

Tema 4 Termodinámica de la atmósfera. Humedad atmosférica. Estabilidad e inestabilidad

1 El ciclo hidrológico

El agua se presenta en la naturaleza en los 3 estados de la materia (sólido, líquido y gaseoso). Las moléculas de agua pueden pasar de un estado a otro por evaporación/condensación, fusión/congelación y sublimación. De hecho las moléculas de agua están en constante movimiento, su velocidad depende de su energía que está relacionada con la tempe

Para pasar de estado líquido a gaseoso las moléculas de agua deben incrementar su energía cinética (energía de movimiento), concretamente 600 cal/g (calor latente de vaporización), que normalmente absorbe a partir de la energía solar. Por tanto van a ser las moléculas que posean más energía (las más rápidas) las que antes se evaporen, de este modo la energía media del agua restante disminuye y por tanto también desciende su temperatura.

Cuando el agua se condensa esta energía se libera a la atmósfera. Los procesos de fusión/condensación suponen un intercambio energético de 80 cal/g (calor latente de fusión).

El agua de la tierra está en un constante proceso de transformación entre estados y de transferencias de unos componentes a otros del sistema climático. El conjunto de estos procesos, que aparecen en la siguiente tabla, recibe el nombre de *ciclo hidrológico*.

El tiempo de residencia del agua en los distintos componentes del sistema climático varía desde cientos o miles de años para los océanos o los hielos polares a unos diez días para la atmósfera.

2 Humedad atmosférica

La cantidad de agua presente en la atmósfera resulta un porcentaje muy reducido del volumen total, y además su reparto es muy variable. El aire frío apenas puede contener humedad, mientras que el aire caliente puede almacenar gran cantidad de vapor de agua. La mayor parte del vapor de agua se encuentra en las capas inferiores de la atmósfera.

En todo caso el aire siempre contiene algo de humedad, de ello resulta que el concepto de aire seco es una abstracción, siempre aparece mezclado con una proporción variable de vapor de agua. La cantidad de vapor de agua presente en el aire húmedo puede expresarse según una serie de índices higrométricos:

- Presión parcial de vapor de agua (P_{H_2O})
- Humedad absoluta (ρ_w) = masa total de agua/volumen de aire (g/m³)
- Humedad específica (rw) = masa total de agua/masa total de aire húmedo (g/Kg)
- Humedad relativa (r) = Humedad absoluta/Humedad absoluta máxima del mismo volumen de aire a la misma temperatura (%). Cuando r alcanza el 100% se dice que el aire está saturado y se inicia la condensación.
- Temperatura del punto de rocío: Temperatura a la que se produciría saturación si se enfría el aire a presión constante sin quitar ni añadir vapor.

3 Evaporación y evapotranspiración

Se denomina Evapotranspiración a la unión de dos procesos: evaporación y transpiración. Adquiere características muy diferentes en función de que estemos en tierra o en el océano.

En el océano no aparece la transpiración y la evaporación se produce en condiciones de agua libre. En tierra la transpiración puede llegar a ser muy importante mientras que sólo puede evaporarse el agua presente en la capa superficial de suelo que está retenida por una serie de potenciales en el suelo, pudiéndose dar el caso de que no exista agua que evaporar.

La evapotranspiración se produce siempre que se comunica energía a una superficie capaz de evaporar agua si la humedad relativa del aire está por debajo del 100%. La energía necesaria para evaporar un gramo de agua se denomina calor latente de vaporización (600 cal a 0° y 540 cal a 100°).

Esta energía se obtiene de la radiación solar, por tanto la evolución anual y diaria de la evapotranspiración sigue a la evolución de la radiación

La velocidad de evaporación disminuye con la humedad relativa del aire y la salinidad del agua, y aumenta con la temperatura del agua. El viento al renovar el aire situado encima de la superficie evaporante, incrementa también la capacidad de evaporación de la atmósfera. La profundidad del agua influye sobre la evaporación, si esta es escasa la energía solar no puede transmitirse hacia abajo y se concentra en superficie aumentando la evaporación. La turbidez del agua, al modificar el albedo, también modifica la evaporación.

El conjunto de factores y su interacción puede llegar a ser muy complejo, hasta el punto de dar lugar a fenómenos curiosos como mayores tasas de evaporación en Diciembre (120 mm) que en Junio (30 mm) en el lago Superior (Estados Unidos) debido a que por su profundidad almacenan una gran cantidad de energía en verano que no se usa para evaporar agua. En invierno este calor se libera a la atmósfera, debido a la bajísima humedad absoluta del aire en la zona, este aporte de calor hace disminuir la humedad relativa de forma brutal con lo que se incrementa la tasa de evaporación.

La influencia de la temperatura del agua sobre la evaporación tiene gran importancia en la evaporación sobre los océanos. La presencia de corrientes marinas frías junto a los continentes tiende a reducir la precipitación sobre estos, mientras que las corrientes cálidas incrementan la precipitación.

La transpiración es un proceso muy complejo por el que el agua absorbida por las raíces de las plantas es transferida a la atmósfera a través de los estomas. Ninguna especie vegetal ha conseguido evitar las pérdidas de agua por transpiración ya que las moléculas de CO_2 son mayores que las de H_2O , así los estomas deben abrirse lo suficiente para que penetre el CO_2 dejando escapar H_2O . Este proceso resulta sin embargo positivo para la planta ya que le permite bombear nutrientes desde el suelo.

La evapotranspiración (suma de ambos procesos) sobre la superficie terrestre es un dato de gran relevancia tanto en climatología, como en hidrología, agronomía, ecología, etc. Hay que distinguir entre dos conceptos:

- Evapotranspiración potencial (ETP)
- Evapotranspiración real (ETR)

La primera representa la capacidad de evaporarante de la atmósfera, la cantidad de agua que se evaporaría si no existiese ninguna limitación. La ETR representa la evapotranspiración que realmente se produce, siempre $ETP \leq ETR$.

Hay dos maneras de estimar ETP y ETR.

- Medición directa de EP o ETR.
 - Cubeta de clase A (EP)
 - Evaporímetro (EP)
 - Lisímetro (ETR)
- Estimación mediante modelos matemáticos de la ETP
 - Modelos empíricos (estadísticos) como Thornthwaite o Turc.
 - Modelos físicos.

Los modelos matemáticos, en general, se dividen en empíricos y físicos. En ambos casos se parte de una relación entre la variable que se quiere obtener (variable dependiente) y una serie de variables que se conocen (variables independientes) de la forma:

$$Y = f(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n) \quad (1)$$

En el caso de los modelos empíricos, se conoce $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ e Y y se obtiene una aproximación a la función f . Esta aproximación puede no parecerse en nada a las ecuaciones reales que rigen el proceso, pero permite estimar los valores de Y a partir de los valores de X_1, X_2, \dots, X_n

En el caso de los modelos físicos, se conoce $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ y una buena aproximación a las ecuaciones físicas que rigen el proceso f con lo que puede calcularse los valores de Y.

Los modelos empíricos son más sencillos aunque suelen dar peor resultado que los modelos físicos, especialmente si se utilizan en regiones diferentes a aquellas en las que se han construido.

Pero evidentemente si no hay agua disponible no puede haber evapotranspiración, con lo que aparece otro concepto importante, el de evapotranspiración real (ETR) que es la cantidad de agua que realmente pasa de la superficie a la atmósfera. Estos conceptos son la base de los balances hídricos.

4 Procesos adiabáticos

El aire es mal conductor del calor y al desplazarse rápidamente tiende a comportarse como un sistema aislado no intercambiando ni materia ni energía con el exterior y manteniendo sus propias características.

Si una masa de aire se desplaza a una zona colindante sometida a menor presión, se produce un aumento de volumen, este implica un consumo de energía que la masa de aire debe extraer de si misma produciendose, por consiguiente, un descenso de temperatura. Este descenso de temperatura se produce sin transferencia de calor, es por tanto un proceso adiabático. Cuando una masa de aire se mueve verticalmente, los cambios que tienen lugar son generalmente adiabáticos ya que el aire es mal conductor del calor y la masa de aire como un todo tiende a mantener su identidad térmica.

La proporción con que desciende la temperatura de una masa de aire que se eleva y expande se denomina *gradiente adiabático del aire seco* ($9.8^{\circ}\text{C}/\text{Km}$). Sin embargo el descenso de temperatura termina saturando el aire y produciendo condensación, con lo que se libera calor latente que calienta el aire compensando en parte el descenso de temperatura debido al *gradiente adiabático del aire seco*, por ello el *gradiente adiabático del aire saturado* es menor. Este *gradiente adiabático del aire saturado* varía con la temperatura

Por otra parte sabemos que el gradiente térmico vertical de la atmósfera es $6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, sin embargo este gradiente varía considerablemente en el espacio y en el tiempo. Incluso para un mismo lugar puede cambiar bruscamente y llegar a adoptar un signo contrario, esto se conoce como *Inversión térmica*.

5 Estabilidad e inestabilidad de la atmósfera

De la relación entre el gradiente térmico vertical de la atmósfera y los gradientes adiabáticos seco y saturado, depende el que una masa de aire sea estable o in-

estable.

Si el gradiente vertical es superior a los adiabáticos, una porción de aire forzada a ascender estará más fría y por lo tanto será más densa que el aire situado en su entorno y volverá a su posición inicial una vez que haya finalizado la causa que originó el ascenso. Con esta situación todo movimiento de aire es frenado y se dan condiciones de estabilidad atmosférica. Si se produce una inversión térmica, es decir la temperatura comienza a aumentar en lugar de disminuir con la altura, la estabilidad es todavía más fuerte. Un ejemplo de esto es la capa de inversión térmica que se produce en la estratosfera.

Si el gradiente vertical es inferior a los adiabáticos una masa de aire que ascendiera estaría más caliente y sería menos densa que el entorno, por tanto seguiría ascendiendo. Del mismo modo si el aire es obligado a descender, estará más frío que el entorno, será por tanto más pesado y estará obligado a descender.

La situación más común es que el gradiente vertical está entre los dos adiabáticos, se produce de este modo inestabilidad condicional. Ello significa que si el aire está seco habrá estabilidad, pero que si llegara a saturarse, las condiciones serían de inestabilidad

6 Bibliografía

Sánchez Toribio (1992) *Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración* Cuaderno técnico de la SEG N°3.