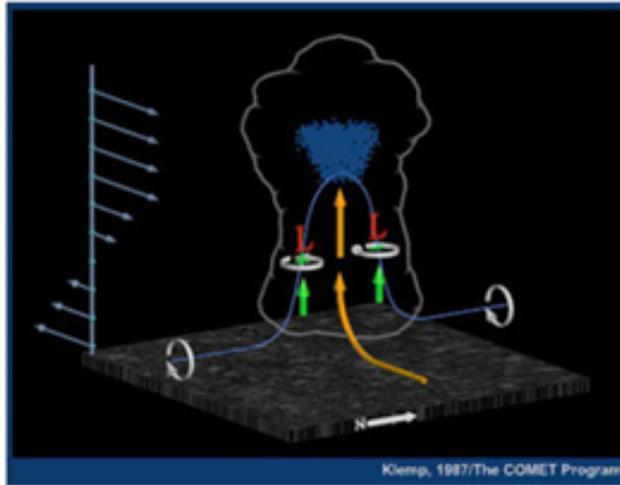


Figura 14: Gráfico explicativo del interior de la supercélula.

En cambio, si el perfil de velocidades sigue variando con la altura la corriente ascendente y descendente (marcada en la figura 15 como FFD) estarán claramente desacopladas. Esa separación favorece la prolongación de la vida de la tormenta ya que la corriente descendente, con su arrastre de la precipitación, no erosiona a la corriente ascendente, y ésta puede seguir alimentándola por mucho más tiempo.

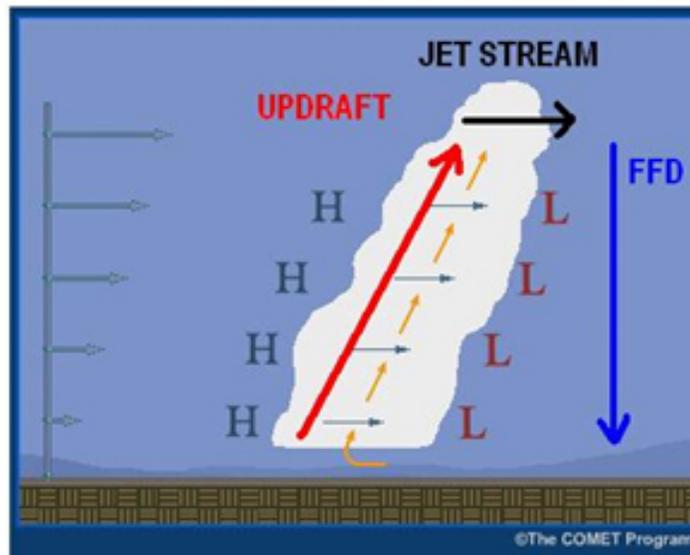


Figura 15: Desacople de las dos corrientes por cizalladura.

## 6. Circulación general de la atmósfera

La circulación general es una forma de convección a gran escala que tiene relación con la diferencia entre la radiación solar que alcanza la Tierra. El Sol calienta la totalidad de la Tierra, pero la distribución del calor a lo largo de la superficie terrestre no es homogénea: las regiones ecuatoriales y tropicales reciben mucha más energía solar que las latitudes medias y las regiones polares. La radiación que reciben los trópicos es mayor de la que son capaces de emitir, mientras que las zonas polares emiten más radiación de la que reciben como puede verse en la figura 12. Si no hubiera transferencia de calor

entre los trópicos y las regiones polares, los trópicos se calentarían más y más, y los polos estarían cada vez más fríos. Este desequilibrio de calor latitudinal es el origen de la circulación en la atmósfera y los océanos: la energía calorífica se redistribuye desde las regiones más cálidas hasta las más frías por medio de la circulación del aire (60 %) y las corrientes oceánicas (40 %).

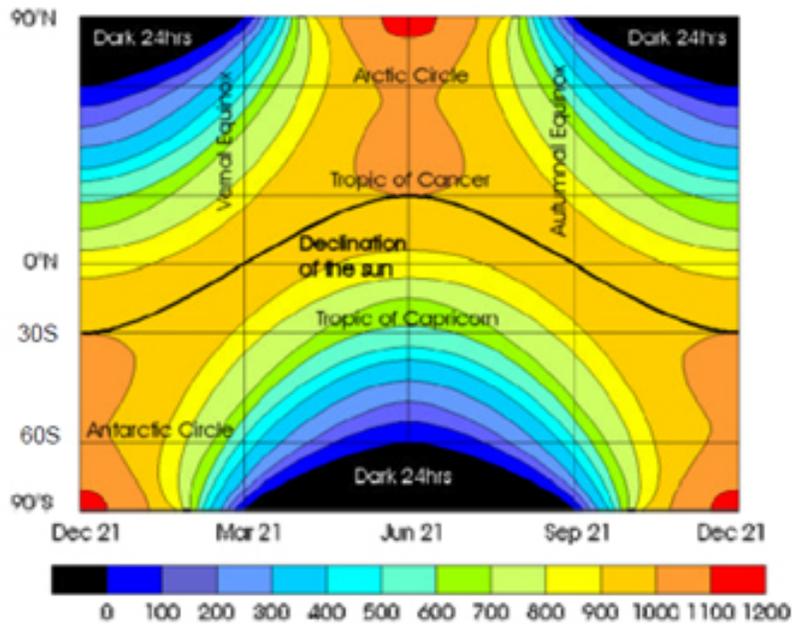


Figura 16: Insolación (radiación acumulada) diaria recibida por la tierra en función de la latitud y época del año.

Se observa cómo la energía acumulada durante el año es mayor que en el resto. Vamos a centrarnos en la circulación correspondiente a la atmósfera. Una forma de llevar a cabo la transferencia de calor por convección desde el ecuador hasta los polos consiste en una única célula de circulación que sube desde los trópicos hacia los polos, y desciende desde los polos y hacia el ecuador en la superficie. Este es el modelo de circulación de una célula, propuesto por primera vez por Hadley en 1700. Sin embargo, este modelo no tiene en cuenta la rotación de la Tierra.

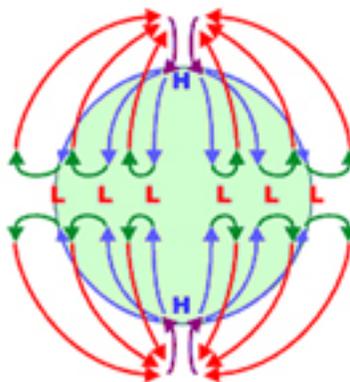


Figura 17: Modelo de célula convectiva propuesto por Hadley.

Como la Tierra rota, el eje está inclinado y hay más masas de tierra en el hemisferio norte que en el hemisferio sur, el patrón global actual es mucho más complicado. En lugar de un modelo de una

célula, la circulación global consiste en un modelo de tres células tanto para el hemisferio norte como para el sur. Estas tres células son la célula tropical, la célula de latitud media y la célula polar.

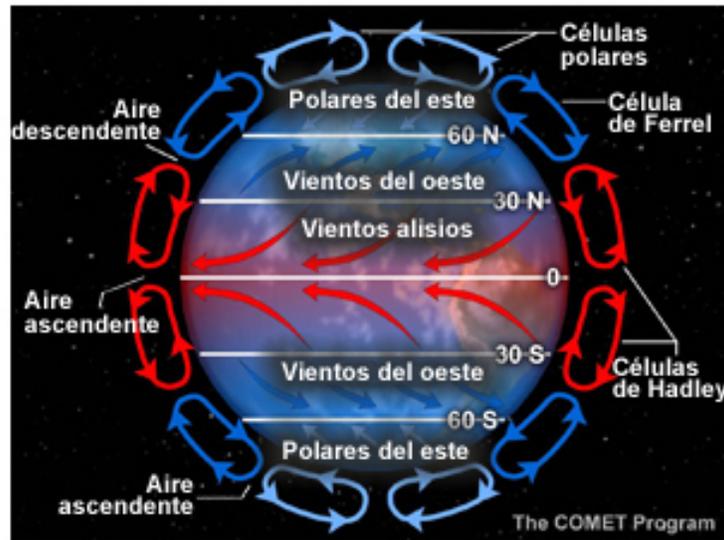


Figura 18: Modelo de células convectivas modificado.

- **Célula Tropical** (célula de Hadley): El aire de latitudes bajas que fluye hacia el ecuador, se eleva verticalmente debido al calor, con sentido hacia los polos en la parte alta de la atmósfera. Esto forma una célula de convección que domina los climas tropicales y subtropicales.
- **Célula de Latitud Media** (célula de Ferrel): Una célula de circulación atmosférica de latitudes medias fue descubierta por Ferrel en el siglo XIX. En esta célula, el aire cercano a la superficie fluye hacia los polos y hacia el este y el aire de niveles más altos en sentido hacia el ecuador y al oeste.
- **Célula Polar**: El aire se eleva, diverge y viaja hacia los polos. Una vez que se encuentra encima de los polos, el aire se hunde y forma las zonas polares de altas presiones. En la superficie el aire diverge hacia fuera de esas zonas de altas presiones. Los vientos superficiales son vientos polares del este.

Este modelo de tres células es efectivo para una descripción inicial, pero sigue siendo demasiado simplificado. No obstante, supone un buen comienzo para explicar las características principales.

Este fenómeno de convección a gran escala tiene consecuencias en la distribución de presiones en la superficie terrestre de la siguiente manera:

- **Bajas Presiones Ecuatoriales**: Un cinturón de bajas presiones asociado al ascenso del aire de la zona de convergencia intertropical (El ascenso de aire caliente del ecuador genera un área de bajas presiones llamada Zona Ecuatorial de Bajas Presiones. A medida que el aire se eleva, va creando nubes y da lugar a precipitaciones).
- **Altas Presiones Subtropicales**: Un cinturón de altas presiones asociado con el descenso del aire entre la célula de Ferrel y de Hadley. (En las zonas subtropicales el aire se enfría y desciende creando áreas de altas presiones con cielos claros y despejados y pocas precipitaciones, llamadas Zonas Subtropicales de Altas Presiones. El aire que desciende es cálido y seco, originando desiertos en estas regiones).
- **Bajas Presiones Subpolares**: Un cinturón de bajas presiones relacionado con el frente polar.

- **Altas Presiones Polares:** Una zona de altas presiones relacionado con el aire frío y denso de las regiones polares.

Como hemos visto, el modelo de circulación de tres células es una idealización; en realidad los vientos no son constantes y los cinturones de presión no son continuos. Se trata de una media climática, ya que depende de muchos factores que van variando a lo largo del tiempo. Hay tres factores principales:

- La superficie de la Tierra no es plana ni uniforme. Hay un calentamiento no homogéneo debido a los contrastes tierra/agua.
- El movimiento del viento puede volverse inestable y generar remolinos.
- El Sol no permanece inmóvil sobre el ecuador, sino que se mueve entre el 23.5N y 23.5S a lo largo del año.

Por ello hay en realidad sistemas semipermanentes de altas y bajas presiones. Son semipermanentes porque varían en su posición e intensidad a lo largo del año. Una zona relacionada con la convección a gran escala en la atmósfera y que cobra importancia en el clima tropical es la zona de convergencia intertropical (ZCIT). La ZCIT es un cinturón de bajas presiones que se sitúa en la región ecuatorial rodeando el globo. Está formado, como su nombre indica, por la convergencia de aire cálido y húmedo de latitudes por encima y por debajo del ecuador. El aire es empujado a la zona por la acción de la célula de Hadley y es transportado verticalmente hacia arriba por la actividad convectiva; las regiones situadas en esta área reciben precipitación más de 200 días al año.

La posición de esta región varía con el ciclo estacional siguiendo la posición del Sol en el cenit y alcanza su posición más al norte (8° N) durante el verano del hemisferio norte, y su posición más al sur (1° N) durante el mes de abril. Sin embargo la ZCIT es menos móvil en las longitudes oceánicas, donde mantiene una posición estática al norte del ecuador. En estas áreas la lluvia simplemente se intensifica con el aumento de la insolación solar y disminuye a medida que el Sol ilumina otras latitudes. Las variaciones de posición de la ZCIT afectan a las precipitaciones en los países ecuatoriales, produciendo estaciones secas y húmedas en lugar de frías y cálidas como en las latitudes superiores. Como la fuerza de Coriolis es mucho menor en las latitudes cercanas al ecuador terrestre, el movimiento principal de la atmósfera viene producido por la célula de Hadley sin vientos muy intensos.

## Bibliografía

- EMANUEL K. A., *Atmospheric Convection*, Oxford University Press  
HOLTON J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press  
PLUMB R. A., *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics*, Elsevier  
ROGERS R. R.; YAU M. K., *A Short Course in Cloud Physics*, Butterworth-Heinemann  
WALLACE J.; HOBBS P., *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, Academic Press

<http://es.wikipedia.org/wiki/Supercelda>

[http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_circulation)

[http://www.met.ed.ucar.edu/mesoprim/shear\\_es/](http://www.met.ed.ucar.edu/mesoprim/shear_es/)