

GUIA DE ESTUDIO N° 5

ASPECTOS CLIMÁTICOS DE LA HUMEDAD DEL AIRE

El agua en la atmósfera cumple un papel muy importante como vehículo que transporta energía de un lugar a otro de la tierra. El vapor de agua (humedad) y la temperatura están ligados entre sí y son elementos esenciales en los procesos meteorológicos.

Cuando el vapor de agua se encuentra en la atmósfera nos referimos al mismo como humedad y es uno de los elementos del tiempo más importante. La cantidad de vapor o humedad que puede contener el aire, depende directamente de la temperatura, así la cantidad máxima de vapor que pueda contener una masa de aire a una determinada temperatura se denomina *capacidad del aire*. Entonces, el aire está saturado cuando alcanzó su capacidad, es decir que ya no soporta más vapor de agua. Cualquier exceso a partir de este punto se traduce en fenómenos como rocío, lluvia, niebla.

Consecuencias meteorológicas y climáticas de la humedad del aire

- En los cambios de estado hay absorción y liberación de energía, indispensable para la termodinámica atmosférica
- El vapor de agua absorbe muy fácilmente las radiaciones térmicas, debido a ello una masa de aire húmedo se calienta más que una masa de aire seco.
- El vapor de agua al formarse o condensarse produce variación de la temperatura del aire que lo contiene.
- La cantidad de vapor de agua regula la velocidad de evaporación (deseccación de suelos) y la transpiración de los vegetales.
- El vapor de agua provoca la aparición o no de enfermedades y plagas agrícolas.
- El vapor de agua regula la pérdida de calor terrestre y también regula la intensidad de las heladas.

La cantidad de vapor de agua contenido en el aire puede expresarse de las siguientes maneras:

Humedad absoluta (a) o densidad de vapor: es el peso de vapor de agua que existe en cada unidad de volumen del aire. Se expresa en gramos de vapor de agua por cada metro cúbico de aire. La humedad del aire varía cuando el aire se expande o se contrae, aunque el contenido de agua no se altere. Ejemplo: si tenemos 10 gramos de vapor de agua en 1 metro cúbico de aire, y si éste se dilata a 2 metros cúbicos (por calentamiento), entonces los 10 gramos van a estar contenidos en 2 metros cúbicos representando ahora una humedad absoluta de 5 gramos por metro cúbico.

Humedad específica (q): es la masa de vapor de agua contenida en una unidad de masa del aire húmedo. Se expresa en gramos de vapor por kilogramo de aire húmedo. Es una expresión de la humedad del aire más constante que la humedad absoluta. Ejemplo: si un kilogramo de aire con una determinada cantidad de vapor de agua, es sometido a variaciones de temperatura, cambia su volumen pero no su masa, o sea, seguirá teniendo un kilogramo. Esto quiere decir que la masa específica varía con el contenido del vapor de agua pero no con los cambios térmicos o de volumen del aire.

Razón o proporción de mezcla (r): es la masa de vapor de agua existente en la unidad de masa de aire seco y se expresa igual que la humedad (gramos de vapor por kilogramo de aire seco). La diferencia numérica entre ambas es muy pequeña, pero la proporción de mezcla es un elemento bastante constante y conservativo en el aire.

Humedad relativa (HR): es la relación entre la cantidad de vapor de agua que se halla en el aire y la máxima capacidad que podría contener a esa temperatura. Esta relación se expresa siempre en forma de tanto por ciento (%). La humedad relativa varía siempre que cambie la cantidad de vapor de agua presente en el aire y también cuando varía la temperatura y volumen del mismo. Por ejemplo, un descenso térmico trae una disminución en la capacidad del aire, motivo por el cual aumenta la humedad relativa al hallarse el aire más cerca de

saturación. Cuando la temperatura, y por tanto la capacidad del aire, disminuye hasta que la humedad alcanza el 100%, significa que el aire está saturado. La temperatura para la cual dicha humedad relativa fue alcanzada se el punto de rocío (TR). Un enfriamiento más allá del mismo, da lugar a la condensación. El punto de rocío del aire tiene una propiedad de suma importancia: toda vez que el contenido de agua de una masa de aire se mantiene constante, también el punto de rocío se mantiene invariable (propiedad conservativa del aire).

Tensión de vapor (e) y (E): es la presión total que el aire ejerce (en un determinado momento y lugar) una pequeña parte de esa presión es debida a la contribución del vapor de agua existente. Es la presión que ejerce el peso del vapor por unidad de superficie. Este valor es conocido como tensión de vapor (o presión parcial del vapor de agua). Esta variable se expresa en milibares, asimismo, depende directamente del contenido de vapor de agua del aire, y por ello por cada temperatura existe un valor máximo de dicha tensión, que se denomina tensión de vapor de saturación (E).

Déficit de saturación (DS): es la cantidad de vapor de agua que puede admitir una masa de aire a determinada temperatura para alcanzar el estado de saturación a esa misma temperatura. Su unidad de medida se expresa en mm de Hg o mb.

Variaciones del vapor de agua del aire y la humedad relativa

La cantidad de vapor de agua del aire varía en la superficie terrestre en relación con el espacio geográfico y con el tiempo. Considerando la humedad del aire con tensión de vapor (TV), se puede decir que durante el día la variación de la TV es reducida, prácticamente constante a lo largo del día y la noche, con un ínfimo incremento hacia el atardecer por el aumento del calentamiento y, por lo tanto, la evaporación.

En el año, la variación de la TV sigue con una curva de variación aproximada (misma forma y paralela) a la temperatura, con una máxima en el verano y una mínima en el invierno (Figura 1).

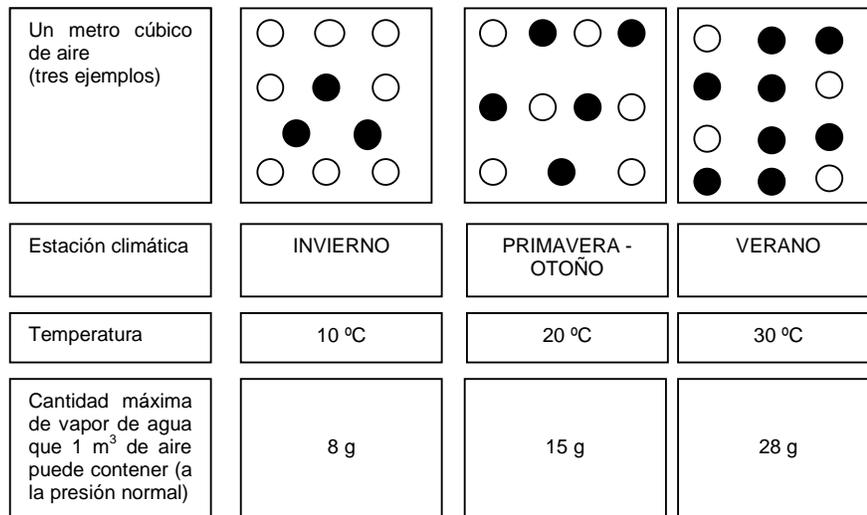


Figura 1. Cantidad máxima de vapor agua que puede contener 1 m³ de aire, a presión normal, según su temperatura. Referencias: ● moléculas de vapor de agua, ○ moléculas de aires.

Geográficamente, la TV varía con la altitud y la latitud. A mayor altura, disminuye por:

1. Mayor alejamiento de la superficie evaporante.
2. Menor capacidad del aire para contener vapor de agua. Al aumentar la altura se produce un descenso de la temperatura. Este descenso normal de la temperatura con la altura se denomina gradiente térmico vertical, y es de 0,65 °C cada 100 m.

Por la latitud (sin considerar las variaciones orográficas), la TV disminuye marcadamente desde el ecuador (donde es máxima) hacia los polos, coincidiendo con la disminución de la temperatura y la evaporación.

Si se considera la humedad del aire expresada como humedad relativa, su variación diaria sigue una marcha inversa a la de la temperatura. Por lo tanto, los máximos se producirán en la noche y los mínimos a la tarde y a medio día.

En sentido anual, la variación de la humedad relativa sigue una marcha diferente, según el régimen de precipitaciones. Cuando éstas son uniformes a lo largo del año, la relación con la temperatura determina máximos de humedad relativa invernales y mínimos estivales; pero cuando las lluvias caen en una sola estación del año (invierno o verano), se puede producir algún corrimiento.

En relación a las variaciones geográficas de la humedad relativa se presenta un panorama complicado que hace imposible dar un modelo general de esa variación.

Procesos de enfriamiento y calentamiento del aire. Estabilidad e inestabilidad. Relación con la humedad

Los procesos de cambio de temperatura en las capas altas obedecen un volumen de aire que dentro de la atmósfera se mueve en forma vertical, ascendiendo o descendiendo, sufre proceso de expansión o contracción, respectivamente, debido a la disminución progresiva de la presión atmosférica con la altura. Estos procesos están asociados a un cambio de temperatura en el volumen de aire.

Todo volumen de aire que se expande se enfría, mientras que si se contrae, se calienta. Es decir, los cambios de temperatura de volúmenes de aire que se mueven verticalmente no suceden por intercambio de calor con el medio externo, manteniéndose independientes de las condiciones de temperatura de las diferentes capas de aire que atraviesa. Estos procesos que suceden sin intercambio de calor son "procesos adiabáticos" y responden a la ley fundamental de los gases.

El grado de enfriamiento o de calentamiento que alcanza un volumen de aire varía según su condición de humedad, dependiendo si el aire está o no saturado. Se puede entonces considerar dos tipos de aire:

- a) aire seco: no presenta saturación, es decir, una humedad relativa inferior a 100 %.
- b) aire húmedo: tiene la cantidad máxima de vapor de agua para la temperatura que posee, es decir, una humedad relativa de 100 %.

Esta diferencia entre aire seco y húmedo establece una diferencia en el grado de calentamiento y enfriamiento que sufre el aire al moverse verticalmente en la atmósfera. Para medir la intensidad de la variación de la temperatura con la altura se hace referencia a la variación del gradiente vertical o cantidad de °C cada 100 metros de recorrido vertical. Todo volumen de aire seco que asciende en la atmósfera se enfría adiabáticamente en una cantidad constante que es de 1 °C por 100 m de elevación (gradiente adiabático seco).

El gradiente adiabático del aire húmedo es siempre menor, debido a que un volumen de aire húmedo al ascender y expandirse se enfría adiabáticamente también, pero como está saturado, el vapor de agua que poseía se condensa liberando 595 a 599 calorías por gramo de agua, calor latente que se incorpora al aire del medio ambiente; siendo el gradiente adiabático húmedo de 0,55 °C cada 100 m de recorrido vertical.

Si se midiera la temperatura del aire a distintas alturas se encontrarían distintas situaciones:

- a) Podría encontrarse una disminución constante de la temperatura con la altura, es decir, una condición normal (0,65 °C cada 100 m)
- b) Variaciones que se apartan de la condición normal, presentándose capas más calientes o más frías con grandes variaciones de temperatura.

La variación de la temperatura con la altura, que presenta la atmósfera en un momento determinado, se llama "gradiente real" y puede tomar distintos valores, siendo diferente del gradiente adiabático seco, del gradiente adiabático húmedo, o coincidir ambos.

En la atmósfera siempre hay movimientos, y como esta se comporta como un fluido, tiende al equilibrio o estabilidad. Los grandes cambios de tiempo (tormentas, precipitaciones, vientos) se relacionan con procesos convectivos que expresan una situación de inestabilidad en la atmósfera. La posibilidad o no de que se produzcan estos movimientos depende de la relación que existe entre el gradiente adiabático seco ($\bar{\delta}_s$), del aire húmedo ($\bar{\delta}_h$) y del gradiente real ($\bar{\delta}_r$).

$\bar{\delta}_r > \bar{\delta}_s > \bar{\delta}_h$ = inestabilidad absoluta

$\bar{\delta}_r < \bar{\delta}_h < \bar{\delta}_s$ = estabilidad absoluta

$\bar{\delta}_s > \bar{\delta}_r > \bar{\delta}_h$ = condicionalidad: dependiendo de las condiciones de las masas de vapor de agua. Si la masa es seca, la atmósfera presentará estabilidad, si es húmeda, predominará la inestabilidad.

A modo de ejemplo, si se considera una burbuja de aire que asciende, se enfría adiabáticamente; si encuentra una atmósfera más caliente que ella, bajará y volverá al punto de partida. El gradiente adiabático según el cual se está enfriando es menor que el gradiente real. En este caso, la atmósfera es ESTABLE. En general, la atmósfera tiende a estabilizarse cuando se reduce el contraste de temperatura entre el suelo y el aire.

En cambio, si cuando la burbuja de aire asciende, el aire alrededor de ella es más frío (gradiente adiabático mayor que el real), constituirá un ascenso originando "corrientes de advección". En este caso la atmósfera es INESTABLE. En general, el aire resulta inestable cuando está frío en relación con el suelo. Todo enfriamiento en las capas altas o todo aumento de temperatura junto al suelo puede provocar "inestabilidad" al aumentar el gradiente vertical de la temperatura.

Condensación del vapor de agua

Este proceso se produce en todas las capas de la troposfera por la acción de diferentes factores dando origen a condensaciones en capas altas de la troposfera, llamadas condensaciones primarias que originan condensaciones secundarias que provocan niebla, rocío y escarcha.

Para que se produzca condensación, el aire debe enfriarse hasta la temperatura del punto de rocío o inferior, que lleva al aire al estado de saturación. Este enfriamiento del aire puede ser directo o por ascenso. El primero puede producirse por la irradiación del suelo y consiguiente enfriamiento del aire o también por la circulación, movimiento o desplazamiento de una masa de aire frío. En ambos casos, la causa es la formación de condensaciones a nivel de la superficie: nieblas, neblinas, rocío, escarcha (cuando el enfriamiento de la masa de aire supera el punto de congelación).

El ascenso de masas de aire produce un enfriamiento de tipo adiabático (sin intercambio de calor con el medio ambiente), principal responsable de las mayores condensaciones que se producen en la atmósfera y de la formación de nubes. Este enfriamiento puede ser ocasionado por el pasaje de un frente, por la existencia de un centro ciclónico o por una causa orográfica (cadenas montañosas).

La altura que señala el cambio de masas, es decir la altura a partir de la cual el aire comienza a enfriarse, es el límite a partir del que comienza la formación de los diferentes tipos de nubes.

Nubes

Las nubes son un conjunto visible de minúsculas partículas de agua líquida o hielo o de ambas al mismo tiempo, que se encuentran en suspensión en la atmósfera.

La formación y disipación de nubes está relacionada con los movimientos ascendentes y descendentes del aire. El aire ascendente pasa a presiones más bajas, al expandirse se enfría y puede alcanzar el punto de saturación o excederlo. Por el contrario, el aire descendente se calienta por compresión y el agua condensada se evapora.

Las partículas provienen de la condensación o la congelación del vapor de agua. Las gotas de nubes tienen un tamaño entre 0,01 y 0,1 mm de radio. Las corrientes ascendentes que se producen dentro de una nube hacen que las gotas se mantengan suspendidas hasta que se evaporan o hasta que aumentan de tamaño y caen en forma de gotas de lluvia.

El aire debe contener partículas que actúen como núcleos a los cuales puedan adherirse las moléculas de agua. En el aire puro (sin partículas de agua o cristales de hielo) es sumamente difícil lograr la condensación o la sublimación, incluso en condiciones de sobresaturación (HR > 100%). Estos núcleos de condensación están compuestos por sustancias higroscópicas, o sea de gran afinidad con el vapor de agua.

Estas sustancias pueden ser cristales de sal marina y partículas de otras clases como productos de combustión y polvo de suelo. Algunos de estos núcleos tienen una afinidad tan grande por el vapor de agua que puede iniciar el proceso de condensación aunque no haya alcanzado la saturación.

Clasificación de las nubes

En términos generales podemos distinguir tres formas básicas:

- nubes lineales (cirrus)
- nubes en estratos (stratus)
- nubes abultadas (cumulus)

Esta nomenclatura es la propuesta en 1803 por Lucas Howard, quién incluyó también el nimbus (nube de lluvia) entre las formas básicas.

El Atlas Internacional de Nubes reconoce 10 principales tipos, clasificadas por la altura en las latitudes medias. En la tabla 1 se presenta la clasificación y subdivisiones para diferentes alturas sobre el suelo en zonas templadas.

NOMBRE	SÍMBOLO	ALTURAS
Cirrus	Ci	5 a 13 Km.
Cirrostratus	Cs	5 a 13 km
Cirrocumulus	Cc	5 a 13 km
Altostratus	As	2 a 7 km
Alto cumulus	Ac	2 a 7 km
Stratus	St	> 2 km
Stratocumulus	Sc	> 2 km
Nimbostratus	Ns	> 2 km
Cumulus	Cu	desarrollo vertical
Cumulonimbus	Cb	desarrollo vertical

Otros procesos que producen condensación

La condensación es una causa directa de las diversas formas de precipitación, ésta asociada a la variación de algunos de los siguientes parámetros: volumen de aire, temperatura, presión o humedad y al equilibrio existente entre una o más de ellas.

Las situaciones más favorables para la producción de condensación son las que ocasionan descenso de la temperatura. Por ejemplo: en las noches con cielos despejados, con vientos muy débiles o en calma, la superficie del suelo se enfría muy rápidamente; en consecuencia también lo hace el aire que está junto a él. Si la temperatura del aire alcánzale punto de rocío, tiene lugar la condensación del vapor de agua. Si la temperatura alcanzada es menor a 0°C, y

se produce la condensación sobre superficies sólidas, se formará rocío o escarcha. Si la misma ocurre en el aire, estamos en presencia de niebla o neblina (niebla de radiación). Asimismo, puede ocurrir condensación cuando una corriente de aire cálido y húmedo fluye en forma horizontal y se desliza por encima de una superficie fría.

La temperatura de esta masa descenderá y si lo hace por debajo de la temperatura de rocío, se formará una niebla de advección. Esto ocurre principalmente en las zonas marítimas o también alrededor de lagos y lagunas.

En todos los casos expuestos, el enfriamiento del aire se produce a presión constante (proceso isobárico).

Transformaciones adiabáticas en la atmósfera

Se dice que un proceso es adiabático cuando tiene lugar sin intercambio de calor con el medio ambiente.

El aire ascendente se va expandiendo en forma uniforme y con ello disminuye su temperatura ya que la presión exterior va disminuyendo también de manera uniforme. Así también se enfriará a una velocidad constante y uniforme. Este proceso lo tenemos ejemplificado en la figura 7 b por medio de una burbuja de aire que asciende en la atmósfera. Dentro de los círculos los números inferiores indican la temperatura que va adquiriendo, mientras que el tamaño simboliza la variación del volumen de la burbuja. Las flechas indican la presión del aire actuando sobre la burbuja

Por otro lado, el aire descendente encontrará presiones crecientes ejercidas por el aire circundante y en consecuencia resultará comprimido. Toda vez que se comprime un gas éste aumenta su temperatura. Por lo tanto, toda vez que el aire experimenta una subsidencia (o sea, desciende en la atmósfera) sufre un aumento de temperatura. En síntesis, el aire que asciende adiabáticamente sufre una dilatación y por ende un enfriamiento. A la inversa, un descenso adiabático determina compresión y aumento de temperatura.

Nota

Esta Guía de Estudio se corresponde con contenidos de la Unidad temática B II.1 del Programa Analítico.

Bibliografía Unidad temática B II.1

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Termodinámica de la atmósfera. En: Agrometeorología. Pp. 35-68. Ediciones Mundi-Prensa.

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Equilibrio vertical en la atmósfera. En: Agrometeorología. Pp. 71-96. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. XI. Humedad atmosférica. Evaporación. Nubes. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 183-200. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. VII. Ciclo del agua. VII.1 Humedad atmosférica. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 57-70.

