

**Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales**

Climatología y Fenología Agrícola

**Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícolas del
CEA 1979, basado en las clases teóricas del Ing. Agr. Edmundo
Damarío**

Contenidos teóricos

Unidad temática B

HUMEDAD DEL AIRE

Profesora Titular: Ing. Agr. Susana Martínez

Profesora Adjunta: Dra. Ing. Agr. Mariana Garbi

2020

Agradecimiento: A la Ing. Agr. Marina Raggio por su aporte en la transcripción de los textos originales.

HUMEDAD ATMOSFÉRICA

La humedad atmosférica proviene de la evaporación que ocurre en la superficie terrestre, y presenta importancia desde el punto de vista meteorológico y biológico. Meteorológicamente, el vapor de agua:

- Absorbe muy fácilmente las radiaciones térmicas (onda larga), por lo que el aire húmedo se calienta más que el aire seco
- En su formación o condensación produce variaciones en la temperatura del aire (liberando o absorbiendo energía del medio para los cambios de estado)
- Regula la velocidad de evaporación del agua sobre la tierra y los mares
- Por su condensación o congelación produce fenómenos meteorológicos como: nubes, nieblas, lluvia, nieve, granizo y otras formas de precipitación

Biológica y/o agrónomicamente, regula la velocidad de desecación de los suelos, influye en la velocidad de transpiración de las plantas y puede generar condiciones predisponentes para la aparición de plagas y enfermedades.

El vapor de agua en la atmósfera se origina como parte del proceso de transformaciones de estado del agua, constituyendo el **ciclo hidrológico** (Imagen 1). Los procesos de transformación del agua comprenden:

Evaporación: el agua líquida de distinta procedencia (océanos, mares, ríos, lagos, etc.), de las capas superficiales del suelo, o contenida en los seres vivos, pasa al estado de vapor, y así formar parte de la humedad de la atmósfera, y puede ser transportada por los movimientos de ésta a distintos puntos del planeta. Para este proceso se requiere energía (calor latente de evaporación = $540 \text{ cal.g}^{-1} \approx 600 \text{ cal.g}^{-1}$), que es provisto en forma directa o indirecta por la radiación solar. El 80% del agua evaporada proviene de los océanos y la transpiración de las plantas contribuye con un 10%.

Condensación: el agua en estado de vapor puede pasar a su forma líquida, liberando una cantidad de energía equivalente a la absorbida en la evaporación (calor latente de condensación). Así, se forman pequeñas gotas que se mantienen en suspensión formando nubes, lo que ocurre cuando el aire alcanza la máxima cantidad de agua en estado de vapor que puede contener a una determinada temperatura (aire saturado). Sin embargo, la condensación puede darse también en aire no saturado por la presencia de núcleos de condensación que brindan una superficie sobre la que se condensa el vapor de agua.

Solidificación o congelación: es el cambio del agua de estado líquido a sólido, proceso en el que se libera energía al ambiente (calor latente de solidificación = 80 cal.g^{-1})

Fusión o derretimiento: pasaje de hielo a agua líquida, lo que implica absorción de energía (calor latente de fusión = 80 cal.g^{-1})

Deposición: es el pasaje de gas a sólido, que implica liberación de energía (calor latente de deposición = 620 cal.g^{-1})

Sublimación: transformación directa de sólido a gas, y siendo el proceso inverso al anterior, requiere energía (calor latente de sublimación = 620 cal.g^{-1})



Fuente: USGS. <https://www.usgs.gov/media/images/el-ciclo-del-agua-water-cycle-spanish>

Imagen 1. Esquema del ciclo hidrológico

Formas de expresión del vapor de agua en la atmósfera

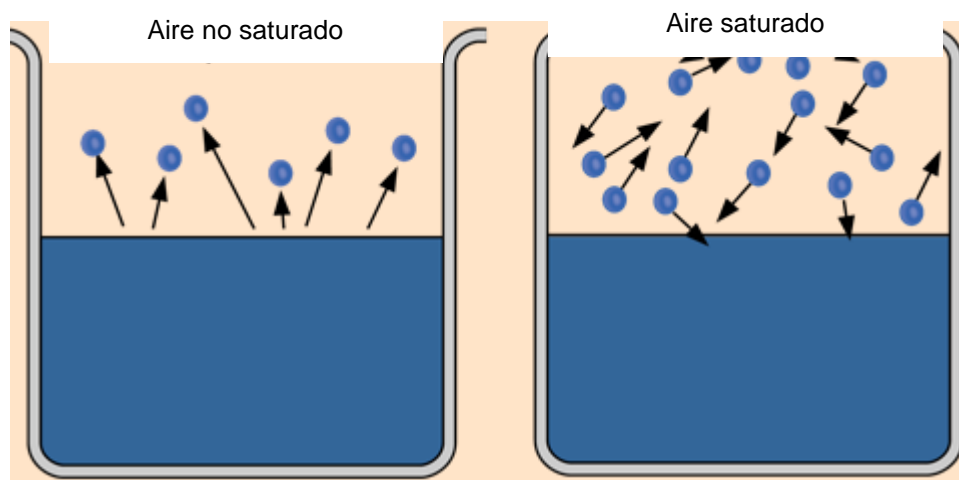
Capacidad del aire: cantidad máxima de vapor que pueda contener una masa de aire a una determinada temperatura (la cantidad de vapor de agua o humedad que puede contener el aire depende directamente de la temperatura). El aire está saturado cuando alcanzó su capacidad, es decir que ya no soporta más vapor de agua. Cualquier exceso a partir de este punto se traduce en fenómenos como rocío, lluvia, niebla.

Tensión de vapor (e): presión ejercida por el vapor de agua en el total de una masa de aire. La ley de Dalton expresa que la presión total de una mezcla de gases es igual a la suma de las presiones parciales de los gases que la componen. El aire húmedo (aire seco + vapor de agua) se comporta aproximadamente como un gas ideal, pudiendo expresarse que la presión total de la mezcla (p) es igual a la presión parcial del aire seco (p_a) + presión parcial de vapor de agua o tensión de vapor (e). Así, el vapor de agua ejerce en el aire una presión que será mayor cuanto mayor sea su cantidad en un determinado volumen. Se expresa en unidades de presión: mbar (milibares), mm de Hg o hPa (hectopascal).

$$p = p_a + e$$

Tensión de saturación (E): límite máximo de vapor de agua que puede contener una masa de aire. Este límite es función de la temperatura, existiendo un valor de E para cada temperatura; y aumentando exponencialmente con el aumento de la temperatura. Se expresa en unidades de presión: mbar (milibares), mm de Hg o hPa (hectopascal).

El aire está saturado cuando el vapor de agua que contienen puede quedar en equilibrio con una superficie horizontal de agua pura a la misma temperatura que la del aire. O sea, cuando la cantidad de moléculas de vapor que pasan a la fase líquida es equilibrada por una misma cantidad de moléculas de líquido que pasan a la fase gaseosa (Imagen 2).



Fuente de la imagen: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/Kinetic/vappre.html>

Imagen 2. Esquema de aire no saturado y aire saturado, en contacto con una superficie de agua pura a igual temperatura agua-aire

Déficit de saturación (DS): es la diferencia entre la presión de vapor de saturación (E) y la tensión de vapor actual (e) a la temperatura ambiente. Indica la cantidad de vapor faltante para que el aire alcance la saturación, manteniéndose constante la temperatura. Si se mantiene constante e y la temperatura comienza a descender, E también disminuye, al igual que el déficit de saturación. Se expresa en unidades de presión: mbar (milibares), mm de Hg o hPa (hectopascal).

Temperatura de punto de rocío: temperatura a la cual una masa de aire debe ser enfriada para que se produzca la saturación, manteniéndose constante al tensión de vapor (e). Se expresa en °C.

Humedad relativa (HR): es la relación entre la tensión de vapor actual (e) y la de saturación (E), a la misma temperatura, expresada en porcentaje. La HR del aire saturado es 100%. La HR variará cuando aumente o disminuya el vapor de agua del aire (e) o aún cuando este se mantenga constante, varíe la temperatura, que es la que determina el valor de E.

$$HR = \frac{e}{E} \times 100$$

Humedad absoluta (a) o densidad de vapor: es el peso de vapor de agua que existe en cada unidad de volumen del aire. La humedad del aire varía cuando el aire se expande o se contrae, aunque el contenido de agua no se altere. Se expresa en gramos de vapor de agua por cada metro cúbico de aire. Ejemplo: si se tienen 10 g de vapor de agua en 1 m³ de aire, $a = 10 \text{ g.m}^{-3}$ y el aire se dilata a 2 m³, entonces los 10 g van a estar contenidos en 2 m³ representando ahora una humedad absoluta de 5 g.m⁻³. La humedad absoluta puede expresarse como:

$$a = 2,17 \frac{e}{T}$$

Donde: 2,17 = constante
 e = tensión de vapor
 T = temperatura absoluta

Humedad específica (q): es la relación entre la masa de vapor de agua (mv) contenida en una unidad de masa del aire húmedo ($mv + ms$, siendo ms la masa de aire seco). Se expresa en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire húmedo. Es una expresión de la humedad del aire más constante que la humedad absoluta. Ejemplo: si 1 kg 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 1 kg. 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.

$$q = \frac{mv}{mv + ms}$$

Razón o proporción de mezcla (r): es la masa de vapor de agua (mv) existente en la unidad de masa de aire seco (ms) y se expresa en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire seco. La proporción de mezcla es un elemento bastante constante y conservativo en el aire.

$$r = \frac{mv}{ms}$$

Curva de tensión de saturación

Considerando que para cada temperatura existe un valor de tensión de saturación (E), esta relación puede expresarse gráficamente, y en esa gráfica representar las diferentes formas de expresión del vapor de agua en la atmósfera (Imagen 3). Si en ese esquema se imagina una masa de aire, que se encuentra a 24 °C y $e = 14 \text{ mm Hg}$, la misma puede llevarse a saturación ($HR = 100\%$) de dos maneras, a partir de la tensión de vapor (e):

1. Manteniendo la temperatura constante a 24 °C, incrementando la cantidad de vapor de agua, hasta alcanzar el valor de tensión de saturación (E). La cantidad de vapor de agua a incorporar para que el aire alcance la saturación a esa temperatura es el déficit de saturación (DS).

2. Manteniendo la tensión de vapor (e) constante, disminuir la temperatura, con lo cual disminuirá la capacidad del aire de mantener agua en estado de vapor, disminuyendo la tensión de saturación (E) y el déficit de saturación (DS). La saturación ($HR = 100\%$) se alcanzará cuando se llegue a la temperatura de punto de rocío (TPR).

Pasando el nivel de saturación (por encima de la curva de tensión de saturación), la atmósfera eliminará el vapor de agua excedente transformándolo en agua líquida, con la formación de rocío, nieblas, neblinas o nubes si la temperatura se mantiene por encima de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ o escarcha, nieve o granizo, si la temperatura es menor.

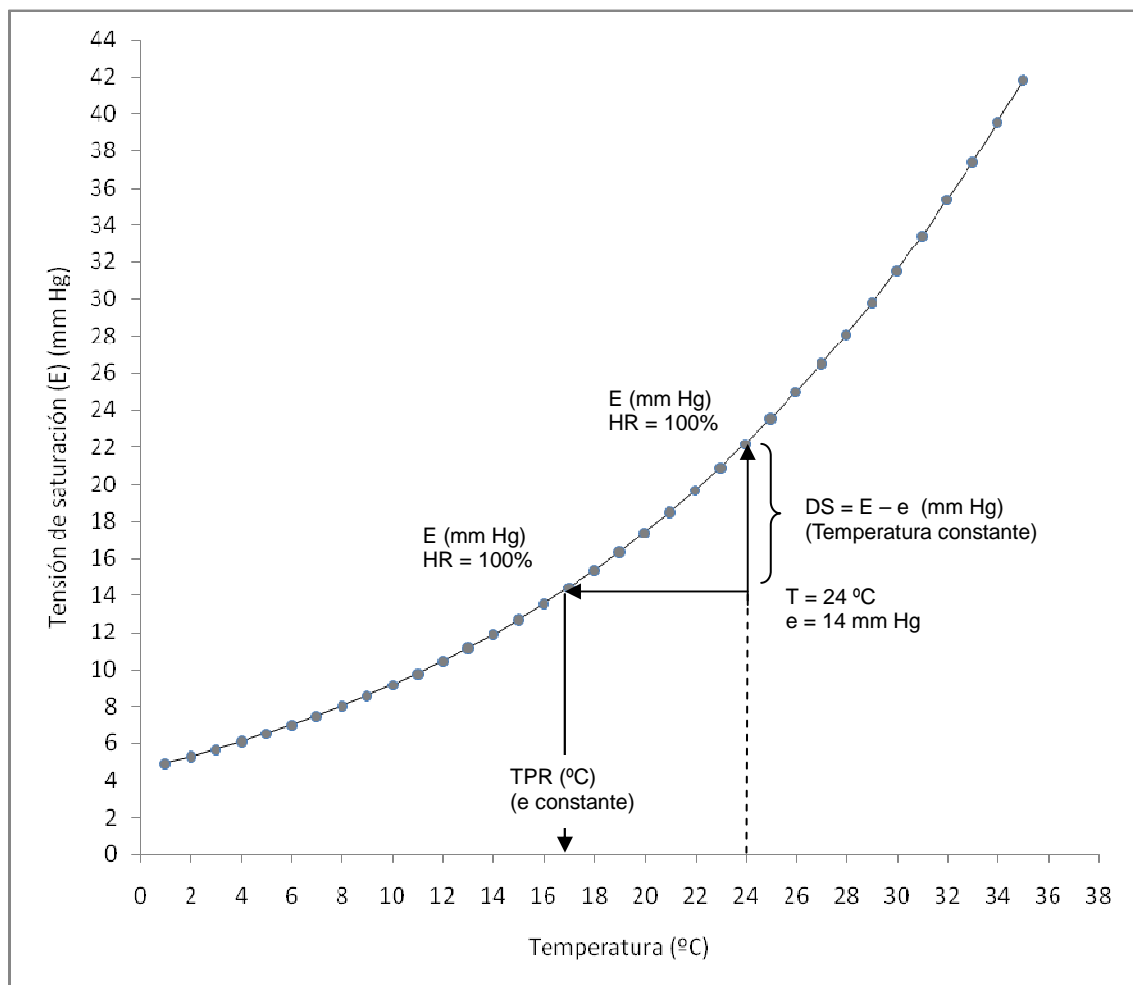
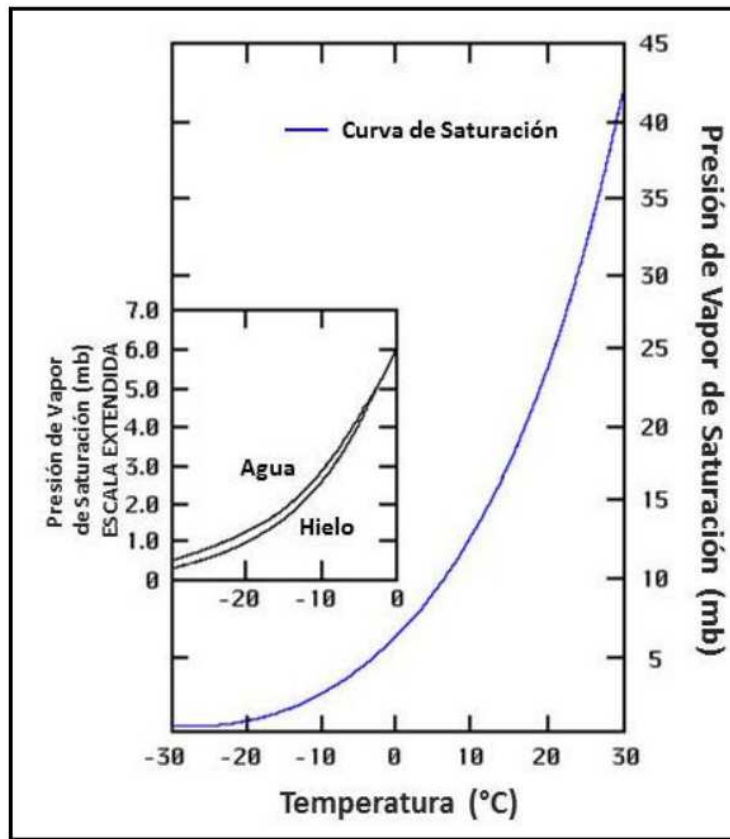


Imagen 3. Curva de tensión de saturación en función de la temperatura

Para temperaturas inferiores a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, la tensión de saturación es diferente según el estado de la superficie de intercambio de vapor (Imagen 4). En ciertas condiciones, la superficie de intercambio puede ser hielo o agua líquida sobre-enfriada (agua en estado líquido, aún cuando su temperatura esté por debajo del punto de congelación). Para una misma temperatura, inferior a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, el aire en contacto con agua líquida sobre-enfriada se satura con una tensión de vapor mayor que la del aire en contacto con hielo (Imagen 3). De esta manera, cuando el aire está saturado con respecto al hielo, está en déficit de saturación con respecto al agua, y cuando el aire está saturado con respecto al agua, está en estado de sobresaturación respecto al hielo. Entre los $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y los $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$, la diferencia entre la presión de vapor agua de

una superficie de hielo y gotas de agua sobre-enfriada es de aproximadamente 0,2 hPa. Así, cuando en una nube coexiste cristales de hielo y gotas de agua sobre-enfriada se produce un gradiente de tensión de vapor desde el agua hacia el hielo. Esto es importante en la formación de las precipitaciones (Teoría de Bergeron y Findeisen).



Fuente de la imagen: Luque, M.Y. 2014. Transferencias de cargas eléctricas en las regiones estratiformes de nubes de tormentas. UNC. Disponible en: <http://documents.famaf.unc.edu.ar/institucional/biblioteca/trabajos/621/16966.pdf>

Imagen 4. Tensión de saturación sobre hielo y agua sobre-enfriada

Variaciones del vapor de agua del aire: tensión de vapor y humedad relativa

Tensión de vapor

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 como tensión de vapor (e), se puede decir que durante el día la variación de la tensión de vapor 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 tensión de vapor 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, según se ejemplifica en la Imagen 5.

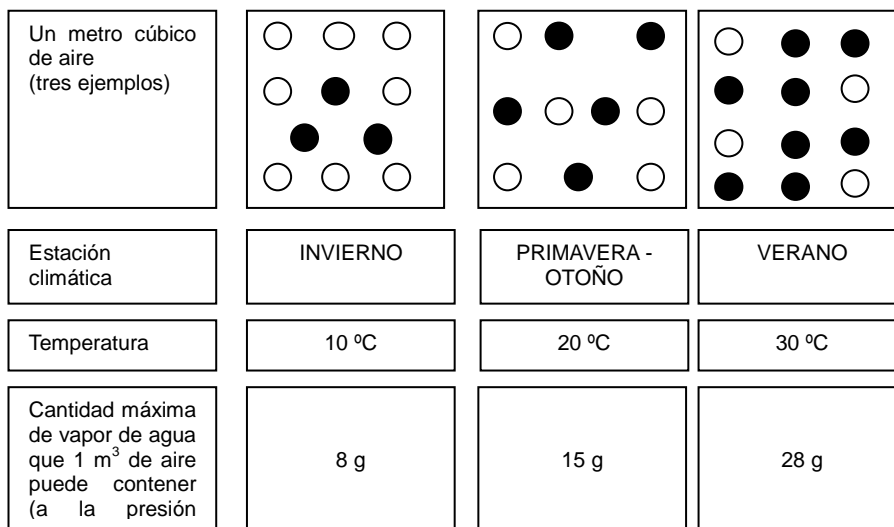


Imagen 5. Cantidad máxima de vapor agua que puede contener 1 m³ de aire, a presión normal, según su temperatura. Referencias: ● moléculas de vapor de agua, ○ moléculas de aires.

A modo de ejemplo, en la Argentina (De Fina y Ravelo, 1973)

Localidad	Máxima e (mmHg)	Mínima e (mm Hg)
Posadas	17,6 (marzo)	10,6 (agosto)
Tucumán	17,2 (febrero)	7,5 (agosto)
Mendoza	13,6 (febrero)	5,3 (julio)
Bariloche	9,4 (enero)	4,6 (junio)

Geográficamente, la tensión de vapor varía con la altitud y la latitud. A mayor altura, disminuye por:

- Mayor alejamiento de la superficie evaporante
- 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.

Así, en la ciudad de Jujuy (1300 m.s.n.m) presenta una tensión media de 14,1 mm mientras que Humahuaca (3000 m.s.n.m) tiene un valor de 8,8 mm.

Por la latitud (sin considerar las variaciones orográficas), la tensión de vapor disminuye marcadamente desde el ecuador (donde es máxima) hacia los polos, coincidiendo con la disminución de la temperatura y la evaporación. Así, según ejemplifican De Fina y Ravelo (1973):

Localidad	e (mmHg)
Posadas	14,3
Buenos Aires	11,6
Comodoro Rivadavia	6,6
Ushuaia	5,0

Humedad relativa

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.

1. Si las lluvias se presentan en forma homogénea (régimen isohigro). La humedad relativa dependerá más que nada de la temperatura y será menor en verano y mayor en invierno.
2. Cuando las lluvias se concentran en un período del año (período húmedo: 60% del total anual de lluvias) y faltan en otro periodo (periodo seco), puede ponerse como ejemplo lo que ocurre en Santiago del Estero, Salta y Tucumán, que llueve solo en verano (octubre – marzo), y se registra la humedad relativa máxima en abril u octubre, o en el comienzo del periodo lluvioso. Esto es porque las lluvias estivales cargan a la atmósfera de vapor y cuando comienza a bajar la temperatura la humedad relativa tiene que elevarse.
3. Las lluvias son en otoño – invierno (abril- septiembre), como en la Patagonia donde la humedad relativa máxima se produce en invierno y la mínima en los fines de la primavera. Esto es porque las lluvias dan mucho vapor al aire, la temperatura es baja, y hay por lo tanto, mucha humedad relativa. Cuando el aire se empieza a calentar se registra la humedad relativa mínima por dos factores: que la Patagonia está rodeada por mares y océanos de muy baja temperatura y la evaporación es mínima, y recién aumenta en diciembre y enero, pero como aumenta la temperatura hay un equilibrio (pues aumenta E). O sea, hay un atraso en el comienzo de la evaporación porque los mares son muy fríos.

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.

Condensación del vapor de agua

El vapor de agua que se encuentra en la atmósfera en estado gaseoso (invisible), puede condensarse: pasar al estado líquido (visible), proceso que ocurre como consecuencia del enfriamiento de la masa de aire. 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. A temperatura menor de 0 °C el vapor pasa directamente a sólido: sublimación.

Los procesos de enfriamiento pueden darse:

- a. **Por expansión del aire:** ocurre cuando en la atmósfera se establece una corriente ascendente, haciendo que el aire esté sometido a una menor presión. De esta manera, el aire se expande y se enfría adiabáticamente. Este proceso es el principal responsable de las mayores condensaciones que se producen en la atmósfera y de la formación de nubes. El ascenso de masas de aire puede producirse por distintos factores:
 - Ascenso convectivo: provocado por el calentamiento diferencial del aire en superficie y en capas sobrepuestas. Si una masa de aire adquiere una temperatura mayor que el aire que la rodea, comienza a ascender, siendo reemplazada por aire más fresco en las adyacencias. Este proceso es propio de días calurosos de verano, generando una inestabilidad convectiva. Si la masa de aire contiene suficiente humedad, su enfriamiento adiabático produce condensación generando nubes y precipitaciones convectivas, que son aisladas, intensas y de corta duración.
 - Ascenso orográfico: ocurre cuando una masa de aire que se desplaza horizontalmente encuentra un cordón montañoso. En ese ascenso y descenso, la masa de aire va sufriendo modificaciones térmicas e hídricas, que se traducen en nieblas y lluvias en las laderas por las que sube, nieve en las cumbres y vientos cálidos y secos en las laderas por las que desciende, y sus zonas aledañas. Este fenómeno es el responsable de las lluvias en la selva Tucumano – Oranense o del viento Zonda en la zona de Cuyo.
 - Convergencia: producido por la llegada de masas de aire desde regiones de presión más alta a las de presión más baja (ciclones o centros de baja presión). Hacia el centro del ciclón se produce una concentración de aire que lo obliga a subir, pudiendo producirse nubes y/o precipitaciones.
 - Ascenso frontal: un frente es la zona de contacto entre dos masas de aire de diferentes características térmicas e hídricas. En ese encuentro, la masa de aire frío se introduce por debajo de la masa de aire cálido, obligándola a subir, generando una convección forzada que, según la estabilidad del aire producirá nubes y precipitaciones de distinta extensión e intensidad. En la Argentina, las lluvias que se dan en otoño, invierno y primavera en la Región Pampeana y la Mesopotamia, son en gran parte, de este tipo.

- b. Por enfriamiento directo:** el aire se calienta o enfría muy poco por sí mismo. Para que ocurra este fenómeno tiene que darse:
- Pasaje de aire caliente sobre una región fría: este proceso podría dar origen a lluvias abundantes, aunque generalmente no se producen debido a que las diferencias de temperatura entre regiones próximas no es tan marcada. En este proceso, la temperatura de la masa cálida descenderá, y si lo hace por debajo de la temperatura de punto de rocío, formará una niebla de advección. Esto ocurre principalmente en las zonas marítimas o también alrededor de lagos y lagunas.
 - Irradiación del suelo en noches despejadas: en 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 alcanza el punto de rocío, tiene lugar la condensación del vapor de agua, formándose rocío sobre las superficies. Si la temperatura alcanzada es menor a 0 °C se formará escarcha. Si la condensación ocurre en el aire, se presentará niebla o neblina (niebla de radiación).
- c. Por mezcla de masas de aire:** mezcla de dos masas de aire, que para que produzcan precipitaciones deberían estar saturadas y a distinta temperatura; situaciones que no se dan en condiciones naturales. La mezcla de aire produce solo nubes o nieblas.

Ninguno de los dos procesos (condensación y sublimación) son consecuencia directa del estado de saturación o sobresaturación, sino de la presencia de núcleos de condensación. Si se toma aire exento de partículas, la condensación solo ocurre cuando hay una sobresaturación de alrededor del 420%. Los procesos en la atmósfera necesitan la presencia de núcleos de condensación para que las gotitas de agua o cristales de hielo puedan formarse.

Las partículas extrañas del aire, que forman núcleos de condensación miden de 10^{-3} hasta 10 μm , son de origen terrestre y se incorporan por distintas formas: así la espuma del mar da origen a gotitas microscópicas de agua que van hacia el aire por el viento y que luego, por evaporación dejan como residuo cristales microscópicos de ClNa que es mantenido en el aire y llevado a distintos niveles de la atmósfera. Otros núcleos pueden generarse por partículas del polvo atmosférico o provenir de procesos de combustión que aportan núcleos de C o explotaciones industriales que dan el SO_2 , que por acción del agua pasa a SO_4H_2 . El contenido de núcleos en el aire es muy grande: billones por cm^3 en los aires impuros, pero por encima de los 5.000 metros es de miles por cm^3 (aire muy puro). Los núcleos de condensación se pueden clasificar en:

Núcleos higroscópicos:

Son muy ávidos de agua y actúan como núcleos a cualquier temperatura, aun por debajo de 0° C y humedades menores de 100% (60 – 80%). Son sustancias salinas como el ClNa de la espuma del mar, y el SO_4H_2 proveniente de las combustiones en la superficie terrestre. Son los núcleos que más hay en las capas bajas.

Núcleos de sublimación o micropartículas cristalinas:

Sustancias caracterizadas porque sobre las mismas el agua pasa de vapor a sólido. Comienzan a actuar, y solo actúan a temperatura de $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Por lo tanto, forman las nubes más altas de la atmósfera. En este grupo están el sílice o cuarzo, cuya cristalización hexagonal es similar a la de los cristales de hielo y es por eso que actúa así.

Núcleos neutros no higroscópicos:

Actúan solo en ausencia de los demás núcleos o cuando hay mucha saturación. Están constituidos por polvo atmosférico, carbón, etc.

La efectividad de los núcleos de condensación está dada por su tamaño, número por unidad de volumen y composición; pudiendo agruparse como (De Fina y Ravelo, 1973):

Nombre	Tamaño (μm)	Nº núcleos. cm^{-3}	Composición
Núcleos de Aitken	$< 0,4$	1000 a 5000	Cloruros, silicatos, etc.
Núcleos grandes	0,4 a 1	100 a 200	Ácido sulfúrico y nítrico
Núcleos gigantes	> 1	0,1 a 1	Cloruro de sodio

Los procesos de saturación que llevan a las condensaciones en la atmósfera se los puede clasificar en dos tipos o categorías:

- 1) Procesos y condensaciones primarias, que corresponden solo a los procesos que llevan a la formación de nubes y obedece a un enfriamiento de tipo adiabático del aire que asciende.
- 2) Procesos y condensaciones secundarias, que originan las nieblas, rocío y escarcha. Estos procesos obedecen al enfriamiento del aire mediante procesos de radiación o de movimiento horizontal del aire (no adiabáticos). Ese proceso de enfriamiento lleva al aire un punto de rocío y debe ir acompañado de la presencia de núcleos de condensación en el aire.

Procesos y condensaciones primarias: formación de 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, formadas a partir de la condensación del vapor de agua atmosférico, debido al enfriamiento del aire y a la presencia de núcleos de condensación.

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 precipitan en forma de gotas de lluvia.

El estudio de las nubes en meteorología se denomina **nefología**. Las nubes son variables, ya sea en su forma, altura, origen o composición (agua o hielo).

Clasificación de las nubes

La clasificación que se utiliza actualmente en forma internacional corresponde a la creada en 1803 por Luc Howard. Según su forma, se describen 4 grandes tipos:

- *Cirro/Cirrus* (plumoso, fleco): nubes por lo general muy altas, constituidas por cristales de hielo. Son de un color muy blanco uniforme, sin sombras, bajo la forma de pinceladas o de plumas en el cielo, dado la impresión de sedosidad. Son nubes de tipo lineal.
- *Cumulo/Cumulus* (montón): agrupa a las nubes de forma globosa, redondeada, con una base bastante recta y dando la idea de un espesor. Son originadas por masas de aire caliente y por lo tanto ascendente, y es por eso que cambian de forma continuamente y son muy activas.
- *Strato/Stratus* (alargado, nivelado): se desarrollan con un color gris uniforme en capas parejas, cubriendo gran superficie en forma de un manto continuo.
- *Nimbo/Nimbus* (portador de lluvia): nubes sombrías, grises oscuras o negras, de aspecto amenazador, productoras de tormentas, lluvias, nevadas (si son altas), con bordes desgarrados debido a los vientos fuertes de altura.

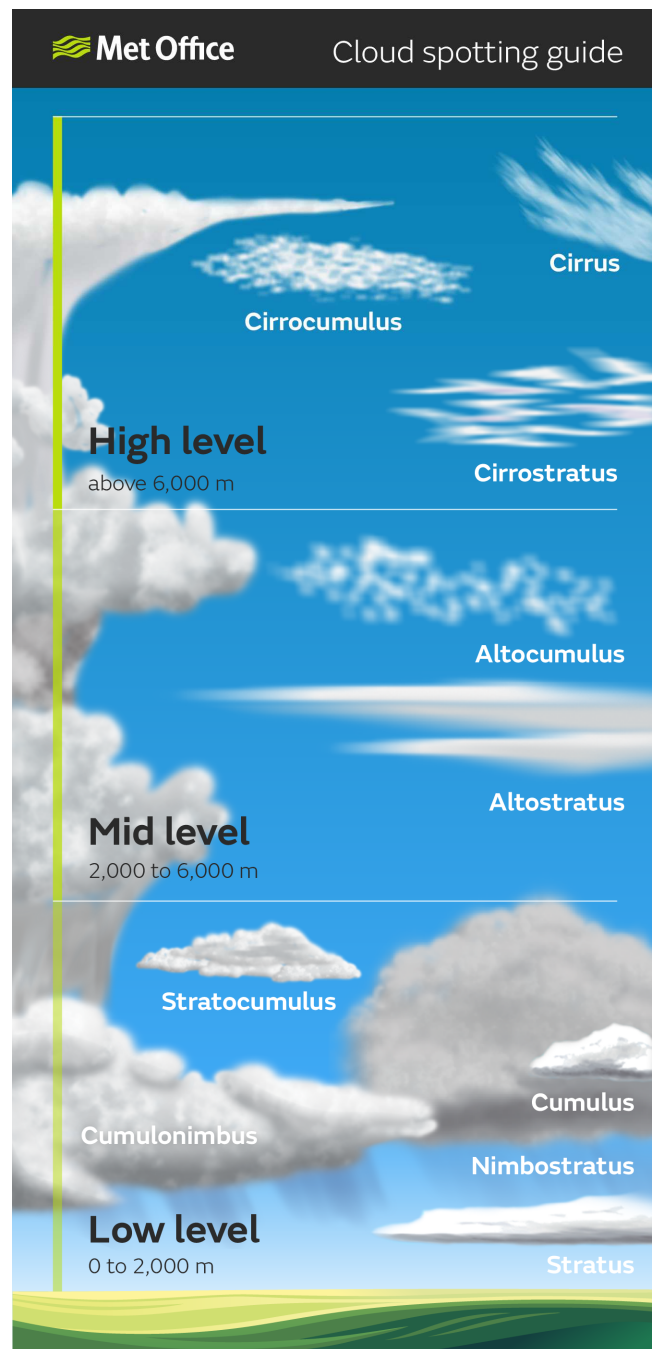
Según su altura, las nubes pueden ser:

- Altas: se forman por encima de los 7000 m
- Medias: se forman entre los 2000 y 7000 m
- Bajas: se forman por debajo de los 2000 m

En función de su apariencia y altura, actualmente el Atlas Internacional de Nubes reconoce 10 géneros (Imagen 6).

Los 10 géneros básicos de pueden agrupar en 4 familias:

- *Cirrus*: nubes altas formadas por cristales de hielo debido a la baja temperatura. Presenta 3 géneros: Cirrus (Ci), Cirroestratus (Cs) y Cirrocumulus (Cc). Los cirrus son penachos sueltos muy blancos. Cuando forman una capa son cirroestratus y cuando tienen un cierto espesor y son globosas son cirrocumulus.
- *Alto cúmulos (Ac)* y *Altoestratus (As)*: son nubes medias, tienen agua en forma líquida o una mezcla de hielo y agua.
- *Stratocumulus (Sc)*, *Nimbostratus (Ns)* y *Stratus (St)*: pertenecen a la familia de las nubes bajas y son las que hacen llover. Los Stratocumulus pueden producir lluvias, pero normalmente no lo hace. Los Nimbostratus no presentan formas netas y son grises, provocan lluvias continuadas de gotas finas y nieve. Los Stratus son las nubes más bajas y producen apenas lloviznas, y sobre todo, neblinas.
- *Cumulus (Cu)* y *Cumulonimbus (Cb)*: nubes de desarrollo vertical, presentes desde los 200 – 500 m, pudiendo alcanzar hasta los 12.000 m. Tienen base horizontal y crecen hacia arriba en forma globosa a medida que asciende el aire caliente que las provoca. Los Cumulonimbus pueden tener gran desarrollo en altura (de hasta 17 km sobre el nivel del suelo), provocan las tormentas de truenos y el granizo, producen lluvias de corta duración, de gotas muy grandes. Los Cumulus son nubes aisladas que en general no producen lluvias.



Fuente de la imagen: Organización Meteorológica Mundial.
Disponble en: <https://public.wmo.int/es/D%C3%ADa-Meteorol%C3%B3gico-Mundial-2017/clasificaci%C3%B3n-de-las-nubes>

Imagen 6. Géneros (clasificación básica) de nubes según el Atlas Internacional de Nubes

Tipos de nubes según latitud y época del año

En el Ecuador, las nubes típicas son las de desarrollo vertical, sobre todo Cumulus, que pueden alcanzar grandes alturas pero no temperaturas muy bajas. La presencia de nubes es máxima en la época con alto goce de radiación.

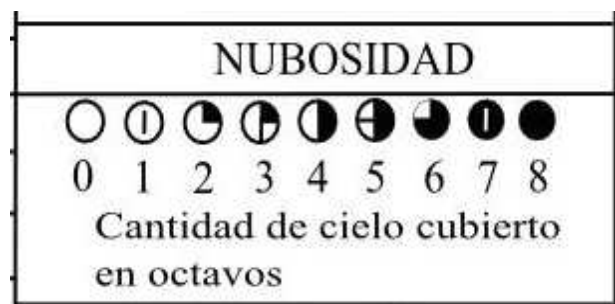
En latitudes más altas hay más nubes en invierno, y aparecen nubes sin desarrollo vertical (estratiformes). Luego de los 55° de latitud las nubes son solo estratiformes. A más de 60° de latitud la nubosidad es constante durante el año, y más en verano aunque esa no es la época de lluvias.

En los 30° de latitud, que es un cinturón de alta Presión, no hay casi nubes.

Las nubes cumuliformes son más frecuentes al mediodía. Y a la mañana y a la noche predominan las nubes estratiformes.

Medición de la nubosidad

Se denomina nubosidad o grado de nubosidad a la mayor o menor abundancia de nubes que se observa en un determinado clima. La nubosidad se aprecia visualmente en forma directa y se registra la fracción de cielo cubierto (octas de nubosidad u octavos de cielo cubierto). Se utiliza una escala de 0 a 8 grados, en la que 0 se refiere a un cielo totalmente despejado y 8 completamente cubierto (Imagen 7). También puede conocerse indirectamente registrando la heliofanía.



Fuente de la imagen: adaptado de Vademecum REMER.
<http://www.proteccioncivil.es/catalogo/carpeta02/carpeta24/vademecum19/vdm0254.htm>

Imagen 7. Octas de nubosidad

En función de los octavos de cielo cubierto, puede seguirse la denominación de:

Cielo despejado: nubosidad total igual a 0 octas, dado por la ausencia de nubes o la presencia de nubes inferior a 1/8.

Cielo poco nuboso: nubosidad total igual a 1 ó 2 octas, dado cuando la presencia de nubes no oscurece completamente el cielo o el día en ningún momento.

Cielo nuboso: nubosidad total igual a 3, 4 ó 5 octas, dado cuando el cielo se halla parcialmente cubierto o nuboso.

Cielo muy nuboso: nubosidad total igual a 6 ó 7 octas.

Cielo cubierto: nubosidad total igual a 8 octas, dado cuando el cielo está totalmente cubierto de nubes.

Agronómicamente, conocer la nubosidad es de interés, debido al requerimiento diferencial de los cultivos respecto a la intensidad y duración de la radiación que necesitan, variables que pueden verse modificadas por la nubosidad. Por ejemplo, la vid o productos destinados a la industria, como el tomate, requieren cielos pocos nubosos con alta disponibilidad de radiación.

Procesos y condensaciones secundarias: nieblas, rocío y escarcha

Las nieblas y neblinas se producen a baja altura o sobre la superficie. Actúan restando transparencia al aire según el diámetro y número de sus gotas. Las nieblas se clasifican según la distancia a la cual oculta los objetos, desde *nieblas muy densas*, cuando obstruyen la visibilidad a 25 m hasta nieblas *poco densas* (500 m) o *nieblas* (1000 m).

Desde el punto de vista agrícola, su importancia radica en que actúan disminuyendo la evaporación, ya que esta no se realiza en atmósfera saturadas y pueden favorecer el desarrollo de enfermedades en los cultivos.

Para que haya niebla el aire debe enfriarse por debajo que el punto de rocío, además de haber núcleos de condensación. Según la forma de enfriamiento del aire, pueden ser:

- Nieblas por irradiación (enfriamiento del suelo): niebla es de poco espesor y desaparecen con la salida del sol. A este tipo corresponden las nieblas de pradera. Cuando el enfriamiento es mayor, adquieren mayor espesor y pueden durar todo un día. Son las nieblas de inversión.
- Nieblas por advección: producidas por el pasaje de aire húmedo y caliente por tierras frías. Son, por ejemplo, las nieblas costeras.
- Nieblas de evaporación: se producen en la noche sobre ríos y lagos, por el pasaje de aire frío sobre el agua (siempre que esta evapora). Son nieblas efímeras.

El rocío se produce sobre el suelo, la vegetación, los objetos, cuando los mismos superan en su enfriamiento al punto de rocío del aire que los circunda, condensándose así la humedad. Todas las condiciones que favorezcan al enfriamiento de estos cuerpos son condiciones para la formación de rocío. Por ejemplo: cielos claros, alta humedad relativa. La cantidad de agua producida por el rocío casi nunca supera a 1 mm (va de 0,1 a 0,3 mm). Desaparece rápidamente cuando sale el sol. El rocío se produce cuando el enfriamiento del aire es mayor de 0° C pero cuando es menor de ese valor el rocío, se congela y forma la escarcha (helada blanca). Cuando la humedad del aire no es grande, la escarcha se forma sin pasar por el estado líquido (rocío). El rocío establece condiciones favorables a la infestación por esporas de los hongos.

Otra forma de condensación: condensación oculta

El suelo contiene cierta cantidad de aire, y este tiene agua en forma de vapor: cuando a la noche el suelo se enfría el vapor pasa a líquido. Algunos autores le atribuyen a este fenómeno la posibilidad de cultivos en regiones de poca precipitación. Así, un viñedo en Francia que recibe solo 500 m³ de agua por ha por lluvia produce una masa vegetal que exigía la transpiración de 2.000 m³ de agua / ha. Esa diferencia estaría dada por la condensación oculta.

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1973. Climatología y Fenología Agrícolas. EUDEBA.

Hurtado, R. H. 2013. En: Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Agrometeorología (pp. 57-70 y 71-83). Editorial Facultad de Agronomía. UBA.

Vademecum REMER. Dirección General de Protección Civil y Emergencias. Disponible en: <http://www.proteccioncivil.es/catalogo/carpeta02/carpeta24/vademecum19/vdm0254.htm>.