



LA HUMEDAD EN LA ATMÓSFERA

Bases físicas, instrumentos y aplicaciones

Adalberto Tejeda-Martínez

Con la colaboración de

Irving R. Méndez Pérez

Norma Catalina Rodríguez

Elisa Tejeda-Zacarías

UNIVERSIDAD DE COLIMA

ADALBERTO TEJEDA MARTÍNEZ

Es profesor investigador de la licenciatura en ciencias atmosféricas de la Universidad Veracruzana en la ciudad de Xalapa, de la que es egresado. Es doctor en geografía por la UNAM. Ha propuesto diversos modelos sencillos para estimar variables climatológicas, algunas de las cuales se recogen en el Prontuario solar de México: www.ucol.mx/publicacionesenlinea/.

IRVING R. MÉNDEZ PÉREZ

Es licenciado en ciencias atmosféricas por la Universidad Veracruzana (UV) y maestro en geografía por la UNAM. Es investigador del Centro de Ciencias de la Tierra de la misma UV. Su principal área de trabajo es la bioclimatología humana, particularmente las consecuencias del clima en el confort y salud de las personas.

NORMA CATALINA RODRÍGUEZ

Es meteoróloga por la Universidad Nacional de Buenos Aires y realizó estudios de postgrado en la Pennsylvania State University (USA). Laboró en el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina y ha impartido cátedra en las Universidades Nacionales de Buenos Aires y Córdoba, así como en la Tecnológica Nacional de Córdoba, Santa Fe y Tucumán (de Argentina), y en la Universidad Veracruzana (México). Ha publicado diversos trabajos en revistas indizadas sobre física de la atmósfera.

ELISA TEJEDA ZACARÍAS

Es física egresada de la UNAM, donde se tituló con una tesis sobre óptica cuántica aplicada a las telecomunicaciones. Tiene estudios de maestría por la Universidad Saclay de París, Francia.

LA HUMEDAD EN LA ATMÓSFERA

Bases físicas, instrumentos y aplicaciones

enfoque académico

UNIVERSIDAD DE COLIMA

Mtro. José Eduardo Hernández Nava, Rector

Mtro. Christian Jorge Torres Ortiz Zermeño, Secretario General

Mtra. Vianey Amezcuá Barajas, Coordinadora General de Comunicación Social

Mtra. Gloria Guillermina Araiza Torres, Directora General de Publicaciones

LA HUMEDAD EN LA ATMÓSFERA

Bases físicas, instrumentos y aplicaciones

Adalberto Tejeda Martínez

Con la colaboración de

Irving Rafael Méndez Pérez

Norma Catalina Rodríguez

Elisa Tejeda Zacarías



UNIVERSIDAD DE COLIMA

© UNIVERSIDAD DE COLIMA, 2018
Avenida Universidad 333
C.P. 28040, Colima, Colima, México
Dirección General de Publicaciones
Teléfonos: (312) 316 10 81 y 316 10 00, extensión 35004
Correo electrónico: publicaciones@ucol.mx
<http://www.ucol.mx>

ISBN: 978-607-8549-50-4

Derechos reservados conforme a la ley

Proceso editorial certificado con normas ISO desde 2005
Dictaminación y edición registradas en el Sistema Editorial Electrónico PRED
Registro: LI-001-17
Recibido: Enero de 2017
Publicado: Diciembre de 2018

Índice

Índice de variables	13
Introducción	15
CAPÍTULO 1. La atmósfera, el agua, la temperatura y la humedad del aire	19
La atmósfera	19
El agua en el planeta	22
Calor y temperatura	24
El punto triple del agua	28
La humedad: conceptos y cálculos básicos	33
La estructura vertical de la atmósfera	42
La humedad en la variación vertical de la temperatura	46
Ciclos y variaciones de la temperatura y humedad	51
Preguntas y problemas	53
Para saber más	54
CAPÍTULO 2. Termodinámica del aire húmedo	55
La termodinámica: principios cero y uno	55
Sistema termodinámico	56
Equilibrio termodinámico	56
Estado de un sistema	57
Procesos termodinámicos	57
Ecuación de estado	58
Leyes de la termodinámica	58
El aire: su composición	72
Variables para temperatura y calor	78
Mezcla adiabática isobárica	81
Procesos adiabáticos. Temperatura potencial	83
Agua precipitable.....	84
Preguntas y problemas	91
Para saber más	92

CAPÍTULO 3. Más sobre la evaluación de la humedad atmosférica	93
Fórmulas de recurrencia	93
Punto de rocío	99
Bulbo húmedo (T_w)	100
Termodiagramas	107
Relaciones empíricas entre punto de rocío, bulbo húmedo y bulbo seco	114
Propiedades de conservación de distintos parámetros	115
Preguntas y problemas	127
Para saber más	131
CAPÍTULO 4. Instrumentación higrométrica	133
Higrómetros y sensores de humedad	135
Higrómetros <i>in situ</i>	140
Sensores remotos	157
Preguntas y problemas	169
Para saber más	171
CAPÍTULO 5. Vapor, ciclo hidrológico y clima	173
La parte atmosférica del ciclo hidrológico	173
Cartografía de la humedad global y en México	178
Humedad y estabilidad atmosférica	183
La conversión de la humedad en nubes	185
El vapor de agua y el calentamiento global	190
Preguntas y problemas	199
Para saber más	201
CAPÍTULO 6. La humedad del aire y los seres vivos	203
Flujos de humedad planta-animal-atmósfera	204
Humedad en la salud	211
Efectos de la humedad en el bioclima humano	217
El hábitat humano y la humedad	223
Preguntas y problemas	230
Para saber más	230
CAPÍTULO 7. La humedad atmosférica, la industria y las artes	231
Humedad en la industria alimentaria	233
Influencia de las condiciones ambientales en la producción	237
Atmósfera controlada y modificada	239
Control de humedad durante el transporte	240
Industria de textiles y papel	241
Plantas industriales	245

Industria farmacéutica	251
Humedad en la industria de la construcción	253
La humedad y las artes	256
Preguntas y problemas	263
Para saber más	263

Banquo: *Son sin duda espíritus vaporosos que engendra la tierra, como los produce también el agua. ¿Por dónde habrán desaparecido?*

Macbeth: *Los cuerpos se han disuelto en el aire, como se pierde en el aire la respiración.*

William Shakespeare

Agradecimientos

A Jorge Villegas Ávila, Diego Villegas de la Portilla,
Hiram Meza Landero, Aranza Baruch Vera,
J. Martín Cortés Aguilar, Brenda Y. Mendoza Aguilar,
Ana Gabriela Moguel Flores,
J. Adrián Álvarez Pérez, Martha Pérez Méndez,
José Antonio Guzzi Férez, Eduardo Luna Munguía,
J. Omar Castro Díaz y Daniela Paola Lunagómez Cruz,
quienes apoyaron con varias figuras,
ideas y revisiones de textos y ecuaciones;
y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el
financiamiento otorgado al proyecto CB2012-183040:
*Interacción superficie/atmósfera en la zona montañosa central
de la vertiente del Golfo de México: Observaciones y modelación
a alta resolución* que, en buena medida, detonó la idea de este libro.

Índice de variables

Q	Calor
Q_m	Calor por unidad de masa
c	Calor específico
C_p	Calor específico a presión constante
C_v	Calor específico a volumen constante
L	Calor latente de transformación
L_v	Calor latente de evaporización
R^*	Constante de gases ideales
R'	Constante de gases ideales para aire húmedo
R_v	Constante de gases ideales para vapor de agua
g	Constante de aceleración gravitacional
U	Energía interna
u	Energía interna por unidad de masa
G	Energía libre de Gibbs
g	Energía libre de Gibbs por unidad de masa
F	Energía libre de Helmholtz
f	Energía libre de Helmholtz por unidad de masa
H	Entalpía
h	Entalpía por unidad de masa
S	Entropía
s	Entropía por unidad de masa
γ	Gradiente térmico ambiental
Γ	Gradiente adiabático
ρ_w	Humedad absoluta

q	Humedad específica
q_s	Humedad específica de saturación
HR	Humedad relativa
P	Presión
e	Presión de vapor
e_s	Presión de vapor de saturación
r_w	Razón de mezcla
T	Temperatura
T_w	Temperatura del bulbo húmedo
T_e	Temperatura isobárica equivalente
θ	Temperatura potencial
T_d	Temperatura de punto de rocío
T^*	Temperatura virtual
W	Trabajo
V	Volumen
α	Volumen específico
ρ	Densidad del aire

Introducción

Al vapor de agua disuelto en el aire del ambiente se le conoce como *humedad atmosférica*. Apenas representa dos mil millonésimas del agua planetaria. Si toda se condensara y precipitara, la superficie terrestre quedaría cubierta por una delgadísima película de agua de 25 mm de espesor; en promedio sólo hay tres gramos por cada kilogramo de aire y difícilmente se le encuentra más allá de los 20 km sobre el nivel del mar. No obstante es de gran importancia: el precursor de la formación de nubes y de precipitación o de la presencia de hielo superficial, transporta calor de las regiones del planeta que captan mayor radiación solar a las que presentan déficit, alimenta de energía a fenómenos meteorológicos como los huracanes, es determinante en la sensación térmica de los mamíferos, particularmente de los humanos —exacerba las sensaciones de *frío* o de *calor*—, en los desiertos propicia la vida en ausencia de lluvia, corroe las instalaciones industriales, su escasez es causante de las islas térmicas de las ciudades, es un gas de efecto invernadero y por lo tanto corresponsable —con otros gases como el CO₂— de que las temperaturas de nuestro planeta sean cercanas al punto triple del agua y en consecuencia esté poblado por seres vivos, ayuda a que se deterioren los alimentos y remedios y se desafinen algunos instrumentos musicales, y a que proliferen gérmenes patógenos que provocan alergias o infecciones.

Si bien las civilizaciones antiguas tenían una idea más o menos clara del ciclo hidrológico, por ser invisible el vapor de agua disuelto en la atmósfera les representó un misterio, hasta el siglo XVIII cuando Charles Le Roy de Montpellier formuló una teoría consistente de la evaporación del agua. Las primeras mediciones

se basaron en medios gravimétricos al comparar materiales secos con otros impregnados de la humedad del aire en virtud de su calidad higroscópica. En los quinientos años recientes se han desarrollado instrumentos de medición, algunos realmente ingeniosos pues usan como elementos sensores semillas de avena, cuerdas de violín, maderas, tejidos de seres vivos como el cabello humano, tripas de gato, fibras de cuerno o partes intestinales de reses. El desarrollo rápido de esos instrumentos se ubica en la media centuria que va de 1780 a 1830, pero del último tercio del siglo XX a la fecha se han modernizado al aprovechar propiedades ópticas como la refracción de la luz en las partículas atmosféricas o la emisión de fluorescencia, además de la nanotecnología y los capacitores higroscópicos.

Casi en sincronía con el avance instrumental de hace más de dos siglos se desarrolló la termodinámica del aire húmedo, que estudia los intercambios de energía y las conversiones de estado del agua en la atmósfera, disciplina que se conoce como higrometría o psicrometría, este último término en razón del instrumento clásico para medir la humedad del aire: el psicrómetro.

Hacia la segunda mitad del siglo XX se daba por hecho que el conocimiento sobre la humedad del aire había llegado a ser suficientemente completo como para que sólo fuera objeto de manuales o libros de texto que retomaban desarrollos previos. Sin embargo, a raíz de avances en la instrumentación buscando una precisión cada vez mayor, de que no se tiene documentada cabalidad la distribución geográfica y temporal del vapor de agua atmosférico y de que es un gas clave en los procesos de retroalimentación de los cambios en el clima por ser, como ya se dijo, un gas de efecto invernadero, el tema ha recuperado relevancia en este siglo, cuando han reaparecido textos originales sobre su medición, métodos de cálculo y descripciones de su comportamiento en regiones atmosféricas poco exploradas, como la estratosfera.

El objetivo central de este libro es poner a disposición del lector los conceptos fundamentales, las principales técnicas de medición y cálculo, y las aplicaciones de la higrometría en distintos campos de las ciencias y las ingenierías, desde un punto de vista físico con apoyo en herramientas estadísticas.

El primer capítulo trata de la atmósfera, el agua, la temperatura y la humedad del aire desde un enfoque básico, introduciendo conceptos y cálculos elementales, para dar paso al capítulo 2 que, de manera más formal, aborda la termodinámica del aire húmedo partiendo de la Ley de Dalton (o de las *presiones parciales*) y la ecuación de Clausius-Clapeyron, para llegar a distintas variables de humedad, su deducción matemática e interpretación física (presión de vapor, presión de vapor de saturación, humedad específica, absoluta, relativa, temperaturas de punto de rocío y de bulbo húmedo, por ejemplo), presentadas con mayor profundidad en el capítulo 3, prescindibles para los interesados sólo en las ecuaciones básicas mostradas en el capítulo 2.

El capítulo 4 es sobre instrumentación higrométrica. Se hace mención de sensores en uso, antiguos y modernos, de la humedad atmosférica cercana a la superficie terrestre, así como sensores remotos como radiosondas, radares, lidares, sodares y satélites meteorológicos, y hace un repaso de fórmulas de recurrencia y diagramas térmicos y psicrométricos.

Las relaciones del vapor de agua, el ciclo hidrológico y el clima se describen en el capítulo 5, donde se comenta sobre el transporte de vapor como mecanismo para redistribuir la energía térmica en el planeta y se muestra su distribución promedio en el mundo y en México, así como su presencia en la estratosfera y su papel como gas de efecto invernadero y retroalimentador del cambio climático.

La relación de la humedad con los seres vivos —plantas superiores y mamíferos, fundamentalmente— se muestra en el capítulo 6: flujos de humedad planta-animal-atmósfera; los efectos de la humedad en la salud y en el bioclima y el hábitat de los humanos, y la carta psicrométrica como herramienta para comprender estas relaciones.

El capítulo 7 cierra el libro con una descripción de la relación de la humedad atmosférica con las industrias alimentaria, del papel, textil, farmacéutica y sus efectos en dos tipos de instalaciones emblemáticas de la evolución cultural: las plantas industriales y los objetos artísticos, incluyendo instrumentos musicales.

Esperamos que este libro responda a las expectativas de los interesados en el estudio de la higrometría y sus aplicaciones a la meteorología, agrometeorología, calidad del aire, ingeniería, ecología, medicina o la arquitectura, quienes lo pueden ver como una obra de lectura ordenada o como un prontuario para consultas puntuales.

Capítulo 1

La atmósfera, el agua, la temperatura y la humedad del aire

Adalberto Tejeda Martínez y Elisa Tejeda Zacarías

La atmósfera

La atmósfera de la Tierra es una capa de aire en cuyo fondo habita la mayoría de los seres vivos. Es relativamente delgada, pues su profundidad es de unos 100 km contra más de 12,700 km del diámetro terrestre. Si comparamos a la Tierra con una manzana grande, la atmósfera sería apenas la cutícula. Envuelve al planeta en capas concéntricas de espesor y densidad variables y se compone esencialmente de aire seco, agua y diversas partículas. El aire seco es una mezcla de gases como nitrógeno, oxígeno, argón, bióxido o dióxido de carbono, hidrógeno, helio, criptón y xenón. El nitrógeno y el oxígeno, que constituyen 99% de la composición del aire, son gases transparentes que permiten que los rayos del Sol lleguen a la superficie de la Tierra (tabla 1.1). El vapor de agua también es transparente a la radiación solar, pero al condensarse y convertirse en nubes se comporta como una tapa-espejo que refleja tanto la radiación solar como la terrestre, y el vapor por sí mismo inhibe la salida de radiación terrestre, es decir que presenta efecto invernadero. Dicho efecto es clave para entender el clima del planeta y el actual proceso de cambio climático.

Tabla 1.1
Composición química del aire seco

Sustancia	Concentración (ppm)	
Nitrógeno	780.900	N_2
Oxígeno	209.400	O_2
Argón	9.300	Ar
Dióxido de carbono	315	CO_2
Neón	18	Ne
Helio	5.2	He
Metano	2.3	CH_4
Criptón	1.4	Kr
Hidrógeno	0.5	H_2
Xenón	0.08	Xe
Dióxido de nitrógeno	0.02	NO_2
Ozono	0.01-0.04	O_3

Nota: ppm es una abreviatura para expresar partes por millón. Para convertir una concentración expresada como ppm a otra expresada como el porcentaje de un total, se debe dividir la concentración de ppm entre 10,000.

La atmósfera actual es el resultado de un largo proceso evolutivo que no ha terminado, principalmente porque desde hace dos siglos el hombre es capaz de alterar intensamente su composición mediante emisiones de gases contaminantes como el dióxido de carbono o el metano. Aunque no existe una teoría única sobre el origen de la atmósfera, se piensa que en sus primeras fases su naturaleza fue determinada por procesos similares a los que formaron al Sol o a otros cuerpos del Sistema Solar, esto es, a partir de una nube de polvo y gases existentes en la Vía Láctea. Es probable que la atmósfera primitiva contuviera nitrógeno (N_2), monóxido de carbono (CO), dióxido de carbono (CO_2), vapor de agua (H_2O), hidrógeno (H_2) y gases inertes, formando una masa de polvo cósmico y gas. El vigoroso viento solar pudo haberse llevado la mayor parte de esta atmósfera primitiva durante los primeros mil millones de años —cuya existencia como planeta se remonta a unos cuatro mil setecientos millones de años— pero a medida que ésta se solidificaba, la pérdida de gases de la parte interna más caliente dio lugar a la formación de la atmósfera de nuestros días, dominada por N_2 , O_2 , Ar y CO_2 .

Por la actividad volcánica, grandes cantidades de lava, cenizas y gases comenzaron a cubrir el planeta, y hace aproximadamente cuatro mil millones de años la fuerza gravitacional de la Tierra fue capaz de retener la atmósfera. El proceso de emisión de gases en erupciones volcánicas resultó en emisión de CO₂, H₂O y algunos otros gases como metano (CH₄), amoníaco (NH₃) y bióxido de azufre (SO₂). Aunque a mucha menor escala que hace millones de años, aún se producen erupciones volcánicas que resultan en emisiones de dióxido de carbono, vapor de agua y algunos otros gases como metano, amoníaco, dióxido de azufre y cenizas. Conforme se enfrió el planeta, parte del vapor de agua de la atmósfera se condensó hasta formar nubes y lluvias que se convirtieron los primeros océanos. La aparición de vida en los mares y los procesos de fotosíntesis de las primeras plantas alteraron la composición de la atmósfera al punto de aumentar la concentración de oxígeno.

Con el tiempo, el planeta ha pasado por etapas en las que las proporciones de agua en un estado particular —líquido, sólido o gaseoso— varían en función de la temperatura. En las etapas más recientes de la evolución de la atmósfera se han producido cambios en su composición inducidos por oscilaciones entre condiciones glaciales e interglaciares y algunos procesos geológicos en escalas de miles de años. En el siglo más reciente, las actividades humanas han alterado la composición de la atmósfera y la superficie del planeta produciendo cambios sin precedentes en el clima. Quizás se deba definir a esta era como el antropoceno, pues la influencia del hombre sobre la atmósfera y el clima es incuestionable, como lo afirmó el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático en su Cuarto Informe de Evaluación (AR4, por sus siglas en inglés) en 2007, y lo refrendó en su Quinto Informe de 2013 (AR5). Aunque desde siempre ha habido una estrecha conexión entre la biosfera y la atmósfera, es en épocas recientes que comenzamos a entender la magnitud de tales interacciones. Falta mucho por entender sobre los aspectos del clima resultantes de las actividades humanas, en particular en lo referente a cambios en el uso de suelo y sus efectos sobre el ciclo hidrológico y su relación con el contenido de vapor en la atmósfera.

El agua en el planeta

El agua, a pesar de haber estado presente en la Tierra en cantidades casi invariantes a lo largo de millones de años, dependiendo de las proporciones en que se encuentra en sus distintos estados —líquido, sólido o gaseoso—, determina lo que se llama el clima planetario. Las cantidades aproximadas en el presente se muestran en la tabla 1.2.

En promedio hay en la atmósfera apenas 3 g de agua por cada kilogramo de aire, merced a que la atmósfera y el océano no se encuentran en equilibrio termodinámico, lo que da pie al ciclo hidrológico. Si el océano y la atmósfera estuvieran en equilibrio a 15 °C de temperatura, habría 11 g de agua por cada kilogramo de aire.

Como se dijo en la sección anterior, la diferencia en la evolución de nuestra atmósfera terrestre con respecto de los planetas interiores, radica en que la nuestra evolucionó hacia un estado cercano del punto triple del agua; es decir, cercano a una condición de temperatura y humedad en la que es probable encontrar los tres estados del agua.

Tabla 1.2

Proporciones de agua en el planeta en sus distintos estados

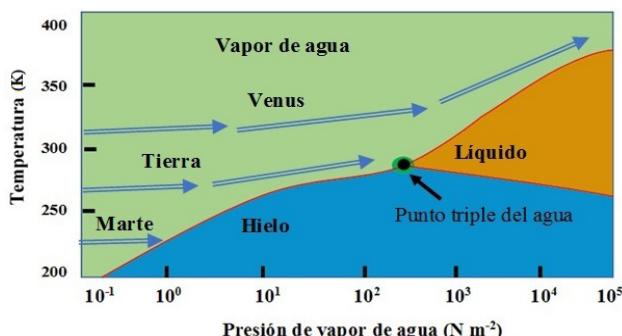
Estado	Masa (millones de kg)	Volumen aproximado (millones de km ³)	Superficie cubierta (millones de km ²)
Agua líquida en océanos y cuerpos superficiales	1.348×10^{15}	1348	361
Glaciares, icebergs, casquetes polares y nieve (media anual y permanente)	2.9×10^{13}	29	68
Agua líquida subterránea y dispersa en suelos (incluye humedad)	1.5×10^{13}	15	No aplica
Atmósfera (incluye vapor de agua, cristales de hielo y nubes)	1.3×10^{10}	1.3×10^{-2}	No aplica
Vapor de agua en la atmósfera	5×10^7	5×10^{-5}	No aplica
Tierra sólida	5.972×10^{18}	1.081×10^6	149
Planeta	6×10^{18}	10^6	510

La razón de ser de la meteorología —ciencia que estudia el tiempo atmosférico— está en entender las formas y transformaciones del agua en la atmósfera, o como lo dijo el matemático y meteorólogo estadunidense Edward Lorenz al recibir la medalla Gustaf Rossby de la American Meteorological Society en 1969: “Sería muy conveniente describir la circulación de la atmósfera con referencia a los patrones de contenido de agua”. La Tierra es un cuerpo sólido con la mayor parte de su superficie cubierta por agua líquida, aunque una parte considerable es agua sólida (hielo). En las regiones relativamente secas, es decir en los continentes e islas, con montañas, valles y llanuras, el agua también está presente en el desarrollo de nubes a varias alturas o en forma de aguas superficial o subterránea.

La figura 1.1 es un esquema de la evolución de las atmósferas de los planetas interiores del sistema solar (flechas). Su temperatura inicial (base de la flecha) está determinada por su cercanía al Sol. Conforme se forman las atmósferas planetarias, aumenta la cantidad de vapor de agua y otros gases de efecto invernadero, la temperatura se incrementa hasta llegar hasta su estado actual. En suma, los humanos vivimos bajo tal riqueza de fenómenos atmosféricos, gracias a la mayor variedad de cambios de fase del agua en la Tierra en comparación con el resto del sistema solar.

Figura 1.1

Evolución de la atmósfera desde la formación de los planetas,
y diagrama de transiciones de fase de la atmósfera



Fuente: Modificada de Webster, G.A. y Ainsworth, R.A. (1994). *High temperature component life assessment*. New Delhi: Champman and Hall.

Calor y temperatura

Es muy común escuchar a alguien decir que su hijo tiene temperatura, aunque no tendría que preocuparse pues el cuerpo humano siempre tiene una temperatura; probablemente lo que preocupa a la persona es que esa temperatura sea más alta de lo saludable. Muchas veces al hablar de calor y temperatura, suelen confundirse los términos. *Temperatura* es una magnitud que refleja el *nivel térmico* de un cuerpo; es decir, su capacidad para ceder o perder energía calorífica e indica en qué sentido fluye el calor: de mayor a menor temperatura. Así entonces, el calor es una forma de energía que, para dos cuerpos en contacto, fluye del que tiene mayor hacia el de menor temperatura, siguiendo la tendencia de la naturaleza al equilibrio térmico.

Toda la materia está formada por moléculas en continua agitación. No todas las moléculas se mueven en la misma dirección y con la misma velocidad, pero a cada estado de la materia se le puede asignar una velocidad media. De este modo, podemos decir que la temperatura depende de la velocidad media de las moléculas; es decir, que a mayor velocidad media mayor será la temperatura.

Mediante el tacto se pueden detectar diferencias de temperatura, pero los humanos carecemos de capacidad en el cuerpo para medirla con rigor y cuantificarla con precisión, si no es con la ayuda de termómetros.

El primer termómetro (palabra que viene del griego *thermes* y *metron*, medida de calor) se atribuye a Galileo Galilei, quien diseñó uno en 1592 con un bulbo de vidrio del tamaño de un puño y abierto a la atmósfera a través de un tubo delgado; para medir la temperatura ambiente, calentaba con la mano el bulbo e introducía parte del tubo en un recipiente con agua coloreada. El aire circundante, más frío que la mano, enfriaba el aire encerrado en el bulbo y el agua coloreada ascendía por el tubo. La distancia entre el nivel del líquido en el tubo y en el recipiente se relacionaba con la diferencia entre la temperatura del cuerpo humano y la del aire.

A mediados del siglo XVII el físico inglés Robert Boyle descubrió las dos primeras leyes que involucran el concepto de temperatura:

- Cuando la temperatura no varía, la presión y el volumen son inversamente proporcionales; por ejemplo, si la presión de un gas se duplica, su volumen quedará reducido a la mitad. En otras palabras, el producto de la presión por el volumen de un gas debe ser constante.
- La temperatura de ebullición en un líquido disminuye con la presión.

En 1717 y el alemán Gabriel Fahrenheit, fabricante de instrumentos técnicos, construyó el termómetro de mercurio con bulbo y tomó dos puntos de referencia: el de congelación de una solución saturada de sal común en agua y la temperatura del cuerpo humano; dividió la distancia que recorría el mercurio entre esos dos estados en 96 partes iguales, finalmente ajustó la escala para que el punto de congelación del agua fuera de 32 °F y la temperatura de ebullición del agua de 212 °F.

En 1730 el francés René-Antoine de Réaumur había establecido una escala de 0° (congelación) a 80° (ebullición). Un poco más tarde, en 1737, el físico sueco Anders Celsius propuso los puntos de fusión y ebullición del agua al nivel del mar como puntos fijos y una división de la escala en 100 partes, ésta es la escala centígrada y forma parte del sistema métrico decimal.

Así, estando al nivel del mar se puede calibrar un termómetro poniéndolo en hielo y marcando el nivel alcanzado por el mercurio; luego se coloca en agua hirviendo y también se marca dicho nivel, entre estas dos marcas se divide la columna en cien espacios y así se obtiene la escala Celsius o centígrada (desde luego, si el vidrio resiste ese cambio de hielo a agua hirviendo).

Actualmente es de uso común una tercera escala termométrica, pero para definirla es necesario referirse al punto triple del agua, que se encuentra muy cercano a 0 °C y donde el agua, el hielo y el vapor de agua pueden coexistir en equilibrio. En 1848 el físico inglés William Thomson —más conocido como Lord Kelvin, título que le otorgó el gobierno británico en 1892— estableció la escala de temperatura absoluta mediante la teoría del punto donde cesa la actividad molecular de la materia (cero absoluto), que resultó 273 grados centígrados por abajo del punto triple (0 °C), de modo que en la escala Kelvin no existen las temperaturas negativas.

Las reglas de conversión entre las escalas termométricas son muy sencillas. Las escalas Celsius y Kelvin siguen la regla:

$$K = 273 + {}^\circ C \quad 1.1$$

Nótese que la ecuación 1.1 se usa para conversión de una a otra escala termométrica, pero para incrementos de temperatura $1 {}^\circ C$ es igual a $1 K$.

En la transformación de grados centígrados a grados Fahrenheit, es importante tener en cuenta las divisiones de cada escala (mientras la escala Celsius va de 0 a 100, la escala Fahrenheit va de 32 a 210), es decir, que cada grado centígrado equivale a $1.8 {}^\circ F$, por lo tanto se deben multiplicar los grados centígrados por 1.8 (equivalente a $9/5$); pero como $0 {}^\circ C$ corresponde al $32 {}^\circ F$ se le suman esos $32 {}^\circ$:

$${}^\circ F = \left(\frac{9}{5}\right) {}^\circ C + 32 \quad 1.2$$

La transformación inversa será:

$${}^\circ C = \frac{9}{5} ({}^\circ F - 32) \quad 1.3^1$$

Para medir temperaturas del ambiente hay en el mercado desde los tradicionales termómetros de alcohol o mercurio en un tubo capilar de vidrio, o de placas bimetálicas —dos metales de coeficientes de dilatación diferentes que ante variaciones de temperatura producen una torcedura de la placa que se transmite a una pluma que grafica sobre un papel graduado—, o los más modernos como los termistores y los termopares.

La temperatura del aire será entonces la medida de la cantidad de calor contenida en él, pero si una persona o un objeto están expuestos al sol, además de intercambiar calor con el aire, estarán

¹ Hay otras escalas pero de menor uso, como la escala Rankine (${}^\circ R$), que consiste en medir la temperatura en grados Fahrenheit (${}^\circ F$) sobre el cero absoluto, de modo que ${}^\circ R = {}^\circ F + 459.67$ o ${}^\circ R = (9/5) K$; o la ya mencionada escala Réaumur (${}^\circ Re$), en desuso y cuya equivalencia es ${}^\circ Re = 0.8 {}^\circ C$.

ganando energía calorífica por los rayos solares que inciden en ellos; además, si hay viento y éste tiene una temperatura menor que la persona u objeto, éstos se estarán enfriando constantemente; lo contrario ocurrirá si el viento tiene una temperatura mayor que la persona o cosa expuestas a él. Es decir, que *la razón de enfriamiento o la razón de calentamiento* dependen del viento.

Por tales consideraciones, la forma de medir la temperatura del aire es mediante un termómetro colocado a la sombra y con una ventilación mínima. Las estaciones climatológicas o meteorológicas miden la temperatura adentro de un abrigo meteorológico, que es una caseta o garita de madera blanca, con paredes en forma de persiana entreabierta. Los termómetros electrónicos modernos tienen igualmente un abrigo de material plástico que simula las antiguas garitas. Los termómetros de los sondeos atmosféricos van igualmente protegidos de los rayos del sol y de la ventilación excesiva.

Como ya se comentó, al aire lo calientan principalmente los rayos del sol que fueron absorbidos por la superficie y luego reemitidos a la atmósfera; entonces, al final de la noche se ha escapado la mayoría de la radiación que absorbió la superficie durante el día y entonces, antes de la salida del sol, se alcanza la temperatura mínima. La temperatura máxima se presenta pasado el mediodía, un par de horas después de que la radiación solar fue máxima (mediodía). Desde luego, lo anterior no es cierto si a media mañana entra un frente frío o por la noche arriba un frente caliente.

La *termodinámica* —palabra que proviene de los vocablos griegos *termos* (calor) y *dynamys* (potencia)— es la rama de la física que estudia la transferencia de calor entre los cuerpos (sistemas) y sus estados de equilibrio. El Universo está compuesto de materia y energía: la materia está formada de átomos y moléculas, y la energía hace que los átomos y las moléculas estén en constante movimiento rotando alrededor de sí mismas o chocando unas con otras.

Este movimiento de átomos y moléculas está relacionado con el calor o energía térmica. Si se calienta una sustancia la velocidad media de sus moléculas aumentará, obteniendo una cantidad total de energía interna susceptible de cederse a otro cuerpo. Ese tipo de energía es el calor, que fluye de dos cuerpos a distintas

temperaturas; es así como el cuerpo que recibe el calor aumenta su temperatura, y cuando estos cuerpos logran tener la misma temperatura, podemos decir que han alcanzado el *equilibrio térmico*.

Como muchas otras disciplinas, la termodinámica surge de procedimientos empíricos que terminaron siendo útiles para el desarrollo de la vida del hombre. El británico James Prescott Joule efectuó varios experimentos con los cuales estableció que tanto el calor como el trabajo mecánico representan una transferencia de energía; además determinó que una cantidad dada de trabajo realizado siempre es equivalente a una cantidad particular de calor. Cuantitativamente se encontró que 4.186 Joules de trabajo (un Joule equivale a la aplicación de una fuerza de un Newton a lo largo de un metro) son equivalentes a una caloría (la cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura de un gramo de agua de 14.5 °C a 15.5 °C). A esta equivalencia se le conoce como el equivalente mecánico del calor.

El punto triple del agua

Partamos de la idea de que el aire es una mezcla de dos gases: aire seco (que contiene nitrógeno, oxígeno y otros componentes, como ya se dijo) y vapor de agua. La Ley de Dalton² establece que una mezcla de gases ejercerá una presión total igual a la suma de las presiones parciales de cada componente; así podemos hablar de una *presión de vapor*; si el aire ya no admite más vapor, de modo que parte de él está a punto de o ha iniciado la condensación en gotas de agua, le llamaremos la *presión de vapor de saturación* (o presión de vapor saturado o de vapor saturante).

En todo este texto se hará referencia a la presión de vapor de saturación y al hecho de que dicha presión depende únicamente de la temperatura del aire, como lo describe la ecuación de Clausius-Clapeyron³ (ecuación 1.4). Es una presión hipotética, ocasionalmente alcanzada o incluso superada, pero que se calcula a partir del dato de temperatura del aire; no es una variable que se

² Por John Dalton, físico y químico inglés (1766-1844).

³ Por el físico polaco-alemán Rudolf Emmanuel Clausius (1822-1888) y el físico francés Benoit Paul Émile Clapeyron (1799-1864).

mida directamente. En ambientes muy húmedos la presión de vapor observada adquiere valores cercanos, ligeramente inferiores o incluso superiores a la presión de vapor de saturación, y en aire muy seco la primera está muy por debajo de la segunda.

Conviene precisar que la relación de Clausius-Clapeyron describe los cambios de fase entre dos estados de la materia, como líquido y gaseoso; por ejemplo, en un diagrama de presión contra temperatura (como la figura 1.2), la línea que separa dos fases (estados de la materia) corresponde al conjunto de valores de presión y temperatura donde coexisten estos estados o fases. Como el agua puede presentarse de manera sólida, líquida o gaseosa, habrá un punto en ese diagrama en que puedan coexistir los tres estados, y es el llamado punto triple del agua. La relación de Clausius-Clapeyron da la pendiente de la línea que separa —o representa la coexistencia— de dos estados o fases. Matemáticamente, y de manera particular para el caso de la presión de vapor de saturación:

$$\frac{dP}{dT} = \frac{L_v}{T\Delta V} \quad 1.4$$

donde $\frac{dP}{dT}$ es la pendiente de la curva de coexistencia de dos fases L_v , es el calor latente de evaporación (es decir, la cantidad necesaria de calor para evaporar cierta masa de agua)⁴, T es la temperatura y ΔV es el cambio de volumen en la transición de fase, como lo muestra la figura 1.2, en la que, por cierto, se señala el punto crítico, es decir, el límite a partir del cual el vapor no puede condensarse.

La ecuación de Clausius-Clapeyron para condiciones atmosféricas típicas se puede expresar como:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R T^2} \quad 1.5$$

donde e_s es la presión de vapor de saturación, T es la temperatura, L_v es el calor latente de evaporación y es la constante del vapor

⁴ Que a su vez depende de la temperatura, por ejemplo es igual a $2.5 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ a una temperatura de 0°C , o $2.25 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ a 100°C

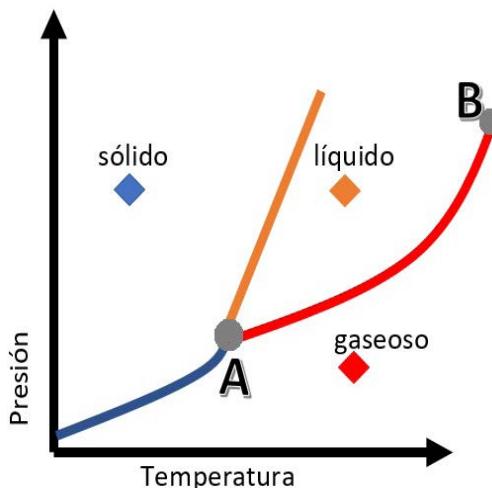
de agua como gas ideal. Si se integra la ecuación anterior se tiene entre -30 °C y 50 °C (las temperaturas más o menos comunes de la biosfera tropical):

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T}{T+243.5}\right) \quad 1.6$$

donde e_s está en hectopascales, antiguamente llamados milibares, y T en grados centígrados o Celsius. Como se ve, la presión de vapor de saturación cambia exponencialmente con la temperatura.

Figura 1.2

Representación gráfica del punto triple del agua, consecuencia de la ecuación de Clausius-Clapeyron



Hay muchas otras formas de calcular la e_s —como se verá en el capítulo 3— pero por el momento sólo se anota el polinomio propuesto por Adem⁵ (ecuación 1.7), y de manera más directa se puede recurrir a la tabla 1.3:

$$e_s = 6.115 + 0.421915T + 1.4206 \times 10^{-2}T^2 + 3.046 \times 10^{-4}T^3 + 3.2 \times 10^{-6}T^4 \quad 1.7$$

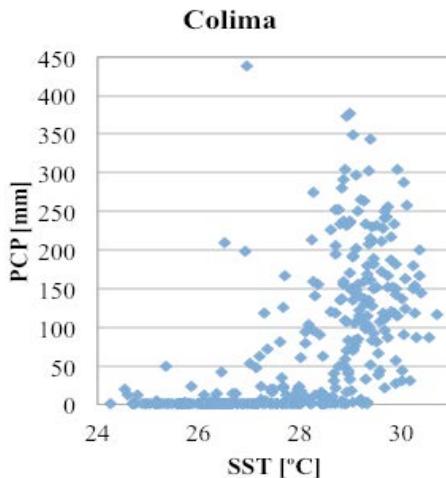
⁵ Adem, J. (1967). Parameterization of Atmospheric Humidity Using Cloudiness and Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 95 (2): 83-88.

La ecuación 1.7 ayuda a explicar la relación no lineal entre la precipitación y la temperatura de la superficie del mar. En algunas regiones oceánicas tropicales, la temperatura de superficie rebasa los 28 °C formando lo que se conoce como una alberca de agua caliente. En estas regiones la actividad convectiva (es decir el ascenso de aire caliente y húmedo que da lugar a la formación de nubes) es más intensa que en zonas donde la temperatura de superficie del mar es menor. La mayor temperatura en superficie permite mayor contenido de vapor de agua en la atmósfera, siguiendo la ecuación de Clausius-Clapeyron, lo que se traduce en más agua precipitable y en lluvias más intensas.

El caso de las lluvias mensuales en Colima y la temperatura de superficie del mar en la costa del Pacífico Mexicano, muestra el comportamiento casi exponencial que rige dicha relación (figura 1.3).

Figura 1.3

Relación empírica entre la precipitación mensual (PCP, eje Y) en Colima, México, y la temperatura superficial del mar (SST, eje X) en las costas mexicanas del Océano Pacífico

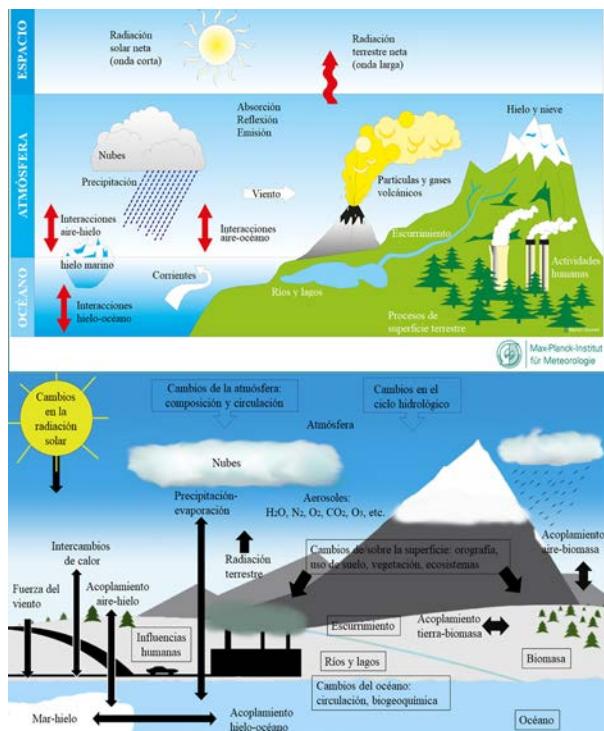


Por la atmósfera, los océanos y continentes, fluye el agua pasando de una fase a otra en diversas escalas de espacio y tiempo como parte del ciclo hidrológico; por ello, el sistema climático de

la Tierra (figura 1.4) se puede analizar a partir de las interacciones de la atmósfera con el océano, la hidrósfera, la litósfera, la criósfera y la biosfera.

Figura 1.4

Arriba: el sistema climático terrestre.
Abajo: los principales cambios en sus componentes que pueden producir cambios climáticos



Cada vez es mejor entendida la capacidad de la biosfera de modificar el clima, ya que cambios en las características de la superficie terrestre, la composición gaseosa de la atmósfera o la turbiedad del océano pueden reflejarse en variaciones en la temperatura y la precipitación. En todo caso, el agua está presente en todas las componentes del clima a través de una gran variedad de procesos hidrológicos; por tanto, los pronósticos del tiempo y del

clima⁶ requieren de una representación cuidadosa del agua en la atmósfera. Es difícil imaginar un pronóstico del tiempo sin hablar de lluvia, aun cuando la descripción de la dinámica del agua en los modelos atmosféricos sigue siendo un problema difícil y la mayor fuente de error en los pronósticos.

La humedad: conceptos y cálculos básicos

La humedad está presente en la mayor parte de la atmósfera cercana a la superficie del planeta. No es algo que se pueda ver, pero sí es posible sentirla e incluso olerla indirectamente, por los hongos que viven gracias a ella. En las zonas tropicales —de México o de Centroamérica, por ejemplo— si se entra a una casa que estuvo cerrada por mucho tiempo, se dice que “huele a humedad”, por el contrario, en las zonas áridas, por falta de humedad se resecan los ojos y la nariz, y en algunas partes de la piel se genera comezón o incluso se agrietan.

Imaginemos que esa casa ubicada en ambiente húmedo tiene algunas ventanas y puertas con vidrios que han permanecido cerradas durante el tiempo en que sus habitantes salieron de viaje. Adentro de la casa no hay animales ni plantas que estén transpirando y las llaves (grifos) del agua están bien cerradas; en algunas madrugadas será posible notar que los vidrios se empañan porque se forman en ellos minúsculas gotitas de agua, ¿de dónde salen?, ¿por qué en el día vuelven a desaparecer? En la casa de enfrente, que sí está habitada, alguien saca un jugo enlatado del refrigerador y de inmediato se forman gotitas de agua alrededor del envase. Igualmente podemos preguntarnos de dónde salieron esas gotitas.

En un sitio árido —donde posiblemente están pasando una temporada los habitantes de la casa tropical— alguien derrama un vaso de agua en el piso, supongamos que de mármol impermeable, unos minutos después el pequeño charco ha desaparecido porque se evaporó. A veces al abrir la puerta o estrechar la mano de alguien, saltan unas chispas eléctricas que asustan a cualquiera. Estos fenómenos de la vida cotidiana tienen que ver con el contenido de humedad en el ambiente.

⁶ El tiempo (meteorológico) se refiere a las condiciones de la atmósfera en un cierto momento (*cómo está*) y el clima, a la síntesis de esas condiciones (*cómo es*).

Se dice que los antiguos egipcios se las ingenaron para medir la humedad del aire. Secaban una poca de arena en una plancha caliente —un comal, como se le conoce en México— y la pesaban. Después la dejaban unas horas o días en contacto con el aire —¡pero no con la lluvia, desde luego!— y volvían a pesarla. Había aumentado su peso porque le había robado humedad al aire. Así nació la higrometría, es decir, la ciencia de medir la humedad. Después se inventaron el psicrómetro, el higrómetro de cabello, los higrostores, etcétera, pero de ellos se hablará más tarde.

Esa humedad del aire no es otra cosa que vapor de agua, gas invisible e inodoro que cuando se enfriá puede condensarse: convertirse en gotitas de agua, como sucede en las ventanas de la casa vacía o en la lata de jugo.

Possiblemente en el lugar árido que se mencionó había unos ocho gramos de agua por cada kilogramo de aire seco (8 g kg^{-1}) y en la casa vacía unos 20 gramos de agua por cada kilogramo de aire seco (20 g kg^{-1}). A esta magnitud —masa de agua por unidad de masa de aire seco— se le conoce como *razón de mezcla*.

También el cociente se puede obtener dividiendo la masa de agua entre la masa de aire húmedo (aire seco más vapor). Es decir, en lugar de dividir ocho gramos entre mil gramos debemos hacerlo entre 1008 (o sea 1000 + 8 para tener la masa total de aire seco más agua), o bien 20 entre 1020. La masa de agua por unidad de masa de aire (seco más vapor) es la *humedad específica*. Pero debe notarse que los valores son muy parecidos a los anteriores de la razón de mezcla: 7.94 g kg^{-1} y 19.60 g kg^{-1} , respectivamente. Entonces, en términos prácticos se puede decir que la razón de mezcla y la humedad específica son casi sinónimas.

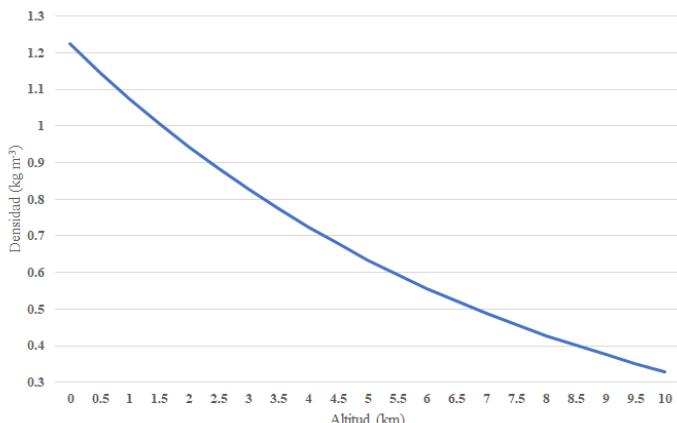
Otras veces se prefiere dar las unidades de masa de agua por unidad de volumen de aire (seco o húmedo, pues su masa casi es la misma, como acabamos de ver). Suponiendo que los sitios a los que nos hemos referido se encuentren a unos 1,000 m de altura sobre el nivel del mar (como las ciudades de Torreón, en el norte de México, y Fortín de las Flores en el centro sur del estado de Veracruz, en las montañas frente al Golfo de México), donde la densidad del aire es de 1 kg m^{-3} (figura 1.5), la humedad absoluta (masa de vapor por unidad de volumen) sería de 8 g m^{-3} y de 20 g m^{-3} , respectivamente. ¡Pero desde luego la humedad absoluta se

puede medir o calcular para cualquier altura, siempre y cuando haya humedad! Sólo que al nivel del mar la densidad del aire es un poco superior a 1 kg m^{-3} y va disminuyendo con la altura, de modo que el valor numérico de la humedad absoluta, sólo en ciertos casos (como éste, para lugares a 1,000 m de altitud, es decir, donde la densidad del aire es de 1 kg m^{-3}) tiene el mismo valor que la humedad específica (o su casi sinónima, la razón de mezcla).

Como hipótesis de trabajo aceptemos que el aire es una mezcla de sólo dos gases: aire seco y vapor de agua. Recordemos que la Ley de Dalton establece que una mezcla de gases ejercerá una presión total, que es la suma de las presiones parciales de cada componente; así, el vapor ejerce una presión parcial que cuando el aire inicia la condensación de gotitas se le llama presión de vapor de saturación.

Figura 1.5

Variación de la densidad del aire (kg m^{-3}) en función de la altitud



Para aclarar este concepto hagamos un experimento mental. Cubramos con una tapadera —en forma de cúpula— una palangana llena de agua pura. El aire contenido debajo de la campana está casi seco al inicio. El agua se evapora poco a poco, pero algunas moléculas de agua que están cerca de la superficie se condensan sobre ésta. En un momento la misma cantidad de agua que se está evaporando por unidad de tiempo se está condensando, entonces el aire se satura de humedad y ha alcanzado la presión de vapor de saturación; alguien diría que para entonces la *humedad relativa* es de 100%.

La humedad relativa —a diferencia de la absoluta o de la específica— no estipula el contenido de vapor de agua por unidad de masa o volumen, simplemente indica el porcentaje de vapor disuelto en un volumen de aire en razón del vapor necesario para saturarlo; o bien, indica el cociente entre la presión de vapor y la presión de vapor de saturación, que en el caso anterior era de 1 (o 100%). Si ese cociente fuera de 0.22 se diría que la humedad relativa es de 22%.

Tabla 1.3

Presión de saturación de vapor (e_s) en hectopascales (hPa, o milibares, mb) como una función de la temperatura (°C)

T/	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	6.1	6.2	6.2	6.2	6.3	6.3	6.4	6.4	6.5	6.5
1	6.6	6.6	6.7	6.7	6.8	6.8	6.9	6.9	7.0	7.0
2	7.1	7.1	7.2	7.2	7.3	7.3	7.4	7.4	7.5	7.5
3	7.6	7.6	7.7	7.7	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.1
4	8.1	8.2	8.2	8.3	8.4	8.4	8.5	8.5	8.6	8.7
5	8.7	8.8	8.8	8.9	9.0	9.0	9.1	9.2	9.2	9.3
6	9.4	9.4	9.5	9.5	9.6	9.7	9.7	9.8	9.9	9.9
7	10.1	10.1	10.2	10.2	10.3	10.4	10.4	10.5	10.6	10.7
8	10.7	10.8	10.9	10.9	11.0	11.1	11.2	11.2	11.3	11.4
9	11.5	11.6	11.6	11.7	11.8	11.9	12.0	12.0	12.0	12.0
10	12.3	12.4	12.4	12.5	12.6	12.7	12.8	12.9	12.1	12.2
11	13.1	13.2	13.3	13.4	13.5	13.6	13.7	13.7	13.8	13.9
12	14.0	14.1	14.2	14.3	14.4	14.5	14.6	14.7	14.8	14.9
13	15.0	15.1	15.2	15.3	15.4	15.5	15.6	15.7	15.8	15.9
14	16.0	16.1	15.2	16.3	16.4	16.5	16.6	16.7	16.8	16.9
15	17.0	17.2	17.3	17.4	17.5	17.6	17.7	17.8	17.9	18.1
16	18.2	18.3	18.4	18.5	18.6	18.8	18.9	19.0	19.1	19.3
17	19.4	19.5	19.6	19.7	19.9	20.0	20.1	20.2	20.4	20.5
18	20.6	20.8	20.9	21.0	21.2	21.3	21.4	21.6	21.7	21.8
19	22.0	22.1	22.2	22.4	22.5	22.7	22.8	22.9	23.1	23.2
20	23.4	23.5	23.7	23.8	24.0	24.1	24.3	24.4	24.6	24.7
21	24.9	25.0	25.2	25.3	25.5	25.6	25.8	26.0	26.1	26.3
22	26.4	26.6	26.8	26.9	27.1	27.3	27.4	27.6	27.8	27.9
23	28.1	28.6	28.4	28.6	28.8	29.0	29.1	29.3	29.5	29.7
24	29.8	30.0	30.2	30.4	30.6	30.7	30.9	31.1	31.3	31.5
25	31.7	31.9	32.1	32.2	32.4	32.6	32.6	33.0	33.2	33.4
26	33.6	33.8	34.0	34.2	34.4	34.6	34.8	35.0	35.2	35.4
27	35.7	35.9	36.1	36.3	36.5	36.7	36.9	37.1	37.4	37.6
28	37.8	38.0	38.2	38.5	38.7	38.9	39.1	39.4	39.6	39.8
29	40.1	40.3	40.5	40.8	41.0	41.2	41.5	41.7	42.0	42.2

Continúa tabla en página siguiente.

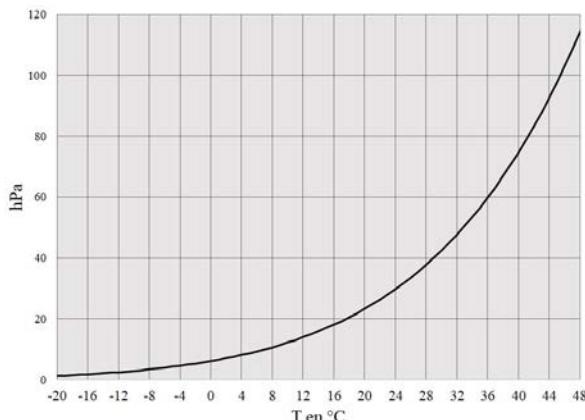
Viene tabla de página anterior.

T/	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
30	42.4	42.7	42.9	43.5	43.4	43.7	43.9	44.2	44.4	44.7
31	44.9	45.2	45.4	45.7	46.0	46.2	46.5	46.8	47.0	47.3
32	47.6	47.8	48.1	48.4	48.6	48.9	49.2	49.5	49.8	50.0
33	50.3	50.6	50.9	51.2	51.5	51.7	52.0	52.3	52.6	52.9
34	53.2	53.5	53.8	54.1	54.4	54.7	55.0	55.3	55.6	55.9
35	56.2	56.6	56.9	57.2	57.5	57.8	58.1	58.5	58.8	59.1
36	59.4	59.8	60.1	60.4	60.7	61.1	61.4	61.7	62.1	62.4
37	62.8	63.1	63.5	63.8	64.1	64.5	64.8	65.2	65.6	65.9
38	66.3	66.6	67.0	67.4	67.7	68.1	68.5	68.8	69.2	69.5
39	69.9	70.3	70.7	71.1	71.5	71.8	72.2	72.6	73.0	73.4

Pero como vimos en la casa vacía o en el jugo enlatado, hay otra forma de alcanzar la saturación: bajando la temperatura. En la casa, por el enfriamiento de la noche; en el jugo, porque al sacarlo del refrigerador se enfriá el aire del ambiente aledaño a la lata. Esto quiere decir que el valor de la presión de vapor de saturación es menor en cuanto la temperatura es menor, como se puede inferir por lo expuesto con relación a la ecuación de Clausius-Clapeyron. La tabla 1.3 y la figura 1.6 muestran la relación que guarda la presión de vapor de saturación con la temperatura.

Figura 1.6

Representación gráfica de la ecuación de Clausius-Clapeyron: la presión de vapor de saturación (hPa) en función de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$).



La casa vacía y el aire que aloja durante el día han sido calentados por el sol —por los rayos que provienen del Sol—, pero en la noche se enfrián hasta que alcanzan la temperatura necesaria para que la presión que ejerce el vapor pase a ser la presión de vapor de saturación. Se empiezan a formar gotas de rocío en la ventana: ésa es la temperatura del punto de rocío; es decir, que si partimos de la temperatura ambiente, la figura 1.6 o la tabla 1.3 se obtiene la presión de vapor de saturación, pero si se parte de la temperatura de punto de rocío se obtendrá la presión de vapor. Desde luego ese enfriamiento también puede alcanzarse porque una burbuja de aire se eleva, se expande y se enfriá, y se forman gotitas de agua que dan lugar a las nubes.

No debe confundirse la temperatura de punto de rocío con la temperatura de bulbo húmedo, que se obtiene con el psicrómetro (tanto esta temperatura como el instrumento se discutirán a detalle en el capítulo 3). Sólo cuando la humedad relativa es de 100% se cumple que las temperaturas ambiente, de bulbo húmedo y de punto de rocío adquieren el mismo valor.

Hagamos unos cálculos sencillos: tenemos dos sitios a 1,000 m sobre el nivel del mar, ambos están a 25.2 °C, pero uno es árido (como por ejemplo Torreón) y en cierto momento presenta una humedad relativa de 36%; el otro es húmedo (como Fortín de las Flores, en el estado de Veracruz, en la montaña frente al Golfo de México) y su humedad relativa en ese momento es de 90%. La presión de vapor de saturación en ambos sitios es de 32.1 hPa (véase tabla 1.3), pues depende sólo de la temperatura ambiente, que en ambos sitios es la misma. Es un valor a alcanzar para saturar el aire y no un valor medido. Abreviemos estos datos de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} Z_{\text{Torreón}} &= Z_{\text{Fortín}} = 1,000 \text{ m} \\ P_{\text{Torreón}} &= P_{\text{Fortín}} = 900 \text{ hPa} \\ T_{\text{Torreón}} &= T_{\text{Fortín}} = 25.2 \text{ }^{\circ}\text{C} \\ HR_{\text{Torreón}} &= 36\% \\ HR_{\text{Fortín}} &= 90\% \\ e_{s_{\text{Torreón}}} &= e_{s_{\text{Fortín}}} = 32.1 \text{ hPa} \end{aligned}$$

Ya se dijo que la humedad relativa (HR en %) se puede calcular como el cociente de la presión de vapor (e) y la presión de vapor de saturación (e_s) multiplicado por 100:

$$\text{HR} = 100 \frac{e}{e_s} \quad 1.8$$

si se despeja y se hacen los cálculos resulta:

$$\begin{aligned} e_{\text{Torreón}} &= 11.5 \text{ hPa} \\ e_{\text{Fortín}} &= 28.8 \text{ hPa} \end{aligned}$$

Como se ve la presión de vapor en Torreón (11.5 hPa) es 36% de la presión de vapor de saturación (32.1 hPa); por eso se dice que su humedad relativa es de 36%. Igualmente 28.8 hPa es 90% de 32.1 hPa. Si localizamos los valores de presión de vapor en la tabla 1.3, encontraremos las temperaturas de punto de rocío (T_d):

$$\begin{aligned} T_{d\text{Torreón}} &= 9^\circ\text{C} \\ T_{d\text{Fortín}} &= 23.4^\circ\text{C} \end{aligned}$$

Es decir, que si por la noche en Fortín la temperatura alcanza valores menores a 23.4 °C se formarán la gotitas en la ventana de la casa vacía. Eso no ocurre fácilmente en el ejemplo de Torreón, pues para formarse gotitas en las ventanas la temperatura tendría que bajar a menos de 9 °C. La estimación de la temperatura de bulbo húmedo y el cálculo analítico de la temperatura de bulbo húmedo la reservamos para el capítulo 3. Ambas se pueden calcular a partir de tener la temperatura ambiente y la humedad relativa, pero su cálculo es un poco más complicado que los procedimientos seguidos en este capítulo.

Hay una fórmula muy sencilla para calcular la humedad específica (q en g kg^{-1}), si se tienen los valores de las presiones (P) en hPa:

$$q = 622 \frac{e}{P} \quad 1.9$$

Sustituyendo los valores respectivos tendremos:

$$\begin{aligned} q_{\text{Torreón}} &= 8 \text{ g kg}^{-1} \\ q_{\text{Fortín}} &= 20 \text{ g kg}^{-1} \end{aligned}$$

Podría calcularse incluso la humedad específica de saturación (es decir, la humedad específica necesaria para saturar una muestra de aire):

$$q_{s_{Torreón}} = q_{s_{Fortín}} = 22.2 \text{ g kg}^{-1}$$

Dicho de otra manera, la humedad relativa en Torreón es de 36% porque sólo se tiene 36% del agua necesaria para saturar en ambiente: 8 g kg⁻¹ de 22.2 g kg⁻¹; mientras que en Fortín se tiene 90% del vapor necesario para la saturación (20 de 22.2 g kg⁻¹).

Por último calculemos la humedad absoluta (ρ_w en g m⁻³). Se usa la fórmula siguiente, en la que T es la temperatura en Kelvin:

$$\rho_w = 217 \frac{e}{T} \quad 1.10$$

Resultará que:

$$\begin{aligned}\rho_{w_{Torreón}} &= 8.4 \text{ g m}^{-3} \\ \rho_{w_{Fortín}} &= 21.4 \text{ g m}^{-3}\end{aligned}$$

Como habíamos adelantado, por tratarse de lugares donde la densidad del aire es aproximadamente 1 kg m⁻³, la humedad absoluta y la específica tienen casi el mismo valor numérico.

La razón de mezcla es la masa de vapor por unidad de aire seco; en gramos de vapor por kilogramos de aire (seco) será:

$$r_w = 622 \frac{e}{P - e}$$

con e y P en hPa.

Ejercicio resuelto: García Márquez, la humedad y las calorías

La obra de teatro de Gabriel García Márquez (1987)* *Diatriba de amor contra un hombre sentado*, inicia con una acotación que dice: "Transcurre en Cartagena de Indias, con treinta y cinco grados a la sombra y noventa y cuatro por ciento de humedad relativa, después de que Graciela y su marido regresan de una cena informal casi al amanecer de un tres de agosto".

* Tomado de la primera edición. Editorial Plaza y Janés, Barcelona.

Cartagena está al nivel del mar, así que su presión atmosférica es en promedio de 1,013 hPa y la densidad del aire es de 1.25 kg m^{-3} . Resuelva las siguientes cuestiones:

- ¿Qué es una diatriba?
- Ubique a esa ciudad en un mapa y comente con sus compañeros sobre si el 3 de agosto será ahí invierno o verano.
- ¿Qué es una acotación en una obra de teatro?
- Calcule la humedad específica bajo esas condiciones.
- Calcule cuánta agua se pierde en 24 horas por evaporación en los pulmones, y compare los resultados con los de Torreón y Fortín.

Respuestas

- Por diatriba se entiende al discurso o escrito violento e injurioso para criticar personas o acontecimientos, puede ser oral o escrito.
- La ciudad y puerto de Cartagena, Colombia (país de nacimiento del escritor Gabriel García Márquez), se encuentra al nivel del mar, a una latitud de $10^{\circ} 25'$ norte y una longitud de $75^{\circ} 32'$ oeste. En un 3 de agosto se encontraría en verano, pues para el hemisferio Norte dicha estación va del 22 de junio al 23 de septiembre.
- Es la nota que en la obra teatral explica lo relativo a la acción de las personas y el servicio de la escena.
- Con una temperatura de 35°C , una humedad relativa de 94%, la presión de vapor (e) es de 52.8 hPa y la humedad específica se calcula con la fórmula:

$$q = 622 \frac{e}{p}$$

sustituyendo valores, tenemos:

$$q = 622 \text{ g/kg} \frac{52.8 \text{ hPa}}{1,013 \text{ hPa}} = 32.4 \text{ g kg}^{-1}$$

- Los pulmones tienen una humedad absoluta de 44 g m^{-3} (si se considera una temperatura de 37°C y 100% de HR). Con las condiciones dadas para la ciudad de Cartagena habrá una humedad absoluta exterior de:

$$\rho_{\infty} = 217 \frac{e}{T}$$

$$\rho_{\infty} = 217 \text{ g K/hPa m}^3 \frac{52.8 \text{ hPa}}{308 \text{ K}} = 37.2 \text{ g m}^{-3}$$

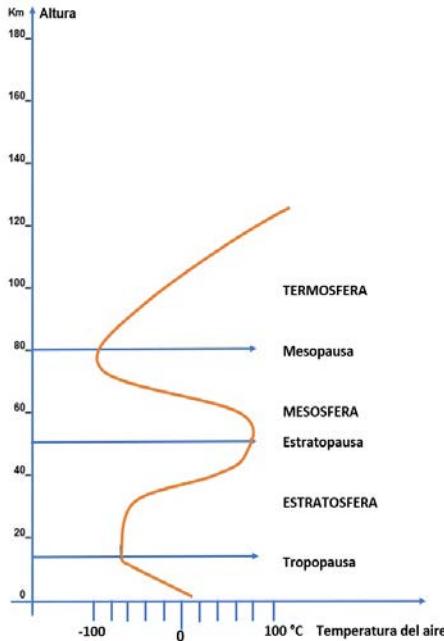
Suponiendo que la persona respira 30 veces por minuto, y que en cada respiración inhala y exhala 0.5 litros, en una hora habrá respirado prácticamente mil litros (1 m^3). Entonces, en un día el cuerpo pierde ($44 \text{ g m}^{-3} - 37.2 \text{ g m}^{-3}$) $\times 1 \text{ m}^3 \times 24 \text{ horas}$, que equivalen a 0.163 litros. Comparemos ahora con las ciudades de Torreón y Fortín (véase resultados que prosiguen a la ecuación 1.10), en éstas la pérdida por evaporación en los pulmones serán: para Torreón: (44 – 8.4) g en una hora, o sea 0.854 litros al día; para Fortín: (44 – 21.4) g en una hora, y al día se acumulan 0.542 litros. Es decir, 5.2 y 3.4 veces, respectivamente, más que en Cartagena.

La estructura vertical de la atmósfera

La atmósfera tiene un espesor aproximado de dos mil kilómetros, pero en los primeros cien contiene 99% de su masa y en los primeros diez (la tropósfera) 75%. A pesar de su relativa delgadez, la atmósfera hace posible la vida gracias a los gases que la forman, especialmente el oxígeno, que permiten respirar y que actúan a modo de termostato al regular la temperatura sobre la superficie terrestre.

La atmósfera no es uniforme y su estructura vertical se describe por capas que pueden diferenciarse a partir, por ejemplo, de cambios de la temperatura con la vertical (figura 1.7). Según este criterio, desde la superficie la temperatura desciende con la altura aproximadamente a razón de 6.5°C por cada kilómetro de ascenso, pero sólo hasta llegar a los 8 o 10 km de elevación en los polos y de 15 a 18 km sobre el ecuador. Dicho valor de cambio de la temperatura puede variar dependiendo de la cantidad de humedad en la atmósfera. La capa atmosférica más cercana a la superficie que presenta esa variación térmica promedio con la altura se denomina tropósfera y es en ella donde ocurren el tiempo y el clima, por lo que es la más directamente relacionada con los procesos biológicos. Entre la atmósfera y la superficie terrestre se produce un intercambio permanente de calor, humedad y momento mecánico a través de los movimientos constantes del aire, de la evaporación y de la condensación del vapor de agua.

Figura 1.7
Estructura vertical de la atmósfera siguiendo criterios de cambio en la temperatura



La tropósfera se calienta de abajo hacia arriba, razón que vuelve al relieve un factor importante del clima, pues a mayor altitud el clima se vuelve por lo general más frío. Puede haber, sin embargo, condiciones en que a la misma altura la atmósfera cerca de una montaña no se enfrié. Si la condición del suelo es tal que lleva a un mayor calentamiento de la superficie se produce una especie de fuente elevada de calor que altera los patrones locales y hasta regionales de circulación atmosférica, forzando con frecuencia circulaciones atmosféricas directas. De manera general la temperatura disminuye con la altura, aproximadamente a 6.5°C por kilómetro en la atmósfera libre pero húmeda, y a 10°C por kilómetro si el aire está muy seco; pero los datos medidos sobre la superficie presentan una disminución aproximada de 5°C por kilómetro. El uso de suelo puede ser un factor de gran importancia para el clima

local y regional. Las ciudades han alterado enormemente el entorno, cambiando vegetación por concreto y creando con ello la *isla de calor*, que se refleja en mayores temperaturas en las ciudades con respecto de los alrededores donde hay vegetación.

Por encima de la tropósfera aparece una capa en la que la temperatura aumenta, primero lentamente hasta una altura de alrededor de 30km y luego rápidamente hasta los 50km. Esta capa se denomina *estratósfera* y es muy rica en ozono. Aunque la temperatura parece alcanzar valores muy altos, la escasa masa de aire hace que sea muy poco el calor que contiene. Más arriba de la estratósfera se encuentran la *mesósfera*, la *termósfera* y por último la *exósfera*, formada por moléculas sueltas cuya concentración va disminuyendo progresivamente hasta los dos mil kilómetros de altitud, límite en el que se suele fijar la barrera entre la atmósfera y el espacio interestelar. Algunas capas de la atmósfera actúan como filtros que impiden que ciertas longitudes de onda de los rayos del sol lleguen a la superficie de la Tierra, las cuales tendrían impactos negativos sobre las diversas formas de vida (véase capítulo 2). La atmósfera media (estratósfera y mesósfera) filtra los rayos X y los ultravioleta: los primeros son absorbidos en las capas altas y los ultravioleta son absorbidos en la capa de ozono, situada entre los 25 y los 40km de altura.

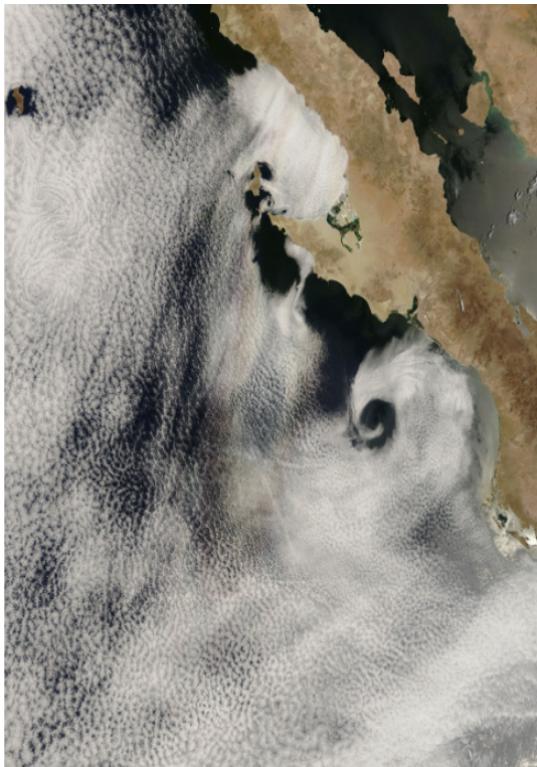
La descripción de la estructura vertical de la atmósfera, a partir de gradientes de una temperatura estándar, no es la única; se puede hablar de capas por su composición química dominante, como la ozonósfera, o a partir de elementos dinámicos como los que caracterizan la capa límite planetaria, parte de la atmósfera que, por estar en contacto con la superficie de la Tierra, es turbulenta. Tales concepciones de la atmósfera permiten establecer regiones en donde ocurren procesos de relevancia para el tiempo y el clima.

Los fenómenos meteorológicos tienen lugar en su mayoría en la tropósfera e interactúan con la biosfera, la cual comprende (aproximadamente) la hidrosfera, la zona más superficial de la litósfera y la parte inferior de la tropósfera; es decir, abarca desde unos 50 km de altitud en la atmósfera, hasta los fondos de los océanos más profundos. Considerando que la Tierra tiene 12,756.8 km de diámetro en el ecuador y es de superficie irregular, la biosfera es sólo una delgada capa del planeta. En la biosfera las formas de

vida se han desarrollado dependiendo de la circulación de nutrientes, del transporte de calor y de la disponibilidad de agua, entre otras cosas. Todos estos elementos se ven afectados, y en buena medida afectan, al tiempo y al clima. La visión tradicional de sólo pensar en los efectos unidireccionales de una esfera terrestre, por ejemplo la atmósfera, sobre otra, como puede ser la hidrósfera o la biosfera, están cambiando y el estudio de procesos de interacción entre ellas parece volverse cada vez más importante.

Los océanos (figura 1.8) conforman otra gran esfera del planeta, y su importancia en la variabilidad del clima es innegable. Se sabe que la temperatura y el calor en el mar determinan, en gran medida, las características de la temporada de lluvias, de los huracanes, de los períodos de frío o de *calor*. Esto se debe, entre otras cosas, a que la temperatura en la cual ocurren los procesos anteriores determina la cantidad de vapor de agua que pueda existir en la atmósfera y los cambios de fase que en ella ocurran. Los gradientes de temperatura de la superficie del mar también influyen en los gradientes de presión y en los vientos. Los fenómenos de El Niño o La Niña son ejemplos de la importancia de los océanos en el clima del planeta, actuando como condiciones de frontera. Son diversos los problemas de interacción océano-atmósfera que cobran importancia hoy en día y que, en el caso de México, situado entre los trópicos y las latitudes medias, requieren ser considerados de forma especial, no sólo para procesos climáticos sino incluso de tiempo meteorológico.

Figura 1.8
Los océanos aledaños a la Península de Baja California



Fuente: Tomada de <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=7795>.

La humedad en la variación vertical de la temperatura

Se entiende por transferencia de calor al intercambio de energía en forma de calor entre distintos cuerpos, o entre diferentes partes de un mismo cuerpo que están a distinta temperatura. El calor se transfiere mediante convección, radiación o conducción; aunque estos tres procesos pueden tener lugar simultáneamente, puede ocurrir que uno de los mecanismos predomine sobre los otros dos, por ejemplo, el calor se transmite a través de la pared de una casa

fundamentalmente por conducción, el agua de una cacerola situada sobre una hornilla se calienta en gran medida por convección y la Tierra recibe calor del Sol casi exclusivamente por radiación.

En los sólidos la única forma de transferencia de calor es la *conducción*: si se calienta un extremo de una varilla metálica el calor se transmite hasta el extremo más frío por conducción.

Si existe diferencia de temperatura en el interior de un líquido o un gas se producirá un movimiento del fluido, que transfiere calor de una parte del fluido a otra por un proceso llamado convección y el movimiento puede ser natural o forzado. Si se calienta un líquido o un gas su densidad (masa por unidad de volumen) suele disminuir. Si el líquido o gas se encuentra en el campo gravitatorio, el fluido más caliente y menos denso asciende, mientras que el fluido más frío y más denso desciende.

Supongamos que calentamos desde abajo una cacerola llena de agua. El líquido próximo al fondo se calienta por el calor que se transmite por conducción a través de la cacerola. Al expandirse, su densidad disminuye y como resultado el agua caliente asciende y parte del fluido más frío baja hacia el fondo, con lo que se inicia un movimiento de circulación. El líquido más frío vuelve a calentarse por conducción, mientras que el más caliente, situado arriba, pierde parte de su calor por radiación y lo cede al aire situado por encima.

El calentamiento de una habitación mediante un radiador no depende tanto de la radiación como de las corrientes naturales de convección, que hacen que el aire caliente suba hacia el techo y el aire frío del resto de la habitación se dirija hacia el radiador. Debido a que el aire caliente tiende a subir y el aire frío a bajar, los radiadores deben colocarse cerca del suelo (y los aparatos de aire acondicionado, para enfriar el ambiente, cerca del techo) para que la eficiencia sea máxima. La convección también determina el movimiento de las grandes masas de aire sobre la superficie terrestre, la acción de los vientos, la formación de nubes, las corrientes oceánicas y la transferencia de calor desde el interior del Sol hasta su superficie.

La *radiación* presenta una diferencia fundamental respecto a la conducción y la convección: las sustancias que intercambian calor no tienen que estar en contacto, sino que pueden estar separadas por un vacío.

En la capa más baja de la atmósfera, llamada tropósfera, la temperatura en términos generales disminuye con la altura, ¿por qué? Pues porque al nivel del mar la presión es mayor. Así, cuando el aire está seco, la temperatura disminuye a razón de 10°C cada kilómetro, pero si la atmósfera está saturada de humedad o próxima a ella, esta disminución es de 6.5°C en cada kilómetro. Al primer valor los meteorólogos le llaman *gradiente adiabático seco*: gradiente significa variación en el espacio, adiabático porque resulta de cálculos que suponen que una burbuja de aire asciende y se va expandiendo sin intercambiar calor con los alrededores, y seco porque el vapor de agua en esa burbuja de aire no se alcanza la saturación, por lo que en rigor debería llamarse *gradiente adiabático no saturado*. El de $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ se conoce con el *gradiente adiabático saturado*.

Esa disminución de la temperatura con la altura facilita la convección; es decir, que el aire más caliente tiene una menor densidad que lo induce a ascender, mientras que el aire frío y denso tiende a descender. Sin embargo, por diversas causas a veces la temperatura aumenta con la altura, y es lo que se conoce como *inversión térmica*.

Una inversión térmica puede deberse a que por la noche la superficie se enfriá más rápidamente que el aire superior y, entonces, las capas más bajas tienen temperaturas inferiores a las intermedias. Si el ambiente está húmedo se puede alcanzar la saturación y se forman nieblas bajas que en cuanto empiezan a calentar los rayos solares se disipan y desaparece la inversión térmica: son las llamadas *inversiones radiativas o nocturnas*. También puede ocurrir que haya una corriente de aire inferior y frío que provenga de una montaña o sea parte de un frente frío, o bien puede ser una corriente oceánica de bajas temperaturas: son las inversiones por *advección* (que es el término que usan los meteorólogos para referirse a la convección horizontal). Su efecto es similar al de las inversiones radiativas, con la diferencia de que el simple calentamiento solar no las disipa.

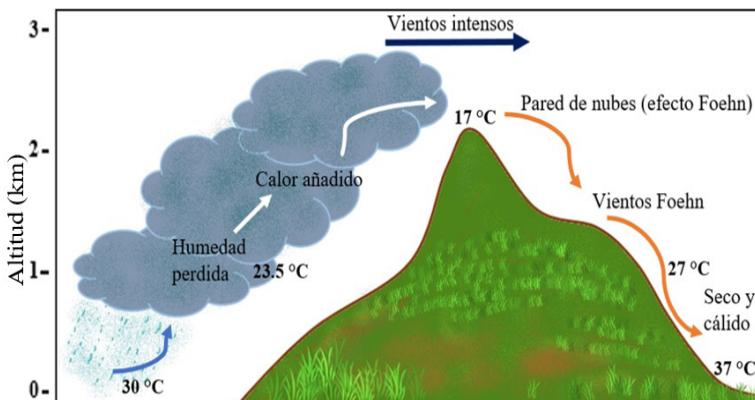
Las inversiones térmicas en general, tienen el efecto de estabilizar la atmósfera; es decir, que el aire frío lo dejan confinado abajo y el caliente arriba y se inhibe la convección. Por eso, en los centros industriales o urbanos las inversiones térmicas son peli-

grosas, pues impiden la dispersión de contaminantes atmosféricos. En la Ciudad de México, por ejemplo, las inversiones suelen ser radiativas y nocturnas, pues salvo en situación de mucha nubosidad, el calentamiento solar las deshace alrededor del mediodía, pero en otras partes pueden persistir mucho tiempo, porque en latitudes mayores en otoño e invierno el calentamiento solar es mínimo; o en la costa de Baja California (México) y de California (EU) la inversión es por advección, pues la produce la corriente marítima fría de California.

Un ejemplo curioso del papel de la humedad en las variaciones verticales de la temperatura es el llamado efecto Föhn (o Foehn, si no quiere escribirle las " a la o). Así se le llama a los vientos del verano que, provenientes del Mediterráneo, ascienden húmedos y relativamente frescos sobre los Alpes, y descenden hacia el continente como vientos cálidos y secos. Pero el fenómeno se presenta en cualquier lugar montañoso sobre el que inciden vientos húmedos. Veamos un ejemplo hipotético: supongamos que frente al mar se encuentra una cadena montañosa de unos 2,000 metros de altitud, los vientos que provienen del mar están casi saturados de humedad, chocan con la montaña y ascienden (figura 1.9); por cierto que esta cara de la montaña, la que da al viento, es la de *barlovento*, mientras que la cara contraria es la de *sotavento*.

Si el aire al nivel del mar está a 30°C y muy húmedo (con humedades relativas cercanas a 100 %), en su ascenso a barlovento irá disminuyendo su temperatura a razón de 0.65°C cada 100 m. Entonces, a los 1,000 m de altitud tendrá una temperatura de 23.5°C y a los 2,000 m una de 17°C . Esta disminución de la temperatura hizo que se alcanzara el punto de rocío, se condensara el vapor y se formaran nubes o nieblas, de modo que a sotavento el aire descenderá con una humedad relativa baja; entonces, al descender aumentará su temperatura a 1°C por cada 100 m! Es decir, que si a sotavento hay un valle a 1,000 m sobre el nivel del mar, ahí la temperatura sería de 27°C contra 23.5°C que habría a la misma altitud pero a barlovento.

Figura 1.9
Esquema del efecto Foehn



Ejercicio resuelto

Para el ejemplo de la figura 1.9 la montaña tiene una altitud de 2,000 m. Considere que la capa nubosa se forma entre los 1,000 y 1,500 m de altitud, de modo que por arriba de 1,500 m y hasta alcanzar la cima el aire está lejos de la saturación.

- ¿Qué temperatura alcanzará en un valle a 500 m de altitud a barlovento?
- Y en un valle a la misma altitud pero a sotavento?

Respuestas

- Si el descenso de la temperatura a barlovento es de 0.65°C cada 100 m, en el valle a 500 m de altitud a barlovento será $(30.00 - 3.25^{\circ}\text{C})$ aproximadamente de 26.80°C .
(Redondee la respuesta a una centésima, porque normalmente los termómetros analógicos tienen una resolución de hasta una centésima, por lo que no tiene sentido hablar de milésimas de $^{\circ}\text{C}$).
- La temperatura a la cima de la nubes será de 20.3°C (considerando una disminución de la temperatura de 0.65°C por cada 100 m), después el aire asciende 500 m más, pero como ya está seco, disminuye su temperatura a 1°C por cada 100 metros; es decir, que llega a 15.3°C cuando alcanza los 2,000 m sobre el nivel del mar. Ahora desciende hasta el valle a 500 m de altitud localizado a sotavento, por lo que incrementará su temperatura en 15°C más (1°C por cada 100 m) para alcanzar 30.3°C .

Ciclos y variaciones de la temperatura y humedad

Las variaciones espaciales de la humedad atmosférica en niveles bajos están asociadas directamente al tipo de superficies por debajo del aire. Los cuerpos de agua —océanos, lagos y ríos— al igual que selvas y cubiertas vegetales densas, dejarán sentir su influencia al inyectar vapor de agua a la atmósfera, pero su área de influencia dependerá de hasta dónde el viento pueda llevar el vapor de agua, y en la vertical se propagará hasta donde se alcance la saturación y se formen las nubes, en el caso de que la atmósfera esté inestable y permita el ascenso de burbujas de aire con alto contenido de humedad (convección). Por el contrario, donde la atmósfera sea estable o incluso se presenten descensos de aire (subsidiencia), será escasa la formación de nubes y la dispersión del vapor alcanzará sólo la vecindad de la superficie.

El vapor de agua suspendido en la atmósfera cambia las propiedades térmicas del aire y además presenta efecto invernadero, de modo que las variaciones de temperatura entre el día y la noche son mayores en lugares con atmósferas menos húmedas (desiertos y zonas áridas, por ejemplo).

Veamos lo que ocurre en dos sitios con humedades muy diferentes: Monterrey y Veracruz, en México. La tabla 1.4 muestra las llamadas normales climatológicas, que son las estadísticas de 30 años, para este caso de 1971 al año 2000. Las temperaturas medias de agosto en ambos lugares son muy parecidas (27.8°C en Monterrey y 28.0°C en Veracruz); sin embargo, el promedio de temperatura máxima (el valor que en promedio se alcanza como a las 14:00 hrs) difiere en 2.5°C (33.7°C en Monterrey y 31.2°C en Veracruz), algo similar ocurre con el promedio de la temperatura mínima (22.3°C contra 24.1°C), y lo mismo pasa con las temperaturas extremas (que son las que, en términos deportivos, podemos considerar como los records alcanzados en temperaturas máximas o mínimas).

Tabla 1.4
Normales climatológicas de los observatorios meteorológicos
de Monterrey y de Veracruz, en México

LATITUD 25-41 LONGITUD 100-18	MONTERREY, N.L. ALTITUD 512 MSNM												OBS. ESTÉTICO ORG. SMN-CNA
PARA METROS	AÑOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC ANUAL
---TEMPERATURAS---													
MAXIMA EXTREMA	30	34.7	37.0	40.8	43.5	43.1	42.1	41.2	39.6	38.7	36.0	36.5	35.2 43.5
PROMEDIO DE MAXIMA	30	29.3	22.6	26.3	29.8	31.3	33.1	34.1	33.7	30.7	26.9	22.7	20.6 27.7
MEDIA	30	14.9	16.7	20.3	23.9	25.9	27.5	28.1	27.8	25.7	22.2	17.8	15.3 22.2
PROMEDIO DE MINIMA	30	8.9	10.7	13.9	17.8	20.3	22.0	22.3	22.3	20.9	17.3	12.7	9.9 16.6
MINIMA EXTREMA	30	-6.0	-2.5	0.2	7.0	11.7	13.5	16.0	18.0	10.2	7.4	-0.5	-2.5 -6.0
MINIMA A LA INTEMPERIE	6	-7.0	-2.1	-1.4	4.2	10.2	10.8	16.6	15.5	10.7	5.2	-2.8	-5.0 -7.0
OSCILACION	30	11.4	11.9	12.4	12.0	11.0	11.1	11.8	11.4	9.8	9.6	10.0	10.7 11.1
TOTAL HORAS DE INSOLACION	28	120.6	130.0	147.8	137.6	155.7	186.8	203.3	183.8	150.4	125.4	127.8	110.3 1779.5
--- HUMEDAD ---													
TEMPERATURA BULBO HUMEDO	30	10.9	12.2	14.8	18.1	20.9	22.2	22.2	22.2	21.1	18.4	14.1	11.6 17.4
HUMEDAD RELATIVA MEDIA	30	63	61	58	61	65	64	62	63	68	69	67	65 64
EVAPORACION	6	68.0	112.9	171.6	190.0	199.3	248.1	245.0	218.4	142.4	107.0	79.8	63.1 1845.6
TENSION MEDIA DEL VAPOR	30	10.8	11.5	13.5	17.3	20.6	22.9	22.7	22.9	21.9	18.5	13.9	11.3 17.3

LATITUD 19-12 LONGITUD 096-08	VERACRUZ, VER. ALTITUD 2 MSNM												OBS. ESTÉTICO ORG. DGBES-SMN
PARA METROS	AÑOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC ANUAL
---TEMPERATURAS---													
MAXIMA EXTREMA	30	32.7	33.2	37.7	39.5	36.8	36.3	36.0	35.3	35.0	34.4	32.6	36.0 39.5
PROMEDIO DE MAXIMA	30	24.6	24.9	26.5	28.6	30.2	30.7	30.7	31.2	30.7	29.6	27.4	25.4 28.4
MEDIA	30	21.4	21.8	23.5	25.7	27.4	27.9	27.6	28.0	27.6	26.4	24.2	22.2 25.3
PROMEDIO DE MINIMA	29	18.4	18.6	20.6	23.0	24.6	24.6	23.8	24.1	23.8	22.9	21.0	19.1 22.0
MINIMA EXTREMA	29	10.5	8.7	12.7	15.8	17.7	17.0	20.4	20.5	17.0	16.8	13.1	9.0 8.7
OSCILACION	30	6.2	6.3	5.9	5.6	5.6	6.1	6.9	7.1	6.9	6.7	6.4	6.3 6.3
TOTAL HORAS INSOLACION	29	147.3	166.2	175.7	182.1	194.7	203.2	200.0	227.0	174.5	193.0	165.5	140.7 2169.9
--- HUMEDAD ---													
TEMPERATURA BULBO HUMEDO	29	19.2	19.2	21.2	23.1	24.6	25.1	24.8	25.0	24.6	23.1	21.4	19.9 22.6
HUMEDAD RELATIVA MEDIA	30	80	80	81	80	78	79	79	78	78	74	77	80 79
EVAPORACION	9	118.3	131.8	158.7	162.5	158.2	169.3	165.1	168.7	166.4	172.5	146.6	123.6 1841.7
TENSION MEDIA DEL VAPOR	29	20.9	21.3	24.0	26.6	28.8	29.8	29.2	29.5	28.8	26.2	23.7	21.8 25.9

Nótese que la llamada oscilación térmica es la diferencia entre los promedios de temperaturas máximas y mínimas, y que es mayor en cuanto la humedad es menor, como ya lo habíamos comentado. Al comparar la humedad relativa para este mes, claramente resulta mayor en Veracruz que en Monterrey y lo mismo pasa con la presión de vapor, que en la tabla dice: tensión de vapor: 78% contra 63% y 29.5 hPa contra 22.9 hPa.

Si seguimos haciendo la comparación para agosto, se ve que por estar más húmedo Veracruz, la evaporación (medida sobre un tinaco al descubierto) es menor, aunque el viento también juega un papel importante en la cantidad de evaporación, y para esta comparación no lo hemos tomado en cuenta.

A partir de las normales climatológicas puede imaginarse cómo es un día promedio de cierto mes. La temperatura mínima se registra al amanecer y la máxima se presente después del mediodía, como a las 14:00 o 15:00 hrs. En un día particularmente caluroso se alcanzará la temperatura máxima extrema y en un día muy frío se estará próximo a alcanzar la mínima extrema de ese mes.

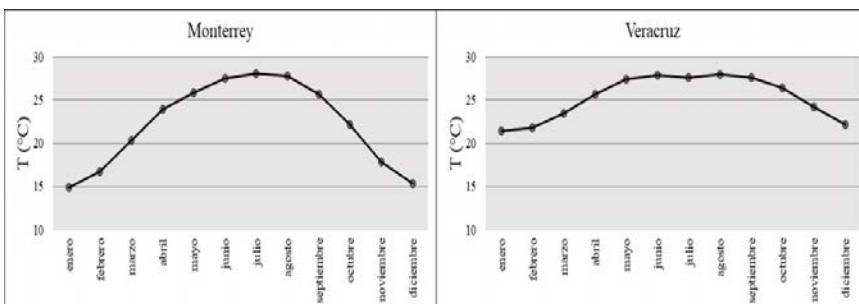
Preguntas y problemas

1. Suponga que toda el agua presente en la atmósfera cayera a la superficie terrestre como lluvia, calcule el espesor de agua que subiría el nivel del mar si sólo lloviera en los océanos. ¿Y si sólo lloviera en los continentes? Discuta la factibilidad de que haya ocurrido el diluvio universal tal como lo dice la Biblia. ¿Cuál debió ser la lluvia media diaria en todo el planeta? Use los datos de la tabla 1.2.
2. Discuta sobre el hecho de que los meteorólogos miden la precipitación en mm, que suponen equivale a un litro por cada metro cuadrado (demuéstrelo). ¿La evaporación podrá medirse también en mm?
3. ¿Es visible el vapor de agua que hay en la atmósfera de la habitación donde está leyendo este libro? Trate de definir el vapor de agua y qué entiende por humedad (en la atmósfera y en otros objetos como suelo, ropa, cabello humano).
4. ¿Qué porcentaje de la masa del planeta es agua, qué porcentaje es aire seco y qué porcentaje es aire húmedo?
5. En un día de primavera la temperatura ambiente en Villahermosa, Tabasco (en el trópico húmedo mexicano), y en Mexicali, Baja California (en la zona desértica del noroeste de México), alcanza los 40 °C. ¿Cuánto valdrá la presión de vapor de saturación en ambos sitios? ¿De qué orden estimas, a “ojo de buen cubero”, que estará la presión de vapor observada o medida en cada uno de estos sitios?
6. Para los datos del problema 5, calcule las humedades específicas, considere que las humedades relativas son 80 y 30% para esa situación en Villahermosa y en Mexicali, respectivamente.

7. En una hoja de cálculo, como por ejemplo Excel, calcule la presión de vapor de saturación para cada 1°C desde -20° a $+55^{\circ}\text{C}$, haciendo uso de las ecuaciones 1.6 y 1.7. Compárelas gráficamente mediante una inspección a ojo en una gráfica de e_s en función de T .
8. La figura 1.10 muestra la marcha anual de las temperaturas medias en Monterrey y Veracruz. Haga una gráfica similar pero con las temperaturas mínimas y máximas (promedios o extremas, como guste). Si desea utilizar las normales climatológicas de su lugar de residencia, puede consultarlas en la página: <http://smn.cna.gob.mx/es/component/content/article?id=42>.

Figura 1.10

Marcha anual de la temperatura media
en Monterrey y en Veracruz, México



Para saber más

- Acot, P. (2003). *Historia del clima, desde el Big Bang a las catástrofes climáticas*. Editorial El Ateneno [ver capítulos 1 y 2].
- Hartmann, D.L. (2016). *Global Physical Climatology*. Washington, USA: Academic Press Inc. [vea capítulos 1 y 5].
- Linacre, E. y Geerts, B. (1997). *Climates and Weather Explained*. London, UK: Routledge [ver capítulos 1, 3 y 6].
- Stull, R.B. (2000). *Meteorology for Scientists and Engineers*. Pacific Grove, CA: Brooks Cole Thomson Learning [ver capítulos 1 y 5].

Capítulo 2

Termodinámica del aire húmedo

Norma Catalina Rodríguez
Adalberto Tejeda Martínez

Lo expuesto en el capítulo 1 se fundamenta en la termodinámica aplicada al aire seco y al aire húmedo. Quien sólo requiera utilizar las fórmulas de recurrencia enunciadas anteriormente, puede prescindir de la revisión de este capítulo 2.

La termodinámica: principios cero y uno

La termodinámica se ocupa fundamentalmente de las transformaciones del calor en trabajo mecánico y viceversa, y se basa en dos leyes generales de la naturaleza, que son el primero y el segundo principios de la termodinámica. Su aplicación a la atmósfera constituye lo que se llama termodinámica de la atmósfera. Dado que el aire es una mezcla de gases cuyos componentes se encuentran casi en proporciones constantes, a excepción del vapor de agua —gas invisible presente en la atmósfera, distinto de las gotas de agua que salen de una olla a presión, de un aspersor o de las que forman nieblas o neblinas—, cuyas concentraciones son altamente variables en el tiempo y el espacio, se hace la distinción entre procesos termodinámicos secos y húmedos. A continuación se establecen algunas definiciones:

Sistema termodinámico

En termodinámica clásica o tradicional llamamos sistema a un trozo del Universo, pequeño o grande, sobre el que centramos la atención para estudiar la transformación del calor y el trabajo mecánico que realiza o se realiza sobre él. El trozo no puede ser tan pequeño que no pueda ser visible a simple vista, ni tan grande como el orden de magnitud de una galaxia; no obstante a esta escala le llamamos macroscópica. En la noción de sistema están implícitas las ideas de materia y límite, el cual puede o no ser real.

Equilibrio termodinámico

Un sistema aislado es aquel que no intercambia materia ni energía con sus alrededores, de hacerlo en alguna o en ambas se dice que el sistema está abierto. Si un sistema intercambia sólo energía y no materia con el entorno se dice que es cerrado, y por lo tanto la masa de un sistema cerrado permanece constante: por otra parte, se dice que el sistema está en equilibrio térmico si sus condiciones de temperatura son constantes y más o menos similares en todo el sistema. Rigurosamente, la atmósfera es un sistema abierto, pues intercambia masa y energía tanto en su base como en su tope. Si bien su masa permanece casi constante en el orden 5×10^{18} kg desde hace millones de años, difícilmente se puede decir que esté en equilibrio térmico, pues constantemente está variando la energía solar que recibe e internamente hay diferencias sustanciales de temperatura tanto en la vertical como la horizontal. No obstante, en porciones debidamente pequeñas y para períodos adecuados —ciclos diarios o anuales, o instantes cortos— bien pueden tratarse como sistemas aislados o, eventualmente, cerrados.

La figura 2.1 presenta un sistema en equilibrio. Es una bandeja con agua hasta cierto espesor y tapado; en realidad sus paredes y tapas no son aislantes absolutos, pero para fines prácticos consideraremos que sí lo son. Probablemente un tiempo atrás de este instante no estaba en equilibrio térmico, pero después de un lapso prolongado la temperatura del agua y del aire y el interior de las paredes, es la misma.

Figura 2.1

Sistema termodinámico aislado en equilibrio térmico, formado por un volumen de agua en contacto con un volumen de aire.



Nota: Después de cierto tiempo no intercambian calor y la evaporación y condensación del agua sobre la superficie líquida están también en equilibrio.

Estado de un sistema

En algunos sistemas, por ejemplo un gas en un cilindro, para definir su estado es necesario conocer su temperatura, presión y la relación entre su masa y volumen, es decir su densidad o volumen específico; para sistemas más complicados será necesario especificar otras variables, como la concentración de una solución, la polarización de un dieléctrico, etcétera.

Las cantidades cuyos valores determinan el estado de un sistema se le llaman coordenadas termodinámicas o variables de estado, por ejemplo la temperatura, presión, densidad.

Al hablar de la temperatura y la presión de un sistema se está suponiendo que son las mismas en todo punto del sistema. Esta hipótesis se fundamenta en el hecho elemental de que con el paso del tiempo se llega a un estado termodinámico en el que los valores de estas variables son los mismos en cualquier punto del sistema.

Procesos termodinámicos

Se llama así a cualquier variación de las coordenadas termodinámicas de un sistema. Un proceso termodinámico se dice reversible si se realiza de tal forma que en todo momento el sistema se encuentra en estado de equilibrio. En la práctica, una transformación reversible se realiza variando muy lentamente las condiciones ex-

ternas para permitir que el sistema se ajuste gradualmente a las nuevas condiciones. Cabe señalar que en un proceso irreversible, el sistema pasa por sucesivos estados que no son de equilibrio, lo que en termodinámica no significa necesariamente que el sistema no pueda volver a su estado inicial.

Ecuación de estado

Como antecedentes de la ecuación de estado de los gases ideales se encuentran tres leyes empíricas sobre su comportamiento: 1) que a temperatura constante el producto de la presión por el volumen específico es constante (Ley de Boyle, 1660) o que la presión es proporcional al inverso del volumen ($P \propto 1/V$); 2) que si la presión permanece constante, a mayor temperatura mayor volumen específico ($T \propto V$, Ley de Charles, 1787); 3) que si mantenemos el volumen fijo, a mayor temperatura mayor presión y viceversa ($P \propto T$, Ley de Gay-Lussac, ca. 1800).

La ecuación de estado de una sustancia es una relación entre sus variables de estado. Se sabe por experiencia que para cualquier sustancia homogénea —ya sea sólida, líquida o gaseosa— existe una función de estado, aunque no siempre es posible expresarla en forma analítica simple.

La ecuación de estado es una función de la forma

$$f(P, \alpha, T) = 0$$

donde

P = Presión

α = Volumen específico

T = Temperatura

Leyes de la termodinámica

Ley cero

Este principio es la base de la termometría y dice algo sencillo pero fundamental: cuando dos sistemas están a la misma temperatura que un tercero, entonces los dos primeros están a la misma temperatura uno con otro.

La primera ley de la termodinámica

Un concepto básico de la física es que la energía debe conservarse, y el primer principio de la termodinámica es la conservación de la energía para sistemas termodinámicos, de él se deduce que hay un equivalente mecánico del calor que permite afirmar que una caloría¹ es igual a 4.186 Joules (J). En términos generales expresa que el intercambio total de energía, a través de los límites, es igual a la variación de energía del sistema; es decir, que el aporte de calor a un sistema es la diferencia de energía interna entre los estados inicial y final menos el trabajo realizado en el proceso, en otras palabras, la diferencia de energía interna más el trabajo realizado sobre el sistema.

La ecuación general de la primera ley es:

$$dQ = dU + dW \quad 2.1$$

donde

dQ =la cantidad de calor que el sistema recibe o entrega al medio ambiente.

dU =la variación de la energía interna del sistema.

dW =el trabajo hecho sobre el sistema.

Conviene aclarar que, por lo general, $+dQ$ se refiere al calor absorbido por el sistema y $-dQ$ al calor que emite el sistema. A su vez, $-dW$ quiere decir el trabajo que se realiza por el sistema y $+dW$ el que se realiza sobre el sistema.

La ecuación 2.1 es una expresión general de la primera ley. En el caso de que el trabajo que se realice o realice el sistema sea solamente trabajo de expansión, veamos la forma que toma dW . Supongamos un gas encerrado en una superficie elástica, cuando el volumen del gas es constante, la superficie elástica está ejerciendo una fuerza por unidad de área que es exactamente igual a la presión del gas; sea la superficie elástica esférica, el trabajo hecho por

¹ Una caloría es la cantidad de calor necesaria para elevar un grado centígrado o Kelvin la temperatura de un gramo de agua, y un Joule es el trabajo necesario para desplazar una masa de un kg la distancia de un metro aplicando una aceleración constante de un metro en cada segundo al cuadrado (o bien, el trabajo necesario para aplicar una fuerza constante de un Newton a lo largo de un metro).

el gas por unidad de área, dW/A sobre la superficie cuando el gas se expande desde su radio inicial r a $r + dr$ estará dado por la fuerza por unidad de área por la distancia

$$\frac{dW}{A} = Pdr$$

porque la presión se supone constante dentro de la esfera. El trabajo total se obtiene multiplicando por el área

$$dW = PA dr$$

Dado que se está hablando de un trabajo radial, el área en la que se realiza dicho trabajo corresponderá al área de un círculo,

$$dW = P4\pi r^2 dr = P4\pi \frac{dr^3}{3}$$

pero $4/3 \pi r^3$ es el volumen de la esfera.

Tenemos:

$$dW = PdV \quad 2.2$$

Veamos ahora que la energía interna de un gas ideal es sólo función de la temperatura.

La experiencia de James Prescott Joule, hacia 1840, consistió en colocar dentro de un calorímetro un recipiente con dos cámaras conectadas por una llave de paso; en una de ellas colocó gas y en la otra hizo el vacío; una vez alcanzado el equilibrio térmico, abrió la llave y permitió al gas desplazarse a la otra cámara hasta que la presión de todo el recipiente fuese la misma, y observó que la temperatura era prácticamente la misma; es decir, que no se había producido intercambio de calor entre el calorímetro y las cámaras. Si aplicamos la primera ley al sistema cámara más gas, tenemos:

$$dU + dW = 0,$$

como el volumen de las dos cámaras no varía durante el experimento, el sistema no efectúa trabajo y, por lo tanto, $dU = 0$; es decir, que la energía del sistema y en consecuencia la energía del gas no cambian. El volumen del gas sí cambió y sin embargo la energía

interna no, lo que significa que una variación de volumen a temperatura constante no produce variación de la energía o, en otras palabras, que la energía de un gas ideal es únicamente función de la temperatura del gas.

Como resultado podemos escribir la primera ley como

$$dQ = \left(\frac{\partial U}{\partial T}\right)_v dT + PdV$$

Calor específico

El calor específico se define como el cociente del calor por unidad de masa entregado en determinadas circunstancias para conseguir un aumento de temperatura específico.

Un calor específico importante es el que se obtiene por la entrega de calor a volumen constante por unidad de masa (Q_m):

$$c_v = \frac{1}{m} \left(\frac{dQ}{dT} \right)_v = \frac{dQ_m}{dT_v}$$

pero cuando el volumen es constante, por la primera ley tenemos:

$$dQ_m = \left(\frac{\partial U}{\partial T} \right)_v dT$$

$$\frac{dQ_m}{dT} = \left(\frac{\partial U}{\partial T} \right)_v c_v$$

Para el aire seco se tienen los valores

$$c_{v_{aire}} = 717 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

$$c_{P_{aire}} = 1,004 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

mientras que para el vapor:

$$c_{v_{vapor}} = 1,463 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

$$c_{P_{vapor}} = 1,952 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

El cociente de los calores específicos del aire seco es

$$\chi_d = \frac{c_{Pd}}{c_{vd}} = \frac{1,004}{717} 1.4$$

$$R_d/c_{pd} = 0.286$$

Procesos adiabáticos

Se denomina proceso adiabático al que se realiza sin intercambio de calor con los alrededores. En ese caso la primera ley de la termodinámica se puede escribir como:

$$0 = c_v dT + P d\alpha$$

reemplazando P de acuerdo a la ecuación de estado de un gas ideal (ecuaciones 2.19 y 2.20), y donde R^* es la constante de los gases ideales:

$$c_v = \frac{dT}{T} + R^* \frac{d\alpha}{\alpha} = 0$$

integrando se obtiene

$$T\alpha^{\frac{R^*}{C_v}} = cte \quad 2.3$$

O bien, la primera ley para procesos adiabáticos en función de P y T será:

$$c_p dT - \alpha dP = 0 \quad 2.4(a)$$

$$\frac{dT}{T} - \frac{R^*}{c_p} \frac{dP}{P} = 0$$

$$TP^{\frac{R^*}{C_p}} = cte \quad 2.4 (b)$$

usando P y α como variables independientes resulta:

$$c_p \frac{d\alpha}{\alpha} + c_v \frac{dP}{P} = 0 \quad 2.5$$

$$P\alpha^{\frac{C_p}{C_v}} = cte$$

Las ecuaciones 2.4 a 2.5 pueden escribirse en función de la relación $\frac{c_p}{c_v} = \gamma$, y que quedan de la siguiente forma:

$$T\alpha^{\gamma-1} = cte$$

$$TP^{\frac{1-\gamma}{\gamma}} = cte$$

$$P\alpha^\gamma = cte$$

Energía interna

Para un gas ideal es conveniente considerar el concepto de diferencial exacta. Por definición, la integral de una diferencial exacta es función de los límites de integración e independiente de la trayectoria. Con la ayuda de la primera ley se puede demostrar que dQ_m no es una diferencial exacta. Tanto el trabajo hecho por o sobre el sistema y el calor que este recibe o entrega, dependerán del camino seguido en el plano termodinámico, es decir, del tipo de transformación que se realiza.

En la primera ley la única diferencial exacta es la energía interna y como es función de la temperatura solamente, no puede definir por completo el estado de un sistema termodinámico.

Segundo principio de la termodinámica

Supongamos la expansión libre de un gas ideal a través de una llave hacia un recipiente vacío. La temperatura permanece constante, pero la presión final es menor que la presión inicial y el volumen final mayor que el inicial. En esta transformación, de acuerdo con el primer principio, la energía total del sistema permanece constante.

Supongamos que tenemos el sistema en el estado final y que se produce la transformación inversa, esto es, que el gas se comprima espontáneamente pasando a través de la válvula hasta ocupar su recipiente original. Este proceso inverso no puede ocurrir, lo sabemos, la pregunta es ¿por qué no ocurre si la energía total permanece constante y no está en contra del primer principio? Debe existir otro principio natural, además del primer principio que determina el sentido en que se producen los procesos en un sistema aislado. Este principio es el segundo de la termodinámica.

Si se dan dos estados de un sistema aislado que tienen igual energía interna, interesa saber qué criterio utilizar para saber cuál es el posible estado inicial y final para una transformación que se realice en el sistema termodinámico en equilibrio, cuando las variables termodinámicas permanecen invariantes.

El segundo principio de la termodinámica puede enunciarse así: existe una función de las variables de estado de cualquier sistema aislado, llamada entropía, definida para los estados de equilibrio. Dicha función debe satisfacer que en cualquier transformación que se produzca en el sistema, la entropía sólo aumenta o permanece invariante.

Si un sistema aislado se encuentra en un estado tal que su entropía tenga un valor máximo, cualquier cambio de estado producirá necesariamente una disminución de la entropía y, por lo tanto, dicho cambio es imposible. La condición necesaria para que un sistema aislado esté en equilibrio es que su entropía sea máxima.

Si escribimos la primera ley para los gases ideales como

$$dQ_m = c_p dT - \alpha dP$$

y usamos la ecuación de estado para reemplazar el valor de α , obtenemos

$$dQ_m = c_p dT - \frac{R^* T}{P} dP$$

$\frac{dQ_m}{T}$ es una diferencial exacta, o sea una función de estado del sistema. Integrando entre dos estados de equilibrio

$$\int_1^2 \frac{dQ_m}{T} = \int_1^2 dS = S_2 - S_1 \quad 2.6$$

la función S es la entropía del sistema para procesos reversibles y se cumple:

$$S_2 - S_1 \int_1^2 \frac{dQ_m}{T}$$

Es importante señalar que:

1. La entropía de un sistema se define únicamente para estados de equilibrio.
2. Por la ecuación 2.6 pueden calcularse únicamente variaciones de entropía.
3. La entropía de un sistema es la función únicamente del estado del sistema y, por lo tanto, independiente de su historia pasada. La entropía puede expresarse como una función de las coordenadas termodinámicas del sistema.
4. La ecuación 2.6 permite calcular variaciones de entropía únicamente para procesos reversibles.
5. La variación de entropía cuando un sistema pasa de un estado de equilibrio a otro estado de equilibrio mediante un proceso irreversible, puede calcularse por varios métodos, por ejemplo, imaginando un proceso reversible entre los mismos estados extremos y utilizar la ecuación 2.6; o si se conoce la ecuación de la entropía como función de las coordenadas termodinámicas del sistema, pueden calcularse la entropía de los estados final e inicial y restarse.
6. Cuando un sistema experimenta una transformación adiabática reversible no habrá variación de entropía por la ecuación 2.6; por lo tanto, un proceso adiabático reversible se realiza a entropía constante y se denomina isentrópico. La entropía no es constante para procesos adiabáticos irreversibles.

Entalpía

Se denomina entalpía y se la representa con la letra H a la siguiente combinación de cantidades:

$$H = U + PV$$

En esa expresión tanto U (energía interna) como la presión (P) y el volumen (V) son funciones de estado del sistema y la entalpía es también una función de estado.

La entalpía específica, por unidad de masa, será:

$$h = u + P\alpha$$

La variación de la entalpía de un sistema, en una transformación (dH o dh) dependerá de los estados inicial y final y no del camino seguido, ya que dH y dh son diferenciales exactas.

Veamos ahora algunas propiedades importantes de la entalpía. Para una transformación reversible se tiene:

$$h = u + P\alpha$$

$$dh = du + Pd\alpha + \alpha dP$$

pero por el primer principio:

$$du + Pd\alpha = dQ_m$$

entonces,

$$dh = dQ_m + \alpha dP \quad 2.7$$

en un proceso a presión constante $dq = c_p dT_p$ y $dP = 0$, por lo tanto:

$$dh_p = c_p dT_p$$

$$(\partial h / \partial T)_p = c_p$$

y en una transformación finita a presión constante

$$(h_2 - h_1)_p = (u_2 - u_1)_p + P(\alpha_2 - \alpha_1)_p$$

Si la transformación es reversible, por el primer principio el segundo miembro de esta ecuación es igual al de calor absorbido por el sistema Q_{m_p} , de manera que:

$$(h_2 - h_1)_p = Q_{m_p}$$

El calor absorbido en cualquier transformación reversible a presión constante es igual a la diferencia de entalpías del sistema entre los estados extremos de la transformación. El resultado importante aquí es que, como se vio anteriormente, el calor no es una

propiedad del estado del sistema y no se puede construir una tabla de los calores de un sistema, como función de los estados del mismo y utilizarla para hallar el calor absorbido en cualquier proceso; en cambio, la entalpía si es una función del estado del sistema y puede tabularse. Asimismo, teniendo este tipo de tabla puede determinarse el calor absorbido en cualquier transformación isobárica reversible por diferencia entre los valores de entalpía inicial y final.

La entalpía desempeña en los procesos isobáricos el mismo papel que la energía interna en transformaciones isocoras (volumen constante), es decir:

$$c_p = \left(\frac{\partial h}{\partial T} \right)_p \quad Q_{mp} = h_2 - h_1$$

$$c_v = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_v \quad Q_{mp} = u_2 - u_1$$

para un proceso a presión constante la ecuación 2.7 puede escribirse:

$$Q_{mp} = du + Pd\alpha$$

pero $du = Q_{mv}$ para procesos a volumen constante, y reemplazando queda:

$$Q_{mp} = Q_{mv} + Pd\alpha$$

Por esta ecuación se ve que el calor absorbido en un proceso a presión constante es mayor que el del mismo proceso realizado a volumen constante por la cantidad $Pd\alpha$.

Energía libre de Helmholtz y energía libre de Gibbs

Al igual que la entalpía, las funciones de Helmholtz y de Gibbs son combinaciones de variables termodinámicas que tienen un nombre y símbolo específicos, dado que se presentan con suficiente frecuencia y, por ser combinaciones de funciones de estado —a su vez—, son funciones de estado.

La energía libre de Helmholtz se muestra a continuación y se simboliza con la letra F:

$$F = U - TS$$

La energía libre de Gibbs se simboliza con la letra G y se define como

$$G = U - TS + PV$$

Para un proceso infinitesimal

$$dF = dU - TdS - SdT$$

$$dG = dU - TdS - SdT + PdV + VdP$$

o para la unidad de masa:

$$df = du - Tds - sdT$$

$$dg = du - Tds - sdT + Pd\alpha - \alpha dP$$

Por el primer y segundo principio, para un proceso reversible se cumple que

$$dW = T dS - dU$$

Reemplazando en la ecuación 2.2 se tiene

$$dF = -dW - S dT$$

o bien,

$$dW = -dF - SdT \quad 2.8$$

En una transformación isotérmica la ecuación 2.8 queda:

$$dW_T = -dF_T$$

donde el subíndice T indica que el proceso es a temperatura constante, es decir que el trabajo total realizado en un proceso isotérmico es igual a la disminución de la función de Helmholtz.

Análogamente para un proceso reversible, la ecuación 2.8 puede escribirse:

$$dG = -dW - SdT + PdV + VdP \quad 2.9$$

Si llamamos dA al trabajo realizado por un sistema termodinámico, excluido el trabajo de expansión, queda:

$$dA = dW - PdV$$

En un proceso isotérmico e isobárico la ecuación 2.9 queda:

$$dG = -dW + PdV$$

$$dA_{TP} = -dG \quad 2.10$$

El trabajo que realiza un sistema en un proceso isotérmico e isobárico reversible, excluyendo el trabajo de expansión, es igual a la disminución de la energía libre de Gibbs del sistema. Lógicamente, un gas ideal no puede experimentar un proceso en el cual tanto la temperatura como la presión sean constantes.

Cambios de fase. Ecuación de Clausius-Clapeyron

El agua en la biosfera está cambiando de fases constantemente, lo que implica liberación de calor para la condensación o licuefacción (de vapor a líquido), la congelación (de líquido a sólido) o la solidificación (de vapor a sólido), y absorción de calor para la evaporación (de líquido a gas), la fusión (de sólido a líquido) y la sublimación (de sólido a vapor).

Superficies P, α, T

Existe siempre una relación entre la presión, temperatura y la densidad (o volumen específico) de toda sustancia real, que es la ecuación de estado de la sustancia. Por lo tanto es posible representar todos los estados de equilibrio de una sustancia en una superficie P, α, T.

Las sustancias reales pueden existir en la fase gaseosa a presiones bajas y temperaturas elevadas. Cuando la temperatura desciende y se hace lo suficientemente baja y la presión es alta se producen transiciones al estado líquido (fase líquida) y al estado sólido (fase sólida). En las superficies P, α, T se pueden representar todas las fases de una sustancia.

Las figuras 2.2 y 2.3 muestran esquemáticamente una región de la superficie P, α, T para dos sustancias reales. La figura 2.2 corresponde a una sustancia que se contrae al solidificarse y la 2.3 a una sustancia que se dilata al solidificarse, como el agua.

En los diagramas puede verse que hay ciertos intervalos de las variables (regiones) en los cuales la sustancia puede existir en una sola fase; estas regiones se indican con las denominaciones de sólido, líquido o gas. En otras regiones pueden existir dos fases en equilibrio y se les señala con el nombre de las dos fases, por ejemplo: zona sólido-líquido, significa que allí coexisten la fase sólida y líquida en equilibrio; lo mismo vale para las zonas líquido-vapor y sólido-vapor. Las tres fases pueden coexistir a lo largo de una línea del diagrama llamada: línea triple.

En una superficie P, α, T cualquier curva representa una transformación reversible, es decir una sucesión de estados de equilibrio.

Figura 2.2

Superficie P, α, T de una sustancia que se contrae al solidificarse

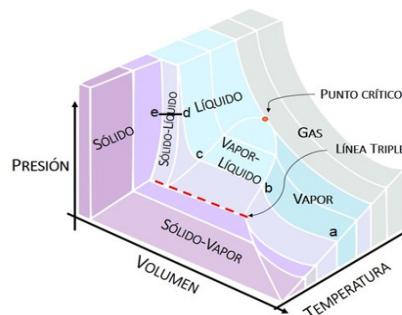
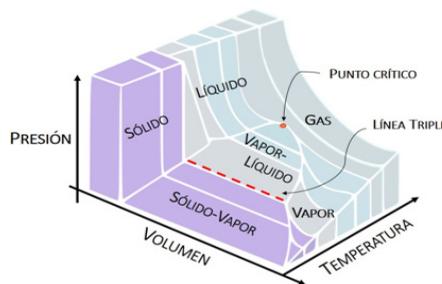


Figura 2.3

Superficie P, α, T de una sustancia que se dilata al solidificarse



Calores de transformación

Cuando se produce un cambio de fase en una sustancia se libera o absorbe calor. Consideremos la porción e – d del proceso isotérmico marcado en la figura 2.2. En esa zona donde coexisten sólido y líquido, si hacemos una transformación isotérmica (es decir, un movimiento a lo largo de e – d) variando el volumen (ya que P es constante en esa porción del proceso) de manera tal que una masa m se transforme de sólido a líquido, el sistema absorbe calor. Igualmente se absorberá calor si la transformación se realiza de manera tal que una masa m de líquido se convierte en vapor (línea b – c en nuestro ejemplo) o de sólido a vapor.

El calor absorbido por el sistema en estos cambios de fase se denomina calor latente de transformación (L) y se define como el cociente entre el calor absorbido (Q) y la masa (m) que experimente el cambio de fase.

$$L = \frac{Q}{m} = Q_m \quad 2.11$$

Si las transformaciones se realizan en sentido opuesto se liberan las mismas cantidades de calor.

Denominaremos para los cambios de fase del agua:

- $L_{s-L} = 334 \text{ kJ kg}^{-1}$ a 0°C , calor latente de fusión.
- $L_{s-v} = 2500 \text{ kJ kg}^{-1}$ a 0°C , calor latente de vaporización.
- $L_{s-v} = 2834 \text{ kJ kg}^{-1}$ a 0°C , calor latente de sublimación (que es la suma de los anteriores).

En todo cambio de fase siempre hay un cambio de volumen, por lo tanto, en los cambios de fase el sistema recibe o entrega trabajo; si el cambio se efectúa a temperatura constante, la presión también es constante y el trabajo específico será:

$$W = P(\alpha_2 - \alpha_1)$$

Este resultado representa un caso particular de la propiedad general de la entalpía, discutido anteriormente, donde se mostró que, en cualquier proceso isobárico reversible, el calor absorbido es igual a la entalpía.

Ecuación de Clausius-Clapeyron

Hemos visto que para procesos reversibles isotérmicos e isobáricos en los cuales el único trabajo era el de expansión, la energía libre de Gibbs se mantiene constante. Cuando a presión y temperatura dadas dos fases están en equilibrio, las funciones específicas de Gibbs serán las mismas en ambas fases.

Supongamos líquido en equilibrio con su vapor a una presión P y temperatura T . Sean g_L y g_v las funciones de Gibbs del líquido y del vapor. Si variamos la temperatura de T a $T+dT$, la presión de vapor varía de P a $P+dP$ y las funciones de Gibbs serán $g_L + dg_L$ y $g_v + dg_v$, pero como el líquido y el vapor para los nuevos valores de P y T están en equilibrio, entonces en este nuevo estado se cumple también que las funciones de Gibbs, de ambas fases, son iguales, lo que significa:

$$dg_L = dg_v$$

Para un proceso reversible tenemos:

$$dg = -SdT + \alpha dP$$

Como dP y dT son iguales para ambas fases

$$-S_L dT + \alpha_L dP = -S_v dT + \alpha_v dP$$

$$(\alpha_v - \alpha_L) dP = (S_v - S_L) dT$$

pero $S_v - S_L = \frac{L_{LV}}{T}$

$$\therefore \frac{dP}{dT} = \frac{L_{LV}}{T(\alpha_v - \alpha_L)} \quad 2.12$$

Esta es la ecuación de Clausius-Clapeyron para el equilibrio líquido-vapor, sin embargo, es importante mencionar que esta ecuación se satisface para dos fases cualesquiera en equilibrio.

El aire: su composición

La presión parcial de cada gas en una mezcla se define como la presión que el gas ejercería si solamente él ocupase todo el volumen de la mezcla a la misma temperatura. La presión total de una

mezcla de gases es igual a la suma de las presiones parciales de los gases que la constituyen.

Ley de Dalton

$$P = \sum_i P_i \quad 2.13$$

Consideremos el aire seco como una mezcla de gases que se comporta idealmente. Para cada uno de los constituyentes vale:

$$P_i V = m_i R_i T$$

donde el subíndice i se refiere al componente i de la mezcla y P_i es la presión parcial en la mezcla.

Sumando las ecuaciones de estado de todos los constituyentes:

$$V \sum_i P_i = T \sum_i m_i R_i$$

Pero por (2.12) $\sum_i P_i = P_{\text{TOTAL}}$

$$P_{\text{TOTAL}} V = T \sum_i m_i R_i$$

$$P_{\text{TOTAL}} V = m \sum_i \frac{m_i R_i}{m} T$$

$$m = \sum m_i$$

Si utilizamos el subíndice d para referirnos al aire seco, la ecuación anterior resulta:

$$P_{\text{TOTAL}} V = m_d R_d T_d \quad 2.14$$

donde

$$R_d = \frac{\sum m_i R_i}{m} = 287 \frac{\text{Joule}}{\text{Kg k}} \quad 2.15$$

es la constante específica del aire seco. El peso molecular del aire seco M_d será:

$$M_d = \frac{R^*}{R_d} = 28.97$$

El aire húmedo

Para el vapor de agua se satisface:

$$e \alpha_v = R_v T$$

donde

e : presión parcial de vapor de agua

α_v : volumen específico

R_v : constante específica

$$R_v = \frac{R^*}{M_v} = \frac{8313.6}{18.016} = 461.5 \frac{\text{Joule}}{\text{Kg k}}$$

pero

$$R^* = M_v R_v = M_d R_d$$

$$R_v = \frac{M_d}{M_v} R_d$$

$$R_v = \frac{1}{\varepsilon} R_d \quad 2.16$$

$$\text{donde } \varepsilon = \frac{M_v}{M_d} = 0.622.$$

La humedad específica se define como el cociente entre la masa de vapor y la masa total de aire húmedo

$$q = \frac{M_v}{m}$$

Constante específica del aire húmedo

Lo más práctico es obtener una constante del aire húmedo como la media ponderada de las respectivas constantes y masas moleculares

del aire seco y del vapor de agua, en función de la concentración de vapor o humedad específica, como se muestra a continuación:

$$R' = \frac{m_d R_d + m_v R_v}{m} = \frac{m_d}{m} R_d + \frac{m_v}{m} R_v$$

y aplicando (2.16)

$$R' = (1 - q) R_d + q R_v$$

$$R' = R_d \left[1 + q \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right]$$

$$R' = R_d [1 + 0.61 q]$$

y la ecuación de estado del aire húmedo puede escribirse

$$P\alpha = (1 + 0.61 q) R_d T$$

$$P\alpha = R T^* \quad 2.17$$

$$T^* = T(1 + 0.61 q)$$

T^* es la temperatura virtual y se la define como la temperatura del aire seco que tendría los mismo valores de P y α que el aire húmedo considerado.

Relación o razón de mezcla

Se define como el cociente entre la masa de vapor y la masa de aire seco

$$r_w = \frac{m_v}{m_d} \quad 2.18$$

de las definiciones de q y r_w se deduce

$$\frac{1}{q} = \frac{m}{m_v} = \frac{m_d + m_v}{m_v} = \frac{1}{r_w} + 1$$

$$q = \frac{r_w}{1 + r_w}$$

En las condiciones atmosféricas tanto q como r_w son menores que 0.04. Por lo tanto, no se comete error si se usa $q \approx r_w$.

Relaciones entre e y r_w

Tomando la unidad de aire húmedo, la ecuación de estado del aire seco y del vapor de agua serán:

$$P_d V = m_d R_d T \quad 2.19$$

$$e V = m_v R_v T \quad 2.20$$

P_d y e son las presiones parcial de aire seco y del vapor de agua, respectivamente. Dividiendo las ecuaciones anteriores:

$$\frac{e}{P_d} = r_w \frac{R_v}{R_d} = \frac{r_w}{\varepsilon}$$

$$r_w = \frac{\varepsilon e}{P_d}$$

Pero $P_d = P - e$

$$r_w = \frac{\varepsilon e}{P - e}$$

o bien,

$$e = \frac{r_w P}{\varepsilon + r_w} \quad 2.21$$

Presión de vapor de saturación

En presencia de una superficie plana de agua líquida, algunas moléculas de agua escapan de la superficie (evaporación) y se transforman en vapor. Al incrementarse el número de moléculas en estado de vapor habrá un incremento correspondiente en el número que condensa en la superficie líquida; esta transferencia continúa

hasta que se llega a un estado de equilibrio en el cual, el número de moléculas que pasan del estado líquido (o sólido) al vapor es igual al que pasan del vapor al líquido.

En estas condiciones de equilibrio se dice que el aire está saturado y la presión de vapor se llama presión de vapor de saturación e_s .

e_s es sólo función de la temperatura. Si aplicáramos Clau-sius-Clapeyron (ecuación 2.12) tendríamos

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_{LV}}{T(\alpha_v - \alpha_L)}$$

pero

$$\alpha_L \ll \alpha_v$$

lo que hace que α_L sea insignificante, por lo que se puede aproximar $(\alpha_v - \alpha_L) \sim \alpha_v$

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_{LV}}{T \alpha_v}$$

reemplazando α_v por la ecuación de estado:

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

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_{LV}}{R_v} \frac{dT}{T^2}$$

La humedad relativa: indica la razón de vapor presente en una muestra de aire en razón del vapor necesario para saturar dicha muestra, y se calcula como el cociente entre la presión de vapor y la presión de vapor de saturación:

$$HR = \frac{e}{e_s}$$

Hallaremos ahora r_w en función de HR y r_{ws} , con r_{ws} la razón de mezcla de saturación:

$$e = e_s HR \text{ y } e_s = f(r_{ws})$$

$$r_w = \frac{\varepsilon HRe_s}{P - HRe_s} = \frac{\frac{\varepsilon HPr_{ws}}{\varepsilon + r_{ws}}}{P - \frac{HPr_{ws}}{r_{ws} + \varepsilon}}$$

$$r_w = \frac{\varepsilon HPr_{ws}}{r_{ws}P + \varepsilon P - HPr_{ws}} = \frac{HR + r_{ws}}{1 + r_{ws}\left(\frac{1}{\varepsilon} - HR\right)}$$

La fórmula anterior puede escribirse en forma aproximada:

$$r_w \cong HRr_{ws}$$

La variable que se determina experimentalmente es HR , T y P también son variables medibles, y una vez conocida T se obtiene e_s y entonces se calculan r_w y q utilizando las fórmulas anteriores.

Variables para temperatura y calor

Temperatura de rocío: T_d

Es la temperatura a la cual se saturaría una masa de aire si se enfriá isobáricamente, sin que exista flujo de vapor hacia o desde el medio ambiente y sin cambio de fase del vapor. En el capítulo 3 se presentan varias formas de calcularla, al igual que para la temperatura de bulbo húmedo que se define a continuación.

Temperatura isobárica del bulbo húmedo: T_{iw}

La temperatura de bulbo húmedo (T_{iw}) se define como la temperatura que toma el aire cuando en él se evapora agua hasta saturarlo, mientras el sistema permanece a presión constante y aislado térmicamente. Se mide con el psicrómetro (que se describirá en el capítulo 4), pareja de termómetros, uno de los cuales tiene su sensor seco y el otro mojado con agua destilada. Su relación con la humedad relativa (HR en %) involucra a la presión atmosférica (P en hPa) y a la

temperatura de bulbo seco (T en $^{\circ}\text{C}$), como se muestra en la ecuación psicrométrica:

$$e_{sw} - \frac{HR}{100} e_s = kP (T - T_w) \quad 2.22$$

e_{sw} es la presión de vapor de saturación evaluada en términos de T_w en lugar de T , y k resulta de multiplicar el cociente de las masas moleculares del aire seco entre la del vapor de agua (1/0.622, de acuerdo a la ecuación 2.16) por el calor específico del aire a presión constante ($1,004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) entre el calor latente de condensación (o de vaporización) del vapor aproximado para las temperaturas próximas a la superficie terrestre ($2,500 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ para 0°C), que da $6.46 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$, pero al incorporar los efectos de la ventilación en los psicrómetros, este valor resulta ligeramente superior (por ejemplo, de $6.53 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ para un psicrómetro ventilado a 3 ms^{-1} (tabla 3A en el capítulo 3).

Temperatura isobárica equivalente: T_{ie}

Se define como la temperatura que adquiriría el aire húmedo si se le secara totalmente por condensación del vapor de agua, saliendo el agua líquida del sistema a medida que se produce y manteniendo el sistema a presión constante y térmicamente aislado (a menos de la eliminación del agua).

Temperatura del bulbo húmedo y temperatura isobárica equivalente

Supongamos un sistema cerrado, cuyos constituyentes sean aire y agua líquida. Si realizamos una transformación a presión constante y en forma adiabática, aumentando o disminuyendo la temperatura del aire húmedo, el calor que gana o pierde el aire no puede entregarlo al medio ambiente porque el proceso es adiabático, entonces debe cederlo o tomarlo de otra parte del mismo sistema, produciendo un cambio de fase; es decir, que el sistema que consta de dos fases (sistema heterogéneo) en una gana masa a expensas de la otra y la masa total de ambas fases en conjunto se mantiene constante, es decir, es cerrado.

Sea la masa de aire húmedo compuesta de un gramo de aire seco, es decir:

$$m_d = 1 \text{ g}$$

m_v : gramos de vapor de agua

T : su temperatura inicial

T' : su temperatura final (luego de realizado el proceso)

m'_v : la masa de vapor luego del cambio de fase

Entonces si $(1 + m_v)$ g de aire húmedo se enfrián o calientan desde T a T' , el calor desprendido o absorbido por este proceso será utilizado para evaporar o condensar respectivamente $(m'_v - m_v)$ g de vapor. Se satisface entonces que:

$$(c_{pd} + m_v c_{pv})(T - T') = L_v (m'_v - m_v)$$

Como $m_d = 1$, podemos escribir $m_v = w$, puesto que $w = \frac{m_v}{m_d} = \frac{m_v}{1}$ y la ecuación anterior queda:

$$(c_{pd} + w c_{pv})(T - T') = L_v (w' - w)$$

w es del orden de las centésimas y $w c_{pv} (T - T')$ es pequeña comparada con $c_{pd} (T - T')$, por lo que:

$$(T - T') = \frac{L_v}{c_{pd}} (w' - w)$$

o sea

$$T + \frac{L_v}{c_{pd}} w = T' + \frac{L_v}{c_{pd}} w' = cte$$

donde W es la relación de mezcla del aire a temperatura T y W' es la relación de mezcla a T' .

Si en el proceso se enfriá el aire hasta saturarlo a la temperatura T' , entonces $W' = W(T')$ y por definición de temperatura de bulbo húmedo $T' = T_{iw}$:

$$T + \frac{L_v}{c_{pd}} W = T_{iw} + \frac{L_v}{c_{pd}} W_s$$

Si por el mismo proceso se calienta el aire hasta condensar todo el vapor de agua, sería $W=0$ y $T'=T_{ie}$ por definición de temperatura isobárica equivalente.

Haciendo los remplazos en la ecuación anterior queda:

$$T_{ie} = T + \frac{L_v}{c_{pd}} W \quad 2.23$$

Veamos ahora cómo se determinan T_{iw} y T_{ie} en una carta hidrométrica, para ello retomemos la ecuación original:

$$(T - T') = \frac{L_v}{c_{pd}} (w' - w)$$

Y reemplazemos w y w' por su expresión en función de e :

$$w = \frac{\varepsilon e}{P - e} \approx \frac{\varepsilon e}{P}$$

$$(T - T') = \frac{L_v \varepsilon}{c_{pd} P} (e' - e)$$

$$(e - e') = \frac{c_{pd} P}{L_v \varepsilon} (T - T')$$

Ésta es la ecuación de una recta en el plano e, T

$$(e - e') = A(T - T')$$

$A = \frac{c_{pd} P}{L_v \varepsilon}$ es la pendiente de la recta que pasa por el punto (e, T) . El valor de A es único a $P = Cte$ y tendremos rectas con distintas pendientes para distintos valores de P . Las rosetas que figuran en el lado derecho de la curva $r = 100\%$.

Mezcla adiabática isobárica

Otro proceso adiabático e isobárico, y por lo tanto isoentálpico, es la mezcla de dos masas de aire de distinta temperatura y humedad pero a igual presión. En la atmósfera, la presión en la horizontal

varía muy poco respecto a las variaciones en la vertical, por lo tanto este proceso corresponde a mezcla horizontal.

Sean dos masas de aire designadas con subíndices 1 y 2. La variación total de entalpía (ΔH) será nula, pero las masas m_1 y m_2 están entregando o recibiendo calor entre ellas; en un proceso isobárico $dh = dQ_m$.

$$dh_1 = c_{P_1} (T - T_1)$$

$$dh_2 = c_{P_2} (T - T_2)$$

donde T es la temperatura final de la mezcla, pero $(\Delta H) = dh_1 + dh_2 = 0$, por lo tanto $dh_1 = -dh_2$; reemplazando c_{P_i} por sus respectivas expresiones:

$$m_1 c_{P_d} (1 + 0.90q_1)(T - T_1) + m_2 c_{P_d} (1 + 0.90q_2)(T - T_2) = 0$$

$$T [c_{P_d} m + 0.90(m_1 q_1 + m_2 q_2)] - c_{P_d}(T_1 m_1 + T_2 m_2) = 0$$

$$-0.90 c_{P_d} (m_1 q_1 T_1 + m_2 q_2 T_2) = 0$$

donde $m = m_1 + m_2$:

$$T = \frac{(T_1 m_1 + T_2 m_2) + 0.90(m_1 q_1 T_1 + m_2 q_2 T_2)}{m + 0.90 (m_1 q_1 + m_2 q_2)}$$

pero $m_1 q_1 + m_2 q_2 = m_{vTotal} = m_{v1} + m_{v2}$.

Si se desprecian los términos del vapor de agua, entonces la temperatura final aproximada de la mezcla será:

$$T \approx \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m} \quad 2.24$$

Y la humedad específica q de la mezcla, como la masa total de vapor se conserva:

$$mq = m_1 q_1 + m_2 q_2$$

$$q = \frac{m_1 q_1 + m_2 q_2}{m} \quad 2.25$$

Si se aplican las fórmulas aproximadas $q \approx w \approx \frac{\epsilon e}{P}$, resulta:

$$e \approx \frac{e_1 m_1 + e_2 m_2}{m} \quad 2.26$$

La ecuación 2.21 es válida para cualquier mezcla de dos masas de aire sin condensación, aunque las presiones sean distintas o varíen; en la 2.26 sólo vale para mezclas isobáricas, ya que se obtuvo suponiendo $P_1 = P_2 = P$.

Las ecuaciones 2.20, 2.21 y 2.22 indican que la T , q y e finales de una mezcla isobárica se obtienen haciendo un promedio ponderado con respecto a las masas, de los respectivos valores iniciales.

Procesos adiabáticos. Temperatura potencial

Definimos como temperatura potencial θ del aire a la temperatura que éste tendría si lo llevássemos adiabáticamente a la presión $P = 1,000$ hectopascales (hPa). Para procesos adiabáticos se cumple la ecuación:

$$\frac{-R}{TP} \frac{C_p}{C_p} = T'P' \frac{-R}{C_p}$$

si hacemos $P' = 1,000$ hPa entonces $T' = \theta$ por definición:

$$\theta = T \left(\frac{1,000}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad 2.27$$

donde P debe expresarse en (hPa).

El exponente R/C_p varía con el contenido de vapor que tenga el aire. Si el aire fuese totalmente seco:

$$\frac{R}{C_p} = \frac{R_d}{C_{pd}}$$

En presencia de vapor de agua

$$\frac{R}{C_p} \simeq \frac{R_d}{C_{pd}} (1 - 0.29q)$$

o sea que

$$\frac{R}{C_p} < \frac{R_d}{C_{pd}}$$

la diferencia es tan pequeña que en general se usa:

$$\frac{R}{C_p} = \frac{R_d}{C_{pd}}$$

Si derivamos logarítmicamente la 2.27

$$d\ln\theta = d\ln T - \frac{R}{C_p} d\ln P$$

Si recordamos la expresión de la entropía para procesos reversibles:

$$ds = dQ_m = c_p d\ln T - R d\ln P$$

$$\frac{ds}{C_p} = d\ln T - \frac{R}{C_p} d\ln P$$

$$ds = C_p d\ln\theta$$

$$S = C_p \ln\theta + cte$$

La temperatura potencial es una medida de la entropía y se mantiene constante para procesos isentrópicos.

Agua precipitable

Mediante sondeos atmosféricos es posible obtener perfiles verticales de temperatura y alguna variable de humedad (temperatura de punto de rocío, de bulbo húmedo, humedad relativa u otra), como

función de la altitud o la presión atmosférica, que se puede calcular con la expresión:

$$W = \int_0^z r_w dz$$

si se tiene la razón de mezcla (r_w) en función de la altitud (z). Si se tiene en función de la presión habría que incorporar la densidad del aire (ρ), como en la ecuación 2.28, o como la 2.29 si se tiene la humedad específica (q), ecuaciones en las que g determina la constante de la aceleración de la gravedad.

$$W = \int_p^{P_s} \frac{r_w}{\rho} \frac{1}{g} dP \quad 2.28$$

$$= \frac{1}{g} \int_p^{P_s} q dP \quad 2.29$$

Son de uso más frecuente las ecuaciones 2.30 (a y b), en las que el agua precipitable se calcula a partir de los perfiles verticales de presión y de presión de vapor. Nótese que las unidades de esta variable corresponden a espesor de lámina de agua (centímetros o milímetros, por ejemplo).

$$W = \frac{0.622}{g} \int_p^{P_s} e \frac{dP}{P} \quad 2.30 \text{ (a)}$$

$$W = \frac{0.622}{g} \int_p^{P_s} d (\ln P) \quad 2.30 \text{ (b)}$$

Cuadro 2.A Repasando la ecuación de Clausius-Clapeyron

El aire puede contener cualquier proporción de vapor de agua; por tanto, para humedades mayores a un límite —llamado *humedad de saturación*—, el vapor de agua tiende a condensarse a fase líquida más rápido que a re-vaporizarse. Este proceso de condensación reduce la humedad hacia el valor de equilibrio (saturación). El proceso es tan rápido que las humedades rara vez superan el valor de equilibrio. Así, mientras que el aire puede contener alguna porción de vapor de agua, el límite es raramente superado por más de 1% en la atmósfera real.

Si el aire contiene la máxima cantidad límite de vapor de agua, está saturado; si el aire contiene menos que tal cantidad, entonces no está saturado. El valor de equilibrio de presión de vapor (saturación) sobre una superficie plana de agua pura se le da el símbolo e_s . Para aire no saturado es $e < e_s$.

El aire puede ser ligeramente súper saturado ($e > e_s$) cuando no hay, sobre la cual el vapor de agua pueda condensarse (por ejemplo: usualmente aire limpio, sin nubes, núcleos de condensación, ni líquido o partículas de hielo). La súper-saturación temporal también ocurre cuando el valor límite cae tan rápidamente que la condensación no elimina el vapor de agua lo suficientemente rápido. Incluso en la saturación hay un intercambio continuo de moléculas de agua entre el agua líquida y el aire. El rango de evaporación depende principalmente de la temperatura del agua líquida. El rango de condensación depende sobre todo de la humedad en el aire. En equilibrio esas dos razones están en balance.

La ecuación de Clausius-Clapeyron describe la relación entre temperatura y vapor de presión de saturación:

$$e_s = e_0 \cdot \exp \left[\frac{L}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]$$

donde $e_0 = 0.611 \text{ kPa}$ y $T_0 = 273 \text{ K}$ son parámetros constantes, y $R_v = 461 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ es la constante del gas para el vapor de agua. La temperatura absoluta en Kelvin puede ser usada para T en la ecuación 2.12.

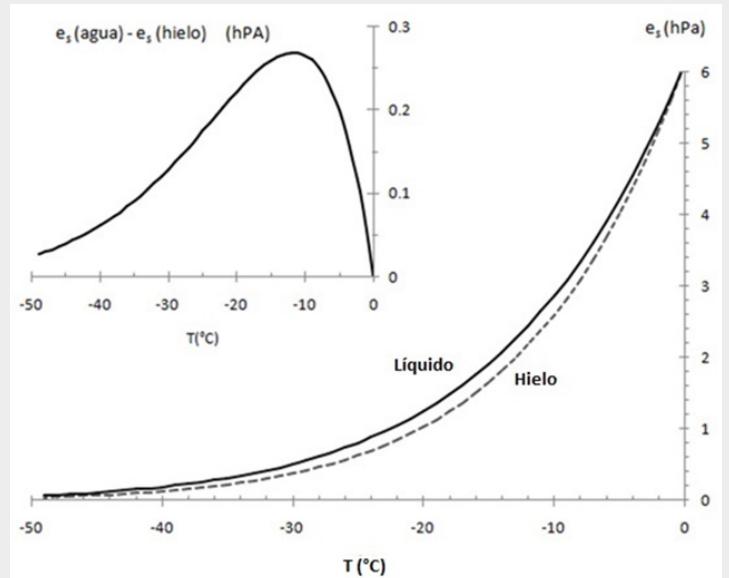
Ya que las nubes pueden estar compuestas por gotas líquidas y cristales de hielo suspendidas en aire, podemos considerar saturación con respecto al agua y al hielo. Sobre una superficie plana de agua se usa el calor latente de vaporización $L = L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, en la ecuación 2.12, la cual da $L/R_v = 5,423 \text{ K}$. Sobre una superficie plana de hielo se usa el calor latente de deposición $L = L_d = 2.83 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, y entonces $L/R_v = 6,139 \text{ K}$.

Fuente: Stull, R.B. (2000). Meteorology for Scientists and Engineers, Pacific Grove, CA, EU: Brooks Cole Thomson Learning.

Nota: Véase Stull (2000).

Figura 2-A1

Presión de vapor de saturación sobre una superficie plana de agua líquida pura y hielo, a temperatura por debajo de 0 °C. Se muestra la diferencia entre la presión de vapor de saturación sobre el agua y el hielo.

*Tabla 2-A1*

Valores para una superficie plana de agua líquida

T o T _d (°C)	e _s o e (kPa)	r _{ws} o r _w (g kg ⁻¹)	q _s o q (g kg ⁻¹)	ρ _{ws} o ρ _w (kg m ⁻³)
-20	0.127	0.78	0.78	0.00109
-18	0.150	0.92	0.92	0.00128
-16	0.177	1.09	1.09	0.00150
-14	0.209	1.28	1.28	0.00175
-12	0.245	1.51	1.51	0.00204
-10	0.287	1.77	1.76	0.00237
-8	0.335	2.07	2.06	0.00275

Continúa en la página siguiente.

Viene de la página anterior.

T o T_d (°C)	e_s o e (kPa)	r_{ws} o r_w (g kg ⁻¹)	q_s o q (g kg ⁻¹)	ρ_{ws} o ρ_w (kg m ⁻³)
-6	0.391	2.41	2.40	0.00318
-4	0.455	2.80	2.80	0.00367
-2	0.528	3.26	3.25	0.00422
0	0.611	3.77	3.76	0.00485
2	0.706	4.37	4.35	0.00557
4	0.814	5.04	5.01	0.00637
6	0.937	5.80	5.77	0.00728
8	1.076	6.68	6.63	0.00830
10	1.233	7.66	7.60	0.00945
12	1.410	8.78	8.70	0.01073
14	1.610	10.05	9.95	0.01217
16	1.835	11.48	11.35	0.01377
18	2.088	13.09	12.92	0.01556
20	2.371	14.91	14.69	0.01755
22	2.688	16.95	16.67	0.01976
24	3.042	19.26	18.89	0.02222
26	3.437	21.85	21.38	0.02494
28	3.878	24.76	24.16	0.02794
30	4.367	28.02	27.26	0.03127
32	4.911	31.69	30.72	0.03493
34	5.514	35.81	34.57	0.03896
36	6.182	40.43	38.86	0.04340
38	6.921	45.61	43.62	0.04827
40	7.736	51.43	48.91	0.05362
42	8.636	57.97	54.79	0.05947
44	9.627	65.32	61.31	0.06588
46	10.717	73.59	68.54	0.07287
48	11.914	82.91	76.56	0.08051
50	13.228	93.42	85.44	0.08884

(1) Valores de humedad de saturación versus temperatura actual del aire.

(2) Humedad actual versus temperatura de punto de rocío.

Nota: r y q son valores a nivel del mar. e y p_v son valores de presión. T es temperatura, T_d es temperatura de punto de rocío, e es presión de vapor, r_w es razón de mezcla, q es humedad específica, p_w es humedad absoluta, y el subíndice s denota un valor de saturación.

Algo de historia

Para construir mejores máquinas de vapor durante la revolución industrial, ingenieros trabajaron para descubrir la termodinámica del vapor del agua. Ingenieros de vapor B.P.E. Clapeyron en 1834 y R. Clausius en 1879 aplicaron el principio de S. Carnot (principios de 1800), estudiando la compresión isotérmica de vapor de agua pura en un cilindro para encontrar la presión de vapor de saturación en el punto donde la condensación ocurre.

Variación de presión de vapor con la temperatura

Mediante repetición del experimento para varias temperaturas, encontraron que:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T} \left[\frac{1}{\rho_v} - \frac{1}{\rho_L} \right]^{-1}$$

donde ρ_v es la densidad del vapor de agua y ρ_L es la densidad del agua líquida. Ya que $\rho_L \gg \rho_v$, así $1/\rho_L \ll 1/\rho_v$, lo que nos permite despreciar el término ρ_L :

$$\frac{de_s}{dT} \approx \frac{L_v}{T} \rho_v$$

La ley del gas ideal puede ser usada para relacionar la presión de vapor de saturación a la densidad de vapor: $e_s = \rho_v R_v T$, donde R_v es la constante del vapor de agua. Resolviendo para ρ_v e insertando dentro del resultado de la ecuación anterior, tenemos:

$$\frac{de_s}{dT} \approx \frac{L_v \cdot e_s}{R_v \cdot T^2}$$

Usando separación de variables: movemos todos los términos e_s a la izquierda y todos los términos T a la derecha:

$$\frac{de_s}{e_s} \approx \frac{L_v}{R_v} \frac{dT}{T^2}$$

Al integrar, cuidando los límites:

$$\int_{e_0}^{e_s} \frac{de_s}{e_s} \cong \frac{L_v}{R_v} \int_{T_0}^T \frac{dT}{T^2}$$

donde e_0 es conocida como presión de vapor en referencia a la temperatura T_0 . La integración resulta:

$$\ln\left(\frac{e_s}{e_0}\right) \cong -\frac{L_v}{R_v} \left[\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right]$$

Aplicando el antilogaritmo (\exp) a ambos lados de la ecuación:

$$e_s = e_0 \cdot \exp\left[\frac{L_v}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right]$$

La fórmula de Tetens es una expresión empírica para la presión de vapor con respecto a agua líquida que incluye la variación de calor latente con la temperatura:

$$e_s = e_0 \cdot \exp\left[\frac{b \cdot (T - T_1)}{T - T_2}\right]$$

donde $e_0 = 0.611 \text{ kPa}$, $b = 17.2694$, $T_1 = 273.16 \text{ K}$ y $T_2 = 35.86 \text{ K}$. La temperatura absoluta (Kelvin) puede ser usada en esta fórmula.

Temperatura de punto de rocío

La temperatura a la cual el aire debe ser enfriado para llegar a saturarse a presión constante es llamada temperatura del punto de rocío, T_d . Está dada por la ecuación 2.12 o se encuentra en la tabla 2-A1, usando e y T_d en lugar de T . Haciendo esta sustitución y resolviendo para T_d :

$$T_d = \left[\frac{1}{T_0} - \frac{R_v}{L_v} \cdot \ln\left(\frac{e}{e_0}\right) \right]^{-1}$$

donde $e_0 = 0.611 \text{ kPa}$, $T_0 = 273.15 \text{ K}$, y $R_v/L_v = 0.0001844 \text{ K}^{-1}$.

Tres expresiones semiempíricas para el cálculo de T_d que serán vueltas a mencionar en el capítulo 3 son las siguientes:

$$T_d = \sqrt{\frac{HR}{100}} \cdot [112 + (0.9 T)] + (0.1 T) - 112;$$

$$T_d = T - (100 - HR)/5, \quad \text{o}$$

$$T_d = \left[\frac{1}{T_0} - \frac{R_v}{L_v} \ln \left(\frac{e}{e_0} \right) \right]^{-1}$$

con $T_0 = 273.15^\circ\text{C}$, $R_v/L_v = 0.0001844 \text{ K}^{-1}$ y $e_0 = 6.11 \text{ hPa}$.

Preguntas y problemas

1. Deje clara la diferencia entre los conceptos de calor específico, calor latente y capacidad calorífica, e indagar el valor de ésta para el agua, el aire seco y una mezcla de aire con humedad relativa de 50% y temperatura de 25°C a una presión de 1,000 hPa.
2. Ante las mismas condiciones de temperatura y presión en dos puntos, ¿dónde será más denso el aire, donde la humedad relativa es de 10 o de 90%? ¿Por qué? Intenta una demostración formal que sustente su respuesta.
3. A partir de la ecuación 2.12 obtenga la expresión 1.6.
4. ¿Qué importancia tiene para un proceso termodinámico que las variables involucradas se puedan expresar como derivadas exactas?
5. A partir de las definiciones de temperatura potencial y de temperatura virtual, obtenga una expresión matemática y una definición de temperatura potencial virtual.
6. Si se integrara la ecuación 2.12 podría expresarse como $e_s = C \exp[-(l_{L-v}/R_v)(1/T)]$, ¿qué significado físico tiene C ?
7. A partir de las ecuaciones 2.19 y 2.20 deducir:

$$c_v = \frac{dT}{T} + R^* \frac{d\alpha}{\alpha} = 0$$

Para saber más

- Byers, H.R. (1974). *General Meteorology*. USA: Chicago University Press [ver capítulos 7 y 8].
- Sears, F.W. (1959). *An Introduction to Thermodynamics, The Kinetic Theory of Gases and Statistical Mechanics*. Massachusetts, USA: Addison-Wesley Publishing Company, Inc. [ver capítulos 1 a 7].
- Stull, R.B. (2000). *Meteorology for Scientists and Engineers*. Pacific Grove, CA, USA: Brooks Cole Thomson Learning [ver capítulos 1 y 5].
- Wallace, J.M. y Hobbs, P.V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. (segunda edición). New York, USA: Elsevier y Academic Press Inc. [ver capítulo 3].

Capítulo 3

Más sobre la evaluación de la humedad atmosférica

Adalberto Tejeda Martínez

Como se comentó en el capítulo 1 y se profundizará en el capítulo 4, la evaluación de la humedad atmosférica requiere de la combinación de mediciones y cálculos; sobre estos últimos, en el presente capítulo se hace una recapitulación de fórmulas de recurrencia más utilizadas para calcular valores de humedad relativa, absoluta y específica, así como las temperaturas de punto de rocío, bulbo húmedo o virtual. Al final se muestran algunos diagramas termodinámicos (o termodiagramas) y su uso para el cálculo termohigrométrico.

Fórmulas de recurrencia

La descripción de la humedad del aire puede ser a partir de la concentración de vapor (razón de mezcla, humedad específica o humedad absoluta, también llamada densidad del vapor), o en función del vapor requerido para alcanzar la saturación en una muestra de aire (humedad relativa o el punto de rocío). Cualquiera de ellas, asociada al dato de temperatura ambiente y presión atmosférica, permite deducir todas las demás.

La ecuación de Clausius-Clapeyron para condiciones atmosféricas típicas se puede expresar de acuerdo a la ecuación 2.12.

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad 3.1$$

donde, como se indicó en el capítulo 2, e_s es la presión de vapor de saturación, T es la temperatura, L_v es el calor latente de evaporación y R_v es la constante de los gases para vapor de agua. Si se integra la ecuación anterior entre -30 °C y 50 °C (las temperaturas más o menos comunes en la biósfera tropical) se tiene:

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T}{T+243.5}\right) \quad 3.2$$

Esta ecuación muestra el cambio exponencial de la presión de vapor de saturación —en hectopascales (hPa) o milibares (mb)— como función de la temperatura (T , en grados centígrados).

En las tablas 3.1 y 3.2 se muestran los valores de la presión de vapor de saturación sobre una superficie de agua (o de agua sobre-enfriada). Debe decirse que en rigor a esta presión debería llamársele presión de vapor de equilibrio, y no de saturación, pues no es que en realidad el aire esté saturado de humedad y no admite una molécula más de vapor, sino que en un ambiente sobre una superficie de agua (o de hielo) la tasa de evaporación es igual a la de condensación.

Cabe aclarar que las *Smithsonian Meteorological Tables*¹ tienen valores más precisos de la presión de vapor de saturación en función de la temperatura. En la actualidad son fáciles de localizar y de libre consulta en internet.

¹ Smithsonian Meteorological Tables. Based on Guyot's Meteorological and Physical Tables (1918). *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 69 (1). Fourth Revised Edition. Washington D.C. Consultada en junio 2014 en: <http://fisicaatmo.at.fcen.uba.ar/practicas/cu31924002999831.pdf>.

Tabla 3.1

Presión de vapor de saturación sobre agua y sobre hielo (en hPa)

T	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
40	73.777	77.802	82.015	86.423	91.034	95.855	100.89	106.16	111.05	117.4
30	42.430	44.927	47.551	50.307	53.2	56.236	59.422	62.762	66.264	69.934
20	23.373	24.861	26.430	28.080	29.831	31.671	33.608	35.549	37.796	40.055
10	12.272	13.119	14.017	14.969	15.977	17.044	18.173	19.367	20.630	21.954
0	6.1078	6.3662	7.0547	7.5753	8.1294	8.7192	9.3465	10.013	10.722	11.474
0	6.1078	5.623	5.173	4.757	4.372	4.015	3.685	3.379	3.097	2.837
	6.1078	5.678	5.2753	4.8981	4.5451	4.2145	3.9061	3.6177	3.3484	3.0971
-10	2.597	2.376	2.172	1.984	1.811	1.652	1.506	1.371	1.248	1.135
	2.8627	2.6443	2.4409	2.2515	2.0755	1.9118	1.7597	1.6186	1.4877	1.3664
-20	1.032	0.937	0.8502	0.7709	0.6985	0.6323	0.572	0.517	0.4669	0.4213
	1.254	1.15	1.0558	0.9649	0.8827	0.807	0.75	0.6727	0.6154	0.5559
-30	0.3798	0.3421	0.3079	0.2769	0.2488	0.2233	0.2002	0.1794	0.1606	0.1436
	0.5085	0.4628	0.4205	0.3818	0.3465	0.3159	0.2842	0.2571	0.2325	0.2097
-40	0.1283	0.1145	0.1021	0.09098	0.08097	0.07198	0.06393	0.05671	0.05026	0.04449
	0.1891	0.1704	0.1554	0.1379	0.1259	0.1111	0.09961	0.08918	0.07975	0.07124
-50	0.03935	0.03476	0.03067	0.02703	0.0238	0.02092	0.01838	0.01612	0.01413	0.01235

Nota: Datos reportados por Byers (1974). La temperatura está en °C, las decenas en la primera columna y las unidades en la primera fila. En sombreado los valores de temperatura sobre agua sobre-enfriada.

Tabla 3.2

Presión de vapor de saturación sobre agua (en hPa)

T	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	6.1	6.2	6.2	6.2	6.3	6.3	6.4	6.4	6.5	6.5
1	6.6	6.6	6.7	6.7	6.8	6.8	6.9	6.9	7.0	7.0
2	7.1	7.1	7.2	7.2	7.3	7.3	7.4	7.4	7.5	7.5
3	7.6	7.6	7.7	7.7	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.1
4	8.1	8.2	8.2	8.3	8.4	8.4	8.5	8.5	8.6	8.7
5	8.7	8.8	8.8	8.9	9.0	9.0	9.1	9.2	9.2	9.3
6	9.4	9.4	9.5	9.5	9.6	9.7	9.7	9.8	9.9	9.9
7	10.1	10.1	10.2	10.2	10.3	10.4	10.4	10.5	10.6	10.7
8	10.7	10.8	10.9	10.9	11.0	11.1	11.2	11.2	11.3	11.4
9	11.5	11.6	11.6	11.7	11.8	11.9	12.0	12.0	12.1	12.2
10	12.3	12.4	12.4	12.5	12.6	12.7	12.8	12.9	13.0	13.0

Continúa en la página siguiente.

Viene de la página anterior.

T	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
11	13.1	13.2	13.3	13.4	13.5	13.6	13.7	13.7	13.8	13.9
12	14.0	14.1	14.2	14.3	14.4	14.5	14.6	14.7	14.8	14.9
13	15.0	15.1	15.2	15.3	15.4	15.5	15.6	15.7	15.8	15.9
14	16.0	16.1	16.2	16.3	16.4	16.5	16.6	16.7	16.8	16.9
15	17.0	17.2	17.3	17.4	17.5	17.6	17.7	17.8	17.9	18.1
16	18.2	18.3	18.4	18.5	18.6	18.8	18.9	19.0	19.1	19.3
17	19.4	19.5	19.6	19.7	19.9	20.0	20.1	20.2	20.4	20.5
18	20.6	20.8	20.9	21.0	21.2	21.3	21.4	21.6	21.7	21.8
19	22.0	22.1	22.2	22.4	22.5	22.7	22.8	22.9	23.1	23.2
20	23.4	23.5	23.7	23.8	24.0	24.1	24.3	24.4	24.6	24.7
21	24.9	25.0	25.2	25.3	25.5	25.6	25.8	26.0	26.1	26.3
22	26.4	26.6	26.8	26.9	27.1	27.3	27.4	27.6	27.8	27.9
23	28.1	28.6	28.4	28.6	28.8	29.0	29.1	29.3	29.5	29.7
24	29.8	30.0	30.2	30.4	30.6	30.7	30.9	31.1	31.3	31.5
25	31.7	31.9	32.1	32.2	32.4	32.6	32.6	33.0	33.2	33.4
26	33.6	33.8	34.0	34.2	34.4	34.6	34.8	35.0	35.2	35.4
27	35.7	35.9	36.1	36.3	36.5	36.7	36.9	37.1	37.4	37.6
28	37.8	38.0	38.2	38.5	38.7	38.9	39.1	39.4	39.6	39.8
29	40.1	40.3	40.5	40.8	41.0	41.2	41.5	41.7	42.0	42.2
30	42.4	42.7	42.9	43.5	43.4	43.7	43.9	44.2	44.4	44.7
31	44.9	45.2	45.4	45.7	46.0	46.2	46.5	46.8	47.0	47.3
32	47.6	47.8	48.1	48.4	48.6	48.9	49.2	49.5	49.8	50.0
33	50.3	50.6	50.9	51.2	51.5	51.7	52.0	52.3	52.6	52.9
34	53.2	53.5	53.8	54.1	54.4	54.7	55.0	55.3	55.6	55.9
35	56.2	56.6	56.9	57.2	57.5	57.8	58.1	58.5	58.8	59.1
36	59.4	59.8	60.1	60.4	60.7	61.1	61.4	61.7	62.1	62.4
37	62.8	63.1	63.5	63.8	64.1	64.5	64.8	65.2	65.6	65.9
38	66.3	66.6	67.0	67.4	67.7	68.1	68.5	68.8	69.2	69.5
39	69.9	70.3	70.7	71.1	71.5	71.8	72.2	72.6	73.0	73.4

Nota: La temperatura está en °C, las unidades en la primera columna y las décimas en la primera fila.

Aproximaciones para calcular la e_s

Como se mencionó anteriormente, la e_s —dada en milibares (mb) o en hectopascales (hPa), que son equivalentes entre sí, o en kilopascales (kPa) que son iguales a 10 hPa— se calcula a partir de la temperatura del aire mediante la integración de la ecuación 1.5. Para un intervalo de -50 a 50 °C es útil la ecuación 1.6; sin embargo, los límites de integración de la ecuación 1.5 pueden variar, y de ahí provienen varias expresiones más o menos equivalentes que —a menos que se diga algo diferente— e_s estará en hPa y T en °C. Debe aclararse que los siguientes son sólo ejemplos, pues una revisión amplia de expresiones sería exhaustiva. Cada usuario debe escoger la deseada en función de las dificultades de cálculo, del rango de validez de cada ecuación o de la exactitud buscada, principalmente. En el Apéndice 3.A *Ecuaciones de precisión para la presión de vapor de saturación*, de este capítulo, se presentan ecuaciones válidas por debajo de 0 °C, sobre superficie de agua o de hielo.

Clausius-Clapeyron (-10 a 50 °C):²

$$e_s = \exp\left(\frac{21.4T + 494.41}{T + 273.15}\right) \quad 3.3$$

Fórmula de Tetens sobre agua, según Buck:³

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.502T}{T + 240.97}\right) \quad 3.4$$

Fórmula de Tetens sobre hielo, según Buck:

$$e_s = 6.11 \exp\left(\frac{21.87T}{T + 265.5}\right) \quad 3.5$$

² Tejeda-Martínez, A. (1994). On the Evaluation of the Wet Bulb Temperature as a Function of Dry Bulb Temperature and Relative Humidity. *Atmósfera*, 7: 179-184.

³ Buck, A.L. (1981). New Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement Factor. *J. Appl. Met.*, 20 (12): 1527-1532.

Fórmula de Tetens sobre agua, según Stull:⁴

$$e_s = 6.11 \exp\left(\frac{17.2694T}{T+273.3}\right) \quad 3.6$$

Fórmula de Tetens sobre agua, según Möller:⁵

$$e_s = 6.1087 \exp\left(\frac{17.2694T}{T+273.3}\right) \quad 3.7$$

O usando antilogaritmos en base 10 (con T en K):⁶

$$e_s = 10^{-2346/T+9.373} \quad 3.8$$

O bien, la expresión de Rosenberg:⁷

$$e_s = 10^{0.82488 + 0.02604 T} \quad 3.9$$

La serie de ecuaciones de recurrencia para calcular o estimar se puede prolongar hasta el infinito si —a partir de datos experimentales u obtenidos por la ecuación de Clausius-Clapeyron— se generan regresiones estadísticas, particularmente polinomiales, como en los siguientes ejemplos, válidos para temperaturas de -10 a 50 °C, excepto la ecuación 3.13:

Adem:⁸

$$e_s = 6.115 + 0.42915T + 1.4206 \times 10^{-2}T^2 + 3.046 \times 10^{-4}T^3 + 3.2 \times 10^{-6}T^4 \quad 3.10$$

Steadman:⁹

$$e_s = 6.46 + 0.555T + 7.1 \times 10^{-4}T^3 \quad 3.11$$

⁴ Stull, R.B. (2000). *Meteorology for Scientists and Engineers*. USA: Brooks Cole Thomson Learning.

⁵ Möller, F. (1973). *Einführung in die Meteorologie*. Alemania: Bibl. Inst. Mannheim.

⁶ Zwatz-Meise, V. (1987). *Satellitenmeteorologie*. Würzburg, Alemania: Springer-Verlag.

⁷ Rosenberg, N.J. (1974). *Microclimate: the Biological Environment*. USA: Jhon Wiley and Sons.

⁸ Adem, J. (1967). Parameterization of Atmospheric Humidity Using Cloudiness and Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 95 (2): 83-88.

⁹ Steadman, R.G. (1979). The Assessment of Sultriness. Part I: A Temperature-Humidity Index Bases on Human Physiology and Cloting Science. *J. App. Met.*, 18: 861-873.

Tejeda-Martínez:¹⁰

$$e_s = 6.63 + 0.458T + 4.6 \times 10^{-3}T^2 + 6.6 \times 10^{-4}T^3 \quad 3.12$$

Lowry y Lowry (válido para $5^\circ\text{C} \leq T \leq 35^\circ\text{C}$):¹¹

$$e_s = 8.51 + 0.037T^2 \quad 3.13$$

y por último en este bloque:¹²

$$e_s = 0.6107 \left[1 + \sqrt{2} \operatorname{sen} \left(\frac{T}{3} \right) \right]^{8.827} \quad 3.14$$

Las ecuaciones 3.15 y 3.16 aproximan el valor de e_s dada una T en K.¹³

$$e_s = \exp \left(\frac{31.9602 - 6270.3605}{T - 0.46057 * \ln T} \right) \quad 3.15$$

$$e_s = \exp \left(\frac{60.433 - 6834.271}{T - 5.16923 * \ln T} \right) \quad 3.16$$

La ecuación 3.15 se utiliza para temperaturas menores a 0°C (entre 255.38 K y 273.15 K) y la 3.16 es para temperaturas superiores a 0°C (273.16 K a 366.5 K).

Punto de rocío (T_d)

El conjunto de expresiones para el cálculo o estimación de la presión de vapor de saturación (como función de la temperatura ambiente) debería ser útil para calcular el punto de rocío, si en vez de la presión de saturación se tiene la presión de vapor (e en vez de e_s)

¹⁰ Tejeda-Martínez, A. (1994). On the Evaluation of the Wet Bulb Temperature as a Function of Dry Bulb Temperature and Relative Humidity. *Atmósfera*, 7: 179-184.

¹¹ Lowry, W.P. y Lowry II, P.P. (1989). *Fundamentals of Biometeorology, Interactions of Organisms and the Atmosphere*. Oregon: Preavine Publications, McMinnville.

¹² Consultada en: http://ocw.bib.upct.es/pluginfile.php/5826/mod_resource/content/2/07_PARTE%20II_TecInv_Lectura%20Complement.PDF.

¹³ Fuente: http://www.tutiempo.net/silvia_larocca/Temas/ecuaciones.htm.

y se despeja la temperatura. No obstante, en ocasiones el despeje no es simple o se propagan errores tales que el resultado es equivocado. Dos expresiones semiempíricas para el cálculo de T_d son las siguientes:

$$T_d = \sqrt[8]{\frac{HR}{100}} \cdot [112 + (0.9 T)] + (0.1 \cdot T) - 112 \quad 3.17(a)$$

$$T_d = \left[\frac{1}{T_0} \cdot \frac{R_v}{L_v} \ln \left(\frac{e}{e_0} \right) \right]^{-1} \quad 3.17(b)$$

En la ecuación 3.17b, $T_0 = 273.15^\circ\text{C}$, $\frac{R_v}{L_v} = 0.0001844 \text{ K}^{-1}$ y $e_0 = 6.11 \text{ hPa}$.

Si

$$e_s = 0.611 \exp \left(\frac{17.502T}{T+240.97} \right)$$

entonces

$$T_d = \frac{240.97 \ln \left(\frac{e}{0.611} \right)}{17.502 - \ln \left(\frac{e}{0.611} \right)} \quad 3.18$$

Bulbo húmedo (T_w)

A diferencia de la temperatura de punto de rocío, que se alcanza enfriando una muestra de aire hasta la saturación —por ejemplo, en los intersticios de una muselina en el termómetro de bulbo húmedo alcanzando la saturación por enfriamiento al evaporar agua—, cuando se habla de enfriamiento evaporativo, principalmente en arquitectura, es T_w la que mejor representa el proceso. Cabe aclarar que su cálculo, a partir de conocer los datos de temperatura y de humedad relativa (o absoluta, específica o razón de mezcla), no es simple. Un par de procedimientos se presentan en el cuadro 3.A.

Cuadro 3.A. Estimación de la T_w

Es posible expresar la humedad relativa (HR en %) en términos de la presión atmosférica (P en hPa), la temperatura de bulbo seco (T en °C) y la temperatura de bulbo húmedo (T_w en °C) de la relación psicrométrica:

$$e_{sw} - e_s \left(\frac{HR}{100} \right) = kP(T - T_w) \quad 3.A1$$

donde e_{sw} es la presión de vapor e evaluada en función de T_w en lugar de T . En principio k es 1/0.622 veces el cociente del calor específico de vapor de agua a presión constante entre el calor latente de condensación, teóricamente $6.53 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. Un psicrómetro es un instrumento que mide la humedad relativa mediante dos termómetros: uno mide la temperatura del aire y el otro la temperatura del bulbo húmedo (T_w). Para psicrómetros específicos, en la ecuación 3.A1 la constante k depende del tipo de instrumento pues involucra a la ventilación como fuente de energía para la evaporación. Algunas constantes psicrométricas se muestran en la tabla 3.A.

Tabla 3.A
Constantes psicrométricas para el agua (K_w) y hielo (K_i).

K_w ($\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)	K_i ($\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)	Ventilación	Fuente
6.53×10^{-4}	5.703×10^{-4}	Casi 3 m s^{-1}	Termodinámica
6.62×10^{-4}	—	Adeuada (mayor que 2.5 m s^{-1})	Psicrómetro de aspersión
6.56×10^{-4}	5.79×10^{-4}	Ídem	Psicrómetro de Jelineks, 1929
12.0×10^{-4}	10.6×10^{-4}	Casi 0 m s^{-1}	Psicrómetro de Jelineks y Jafeln, 1929
8.00×10^{-4}	7.06×10^{-4}	1 a 1.5 m s^{-1}	Psicrómetro de Jelineks y Jafeln, 1929
6.50×10^{-4}	5.80×10^{-4}	Ídem	Servicio Meteorológico de Francia, 1956

Si en la ecuación 3.A1 para calcular e_{sw} se aplicara cualquiera de las expresiones de la 3.3 a la 3.9, no sería posible despejar T_w . El carácter exponencial de las ecuaciones 3.3 a 3.9 no permite el simple despeje algebraico de T_w , dato que eventualmente es necesario —sobre todo en bioclimatología humana—, cuyos cálculos de la sensación de confort suelen involucrar a las temperaturas de bulbo húmedo y seco, pero con datos de entrada del bulbo seco y la humedad relativa. Por lo anterior se proponen dos métodos de cálculo de T_w : la solución de una ecuación de tercer grado y un proceso iterativo.

Ecuación de tercer grado

Si en la ecuación del psicrómetro se calcula la presión de vapor de saturación con un polinomio de tercer grado, como la siguiente ($a = 6.6 \times 10^{-4}$, $b = 4.6 \times 10^{-3}$, $c = 4.58 \times 10^{-1}$, $d = 6.63$):

$$e_s = aT^3 + bT^2 + cT + d \quad 3\text{-A2}$$

entonces el cálculo de T_w se reduce a resolver una ecuación de tercer grado, que con el método de Cardano queda:

$$T_w = \left\{ -\frac{Q}{2} + \left[\frac{Q^2}{4} + \frac{S^3}{27} \right]^{1/2} \right\}^{1/3} + \left\{ -\frac{Q}{2} - \left[\frac{Q^2}{4} + \frac{S^3}{27} \right]^{1/2} \right\}^{1/3} \frac{b}{3a} \quad 3\text{-A3}$$

donde:

$$S = \frac{c+kP}{a} - \frac{1}{3} \left(\frac{b}{a} \right)^2$$

$$Q = \frac{2b^3}{27a^3} - \frac{b(c+kP)^3}{3a^3} + \frac{d - \left(\frac{HR}{100} \right) e_s - kPT}{a}$$

La constante del psicrómetro (k) utilizada en este cálculo bien puede ser la teórica anotada al inicio de este recuadro, y la T_w obtenida será igualmente la teórica.

Para sustituir en la ecuación 3-A3 los valores de S , Q y $b/3a$, se obtienen de las expresiones:

$$S = 662.23 + 0.97p$$

$$Q = 8264.65 - 1480.45 \left(\frac{HR}{100} \right) e_s - 0.966 pT$$

$$b/3a = -1^\circ C$$

Método iterativo

Otra opción es evaluar T_w de la ecuación 3-A1 fue implementada como sigue:

$$T_w = T - \frac{e_{sw0} - \left(\frac{HR}{100} \right) e_s}{kP}$$

donde e_{sw0} es el valor obtenido de la ecuación 3-A1 aplicado al valor inicial propuesto de $T_{w0} = T - 5^\circ\text{C}$, el cual puede ser aproximado al valor correcto de T_w así:

- Si $|T_w - T_{w0}| \leq 0.1^\circ\text{C}$, entonces la evaluación de T_w es *correcta*.
- Si $(T_w - T_{w0}) > 0.1^\circ\text{C}$, entonces un nuevo valor de $T_{w0'}$, por ejemplo: $T_{w0'} = T - 5^\circ\text{C} - N \times 10^{-3}$, es propuesto donde N es un número mayor que indica el orden de recurrencia iterativa necesitada para obtener la condición (a).
- Si $(T_w - T_{w0}) < -0.1^\circ\text{C}$, entonces $T_{w0'} = T - 5^\circ\text{C} + N \times 10^{-3}$, y las iteraciones se prolongaran hasta que (a) es obtenida.

Fuente: Tomado de Tejeda-Martínez, A. (1994). On the Evaluation of the Wet Bulb Temperature as a Function of Dry Bulb Temperature and Relative Humidity. *Atmosfera*, 7: 179-184.

Para la estimación de valores de T_w promedios mensuales en México, a partir de datos climáticos de temperatura, precipitación, o frecuencia de condiciones del cielo, se presenta un conjunto de ecuaciones empíricas en el Apéndice 3.B *Estimación de valores medios mensuales de T_w* .

Otras variables que ya han sido mencionadas pero que vale la pena recordar, son:

- Déficit de humedad. Se llama así a la diferencia entre la presión de vapor de saturación y la presión de vapor presente en algún momento: $e - e_s$.
- Humedad relativa (HR en %):

$$HR = 100 \frac{e}{e_s} \quad 3.19$$

- Humedad específica (q , en gramos de vapor por unidad de masa de aire, en este caso g kg^{-1}):

$$q = 622 \frac{e}{P} \quad 3.20$$

donde P es la presión del aire.

- Razón de mezcla (r_w , en gramos de vapor por unidad de masa de aire seco, en este g kg^{-1}):

3.21

$$r_w = 622 \frac{e}{P - e}$$

- Humedad absoluta, también llamada densidad del vapor (gramos de vapor por unidad de volumen, en este caso g m^{-3}):

$$\rho_w = 217 \frac{e}{T} \quad 3.22$$

donde T es la temperatura del aire en grados absolutos.

El álgebra de la humedad

Humedad absoluta, razón de mezcla, humedad específica y temperatura virtual

Partiendo de la Ley de Dalton (la presión de una mezcla de gas es igual a la suma de las presiones parciales $P_T = \sum P_i$), para un gas en particular la ecuación de estado será:

$$P_i = \frac{\rho_i R^* T}{M_i}$$

donde P_i , ρ_i y M_i son respectivamente la presión, la densidad y la masa molecular del gas i ; T es la temperatura de la mezcla y R^* la constante universal de los gases ideales ($8.3143 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Para el vapor de agua $P_i = e$, $\rho_i = \rho_w$ y $M_w = 18.02 \text{ g mol}^{-1}$, entonces, despejando ρ_w (que también es conocida como la humedad absoluta), en g m^{-3} queda:

$$\rho_w = 217 \frac{e}{T^*},$$

con e en hPa y T en K.

La razón de mezcla, es decir, la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco (r_w) será:

$$r_w = 217 \frac{\rho_w}{\rho_d}$$

donde P_d , ρ_d y M_d son respectivamente la presión, la densidad y la masa molecular del aire seco, entonces:

$$r_w = \frac{e(M_w/RT)}{P_d(M_d/RT)}$$

$$r_w = \frac{M_w}{M_d} \frac{e}{(P - e)}$$

porque $P_d = P - e$

M_d se puede aproximar considerando el promedio ponderado para una mezcla de 78% de N₂ (masa molecular de 28.01) y 21% de O₂ (masa molecular de 32). Debe considerarse también que estas proporciones son variables, pero el valor más común en los textos de termodinámica del aire húmedo es:

$$\epsilon = \frac{M_v}{M_d} = 0.622$$

entonces, en gramos de vapor por kilogramos de aire seco será:

$$r_w = 622 \frac{e}{P - e}$$

con e y P en hPa.

Otra variable que cuantifica la concentración del vapor en la atmósfera es la humedad específica (q), que se puede derivar de manera análoga a como se hizo con la razón de mezcla. En gramos de vapor por kilogramo de aire, será:

$$q = \frac{\rho_w}{\rho} = \frac{\rho_w}{\rho_w + \rho_d} = \frac{\frac{e}{R_v T}}{\frac{P_d}{R_d T} + \frac{P_w}{R_v T}} = \frac{\frac{R_d}{R_v} e}{\frac{P_d}{R_d} + \frac{P_w}{R_v}} = \frac{\epsilon e}{P_d + \epsilon e}$$

O de manera aproximada y práctica, q en g kg^{-1} se puede obtener como $q = 622 e/P$, e y P en hPa. Nótese que en la superficie del planeta $e \ll P$, de modo que:

$$q \approx r_w$$

Ejercicio

Calcular la razón de mezcla para el ejercicio resuelto del capítulo 1 llamado "García Márquez, la humedad y las calorías" y comentar sobre sus diferencias.

Regresando a la Ley de Dalton, la presión atmosférica se puede expresar como la suma de la presión del aire seco (P_d) más la del vapor (P_v).

$$P = P_d + P_v$$

Si los términos del segundo miembro se escriben en función de la ecuación de estado:

$$P = \rho_d \frac{R}{M_d} T + \rho_v \frac{R}{M_v} T$$

con $R/M_d = R_d$, la constante de la ecuación de estado para el aire seco y para el vapor R_v . La densidad del aire (seco más vapor) es ρ . Entonces:

$$P = \rho R_d T \left(\frac{\rho_d + \rho_v / R_d}{\rho} \right)$$

$$P = \rho R_d T \left(\frac{\rho_d + \rho_v / \epsilon}{\rho_d + \rho_v} \right) \quad \blacklozenge \blacklozenge$$

$$P = \rho R_d T \left(\frac{1 + \rho_v / \rho_d \epsilon}{\rho} \right) = \rho R_d T \left(\frac{1 + r_v / \epsilon}{1 + r_v} \right)$$

$$\epsilon = \frac{R_{dv}}{R_v} = \frac{R/M_d}{R/M_v} = \frac{M_v}{M_d} = 0.622$$

Nótese que el coeficiente es $\epsilon = R_{dv}/R_v = M_v/M_d = 0.622$, como ya se había anotado, y que la razón de mezcla (r_w) también se puede escribir como el cociente de las densidades ρ_v y ρ_d :

La ecuación $\blacklozenge \blacklozenge$ se puede escribir como:

$$P = \rho R T = \rho R_d T_v$$

donde

$$R = R_d \left(\frac{1 + r_v/\epsilon}{1 + r_v} \right) = R_d \left(1 + \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} q \right) = R_d (1 + 0.608q)$$

Es decir, que

$$T_v = T (1 + 0.608q)$$

es la temperatura virtual: una muestra de aire seco a la misma densidad y presión que una muestra de aire húmedo.

Termodiagramas¹⁴

Los diagramas termodinámicos o termodiagramas aplicados a la atmósfera, surgieron cuando todavía no existían calculadoras electrónicas para realizar los cálculos de las variables de la termodinámica del aire húmedo, pero se siguen aplicando. Hay distintas presentaciones, la mayoría contiene cinco grupos de líneas que son: isobaras, isotermas, adiabáticas secas, adiabáticas saturadas y líneas de razón de mezcla.

Los termodiagramas son transformaciones del diagrama volumen específico *versus* presión (llamado diagrama α -P) o diagrama de Clapeyron, pero como el volumen específico no se mide directamente en la atmósfera se prefiere en la abscisa tener la temperatura.

Se necesita hacer una transformación para que las isotermas, que representan hipérbolas rectángulas en un diagrama de Clapeyron (figura 3.1) se conviertan en líneas verticales.

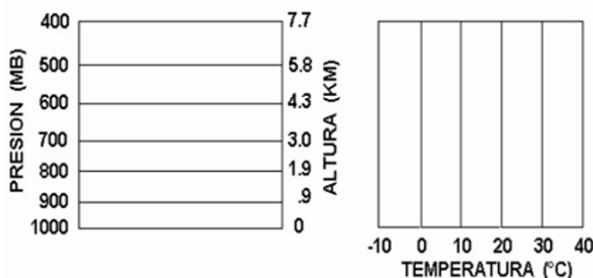
Al hacer esta transformación es importante mantener la presión, o una función sencilla de la presión, como ordenada, decreciendo *hacia arriba*, como sucede en la atmósfera. Otra característica que conviene mantener al hacer los cambios, es que el área determinada por cualquier par de isotermas e isobaras se conserve igual que en el diagrama α -P, excepto por un factor de escala, constante para toda la proyección. Esta necesidad de conservación

¹⁴ A partir de notas de clases de Norma Catalina Rodríguez.

de áreas se debe a que en el diagrama de Clapeyron las áreas representan energía.

Figura 3.1

Base para la elaboración de un diagrama de Clapeyron, con las isotermas perpendiculares a las isobaras



Emagrama

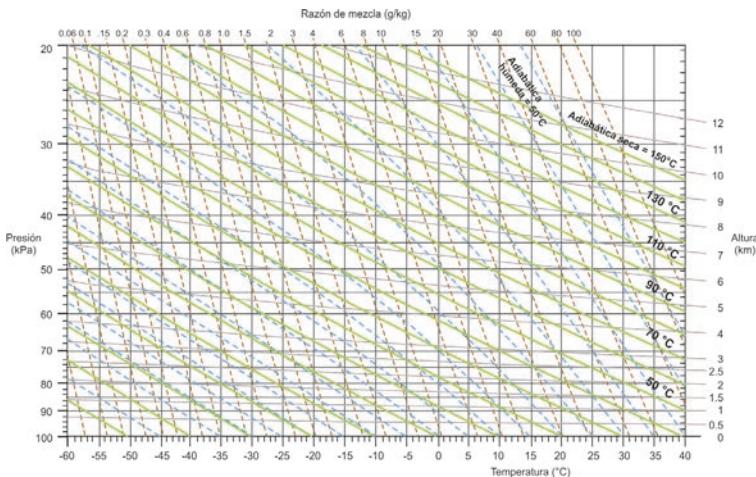
El emagrama (figura 3.2) se obtiene rotando las isotermas del diagrama α -P hasta una posición vertical. La ordenada es el negativo del logaritmo natural de la presión y es un termodiagrama equivalente —es decir, que tiene la propiedad de que las áreas representan energía—. Las adiabáticas secas están ligeramente curvadas, cóncavas hacia arriba y convergen hacia las bajas presiones y temperatura. El ángulo que las adiabáticas secas forman con las isotermas es aproximadamente de 45° . Las isolíneas de relación de mezcla de saturación son casi rectas y verticales. Al igual que en los otros diagramas termodinámicos, las pseudoadiabáticas son curvas (convexas hacia las bajas presiones y altas temperaturas), a bajas temperaturas se vuelven asintóticas a las adiabáticas secas.

Tefígrama

El tefígrama (figura 3.3) se obtiene si en un emagrama se dejan fijas las isotermas, mientras que las adiabáticas se rotan hasta una posición horizontal. Sus coordenadas son la temperatura y la entropía, o sea que la ordenada de un tefígrama es la temperatura potencial en una escala logarítmica. En cada isoterna la presión varía logarítmicamente, como en el emagrama, pero la escala de la

presión varía de una isotermia a otra. Las isobaras están curvadas e interceptan a las adiabáticas secas y a las isotermas en ángulos de aproximadamente 45° .

Figura 3.2
Emagramma



Tomado de: <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/1/13/Emagram.GIF/700px-magram.GIF>.

Figura 3.3
Diagrama de T inclinada

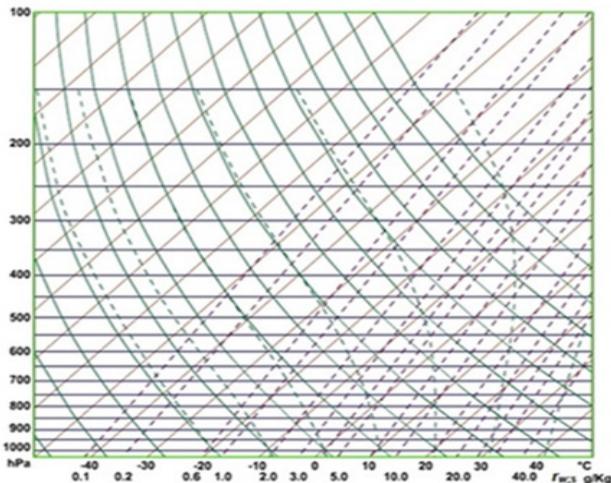
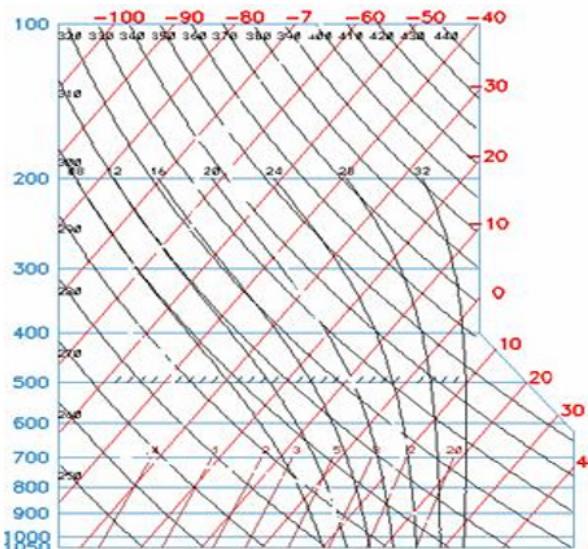


Diagrama de Herlofson o T inclinada

Este diagrama propuesto por Herlofson incorpora las isobaras rectas horizontales del emagrama y la característica del gran ángulo entre las isotermas y las adiabáticas secas que tiene el tefígrama (figura 3.4). La ordenada del diagrama es función del logaritmo de la presión.

A lo largo de cualquier isobara la temperatura varía linealmente, pero la pendiente de las isotermas forma un ángulo de 45° con las isobaras. Las adiabáticas secas están ligeramente curvadas (cónicas hacia el extremo superior derecho) e interceptan las isotermas en ángulos de aproximadamente 90° .

Figura 3.4
Diagrama de T inclinada



Cálculo de variables en un termodiagrama

En un termodiagrama se grafican los distintos niveles en los cuales se tiene información de temperatura, humedad y presión, como por ejemplo los medidos durante un radiosondeo. En este último caso se genera una curva de temperatura y otra de la humedad (temperatura de punto de rocío, las más de las veces), como fun-

ción de la presión, y así se puede ver la estructura térmica y la distribución de la humedad en la atmósfera a lo largo de la vertical. Y a partir de lo anterior, se pueden calcular los restantes parámetros de temperatura y humedad en cada nivel altitudinal. Explicaremos aquí el cálculo de variables en un diagrama T inclinada (figura 3.5) pero el método para obtenerlas vale para cualquier diagrama.

Cálculo de razón de mezcla y razón de mezcla saturada (r_w y r_{ws})

Dado los valores de P , T y T_d se ubican en el diagrama, la línea de razón de mezcla que pasa por el punto T, P (figura 3.5a) es r_{ws} y la línea de relación de mezcla que pasa por el punto T_d, P (figura 3.5b) da el valor de r_w .

La humedad relativa se calcula fácilmente aplicando la fórmula aproximada $HR = r_w / r_{ws}$.

Temperatura potencial θ

Por definición de la temperatura potencial se obtiene llevando adiabáticamente una muestra de aire que está a T y P hasta 1,000 mb. En el diagrama, partiendo del punto inicial, se sigue la adiabática seca que pasa por allí, hasta los 1,000 mb y la isoterma que intersecta la adiabática seca en este nivel da el valor de θ (figura 3.5c).

Nivel de condensación por ascenso (NCA)

Es el nivel en el cual el aire, cuyas condiciones de presión, temperatura y humedad están dadas por la triada (P, T, r_w), se satura por ascenso adiabático. Para calcularlo en un diagrama se asciende por la adiabática seca que pasa por el punto inicial hasta que corte a la línea de r_w correspondiente, allí el aire se satura y por tanto se ubica el nivel de condensación por ascenso (figura 3.5d). La isoterma que pasa por ese punto corresponde a la temperatura de saturación T_s .

Temperaturas del bulbo húmedo y equivalente (T_w, T_e) y respectivas potenciales (θ_w, θ_e)

En un termodiagrama no se pueden calcular directamente T_w y T_e pero se estiman dos parámetros de valores similares. La figura 3.5a caracteriza al aire hasta saturarse (figura 3.5d) y por ese punto pasa también una adiabática saturada que seguimos hacia las presiones,

creciendo hasta llegar a la presión original (figura 3.5e), a cuya temperatura llamamos adiabática del bulbo húmedo T_{wi} .

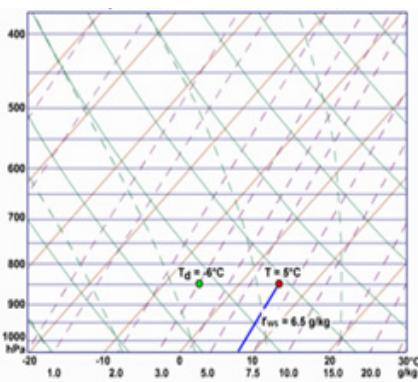
Si una vez expandido el aire hasta saturarlo (figura 3.5d) se sigue expandiendo —el aire ya saturado deberá seguir la adiabática saturada—, es decir que si el proceso continúa, se llega a un punto en donde la adiabática saturada se approxima asintóticamente a una adiabática seca, en otras palabras, que el vapor de agua se condensa y sale del sistema hasta que el aire se seca completamente, desde donde descendemos por la adiabática seca; es decir, comprimimos el aire hasta su presión original en ese nivel (figura 3.5f) y la temperatura que alcanza es equivalente a T_e .

Para calcular la temperatura potencial del bulbo húmedo se continúa el proceso que determina T_{wi} hasta 1,000 mb, y alcanza en ese nivel la potencial del bulbo húmedo θ_{wi} (figura 3.5g).

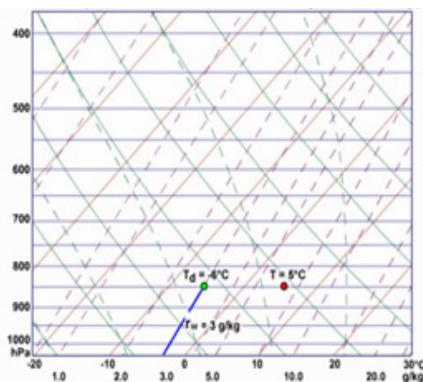
Análogamente, para obtener la temperatura potencial equivalente se continúa la compresión adiabática por la cual se determinada T_e , pero en lugar de llegar a la presión original se va hasta 1,000 mb; la temperatura que se alcanza por este proceso y a esa presión es la potencial equivalente θ_e (figura 3.5h).

Figura 3.5

Cálculo de variables termodinámicas
en un termodiagrama de la T inclinada



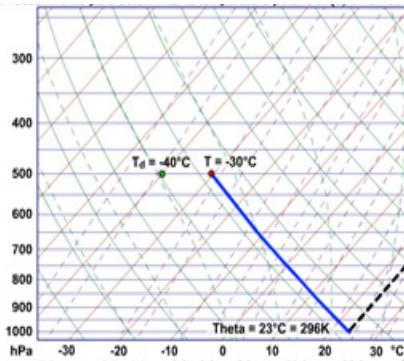
a) Procedimiento para determinar la razón de mezcla de saturación



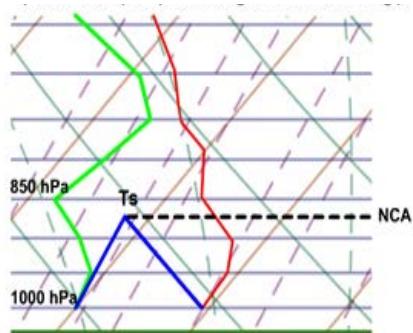
b) Procedimiento para determinar la razón de mezcla en un diagrama oblicuo T-log P

Continúa figura en página siguiente.

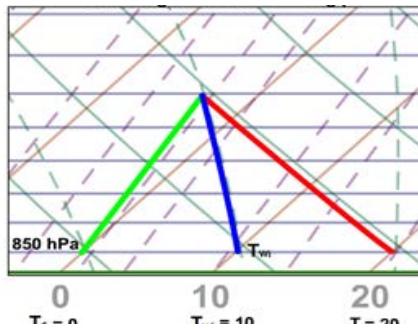
Viene figura de página anterior.



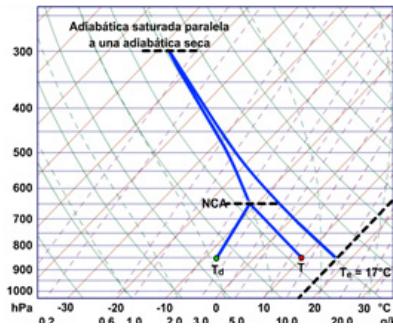
c) Procedimiento para determinar la temperatura potencial (θ) en un oblicuo T



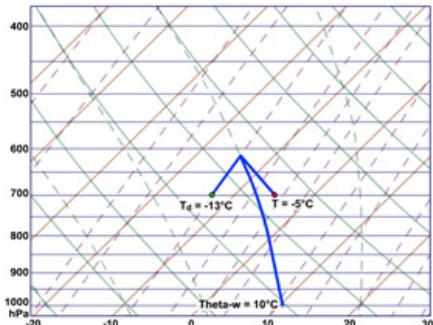
d) Procedimiento para determinar el nivel de condensación por ascenso (NCA) en un diagrama oblicuo T-log P



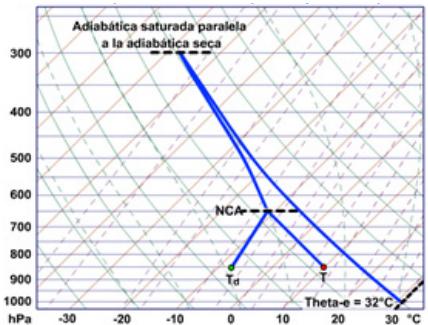
e) Determinación de la temperatura del bulbo húmedo en un diagrama oblicuo T-log P



f) Determinación de la temperatura equivalente en un diagrama oblicuo T-log P



g) Procedimiento para determinar la temperatura potencial de bulbo húmedo



h) Procedimiento para determinar la temperatura potencial equivalente

Relaciones empíricas entre punto de rocío, bulbo húmedo y bulbo seco¹⁵

Tres expresiones semiempíricas para el cálculo de la temperatura de punto de rocío (T_d) que ya fueron mencionadas en capítulo 2 son:

$$T_d = \sqrt[8]{\frac{HR}{100}} \cdot [112 + (0.9 T)] + (0.1 \cdot T) - 112$$

$$T_d = T - (100 - HR)/5, \quad \text{o}$$

$$T_d = \left[\frac{1}{T_0} - \frac{R_v}{L_v} \ln \left(\frac{e}{e_0} \right) \right]^{-1}$$

con $T_0 = 273.15^\circ\text{C}$, $R_v/L_v = 0.0001844 \text{ K}^{-1}$ y $e_0 = 6.11 \text{ hPa}$.

Por su parte, en la figura 3.5e se aprecia que la temperatura de bulbo húmedo, entendida en el sentido termodinámico del término que le confiere la ecuación 3.A1, se encuentra intermedia entre el bulbo seco y el húmedo, o igual a ambas, cuando la humedad relativa es de 100%; de ahí que dos aproximaciones posibles sean:

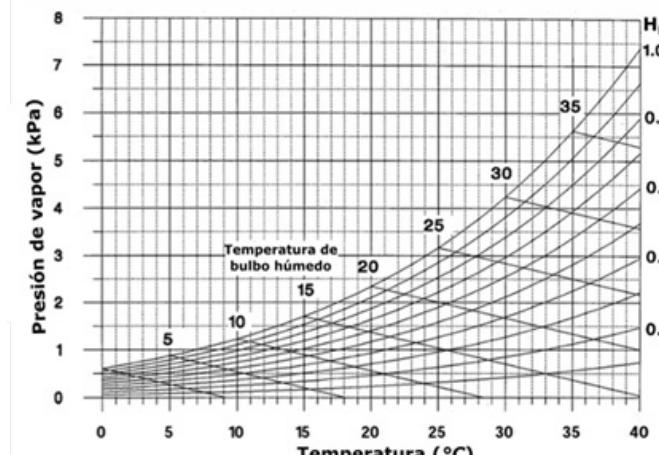
$$T_w = (T + T_d)/2 \text{ y } T_w = T - (T - T_d)/3$$

Diagrama psicrométrico

La figura 3.6 muestra un esquema que relaciona la presión de vapor (líneas horizontales con su escala en el eje vertical izquierdo), temperatura (verticales con su escala en el eje horizontal), humedad relativa (curvas con escala en el eje vertical derecho) y temperatura de bulbo húmedo (diagonales con escala sobre la humedad relativa correspondiente a 1 o 100%). Este diagrama será retomado para la representación de las condiciones de confort higrotérmico en el capítulo 6.

¹⁵ Lawrence, M.G. (2005). The Relationship Between Relative Humidity and the Dewpoint Temperature in Moist Air: A Simple Conversion and Applications. *Bull. Am. Met. Soc.*, February. | Stull, R.J. (2011). Wet-Bulb Temperature from Relative Humidity and Air Temperature. *Appl. Met. and Clim.*, 50: 2267-2269.

Figura 3.6
Diagrama psicrométrico



Propiedades de conservación de distintos parámetros

En la tabla 3.3 figuran las variables de temperatura y humedad así como algunos procesos de la termodinámica del aire húmedo que se han venido comentando, también se indica en cada uno de ellos cuáles son las variables que se conservan y cuáles no.

Tabla 3.3

Propiedades de conservación de parámetros meteorológicos

Parámetro	Calentamiento o enfriamiento isobárico (sin condensación o evaporación)	Condensación o evaporación adiabática isobárica	Expansión adiabática no saturada	Expansión adiabática saturada
Proceso				
r_w	NC	NC	NC	C
e	C	NC	NC	NC
q o W	C	NC	C	NC
T_d	C	NC	NC	NC
$T_e = T_{ie}$	NC	C	NC	NC
$T_w = T_{iv}$	NC	C	NC	NC
θ	NC	NC	C	NC
θ_v	NC	C	C	C
θ_e	NC	C	C	C

NC: No conservativo

C: Conservativo

Apéndice 3.A Ecuaciones de precisión para la presión de vapor de saturación

Hay un gran número de ecuaciones usadas para calcular la presión de saturación del vapor de agua sobre una superficie de agua o de hielo. Esta es una breve compilación de las más importantes, pero para mayor detalle se sugiere consultar las referencias.

Presión de vapor sobre agua por debajo de 0 °C

- Ecuación Goff Gratch (*Smithsonian Tables*, 1984, a partir de Goff y Gratch, 1946):

$$\text{Log}_{10} e_s = -7.90298 \left(\frac{373.16}{T} - 1 \right) + 5.02808 \cdot \log_{10} \left(\frac{373.16}{T} \right) + \dots$$

$$- 1.3816 \times 10^{-7} \left(10^{11.344 \left(1 - \frac{T}{373.16} \right)} - 1 \right) + \dots$$

$$+ 8.1328 \times 10^{-3} \left(10^{-3.49149 \left(\frac{373.16}{T} - 1 \right)} - 1 \right) + \log_{10} (1013.246)$$

con T en K y e_s en hPa.

- World Meteorological Organization, WMO (Goff, 1957):

$$\text{Log}_{10} e_s = 10.79574 \left(1 - \frac{273.16}{T} \right) - 5.02800 \cdot \log_{10} \left(\frac{T}{273.16} \right) + \dots$$

$$+ 1.50475 \times 10^{-4} \left[1 - 10^{-8.2969 \left(\frac{T}{273.16} - 1 \right)} \right] + \dots$$

$$+ 0.42873 \times 10^{-3} \left[10^{4.76955 \left(+1 \frac{273.16}{T} \right)} - 1 \right] + 0.78614$$

con T en K y es en hPa.

Nota: La recomendación de la WMO está basada en un artículo de Goff (1957), y la recomendación de 1988, también por la WMO, tiene varios errores tipográficos por lo que no puede ser usada. Una corrección posterior (WMO, 2000) muestra el término $+0.42873 \times 10^{-3} \cdot [10^{4.76955(1-\frac{273.16}{T})} - 1]$ en la cuarta línea comparada a la publicación original de Goff (1957); note el signo diferente del exponente. La edición de 1984 muestra la fórmula correcta.

- Hyland y Wexler (1983):

$$\begin{aligned}\log e_s = & -0.58 \times 10^4 / T + 0.13914993 \times 10^1 - \dots \\ & -0.48640239 \times 10^{-1} \cdot T + 0.41764768 \times 10^{-4} \cdot T^2 - \dots \\ & -0.14452093 \times 10^{-7} T^3 + 0.65459673 \times 10^1 \cdot \log(T)\end{aligned}$$

con T en K y e_s en Pa y log el logaritmo natural.

- Manuals (1996) actualizada de la de Buck (1981):

$$e_s = 6.1121 \cdot e^{\frac{(18.678 - \frac{T}{234.5})T}{257.14 + T}} \quad [1996]$$

$$e_s = 6.1121 \cdot e^{\frac{17.502T}{240.97 + T}} \quad [1981]$$

con T en °C, e_s en hPa.

- Sonntag (1994)

$$\begin{aligned}\text{Log } e_s = & -\frac{6096.9385}{T} + 16.635794 - 2.711193 \times 10^{-2} \cdot T + \dots \\ & + 1.673952 \times 10^{-5} \cdot T^2 + 2.433502 \cdot \log(T)\end{aligned}$$

con T en K y e_s en hPa.

- Magnus Teten (Murray 1967)

$$\text{Log}_{10} e_s = \frac{7.5T}{T + 237.3} + 0.7858$$

con T en °C y e_s en hPa.

- Bolton (1980)

$$e_s = 6.112 \cdot e^{\frac{17.67T}{T+243.5}}$$

con T en °C y e_s en hPa.

- Murphy y Koop (2005)

$$\log e_s = 54.842763 - \frac{6763.22}{T} - 4.21 \log(T) + 0.000367 \cdot T + \dots$$

$$+ \tanh(0.0415(T-218.8)) \cdot \left(53.878 - \frac{1331.22}{T} - 9.44523 \log(T) + 0.014025T \right)$$

con T en K y e_s en Pa.

- International Association for the Properties of Water and Steam (IAPWS 1995; Wagner y Pruf, 2002)

$$\log\left(\frac{e_s}{22.064 \times 10^6}\right) = \frac{647.096}{T} \cdot (-7.85951783 \cdot v) + \dots$$

$$+ 1.84408259 \cdot v^{1.5} - 11.7866497 \cdot v^3 + 22.6807411 \cdot v^{3.5} - \dots$$

$$- 15.9618719 \cdot v^4 + 1.80122502 \cdot v^{7.5}$$

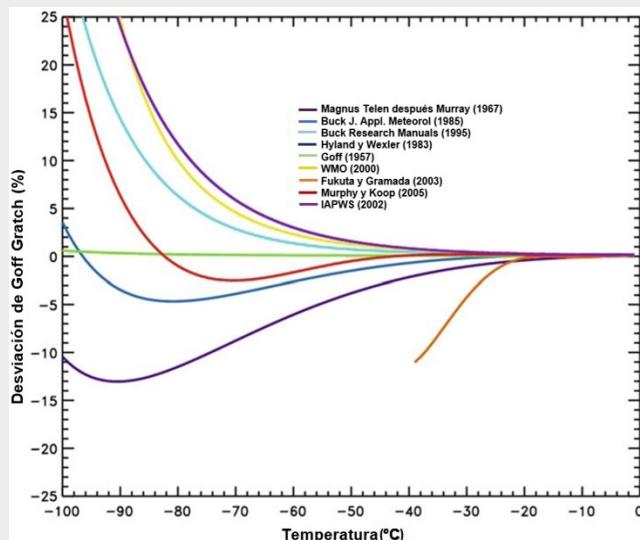
$$\text{con T en K, } e_s \text{ en Pa y } v = 1 - \frac{T}{647.096}$$

A bajas temperaturas la mayoría de estas relaciones se basan en estudios teóricos y únicamente un número pequeño en mediciones de presión de vapor. La ecuación de Goff Gratch para presión de vapor sobre agua líquida cubre de -50 a 102 °C (Gibbins, 1990). Este trabajo es generalmente considerado como la ecuación de referencia, pero otras son usadas por la comunidad meteorológica (Elliot y Gaffen, 1993). Hay un número muy limitado de mediciones del vapor de agua sobre agua líquida sobre enfriada por debajo de -50 °C. Detwiler (1983) refiere algunas evidencias indirectas para apoyo de la extrapolación de la ecuación de Goff-Gratch con temperaturas por debajo de -60 °C; sin embargo, actualmente sigue siendo una cuestión abierta.

La formulación de Hyland y Wexler es usada por la empresa de instrumentos meteorológicos Vaisala y es similar a la fórmula utilizada por Sonntag, y la de Magnus Teten es extensamente usada en meteorología debido a su simplicidad. La comparación para las ecuaciones de presión de vapor de saturación anteriores con la ecuación de Goff-Gratch se muestra en la figura 3.A.1, donde la incertidumbre a bajas temperaturas se vuelve cada vez más grande, y lo afirman algunos sensores de HR.

Figura 3.A.1

Comparación de ecuaciones (continuación) para la presión de vapor de saturación sobre agua líquida



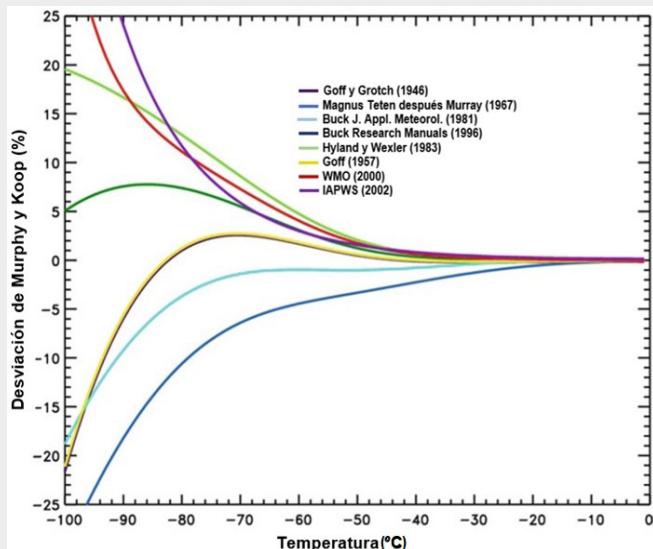
Las mediciones son de Fukuta y Gramada (2003). Se basan en Goff (1957) con el signo diferente de un exponente, probablemente debido a un error tipográfico.

A -60°C el rango de desviación es de -6 a +3% y a -70°C el rango de desviación es de -9 a +6%. Para valores de HR reportados en baja y media tropósfera, la influencia de la fórmula de presión de vapor de saturación usada es muy pequeña y sólo significativa para estudios climáticos (Elliott y Gaffen, 1993). La fórmula recomendada por WMO es una derivada de la ecuación de Goff-Gratch, originalmente publicada por Goff (1957). La diferencia entre Goff (1957) y Goff y Gratch (1946) es menor que 1% sobre todo el rango de temperatura. La formulación publicada por WMO (1988) no puede ser usada debido a varios errores tipográficos.

La formulación corregida (WMO 2000) aún difiere en el signo de un exponente comparado a Goff (1957). Esta formulación incorrecta concuerda más a la formulación de Hyland y Wexler. La revisión más reciente de presiones de vapor de hielo y agua súper fría, por Murphy y Koop (2005), basa su formulación en datos para entonces recientes de la capacidad calorífica molar de agua súper fría. La comparación de las ecuaciones de presión de vapor mencionadas contra la formulación de Murphy y Koop se muestra en la figura 3.A.2.

Figura 3.A.2

Comparación de las ecuaciones para la presión de vapor de saturación sobre agua líquida



*WMO (2000) también se muestran. Se basan en Goff (1957) con el signo diferente de un exponente, probablemente debido a un error tipográfico.

El estudio de Fukuta y Gramada (2003) muestra directamente medidas de la presión de vapor sobre agua líquida por debajo de -38 °C. Sus resultados indican que a temperaturas más bajas la presión de vapor medida puede ser 10% más bajo que el valor dado en las *Smithsonian Tables*, y se muestra en la figura 3.A.2 que son más bajas que cualquier otra formulación de presión de vapor; sin embargo, esos datos están en conflicto con los datos medidos de capacidad calorífica molar (Murphy y Koop, 2005), los cuales han sido medidos a pequeñas gotas de agua.

Como la mayoría de otras formulaciones, la de IAPWS 1995 (Wagner y Pruβ, 2002) son válidos únicamente sobre el punto triple. Dicha formulación (IAWOS 1995) es válido en el rango de temperatura $273.16 \text{ K} < T < 647.096 \text{ K}$.

Es importante notar que en la tropósfera superior, las mediciones de vapor de agua reportadas en la convención de la WMO, como la humedad relativa con respecto a agua líquida, dependen críticamente de la ecuación de presión de vapor de saturación que fue usada para calcular el valor de HR.

Presión de vapor sobre hielo

- Ecuación Goff Gratch (*Smithsonian Tables*, 1984):

$$\begin{aligned}\log_{10} e_i = & -9.09718 \left(\frac{273.16}{T} - 1 \right) - 3.56654 \log_{10} \left(\frac{273.16}{T} \right) + \dots \\ & + 0.876793 \left(1 - \frac{T}{273.16} \right) + \log_{10} (6.1071)\end{aligned}$$

con T en K y e_i en hPa.

- Hyland y Wexler (1983):

$$\begin{aligned}\log_{10} e_i = & -0.96778430 \times 10^{-2} T - 0.56745359 \times \frac{10^4}{T} + 0.63925247 \times 10^1 + \dots \\ & + 0.62215701 \times 10^{-6} \cdot T^2 + 0.20747825 \times 10^{-3} \cdot T^3 - \dots \\ & - 0.94840240 \times 10^{-12} \cdot T^4 + 0.41635019 \times 10^1 \cdot \log(T)\end{aligned}$$

con T en K y e_i en Pa.

- Magnus Teten (Murray 1967)

$$\log_{10} e_i = 9.5 \frac{T}{T + 265.5} + 0.7858$$

con T en °C y e_i en hPa.

- Buck (Manuals 1996)

$$e_s = 6.1115 \cdot e \frac{(23.036 \cdot \frac{T}{333.7})^T}{279.82 + T} \quad [1996]$$

$$e_s = 6.1121 \cdot e \frac{22.452T}{272.55 + T} \quad [1981]$$

con T en °C y e_i en hPa.

- Marti y Mauersberger (1993)

$$\log_{10} e_i = \frac{-2663.5}{T} + 12.537$$

con T en K y e_i en Pa.

- Murphy y Koop (2005)

$$\log e_i = 9.550426 - 5723.265/T + 3.53068 \log(T) - 0.00728332 \cdot T$$

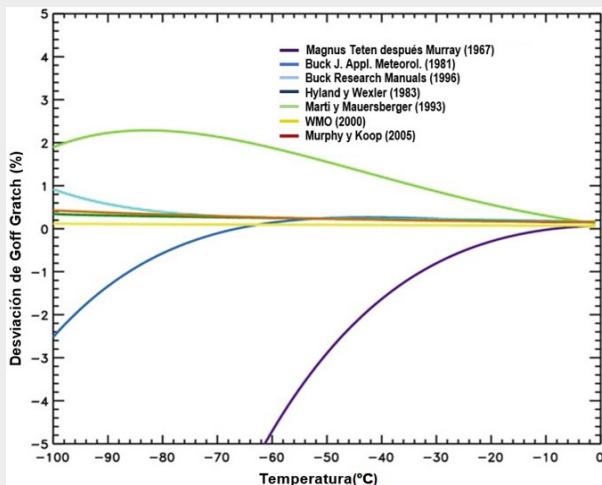
con T en K y e_i en Pa.

La ecuación Goff Gratch para la presión de vapor sobre una región cubierta de hielo de -100 a 0 °C, generalmente es considerada la ecuación de referencia; sin embargo, otras ecuaciones también han sido ampliamente usadas. Las ecuaciones discutidas aquí son en su mayoría de interés para mediciones del punto de congelación usando higrómetros de espejo refrigerado, dado que estos instrumentos miden directamente la temperatura a la que una capa helada y el vapor están en equilibrio. En la práctica meteorológica, la humedad relativa está dada sobre agua líquida y esta diferencia debe ser tomada en cuenta. Buck Research, que manufactura higrómetros de punto de congelación, usa la formulación en sus instrumentos, e incluye un factor de mejoramiento que corrige las diferencias entre el vapor puro y el aire húmedo, y que es a su vez, una débil función de temperatura y presión, además corrige alrededor de 0.5% a nivel del mar. Para la discusión actual esto puede omitirse.

La ecuación de Marti Mauersberger es la única ecuación basada directamente en mediciones de la presión de vapor con temperaturas por debajo de 170 K. La comparación de las ecuaciones con la ecuación de Goff-Gratch (figura 3.A.3) muestra que, con la excepción de la fórmula de Magnus Teten, las desviaciones en los rangos meteorológicos típicos de -100 a 0 °C son menores que el 2.5%, y más pequeños que los errores instrumentales típicos de *frost-point* higrómetros de 5-10%. No se muestra la ecuación de presión de vapor sobre hielo recomendada por la WMO, ya que es casi idéntica a la ecuación de Goff-Gratch.

Figura 3.A.3

Comparación de las ecuaciones con la ecuación de Goff Gratch para la presión de vapor de saturación sobre hielo



Referencias

- Bolton, D. (1980). The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Weather Rev.*, 108: 1046-1053.
- Buck, A.L. (1981). New Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement Factor. *J. Appl. Meteorol.*, 20: 1527-1532.
- Detwiler, A. (1983). Extrapolation of the Goff-Gratch Formula for Vapor Pressure of Liquid Water at Temperatures Below 0 °C. *J. Appl. Meteorol.*, 22: 503-504.
- Elliott, W.P. y Gaffen, D.J. (1993). Effects of Conversion Algorithms on Reported Upper-Air Dewpoint Depressions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74: 1323-1325.

- Fukuta, N. y Gramada, C.M. (2003). Vapor Pressure Measurement of Supercooled Water. *J. Atmos. Sci.*, 60: 1871-1875.
- Gibbins, C.J. (1990). A Survey and Comparison of Relationships for the Determination of the Saturation Vapour Pressure Over Plane Surfaces of Pure Water and of Pure Ice. *Annales Geophys.*, 8: 859-885.
- Goff, J.A. (1957). Saturation Pressure of Water on the New Kelvin Temperature Scale. En: *Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers* (pp. 347-354). Presented at the Semi-Annual Meeting of the American Society of Heating and Ventilating Engineers. Murray Bay, Que. Canada.
- Goff, J.A. y Gratch, S. (1946). Low-Pressure Properties of Water from -160 to 212 F, *Trans. Amer. Soc. Heat. Vent. Eng.*, 52: 95-122, presented at the 52nd Annual Meeting of the American Society of Heating and Ventilating Engineers, New York.
- Hyland, R.W. y Wexler, A. (1983). Formulations for the Thermodynamic Properties of the Saturated Phases of H₂O from 173.15 to 473.15 K. *ASHRAE Trans.*, 89 (2): 500-519.
- Manuals, B.R. (1996). Buck Research Manuals.
- Marti, J. y Mauersberger, K. (1993). A Survey and New Measurements of Ice Vapor Pressure at Temperatures Between 170 and 250 K. *Geophys. Res. Lett.*, 20 (5): 363-366.
- Murphy, D.M. y Koop, T. (2005). Review of the Vapour Pressures of Ice and Supercooled Water for Atmospheric Applications. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 131: 1539-1565.
- Murray, F.W. (1967). On the Computation of Saturation Vapor Pressure, *J. Appl. Meteorol.*, 6: 203-204.
- Smithsonian Tables (1984). Smithsonian Met. 5th ed.
- Sonntag, D. (1994). Advancements in the Field of Hygrometry. *Meteorol. Zeitschrift*, 3 (1): 51-66.
- Wagner, W. y Prüß, A. (2002). The IAPWS Formulation 1995 for the Thermodynamic Properties of Ordinary Water Substance for General and Scientific Use. *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 31 (2): 387-535.
- World Meteorological Organization (1988). *General Meteorological Standards and Recommended Practices. Appendix A*. WMO-No. 49, Technical Regulations.
- World Meteorological Organization (2000). *General Meteorological Standards and Recommended Practices. Appendix A*. WMO-No. 49, Technical Regulations, corrigendum.

Apéndice 3.B Estimación de valores medios mensuales de T_w

Tejeda *et al.* (1991)* propusieron modelos estadísticos para estimar la temperatura media mensual (T_w) del bulbo húmedo en México a partir de las normales climatológicas 1941-1970, los cuales son útiles para estimaciones que no requieran de una resolución menor a 1°C, a partir de las medias mensuales de temperatura (T), oscilación térmica (ΔT), precipitación acumulada (r) y frecuencia de días parcialmente nublados (M) y nublados (N), de la forma:

$$T_w = A_0 + A_1 + A_2 \Delta T + A_3 r + A_4 M + A_5 N$$

Tabla 3.B.1

Coeficientes de regresión para el modelo 1, que no incluye r, M ni N.

	A ₀	A ₁	A ₂
Enero	-2.04	1.02	-0.18
Febrero	-2.51	1.05	-0.22
Marzo	-2.81	1.08	-0.29
Abril	-1.17	1.02	-0.36
Mayo	-0.37	0.96	-0.32
Junio	4.14	0.84	-0.42
Julio	4.80	0.81	-0.40
Agosto	2.60	0.86	-0.31
Septiembre	2.14	0.89	-0.31
Octubre	1.76	0.91	-0.31
Noviembre	0.24	0.94	-0.24
Diciembre	-2.59	1.02	-0.14

* Tejeda, A.; Maruri, J.M. y Martínez, A. (1991). Three Statistical Models for Simulation of the Mean Monthly Wet Bulb Air Temperature in Mexico. *Atmósfera*, 4: 279-282.

Tabla 3.B.2

Coeficientes de regresión para el modelo 2, que no incluye M ni N

	A ₀	A ₁	A ₂	A ₃
Enero	-2.93	1.02	-0.15	0.03
Febrero	-4.20	1.06	-0.16	0.06
Marzo	-4.27	1.07	-0.24	0.08
Abril	-2.40	1.03	-0.36	0.04
Mayo	-1.50	0.97	-0.30	0.02
Junio	2.55	0.84	-0.37	0.01
Julio	3.30	0.82	-0.35	0.01
Agosto	1.23	0.90	-0.27	0.01
Septiembre	0.88	0.86	-0.23	0.01
Octubre	1.07	0.87	-0.26	0.01
Noviembre	-0.47	0.93	-0.20	0.02
Diciembre	-3.30	1.01	-0.10	0.03

Tabla 3.B.3

Coeficientes de regresión para el modelo 3, que no incluye r

	A ₀	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄
Enero	-6.8	1.06	-0.10	0.19	0.18
Febrero	-6.9	1.08	-0.16	0.26	0.16
Marzo	-6.0	1.08	-0.24	0.15	0.18
Abril	-3.4	1.03	-0.31	0.01	0.20
Mayo	-5.6	1.04	-0.27	0.11	0.23
Junio	-1.7	0.90	-0.35	0.21	0.12
Julio	1.2	0.86	-0.36	0.01	0.11
Agosto	-2.7	0.92	-0.26	0.16	0.12
Septiembre	-4.1	0.96	-0.22	0.15	0.15
Octubre	-4.1	0.97	-0.22	0.23	0.10
Noviembre	-3.0	0.95	-0.20	0.19	0.08
Diciembre	-6.5	1.04	-0.09	0.21	0.11

Tabla 3.B.4

Comparaciones del error estándar de regresión y coeficientes de determinación de los modelos 1, 2 y 3.

	Coeficientes de determinación			Error estándar de regresión (°C) de los modelos		
	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	1	2	3
Enero	0.94	0.95	0.96	1.26	1.19	1.01
Febrero	0.91	0.93	0.93	1.50	1.40	1.24
Marzo	0.86	0.90	0.88	1.80	1.60	1.63
Abril	0.81	0.84	0.82	2.00	1.87	1.95
Mayo	0.78	0.80	0.80	2.20	2.07	2.00
Junio	0.83	0.86	0.86	1.80	1.66	1.61
Julio	0.82	0.85	0.83	2.00	1.86	1.92
Agosto	0.90	0.92	0.92	1.50	1.32	1.35
Septiembre	0.92	0.95	0.95	1.30	1.09	1.06
Octubre	0.91	0.93	0.94	1.40	1.30	1.20
Noviembre	0.88	0.89	0.89	1.70	1.66	1.59
Diciembre	0.93	0.94	0.95	1.30	1.22	1.11

Preguntas y problemas

1. Para las normales climatológicas de Monterrey y Veracruz que se incluyen en el capítulo 1, calcule la temperatura de bulbo húmedo media mensual del mes de su nacimiento, a partir de la temperatura y la humedad relativa medias mensuales.
2. En una situación húmeda y cálida, la superficie de la piel está a unos 35 °C de temperatura y cubierta de transpiración, ¿cuál es la presión de vapor en la vecindad de la piel? ¿Qué hipótesis consideró para realizar este cálculo?
3. Una forma simple de calibrar un sensor de humedad relativa es introducirlo en un contenedor cerrado, de paredes impermeables que contiene —por ejemplo— una

décima de metro cúbico de aire seco. ¿Cuánta agua habría que evaporar en su interior si se quiere alcanzar una humedad relativa de 50% y la temperatura del aire (y del agua) es de 10 °C? ¿Y si la humedad deseada fuera de 80% con un temperatura de 25 °C?

4. Un método más usual para calibrar higrómetros que el mencionado en el problema 3, es bombar aire sobre agua a temperatura controlada, por ejemplo a 15 °C. Suponiendo que la temperatura del aire después de estar en contacto con el agua fuera de 20 °C, ¿qué humedad debería tener después de humedecerse? Y si la temperatura del aire no fuera 20 °C sino de 21 °C, ¿qué error se cometería en la medida de la humedad relativa?
5. En una hoja de cálculo —como Excel, por ejemplo— calcule la presión de vapor de saturación para cada 1 °C desde -20° a +55 °C, haciendo uso de al menos tres ecuaciones. Compárelas mediante una inspección a ojo en gráficas de e_s en función de T y discuta sobre los rangos de validez de cada ecuación.
6. Si la temperatura en el exterior es de -5 °C y en el interior de un salón de clases es de 18 °C, ¿cuáles son los valores de la humedad relativa en el exterior y en el interior?
7. En el proceso de respiración humana, el aire sale de la tráquea a una temperatura aproximada de 37 °C. Suponiendo que las condiciones medias de un día son de 25 °C de temperatura ambiente y 60% de humedad relativa, ¿cuánta líquido debe tomar una persona para recuperar el agua exhalada en un día? Usar datos promedio de frecuencia respiratoria y volumen de aire respirado por los humanos.
8. Mediante los datos de presión y temperatura de punto de rocío, obtenidos de un radiosondeo y mostrados en la siguiente tabla, obtenga el agua precipitable para la columna atmosférica presentada.

La Paz, Baja California Sur, 11 de junio de 2014
 (7:00 hrs tiempo local)

P	T_d	e	W_i	P	T_d	e	W_i
1008	17.8	20.2940078	0.00901449	628	-4.0	4.6070208	0.01275649
1000	15.8	17.8428177	0.01754652	596	-6.5	3.84778993	0.00425602
985	16.2	18.3108673	0.00117927	585	-7.4	3.60337503	0.00199002
984	16.2	18.3108673	0.01716975	580	-7.2	3.65646733	0.01179784
952	4.2	8.19158679	0.00362096	553	-6.3	3.90406777	0.00811205
947	8.3	10.8449493	0.00479217	533	-7.9	3.47359581	0.00393205
942	12.4	14.2771871	0.00578429	523	-8.7	3.27439985	0.00075508
936	12.4	14.2771871	0.01189245	521	-9.4	3.10822024	0.00191736
925	14.0	15.8662296	0.00108815	515	-11.7	2.61071741	0.00146808
924	14.0	15.8662296	0.01472849	505	-20.9	1.18086377	0.00051749
911	14.5	16.3945539	0.01902969	500	-24.3	0.82024988	0.00036234
895	15.0	16.938625	0.01092542	496	-25.5	0.71147988	0.00041395
886	15.1	17.0493613	0.01474104	491	-26.3	0.64438056	0.00112865
874	15.1	17.0493613	0.02137172	469	-30.1	0.3883798	0.00040008
857	15.2	17.1607453	0.00754559	457	-34.5	0.24346053	0.0002075
851	15.0	16.938625	0.00126277	451	-36.7	0.24763402	0.00033237
850	15.0	16.938625	0.00500032	444	-39.3	0.33511789	0.0035061
846	14.8	16.7190834	0.02015615	400	-41.9	0.5303494	0.00237912
827	12.1	13.9958278	0.00608582	384	-44.9	0.91930988	0.00148609
821	11.2	13.1817743	0.05454653	376	-46.0	1.1133096	0.00756405
751	6.6	9.65984656	0.01631655	353	-49.3	1.89061357	0.00784739
729	5.0	8.655975	0.01871866	337	-51.7	2.66872079	0.00668272
701	3.0	7.5387874	0.00068236	326	-53.0	3.176309	0.01526775
700	3.0	7.5387874	0.00067861	308	-55.3	4.24072774	0.00377626
699	2.9	7.48666268	0.01848549	304	-55.9	4.55618863	0.00420133
666	-0.2	6.02973581	0.00169001	300	-56.7	5.00279251	0
663	-0.5	5.90393863	0.01583847				

Solución

a) Mediante el polinomio $e = 6.115 + 0.42915T_d + 0.014206 T_d^2 + 0.0003046 T_d^3 + 0.0000032 T_d^4$ se calculó la tercera columna para cada valor de T_d .

b) Para calcular W_i (cuarta columna) se utilizó la ecuación:

$$W_i = \frac{1.244}{g} \sum \frac{(p_i - p_i^{-1})}{(p_i + p_i^{-1} - 1)}$$

y se obtuvo su sumatoria (que es una manera aproximada de la ecuación 2.30b, con g en $m s^{-2}$, e y P en hPa).

c) Finalmente, la suma de W_i da como resultado la cantidad de agua precipitable para la columna de 1,008 a 300 hPa, $W_i = 0.4229$, $dm = 4.2294$ cm.

Siguiendo el procedimiento anterior, calcular el agua precipitable del siguiente radiosondeo:

Ciudad de México, 11 de junio de 2014 (7:00 hrs tiempo local)

P	T_d
775	13.2
770	8.4
764	9.6
755	10.3
750	9.9
741	9.3
732	8.6
714	7.2
705	6.6
700	6.2
696	6.0
669	4.8
660	3.5
658	3.2
628	0.7
597	-2.0
590	-2.7
565	-5.0

P	T_d
563	-6.1
560	-6.6
553	-7.9
545	-9.3
539	-11.8
526	-17.3
525	-18.9
513	-38.3
503	-19.1
500	-21.5
499	-21.9
497	-22.7
480	-25.4
463	-28.3
454	-39.1
453	-40.3
437	-41.1
432	-39.7

P	T_d
412	-34.1
400	-22.7
396	-22.1
383	-35.7
382	-34.8
375	-28.1
368	-34.9
364	-38.9
358	-34.7
353	-31.1
348	-33.1
346	-33.9
338	-36.2
322	-41.1
317	-50.5
310	-50.7
305	-52.2
300	-53.7

El resultado que debes obtener es $W_i = 0.1942$, $dm = 1.9420$ cm.

Para saber más

- Byers, H.R. (1974). *General Meteorology*. Chicago, EU: Chicago University Press [ver capítulos 5, 7 y 8].
- Campbell, G.S. y Norman, J.M. (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics*. Nueva York, EU: Springer-Verlag [ver capítulo 3].
- DeFelice, T.P. (1998). *An Introduction to Meteorological Instrumentation and Measurement*. EU: Prentice Hall [ver capítulo 6].
- Linacre, E. (1992). *Climate: Data and Resources. A Reference and Guide*. London, UK: Routledge [ver capítulos 1 y 2].
- Kämpfer, N. (editor) (2013). *Monitoring Atmospheric Water Vapour. Ground-Based Remote Sensing and In-Situ Methods*. Nueva York, EU: Springer-Verlag.

Capítulo 4

Instrumentación higrométrica

Elisa Tejeda Zacarías y Adalberto Tejeda Martínez

La medición del vapor de agua es importante en meteorología y climatología, pues es un gas que participa en el balance de la radiación solar y terrestre en el sistema océano-continente-atmósfera y es la fuente para la formación de nubes y lluvias; además, dispersa, remueve y reacciona con gases y partículas disueltas en la atmósfera. Tomando en cuenta que se requieren de unos 44 kJ de energía para convertir un mol de agua en vapor, lo que equivale a 580 veces la energía requerida para cambiar la temperatura de un mol de agua un grado centígrado, podemos inferir que una gran cantidad de energía irradiada por el Sol y absorbida por la superficie terrestre es utilizada para evaporar agua y posteriormente es liberada cuando el vapor se condensa en la atmósfera. Pensemos, además, que el vapor de agua es el gas natural con mayor efecto invernadero, o bien, que las nubes sirven como una capa que evita la entrada de cierta radiación solar y refleja de vuelta hacia la superficie parte de la radiación terrestre.

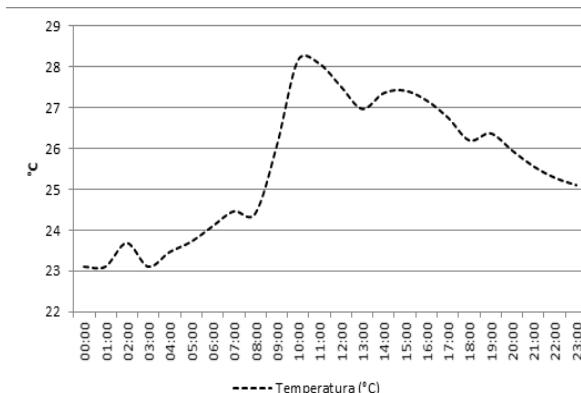
La clave para entender el comportamiento del vapor de agua en la atmósfera son las observaciones de humedad. Desafortunadamente, mediciones de la humedad atmosférica confiables a escala global son difíciles de obtener, ya que presenta variaciones frecuentes tanto espaciales como temporales. Resulta poco afortunado que uno de los datos más comunes —en bases de datos pú-

blicas— sea la humedad relativa, que a diferencia de la humedad absoluta o de la específica, no estipula el contenido de vapor de agua por unidad de masa o volumen, sino que simplemente indica el porcentaje de vapor disuelto en un volumen de aire en razón del vapor necesario para saturarlo. En sí es un dato poco útil como una variable ambiental; sólo en combinación con el de la temperatura del aire es posible obtener la presión de vapor, fracción molar o la temperatura de punto de rocío, como se ha venido mostrando en los capítulos precedentes.

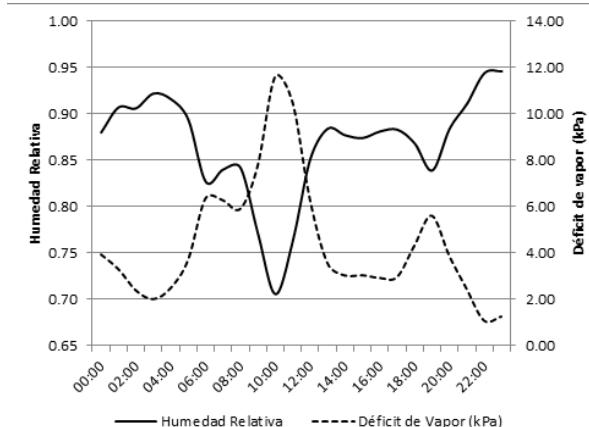
Mediciones comunes como la humedad atmosférica promedio de períodos mayores o iguales a un día, resultan inútiles debido a la dependencia de ésta con los patrones de variación de la temperatura, como puede apreciarse en las figuras 4.1a y 4.1b. Es mejor convertir los datos de humedad en presión de vapor o punto de rocío y, entonces, reportar el promedio de éstos. Instrumentalmente, mediciones confiables de la humedad atmosférica son difíciles de obtener, pero mediciones confiables de la presión de vapor son más factibles. En la ausencia de cambios de la masa de aire y advección, la presión de vapor del aire es relativamente constante durante el día y de día a día, y varía poco entre espacios interiores y exteriores, lo que permite generar estimaciones de la variación diurna de la humedad relativa si se conoce el ciclo de la temperatura ambiente.

Figura 4.1

- a) Variación de la temperatura durante cada hora en un día claro,
estación de Laguna Verde, Veracruz (Méjico)



- b) Variación de la humedad relativa (en decimales) durante el día y déficit de vapor atmosférico (kPa), el 23 de diciembre de 2017



A pesar de su importancia, hasta el día de hoy no ha sido posible proponer una descripción completa de los factores que controlan la humedad y los mecanismos que influencian a los procesos atmosféricos relativos al vapor de agua; incluso se conoce muy poco sobre su concentración en varias regiones de la atmósfera, poco de sus tendencias temporales. Por otra parte, ha habido progresos considerables en los últimos años sobre algunos temas clave sobre la observación y medición de la humedad atmosférica. En este capítulo se presentará una descripción de varios tipos de higrómetros y sus principios básicos de operación, así como la mención de sus ventajas y desventajas respecto a su tiempo de respuesta y rango de operación, entre otros.

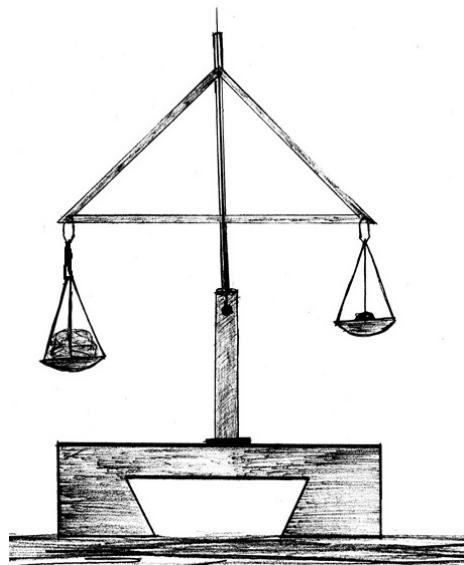
Higrómetros y sensores de humedad

Se dice que hace más de dos mil años los egipcios se las ingenaron para medir la humedad del aire: secaban una poca de arena en una plancha caliente —un comal, como se le conoce en México— y la pesaban, después la dejaban unas horas o días en contacto con el aire, pero no con la lluvia, y volvían a pesarla. El aumento de su peso era proporcional a la humedad que le había robado al aire. Esta es una

versión del nacimiento de la higrometría o psicrometría, la ciencia de medir la humedad. Otra cuna pudo ser China, donde —hacia 179 a.n.e.— se usaba un higrómetro de balanza, similar al que se tiene documentado que inventó Leonardo da Vinci hacia el año 1500, con una esponja o una bola de algodón o lana —un material higroscópico, es decir, absorbente del vapor de agua disuelto en la atmósfera— en un plato y una bola de cera en el otro plato—, de modo que el aumento (o disminución) del peso en el plato con algodón indicaba un aumento (o disminución) en la humedad del aire (figura 4.2). Parece que Leonardo se basó en un texto de Nicolás de Cusa, quien hacia 1430 inventó un higrómetro por cambio de peso de una sustancia. John Coventry —en el siglo XVIII, en Londres— inventó uno que aprovechaba la deformación del papel por la humedad, y en 1663 Guillaume Amontons presentó un higrómetro a la Academia de Ciencias de Francia, ahora ya en desuso. Los que se muestran en la figura 4.3.a están en uso en la actualidad.

Figura 4.2

Higrómetro de Leonardo da Vinci, alrededor del año 1500



Los primeros higrómetros —o algunos que no llegaban a la cuantificación, por lo que se les llamaba higróscopos— se basaban en propiedades higroscópicos de algunas sustancias, y se clasifican en gravimétricos (como el de Leonardo da Vinci o los atribuidos a los antiguos chinos o egipcios) y de dilatación (que usan la propiedad de ciertos materiales para deformarse con la humedad, como el papel, el cabello humano —que usó Horace de Saussure en 1783 para su higrómetro de cabello— o incluso la membrana del intestino de la res, llamada en inglés *goldbeater's skin*, y que fue el sensor de humedad en los primeros sondeos atmosféricos en la década de 1930, pero que ya había sido utilizada en un instrumento que inventó el monje capuchino Giovanni Battista da San Martino más de dos siglos atrás), mostrados en las figuras 4.3a y 4.3b. Otros más se basaban en la cantidad de agua condensada en superficies o recipientes fríos.

En 1563 Galileo Galilei inventó el termómetro, y cien años más tarde, en Florencia, un inventor anónimo fraguó un higrómetro de bulbo húmedo; en 1892 se inventó el psicrómetro tipo Assman, que mide la humedad relativa al comparar las temperaturas medidas por un bulbo húmedo y uno seco, pero antes de entrar a estos temas conviene apuntar que las propiedades de algunos materiales que repelen el vapor de agua (higrofóbicos) y otros que lo absorben (higroscópicos) permiten las mediciones de esta variable atmosférica.

Figura 4.3a

Higrómetro de cabello (izquierda) e higrógrafo de cabello (derecha)

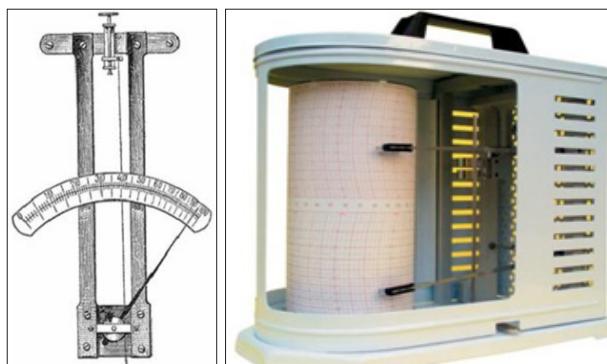
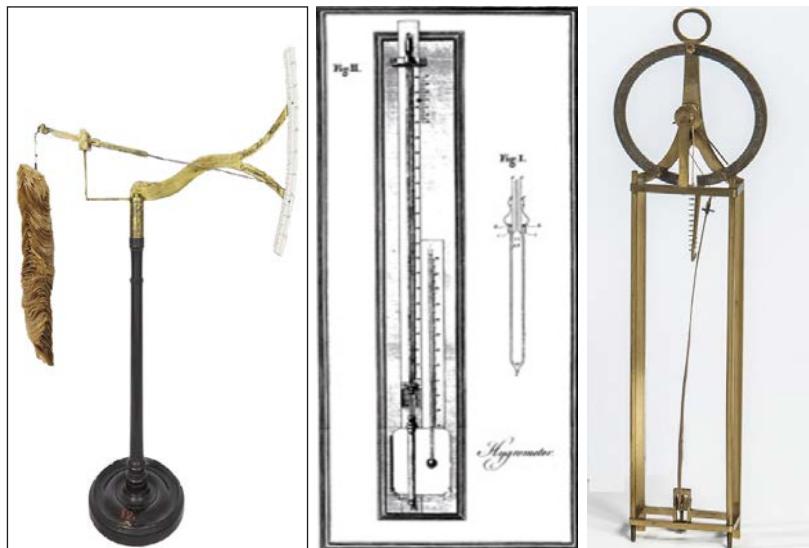


Figura 4.3b

Izquierda: higrómetro de disco de papel inventado por J. Coventry y G. Adams; centro: plano de construcción del primer higrómetro de De Luc; derecha: higrómetro de De Luc



Entre las principales sustancias higroscópicas están el cloruro de calcio, cloruro de sodio, hidróxido de sodio, hidroxilamina, ácido sulfúrico, sulfato de cobre, óxido de fósforo, óxido de calcio, gel de sílice y miel. Las sustancias que absorben cantidades relativamente altas de humedad del ambiente y forman una solución líquida, se dice que presentan delicuescencia, como el cloruro de calcio, cloruro térrico, cloruro de magnesio, cloruro de zinc, carbonato de potasio, hidróxido de potasio e hidróxido de sodio.

Los instrumentos de medición de la humedad, para uso rutinario, no deben cometer un error mayor a 0.5°C en la medición de temperaturas de bulbo húmedo o seco, o en el punto de rocío, o 0.5 hPa en la presión de vapor, o 5% en la humedad relativa.

La fuente de error más común para los instrumentos meteorológicos es la exposición inadecuada. La exposición correcta depende en buena medida de lo que se desea medir. Si bien para las estaciones climatológicas o meteorológicas comunes se reco-

mienda que los sensores se ubiquen a una altura de un metro o metro y medio sobre el pasto, no necesariamente debe cubrirse este requisito si se desea conocer el comportamiento de un ecosistema en particular, cuando interesaría el dato a unos cuantos centímetros del suelo o varios metros sobre un bosque, o sobre pavimento si se trata de aplicaciones en climatología urbana o en bioclimatología humana.

En la sección de problemas del capítulo 3 se mencionaron dos procedimientos relativamente sencillos para calibrar psicrómetros, que en realidad podrían aplicarse a cualquier tipo de higrómetro. La forma tradicional de calibración era colocando el higrómetro unos centímetros por arriba de una lámina de solución saturada de determinada sal, y cubrir —el instrumento y la lámina de solución— con un campana de vidrio o de acrílico transparente, y dependiendo de la sal usada es la humedad relativa máxima que debería alcanzarse, como lo muestra la tabla 4.1.

Tabla 4.1

Humedad relativa a alcanzarse en un ambiente saturado de vapor proveniente de soluciones a 25 °C.

Solución	Masa aproximada de sal (en gramos) por 100 g de agua para obtener la solución saturada	Humedad relativa alcanzada (%)
Agua destilada	0	98
LiCl	200	11.3
MgCl ₂	800	32.8
NaCl	300	75.3
BaCl ₂	200	90

Elaborada a partir de Dávila-Pacheco, J.A. y Martínez-López, E. (2007). *Validación del método de calibración de higrómetros capacitivos con soluciones sal-agua como generadoras de humedad*. ENME. Consultado en mayo 2014, en: <https://www.cenam.mx/dme/pdf/TM06.pdf>.

En el caso particular de los higrómetros convencionales, como el de cabello, debe evitarse el polvo sobre el cabello, puede quitarse con un pincel de pelo de camellos mojado con agua destilada. En los psicrómetros (Assman, de honda o fijo), algunos errores comunes son: no usar las tablas psicrométricas específicas para ese tipo de instrumentos, que debe proporcionar el fabricante; que

el agua utilizada para el bulbo húmedo esté sucia o contenga sales, por lo que debe ser destilada; o que su temperatura sea distinta de la temperatura ambiente. De ahí que el psicrómetro no pueda ser un instrumento para recorridos en campo.

*Higrómetros *in situ**

En general, es posible catalogar los higrómetros en dos grupos: los sensores que se colocan para medir en un punto en particular, es decir, aquellos que funcionan como sensores *in situ*, y los que lo hacen a distancia, o sea los sensores remotos.

Higrómetro e higrógrafo de cabello

En 1783 Horace de Saussure inventó el higrómetro de cabellos, que se basa en que el cabello humano al absorber humedad se alarga, por lo que se usa para medir directamente la humedad relativa. El higrógrafo tiene el mismo principio, y hasta la fecha se usa colocado en la garita de los observatorios meteorológicos tradicionales. El haz de cabellos mueve una palanca que en un extremo lleva una plumilla que grafica el valor de la humedad relativa sobre un papel graduado y adherido a un tambor que gira por un mecanismo de relojería.

Los higrómetros de cabellos tienen el inconveniente de un tiempo de retardo relativamente alto, aumentado en el higrógrafo por la inercia de las palancas y la fricción de la plumilla sobre el papel, amén de que la graduación de la gráfica no es muy precisa, de modo que difícilmente se alcanzan valores extremos de humedad relativa, que sí logran medir instrumentos electrónicos que cada vez más sustituyen a los instrumentos tradicionales. Tómese en cuenta que si un observatorio tradicional o un higrómetro en particular es sustituido por una estación meteorológica automática o un higrómetro electrónico, cuando posteriormente se haga el análisis de la serie de tiempo, por causa de los cambios de instrumentos, puede observarse mayor amplitud de la variación de la humedad a partir de los registros electrónicos.

Psicrómetros

Un psicrómetro es un instrumento que consta de dos termómetros, uno mide la temperatura del aire y el otro, cuyo bulbo está cubierto con una muselina o mecha de algodón, mide la temperatura del bulbo húmedo (T_w). En general son utilizados para mediciones de humedad relativa, pero también son necesarias en mediciones de la humedad absoluta. Esta es posible calcularla mediante mediciones de humedad relativa y de temperatura, sin embargo se presenta un problema al volverla dependiente de mediciones de la temperatura.

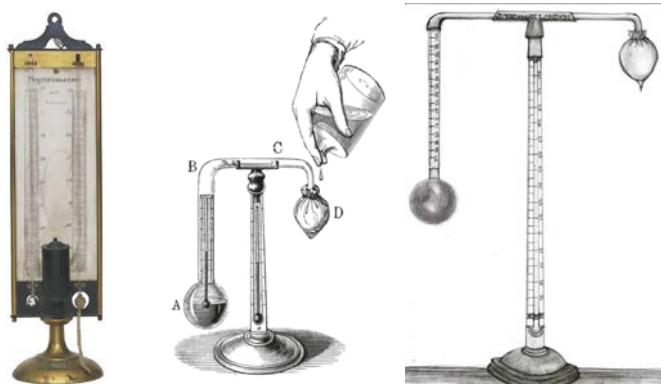
Un verdadero psicrómetro no es un sistema adiabático, ya que tanto el calor como el vapor de agua se intercambian con el aire de los alrededores, además de que los termómetros absorben y emiten radiación. Haciendo uso de este instrumento, la presión de vapor (e) puede determinarse mediante la siguiente ecuación:

$$e = e_s(T_w) - kP(T - T_w) \quad 4.1$$

donde k representa la constante del psicrómetro, P es la presión atmosférica, T_w es la temperatura de bulbo húmedo, T es la temperatura de la atmósfera y $e_s(T_w)$ es la presión de vapor de saturación obtenida con el valor de T_w .

Figura 4.4.a

Psicrómetros antiguos



Izquierda: J.M. Bryson (Edimburgo, 1870); centro: esquema de Daniell; derecha: de Daniell en versión de J. Newmann (Londres, 1830)

Fuente: Tomados de Kämpfer (2013, p. 249).

Figura 4.4.b
Psicrómetros de ventilación



Nota: Izquierda: ventilación natural; centro: de honda; derecha: tipo Assman.

En 1820 John F. Daniell inventó el higrómetro de punto de rocío con enfriamiento por evaporación de éter y, veinticinco años después, Henri-Victor Regnault lo perfeccionó (véanse figuras 4.4.a).

En 1835 Ernest Augusto desarrolla el psicrómetro, un medidor de humedad a partir de datos de temperaturas de bulbo seco y húmedo, y fue hasta 1892 que Richard Assman desarrolló psicrómetro de aspersión, por eso lleva su nombre.

El psicrómetro de ventilación natural tiene conectado el bulbo húmedo a una fuente de agua destilada mediante una muselina o mecha; su medición es válida después de una a dos horas de colocado en la garita meteorológica y el frasco de agua destilada con que irá proveyendo al depósito del psicrómetro, también debe mantenerse en la garita para garantizar que tenga la misma temperatura que el aire. El de honda se debe mojar (con agua destilada a la temperatura del aire) y posteriormente girar para que se ventile, mientras que el de Assman está provisto de un ventilador eléctrico o mecánico (véanse figuras 4.4.b). Recién mojado el sensor de bulbo húmedo, las temperaturas de ambos termómetros deben ser iguales; la lectura se hace una vez que, por efectos de la ventilación, la temperatura de bulbo húmedo se estabiliza. Para los tres instrumentos, usualmente se leen las temperaturas y se les relaciona sobre una tabla para conocer la humedad relativa. Esas tablas son la expresión numérica de la ecuación 4.1 y, por tanto, para cada tipo de psicrómetro son diferentes pues sus constantes de calibración son también diferentes.

Resulta claro que la temperatura de bulbo húmedo, leída en estos instrumentos, no necesariamente coincide con la calculada teóricamente con la ecuación 4.1; la que más se le acerca es la del psicrómetro Assman, que se basa en el efecto refrigerante por evaporación, es decir que enfriá el aire mediante la evaporación de agua. En otras palabras, se emplea la gran entalpía de vaporización del agua para reducir la temperatura del aire seco mediante la transición de fase de agua líquida a vapor de agua, lo que requiere de un consumo de energía mucho menor que el de instrumentos que funcionan mediante refrigeración, por ejemplo.

La tabla 4.2.a es utilizada para obtener datos de humedad relativa a partir del bulbo seco y húmedo. Para niveles altitudinales de 1,000 a 2,000 metros; para el sector señalado se usa la tabla 4.2.b, y para altitudes de 2,000 a 2,500 m se deben hacer correcciones para los casos del ángulo inferior derecho indicado.

Higrómetro de absorción

Es un instrumento que funciona con base a sustancias químicas higroscópicas y mide directamente la humedad relativa; se usa para hacer lecturas directas de humedad relativa, pero con el avance de los instrumentos digitales, su uso se restringe prácticamente a estaciones meteorológicas de aficionados (figura 4.5).

Figura 4.5

Higrómetro de absorción



Tabla 4.2.a

Tabla psicrométrica válida para presiones alrededor de 1,000 hPa
(0 a 1,000 m de altitud)

B. Húmedo	DIFERENCIA ENTRE BULBO SECO Y BULBO HÚMEDO																																		
	0.0	2.0	4.0	6.0	8.0	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	2.2	2.4	2.6	2.8	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0	9.5	10.0	10.5	11.0	11.5	12.0	
C° %	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
40	100	99	98	96	95	94	93	92	91	90	89	88	87	86	85	84	83	81	78	76	73	71	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
39	100	99	97	96	95	94	93	92	90	89	88	87	86	85	84	83	80	78	75	73	71	69	67	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
38	100	99	97	96	95	94	93	91	90	89	88	87	86	85	84	83	80	78	75	73	71	68	66	64	62	60	58	56	54	52	50				
37	100	99	97	96	95	94	92	91	90	89	88	87	86	84	83	82	80	77	75	72	70	68	66	64	62	60	58	56	54	52	50	48			
36	100	99	97	96	95	94	92	91	90	89	88	87	85	84	83	82	79	77	74	72	70	68	65	63	61	59	58	56	54	52	50	48			
35	100	99	97	96	95	94	92	91	90	89	88	87	86	85	84	83	82	79	77	74	72	69	67	65	63	61	59	57	55	53	52	50			
34	100	99	97	96	95	94	93	92	91	90	89	88	87	86	85	84	83	82	79	76	74	71	69	67	64	62	60	58	56	55	53	51	49	48	46
33	100	99	97	96	95	93	92	91	90	89	87	86	85	84	82	81	79	76	73	71	68	66	64	62	60	58	56	54	52	50	49	47	46	44	
32	100	99	97	96	95	93	92	91	90	89	88	87	86	84	83	82	81	78	76	73	70	68	66	63	61	59	57	55	53	52	50	48	46	45	
31	100	99	97	96	94	93	92	90	89	88	87	85	84	83	82	81	78	75	73	70	68	65	63	61	59	57	55	53	51	49	47	46	44		
30	100	99	97	96	94	93	92	90	89	88	86	85	84	83	82	80	77	75	72	69	67	65	62	60	58	56	54	52	50	48	47	45	43		
29	100	99	97	96	94	93	91	90	89	87	86	85	84	82	81	80	77	74	72	69	66	64	62	60	57	55	53	51	49	48	46	44	43		
28	100	99	97	96	94	93	91	90	89	87	86	85	83	82	81	80	77	74	71	68	66	63	61	59	57	56	53	51	49	47	45	43	42		
27	100	98	97	95	94	93	91	90	88	87	86	84	83	82	81	79	76	73	71	68	65	63	60	58	56	54	52	50	48	46	44	43	41		
26	100	98	97	95	94	92	91	90	88	87	86	84	83	81	80	79	76	73	70	67	65	62	60	57	55	53	51	49	47	45	44	42	40		
25	100	98	97	95	94	92	91	90	89	88	86	85	84	82	81	80	78	75	72	69	67	64	62	59	57	54	52	50	48	46	44	43	41		
24	100	98	97	95	94	92	91	90	89	88	86	85	83	82	81	80	79	75	72	69	66	63	61	58	56	54	51	49	47	45	43	42	40		
23	100	98	97	95	93	92	90	89	87	86	84	83	82	80	79	78	74	71	68	65	63	60	58	55	53	51	48	46	44	42	41	39	37		
22	100	98	97	95	93	92	90	89	87	86	84	83	81	80	78	77	74	71	68	65	62	59	57	54	52	50	47	45	43	41	40	38	36		
21	100	98	97	95	93	92	90	88	87	85	84	82	81	79	78	77	73	70	67	64	61	58	56	53	51	49	46	44	42	40	39	37	35	33	
20	100	98	96	95	93	91	90	88	86	85	83	82	80	79	77	76	73	70	69	66	63	60	58	55	52	50	48	45	43	41	39	37	36	34	
19	100	98	96	95	93	91	89	88	86	85	83	81	80	78	77	76	72	69	65	62	59	57	54	51	49	47	44	42	40	38	36	34	33		
18	100	98	96	94	93	91	89	87	86	84	83	81	79	76	73	71	68	65	62	59	56	53	50	48	45	43	41	39	37	35	33	31			
17	100	98	96	94	92	91	89	87	85	84	82	80	79	77	76	74	71	67	64	61	58	55	52	49	47	43	42	40	38	36	34	32	30		
16	100	98	96	94	92	90	89	87	85	83	82	80	78	77	75	72	70	66	63	60	57	54	51	48	45	43	41	38	36	34	32	30			
15	100	98	96	94	92	90	88	86	85	83	81	79	78	76	74	73	69	65	62	59	55	52	50	47	44	42	40	39	37	35	33	31	29		
14	100	98	96	94	92	90	88	86	84	82	81	79	77	75	74	72	68	64	61	57	54	51	48	45	43	40	38	35	33	31	29	27	24		
13	100	98	96	94	92	90	88	86	84	82	80	78	76	75	73	71	67	63	60	56	53	50	47	44	41	39	36	34	32	29	27	25	22		
12	100	98	96	93	91	89	87	85	83	81	79	77	76	74	72	70	66	62	59	55	52	49	47	45	42	40	37	35	32	30	28	26	24	22	
11	100	98	95	93	91	89	87	85	83	81	79	77	75	73	71	69	65	61	57	54	50	47	44	41	38	35	33	30	28	26	24	22	20		
10	100	98	95	93	91	88	86	84	82	80	78	76	74	72	70	69	64	60	56	52	49	45	42	39	36	33	31	28	26	24	22	20			
9	100	98	95	93	90	88	86	84	81	79	77	75	73	71	69	66	63	59	55	52	47	44	40	37	34	32	30	29	27	24	22	20			
8	100	97	95	92	90	88	85	83	81	79	76	74	72	70	68	66	62	57	53	49	46	42	39	35	32	29	27	24	22	19	17	15			
7	100	97	95	92	90	87	85	82	80	78	76	73	71	69	67	65	60	56	52	48	44	40	37	33	30	27	24	22	19	17	15	13			
6	100	97	94	92	89	87	84	82	79	77	75	72	70	68	66	64	61	59	56	50	44	39	34	30	25	21	17	14	11	8	5	2			
5	100	97	94	91	89	86	84	81	79	76	74	71	69	67	65	63	57	53	48	44	40	36	32	29	25	22	19	17	14	12	7	5	3		
4	100	97	94	91	88	86	83	80	78	75	73	70	68	66	63	60	56	51	46	42	37	33	30	26	23	20	17	14	11	9	7	4	2		
3	100	97	94	91	88	85	82	79	77	74	72	69	67	64	60	54	49	44	39	35	31	27	23	20	17	14	11	8	6	3	1				
2	100	97	93	90	87	84	81	78	76	73	69	66	63	60	56	52	47	42	37	33	30	28	24	21	17	14	11	8	5	2					
1	100	97	93	90	87	84	80	77	75	72	69	66	64	61	59	56	50	44	39	34	30	25	21	17	14	10	7	4	1						
0	100	96	93	89	86	83	80	76	73	70	67	65	62	59	57	54	48	42	37	31	27	22	18	14	10	7	4	1							
-1	100	96	92	89	85	82	79	75	72	69	66	63	60	57	55	52	45	39	34	29	24	19	14	10	7	3									
-2	100	96	92	88	85	81	78	74	71	68	64	61	58	55	52	43	37	31	25	20	15	11	7	3											
-3	100	96	92	88	84	80	77	73	69	66	63	59	56	53	50	47	40	34	27	22	16	11	7	2											
-4	100	96	91	87	83	79	75	71	68	64	61	57	51	47	44	37	30	24	18	13	7	2													
-5	100	95	91	87	82	78	74	70	66	62	59	55	52	48	45	42	34	27	20	14	8	3													
-6	100	95	90	86	81	77	72	68	64	60</td																									

Cuadro 4.2.b

Tabla psicrométrica válida para presiones alrededor de 850 hPa
(1,000 a 2,000 m de altitud)

Bulbo húmedo	Diferencia entre bulbo seco y bulbo húmedo											
	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0	9.5	10.0	10.5	11.0	11.5	12.0	12.5
15	50	47	45	42	40	38	36	34	32	31	29	27
14	48	46	43	41	39	37	35	33	31	29	27	26
13	47	45	42	40	38	35	33	31	30	28	26	23
12	46	43	41	38	36	34	32	30	28	26	24	23
11	45	42	39	37	35	32	30	28	26	25	23	21
10	43	40	38	35	33	31	29	27	25	23	21	19
9	42	39	36	34	31	29	27	25	23	21	19	18
8	40	38	34	32	29	27	25	23	21	19	17	16
7	38	35	33	30	28	25	23	21	19	17	15	13
6	36	33	31	28	25	23	21	19	17	15	13	11
5	34	31	29	26	23	21	19	16	14	12	11	9
4	32	29	26	24	21	18	16	14	12	10	8	6
3	30	27	24	21	18	16	14	11	9	7	5	4
2	28	24	21	18	16	13	11	8	6	4	2	1
1	25	24	19	16	13	10	8	5	3	1		
0	22	19	16	13	10	7	5	2	0			
-1	19	16	12	9	6	4	1					
-2	16	13	6	6	3	0						
-3	13	9	5	2								
-4	9	5	2									
-5	5	1										
-6	1											
-7												
-8												
-9												
-10												

Cuadro 4.2.c

Tabla psicrométrica válida para presiones alrededor de 780 hPa
(2,000 a 2,500 m de altitud)

B. Húmedo	Diferencia entre bulbo seco y bulbo húmedo																									
	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0	9.5	10.0	10.5	11.0	11.5	12.0	12.5	13.0	13.5	14.0	14.5	15.0	
20		66	63	60	58	55	53	51	49	47	45	43	41	39	38	36	34	33	32	30	29	28				
19		65	62	59	57	55	52	50	48	46	44	42	40	38	37	35	33	32	31	29	28	27				
18		64	61	59	56	54	51	49	47	45	43	41	39	37	36	34	32	31	30	28	27	26				
17		63	61	58	55	53	50	48	46	44	42	40	38	36	34	33	31	30	29	27	26	24				
16		63	30	57	54	52	49	47	45	43	41	39	37	35	33	32	30	29	28	26	24	23				
15		62	59	56	53	51	48	46	44	42	39	38	36	34	32	30	29	27	26	24	23	22				
14		61	58	55	52	50	47	45	43	40	38	36	34	33	31	29	28	26	25	23	22	21				
13		60	57	54	51	49	46	44	41	39	37	35	33	31	29	28	26	25	23	22	20	19				
12		59	56	53	50	47	45	42	40	38	36	34	32	30	28	26	25	23	22	20	19	18				
11		58	55	52	49	46	44	41	39	36	34	32	30	28	26	24	23	22	20	19	17	16				
10	72	68	64	60	57	54	51	48	45	42	40	37	35	33	31	29	27	25	23	22	20	18	17	16	14	
9	71	67	63	59	56	53	49	46	43	41	38	36	33	31	29	27	25	23	21	20	18	17	15	14	13	
8	70	66	62	58	55	51	48	45	42	39	37	34	32	29	27	25	23	21	20	18	16	15	13	12	11	
7	69	68	61	57	53	50	46	43	40	37	35	32	30	28	25	23	21	19	18	16	14	13	11	10	9	
6	68	64	60	56	52	48	45	42	39	36	33	30	28	26	23	21	19	17	16	14	12	11	9	8	7	
5	67	63	58	54	50	47	43	40	37	34	31	28	26	23	21	19	17	15	13	12	10	9	7	6	5	
4	66	61	57	53	49	45	41	38	35	32	29	26	24	21	19	17	15	13	11	9	8	6	5	3	2	
3	65	60	55	51	47	43	39	36	33	30	27	24	21	19	17	14	12	10	9	7	5	4	2	1	-	
2	63	59	54	49	45	41	37	34	30	27	24	22	19	16	14	12	10	8	6	4	3	1				
1	62	57	52	47	43	39	35	32	29	25	22	19	16	14	11	9	7	5	3	1						
0	61	55	50	45	41	37	33	29	26	22	19	16	13	11	8	6	4	2								
-1	59	53	48	43	39	34	30	26	23	19	16	13	10	8	5	3	1									
-2	57	52	46	41	36	32	28	24	20	16	13	10	7	4	2											
-3	55	49	44	39	34	29	25	21	17	13	10	7	4	1												
-4	53	47	41	36	31	26	21	17	13	10	6	3														
-5	51	45	39	33	28	23	18	14	10	6	2															
-6	49	42	36	30	24	19	14	10	6	2																
-7	46	39	33	27	21	15	10	6	1																	
-8	44	36	33	27	17	11	6	1																		
-9	41	33	26	19	13	7	2																			
-10	38	30	22	15	8	2																				

Higrómetros eléctricos y sensores capacitivos

Los higrómetros eléctricos utilizan como sensores dos electrodos y cloruro de litio, que generan un voltaje que se convierte en el dato de humedad relativa al multiplicarse por una constante de calibración. Lo hace directamente el instrumento. Este tipo de sensores suelen estar presentes en las estaciones meteorológicas automáticas, normalmente acompañado del termómetro, ambos cubiertos por un abrigo para evitar la incidencia directa de los rayos solares (véanse figuras 4.6).

Figura 4.6
Higrómetros eléctricos



Nota: Izquierda: de lectura directa; centro: de tipo HOBO; derecha: abrigo meteorológico de una estación automática. Adentro están los sensores eléctricos de temperatura y humedad.

El tipo HOBO y las estaciones automáticas tienen un sistema de almacenamiento de datos y posibilidades de programación de la frecuencia del sensado,¹ de modo que pueden almacenar datos por períodos prolongados que hay que *ordenar* periódicamente, aunque de manera eventual tienen también la posibilidad de transmitir la información en tiempo real a una estación receptora o computadora. En la web se encuentra información abundante de este tipo de sensores e instrumentos, cuyos precios van desde unos cuantos dólares hasta diez mil o más, dependiendo de la precisión, tiempo de respuesta y sensibilidad del instrumento, así como del sistema de almacenamiento o de transmisión de los datos. La mayoría de las veces, los instrumentos y los sistemas de almacenamiento o de trans-

¹ Este neologismo proviene de sensor y no de censo, de ahí su ortografía.

misión se venden por separado, de modo que el comprador puede armar un paquete adecuado a su presupuesto y necesidades.

Más de tres cuartas partes de los sensores de humedad en miniatura, integrados por ejemplo a circuitos eléctricos, utilizan la técnica capacitiva y son, en general, de mayor exactitud que los psicrómetros. Los sensores capacitivos aprovechan que el aire cambia su permitividad de acuerdo a la humedad del ambiente y al penetrar en el campo eléctrico que hay entre las placas del sensor, se produce un cambio dieléctrico que produce una variación en la capacitancia. La delgada capa del capacitor del sensor de humedad responde a cambios de humedad relativa mayoritariamente, y responde también a cambios de temperatura. Entre los sensores capacitivos de humedad destacan los higrómetros de punto de rocío, y se utilizan de manera frecuente en radiosondas empleadas en globos meteorológicos, que miden durante su ascenso parámetros como la presión, temperatura, viento y humedad, hasta la parte baja de la estratosfera.

El procedimiento de calibración de fábrica de las radiosondas relaciona la capacitancia medida con la humedad relativa, con respecto al agua líquida a 20 °C. Primero, la humedad relativa se calcula de una curva de calibración derivada de cada sensor a 20 °C a 0 y 75% de humedad relativa; después, la humedad relativa calculada se ajusta a la temperatura ambiente de acuerdo a la curva de humedad relativa y en función de la temperatura obtenida de una muestra amplia de datos de distintos sensores.

Las mediciones han demostrado que la dependencia de la temperatura del sensor capacitivo no es lineal y, junto con el retraso de sus mediciones, se produce una fuente de error adicional respecto a los perfiles de humedad relativa a temperaturas bajas.

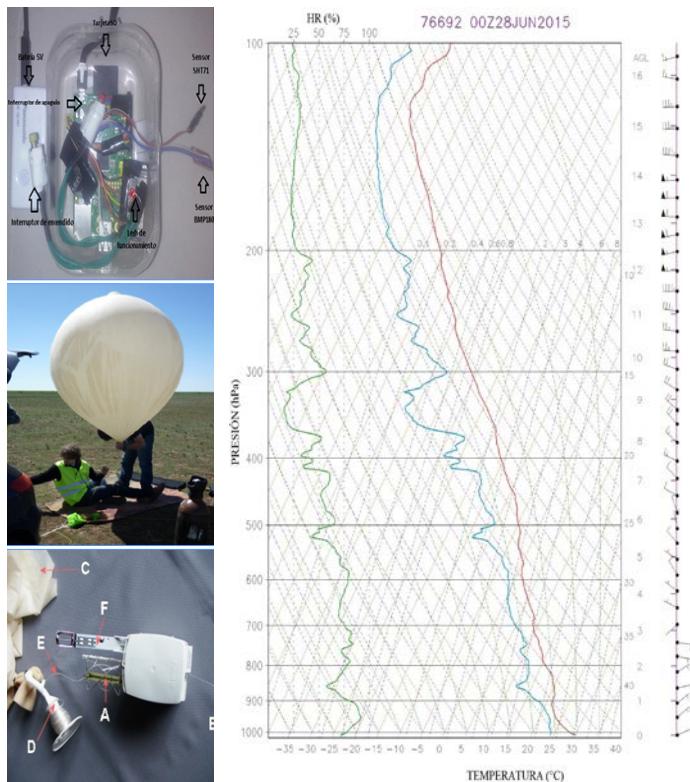
Otro problema que se presenta en las radiosondas es que a gran altura se escarcha el sensor, por lo que se ha implementado en varias de ellas usar dos sensores que se calientan a intervalos constantes de tiempo y se utiliza una resistencia integrada dentro de un sustrato de vidrio. Debido al pequeño tamaño de cada sensor, su respuesta es mucho más rápida. Después de enfriar la temperatura ambiente, el sensor continúa operando en modo de medición, momento en el que el segundo sensor inicia su ciclo de calentamiento.

Durante el día, el error sistemático más común de las mediciones es el *dry bias*, o sesgo por secado, producido por la radiación

solar. Es dependiente de la altitud por la disminución del enfriamiento convectivo del sensor. Durante la noche, la radiación no contribuye a errores de las mediciones, solamente se presentan errores de calibración y del mismo sensor.

Entre muchos otros, el sensor SHT71 es de fácil acceso en el mercado —por unos 50 dólares—, funciona a partir de un polímero capacitivo para medir humedad relativa y lo fabrica la empresa Sensirion (www.sensirion.com). Debe acoplarse a una tarjeta inteligente y de memoria, por ejemplo la RaspberryPi, lo que permite hacer sondeos con globos cautivos o drones, como lo muestran las figuras 4.7.

Figura 4.7
Sensor y sondeos



Izquierda arriba: Sensor SHT71 de Sensirion acoplado a una tarjeta RaspberryPi. / Centro: Inflado de globo de sonda. / Abajo: Caja con sensores (F: termométrico y de humedad). Derecha: Gráfica de valores de temperatura de punto de rocío y ambiente.

Globos sonda

En el primer tercio del siglo XX se desarrollaron los medidores de humedad a partir de materiales cuya resistencia, conductividad o capacitancia eléctricas varían dependiendo de la humedad ambiente. Así, entre 1920 y 1930 se pudieron armar equipos para sondeo atmosférico con globos y transmisión por radio, por Yrjö Väisälä en Finlandia y Pável Alekséndrovich Molchanov en la antigua Unión Soviética. En la actualidad se lanzan globos, normalmente inflados con helio y eventualmente con hidrógeno, para simultáneamente realizar sondeos atmosféricos dos veces al día en varias partes del mundo, a las cero y doce horas de Greenwich. Los sensores atados al globo pueden ser de bulbo seco y húmedo o eléctricos. Los perfiles verticales de humedad van desde la superficie hasta el final de la tropósfera o inicios de la estratosfera; es decir, hasta un nivel de presión cercano a los 200 hPa.

Para estudios específicos también se usan globos cautivos, es decir que se elevan y descenden mediante un malacate.

En general, el desarrollo de radiosondas con sensores capacitivos de película delgada (figura 4.7, abajo), provee datos de humedad que pueden ser utilizados a largo plazo en estudios de clima. Los sensores capacitivos más usados son los Humicap (de tipo A- o H-) desarrollados por Vaisala e integrados en sus radiosondas. El tiempo de respuesta de estos sensores aumenta exponencialmente conforme disminuye la temperatura, por lo que los perfiles de humedad de estructuras atmosféricas verticales se *suavizan* con el descenso de la temperatura. Una corrección en el tiempo de retraso del sensor reducirá la incertidumbre de la medición para perfiles individuales, incrementará la significancia de conjuntos de datos más grandes y reducirá el sesgo de los sistemas de medición en regiones de la atmósfera, donde el gradiente de la humedad relativa vertical tiene preferencia climatológica.

Monitoreo de la humedad desde vuelos comerciales (MOZAIC)

El programa *Measurement of Ozone and Water Vapour on Airobus In-service Aircraft* (MOZAIC) es un proyecto fundado por la Unión Europea para la medición de la distribución de diversos gases como ozono, vapor de agua, óxidos de nitrógeno y monóxido de carbono. Los

vuelos cubren rutas en gran parte del hemisferio norte y algunas del hemisferio sur, y llevan más de 15 años haciendo mediciones continuas de vapor de agua, por lo que se utilizan sensores capacitivos para medir la humedad relativa y la temperatura.

Dichos sensores se colocan en una caja adiabática en la parte externa del avión, lo que protege a los instrumentos del colapso con partículas de polvo y humedad; sin embargo, la compresión adiabática causa el aumento de la temperatura de la muestra de aire, provocando una disminución del rango dinámico del sensor. En general, el tiempo de respuesta del sensor en las partes baja y media de la tropósfera es bueno, no obstante aumenta de manera considerable a bajas temperaturas, llegando a valores cercanos a un minuto a altitud de crucero; es decir, a la altitud promedio de vuelo de los aviones. Nuevos métodos de calibración en vuelo han sido desarrollados para el control y disminución del tiempo de respuesta del sensor, en los que la compensación del éste es monitoreada de manera quasi-continua y ajustada durante el vuelo.

Higrometría de punto de escarcha

La higrometría de punto de escarcha tiene como principio el equilibrio termodinámico de dos fases de un sistema. La ecuación de Clausius-Clapeyron, como se vio en el capítulo 3, describe la relación entre la presión de vapor y la temperatura de un sistema de dos fases que están en equilibrio.

Los higrómetros de punto de rocío mantienen activamente el equilibrio de un sistema de dos fases que consiste en agua líquida y vapor de agua, ajustando continuamente la temperatura de la fase líquida tal que ésta se mantenga estable y constante; es decir, la fase líquida no crece ni disminuye. Si este control activo es exitoso, entonces las variaciones de temperatura de la fase líquida necesarias para mantener el equilibrio son pequeñas y la temperatura media es aproximadamente la de punto de rocío, que se utiliza para calcular la presión parcial del vapor.

Existen también higrómetros de punto de escarcha cuyo funcionamiento se basa en el mismo principio que rige el funcionamiento de los de punto de rocío, pero utilizando hielo en lugar de agua líquida. Ambos difieren en la fase del condensado y, por lo

tanto, en el rango de temperatura para el que están diseñados. En el caso de los de punto de escarcha, la fase del condensado es hielo por lo que el rango de mediciones es en general bajo 0 °C.

Para la detección de la fase condensada se utilizan dos métodos: el primero y más común consiste en el uso de detección óptica para percibir una capa de hielo en un espejo; la segunda utiliza un cristal de cuarzo como sustrato, y detecta la masa acumulada que se depositó sobre él como un cambio en la frecuencia de oscilación.

Para los higrómetros de punto de escarcha se utiliza un espejo, usualmente un disco metálico con baño de plata que sirve como sustrato, y un detector que monitorea la luz reflejada. La cantidad de condensado se mide con la reflectividad del espejo que es disminuida por la cantidad de hielo que lo cubra.

En caso de contar con un cristal de cuarzo, éste se hace vibrar con un piezoelectrónico a una frecuencia constante. La deposición de material en la superficie del cristal afecta la amplitud y la velocidad de la onda generada por la vibración del cristal, con lo que es posible medir la cantidad de condensado en el cristal.

Lo que los higrómetros de punto de escarcha tienen en común es el ciclo de retroalimentación que regula la temperatura del espejo, en el cual un detector percibe la capa de hielo en el sustrato y cuantifica la cantidad de hielo. El controlador de retroalimentación regula la temperatura del sustrato, de tal manera que permanezca constante la cantidad de hielo sobre él, entonces esta temperatura se aproxima a la de punto de escarcha.

El controlador de retroalimentación puede calibrarse al calcular el exceso o la falta de hielo/condensado en el espejo o cristal para recalcular la temperatura. Es importante mencionar que debido a que la presión parcial de vapor se deriva a partir de la temperatura del espejo o el cristal, entonces este cálculo sólo es válido si el controlador de retroalimentación mantuvo de manera constante la cantidad de condensado.

Entre los higrómetros de punto de escarcha más utilizados en mediciones de vapor de agua se encuentran el CFH y el GTS1, y representan prototipos de esta clase de sensores. Para su funcionamiento, un pequeño espejo se calienta eléctricamente contra una llave criogénica fría para mantener la capa condensada en equilibrio con el agua de vapor del ambiente. Bajo esta condición, la tem-

peratura del espejo es igual a la temperatura de punto de rocío si la fase condensada es líquida, o a la temperatura de punto de escarcha si el condensado es hielo y, entonces, la razón de mezcla del vapor de agua y la humedad relativa se miden utilizando la ecuación de Clausius-Clapeyron.

Por su parte, el sensor de humedad GTS1 es una pequeña pieza con sustrato de plexiglass con dos electrodos, que está cubierta con una mezcla de hidroxietilcelulosa, carbón y algún otro material auxiliar. La medición de la humedad relativa se realiza de acuerdo a los cambios de la resistencia del sensor, sin embargo debe hacerse una corrección debido a la dependencia de dicha resistencia con la temperatura; además, la humedad relativa no se calcula de manera directa de la resistencia medida, sino por el cociente de la resistencia medida respecto a la resistencia de referencia, que se mide bajo condiciones de referencia (0 % de humedad relativa generalmente).

Una comparación² detallada del funcionamiento de ambos higrómetros muestra que su respuesta varía entre el día y la noche, en gran medida por la variación de temperatura, y es cuantificable también la variación del sesgo por secado de cada aparato. Dichas diferencias provocan que el rango de medición de humedad en la atmósfera óptimo para cada aparato, sea distinto. Se observó que el GTS1 fracasó en la medición de la humedad en la tropósfera alta, e incluso en algunas ocasiones en la tropósfera media; sin embargo, es capaz de capturar ciertas estructuras finas de la humedad relativa de la tropósfera media. Mientras que el CFH es capaz de medir constantemente agua de vapor desde la superficie hasta la estratosfera media.

Aplicaciones del método de fluorescencia

La fluorescencia es un tipo particular de luminiscencia que ocurre cuando un objeto absorbe energía en forma de radiación electromagnética y luego emite parte de esa energía con una longitud de onda diferente.

La fotodisociación, por su parte, es un proceso en el cual moléculas grandes se separan en moléculas más pequeñas, iones

² Bian, J. y Chen, H. (2011). Intercomparison of Humidity and Temperature Sensor GTS1, Vaisala RS80 and CFH. *Adv. Atmospheric Sci.*, 28 (1): 139-146.

o radicales, por acción de los fotones incidentes. Recuerde que la energía es proporcional a la frecuencia (ν), $E = h\nu$ y $\nu = 1/\lambda$, esto significa que se requiere de una energía mínima para *partir* una molécula de agua, que puede disociarse para longitudes de onda menores a 137 nm, de acuerdo a la siguiente reacción:



La molécula OH^- tiene un electrón de más, lo que provoca que tenga más energía de la que suele tener en su estado normal (estado base); es decir, se encuentra en un estado excitado. El OH excitado regresa al estado base liberando el excedente de energía en forma de luz (fluorescencia), o bien, por colisiones con otras moléculas. Si lo hace mediante fluorescencia emitirá luz con una longitud de onda entre 305 y 325 nm.

Suena razonable pensar que si se mide la cantidad de luz, cuya longitud de onda se encuentra entre 305 y 325 nm, se tendrá información sobre el número de moléculas de OH^- presentes en el aire y, luego entonces, sobre el número de moléculas de agua.

1. Se pueden relacionar el número de moléculas OH^- con la cantidad de moléculas de agua de acuerdo al factor de disociación del agua (J), que depende de T (las cantidades entre corchetes indican los moles de cada molécula).

$$J = \frac{[\text{OH}^-][\text{H}^+]}{[\text{H}_2\text{O}]}$$

2. La cantidad de luz detectada para este rango de longitudes de onda dependerá de la eficiencia de detección del fotodetector usado, llamada formalmente *eficiencia cuántica del estado excitado de la molécula OH^-* (Φ).
3. La cantidad de luz emitida dependerá de la probabilidad de que la molécula OH^- excitada pase al estado base emitiendo luz, que está descrita por el coeficiente de Einstein (A_0).
4. El número de moléculas OH^- en el aire depende también del factor de extinción del radical OH en el aire (k_q).

El número de fotones fluorescentes N_f satisface que:

$$N_f = \frac{[\text{H}_2\text{O}] J\Phi}{[\text{aire}] k_q + A_0}$$

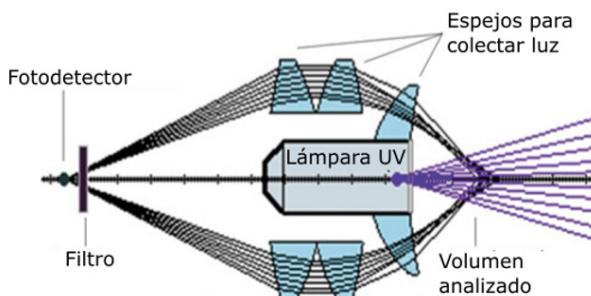
Para altitudes menores a 20 km se satisface que k_q [aire] $\gg A_0$, entonces la ecuación anterior puede aproximarse a

$$N_f = \frac{[\text{H}_2\text{O}]}{[\text{aire}]}$$

Se mencionó que la fotodisociación del agua se lleva a cabo para longitudes de onda menores a 137 nm, sin embargo, ¿qué longitud de onda es conveniente usar para la disociación de estas moléculas? Tomando en cuenta que el agua y el oxígeno tienen un espectro de absorción similar en la región ultravioleta, resulta conveniente saber que para $\lambda = 121.6$ el agua absorbe luz y el oxígeno no tanta (3 % del oxígeno en el aire absorberá luz de esta longitud de onda a 50 hPa). Esta es la razón por la que los higrómetros de fluorescencia operan a esta longitud de onda (figura 4.8).

Figura 4.8

Funcionamiento de higrómetro de fluorescencia



Es posible resumir las propiedades de los higrómetros de fluorescencia:

- Rango de medición de vapor de agua: 0.5 a 1,000 ppmv
- Límite de detección: 0.1 ppmv
- Tiempo de respuesta: 0.2 s

- Precisión de la medición: 5.5%
- Rango de temperatura: -95 a 40 °C

Higrómetro de kriptón

Este instrumento es de la empresa Campbell Scientific y tiene una respuesta tan rápida que se pueden hacer hasta 50 mediciones en un segundo. Fue patentado en 1984 y actualmente es de uso común para medir flujos de vapor —como la evapotranspiración de una superficie— o de calor latente asociado a esos flujos, si sus mediciones se hacen simultáneamente a las de un anemómetro de respuesta igualmente rápida. Se le conecta a un sistema de adquisición o transmisión de datos en el que, a su vez, se programa su frecuencia de medición y su asociación con otros sensores. Funciona con una lámpara de fuente de kriptón que se encuentra en uno de los dos tubos mostrados en la figura 4.9 y que emite una luz a 123.58 nm; el vapor de agua disuelto en el aire atenúa el rayo y, de esta manera, el tubo receptor mide la razón de mezcla o la humedad absoluta.

Figura 4.9
Higrómetro de kriptón

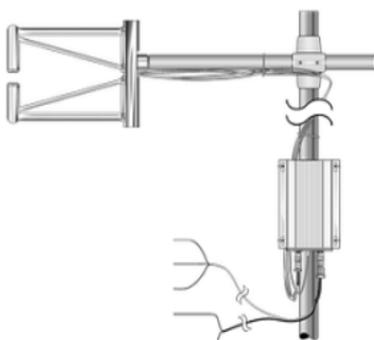


Diagrama de emplazamiento



Escala

Sensores remotos

Los sensores de medición remota son instrumentos que pueden estimar valores de la humedad de la atmósfera sin tener que estar en contacto con ella. En general aprovechan que la incidencia de luz (radiación electromagnética) en la atmósfera brinda información sobre la composición de las moléculas y partículas del aire. La información puede recabarse de distintas maneras, una de ellas es recolectar la luz que ha atravesado la atmósfera, otra es lanzar un haz y recolectar lo que es reflejado.

Pero, ¿cómo es que la luz puede hablarnos de la distribución de las moléculas y partículas en el aire? Lo hace mediante el análisis de los espectros electromagnéticos que reflejan las interacciones de las moléculas con radiación. Llamamos espectro electromagnético a la distribución de energía de cierto conjunto de ondas electromagnéticas, puede provenir de la emisión o absorción de la luz por ciertas partículas, y sirve para distinguirlas de manera análoga a una huella dactilar, pues la interacción de la luz con la materia en un régimen lineal permite simultáneamente la absorción y la emisión de luz que se ajusta a los niveles de energía ya definidos por los electrones.

Los métodos ópticos de medición se basan en la Ley de Lambert-Beer, que relaciona la intensidad de luz entrante en un medio (I_0) con la intensidad saliente, después de que en dicho medio se produzca absorción (I); dicha absorción varía de acuerdo a la cantidad de humedad del aire. La Ley de Lambert-Beer se enuncia:

$$I = I_0 e^{-\beta \cdot d \frac{c}{c_0}}$$

donde β corresponde al coeficiente de absorción, d es la longitud del camino que atraviesa la luz, C es la concentración en el medio y C_0 es la concentración del absorbente previa a entrar a ese medio.

Se utilizan dispositivos con luz ultravioleta o infrarroja en el rango ultravioleta son preferibles para la medición de humedades absolutas bajas; para la presión de vapor de agua mayor a 10 hPa resulta más adecuado el rango infrarrojo.

La calibración de estos dispositivos resulta fundamental en la medición de humedad absoluta, y los dispositivos en el rango ultravioleta una calibración más precisa que los de rango infrarrojo. Existen dos métodos de calibración principales: uno consiste en usar la calibración dentro de un flujo de gas con una concentración constante de vapor de agua y el otro utiliza una cámara climática. Además, la calibración *in situ* es posible cambiando la longitud de recorrido por una humedad casi constante.

Radiometría de microondas

La radiometría de microondas consiste en el análisis de la radiación electromagnética —en el rango de las microondas, frecuencia de 30 a 300 GHz— que ha atravesado la atmósfera. La interacción de la radiación electromagnética proveniente del Sol tiene un rango de frecuencias muy amplio y a cada frecuencia se le asocia una energía. Cada molécula que compone el aire requiere de una energía específica que la hará vibrar y, si esto sucede, dicha molécula habrá absorbido un fotón que al vibrar emitirá energía en forma de fotón y con una energía característica. A esto se le conoce como transiciones vibracionales, mismas que pueden medirse detectando la radiación electromagnética.

En el rango que se realice la detección se observarán picos de intensidad para frecuencias particulares, correspondientes a la frecuencia vibracional de la molécula, y la intensidad de estos picos puede relacionarse con el número de moléculas.

Una misma molécula puede tener distintas frecuencias de vibración, como es el caso del vapor de agua; sin embargo, no es posible observar todas las líneas que describen la cantidad de vapor de agua desde el nivel del suelo hasta la tropósfera, ya que la radiación electromagnética que emiten se va atenuando, dependiendo de la altura a la que se encuentre la molécula y de su frecuencia vibracional, por lo que se utilizan rangos de frecuencias distintas para cada capa de la atmósfera.

En el caso del vapor de agua, las transiciones que se utilizan y su uso son las siguientes:

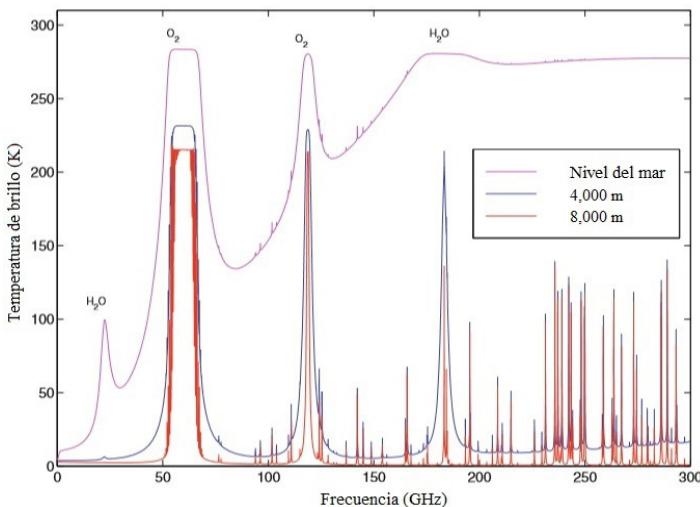
22.235 GHz	Mediciones realizadas a nivel del mar, debido a la opacidad de la tropósfera. Puede tomarse en condiciones nubladas, pero no con lluvia o nieve.
183.310 GHz	Mediciones desde lugares secos, como montañas, o bien desde aviones operando. Es una línea mucho más intensa en el espectro y presenta mejor relación señal a ruido.
448.001 GHz 556.936 GHz	Son líneas más débiles que solamente es posible medir desde satélites que observan la Tierra.

Los radiómetros —instrumentos utilizados para este tipo de mediciones— consisten en una antena que recibe la radiación que ha atravesado la atmósfera y la dirige a una guía de onda que alimenta la señal de entrada a la parte electrónica del receptor. Estas señales arrojan un espectro en el que, en la parte de microondas, es posible observar, a frecuencias específicas, las líneas provenientes de transiciones rotacionales del vapor de agua; un ejemplo de una medición espectral obtenida con un radiómetro de microondas se muestra en la figura 4.10, que es una gráfica de frecuencia contra temperatura de brillo (K), este último término está directamente relacionado con la intensidad de la radiación. En dicha figura se muestran tres espectros obtenidos para tres alturas de medición distintas, y se puede observar que:

1. Para mediciones realizadas a mayor altura se pierden menos componentes espectrales. Esto se debe a que hay menor atenuación de la radiación, pues ésta recorre un camino menor respecto a la radiación medida a nivel del mar, por ejemplo.
2. A mayor altura se observa un menor ensanchamiento de las líneas y puede deberse a un fenómeno conocido como ensanchamiento Doppler, que se explicará a detalle más adelante en esta sección.
3. A nivel del mar la línea de transición de vapor de agua a 22.235 GHz es clara, sin embargo, la línea espectral a 183.310 GHz no tanto. En cambio, para las mediciones realizadas a mayores alturas, sucede lo contrario. Resulta claro que deben usarse rangos de frecuencias distintas para cada capa de la atmósfera.

Figuro 4.10

Ejemplo de espectro electromagnético infrarrojo recuperado de la atmósfera a distintas altitudes



En la radiometría de microondas es bastante común expresar la intensidad de la señal como temperatura radiante T_b , en unidades de Kelvin. Esta variable se obtiene al analizar la trasferencia de radiación en la atmósfera, para lo que es necesario describirla en términos de la intensidad específica I_ν . Se refiere a la cantidad de energía que atraviesa una unidad de área en dirección θ , por unidad de frecuencia y ángulo sólido. El ángulo sólido es el ángulo espacial que abarca un objeto visto desde un punto dado y mide el tamaño aparente de ese objeto.

La variación de la intensidad específica en un punto s a lo largo de la línea de propagación se obtiene al considerar las fuentes y absorbentes de radiación en un elemento de volumen a lo largo de esa línea. Esto lleva a escribir la ecuación de transferencia en forma diferencial:

$$\frac{dl_\nu}{ds} = I_\nu \alpha + S$$

En esta ecuación α corresponde al término de absorción y S es el término de la fuente, ambos toman en cuenta la ganancia o pérdida de la intensidad específica dada la dispersión de radiación.

Si no se considera la dispersión, el término de la fuente puede expresarse como $S = \alpha B_\nu(T)$, donde $B_\nu(T)$ se conoce como brillo de superficie que, de acuerdo a la Ley de Planck, satisface:

$$B_\nu(T) = \frac{2hv^3}{c^2} \frac{1}{e^{hv/kT}-1}$$

con h la constante de Planck, k la constante de Boltzman, ν la frecuencia de radiación y c la velocidad de la luz. Cuando se trabaja con microondas se tiene que $hv \ll kT$, entonces se puede realizar la siguiente aproximación, conocida como límite de Rayleigh-Jeans

$$B_\nu(T) \approx \frac{2\nu^2 k T}{c^2} = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad 4.2$$

Con lo que se puede deducir

$$T_\nu(\nu) = \frac{\lambda^2}{2k} I_\nu \quad 4.3$$

A esta cantidad se le conoce como temperatura de brillo y juega el papel de la intensidad, pero ha sido convertida a unidades de Kelvin. La ecuación de trasferencia radiativa que se usa, generalmente en radiometría de microondas, se deriva de las ecuaciones presentadas anteriormente y se escribe

$$T_b(\nu) = T_{b0} e^{-\tau(s_0)} + \int_0^{s_0} T(s) e^{-\tau(s)} \alpha ds \quad 4.4$$

En este caso, T_{b0} corresponde a la temperatura de brillo de fondo, $T(s)$ es la temperatura de brillo, τ es la profundidad óptica (optical depth) y s_0 es el camino recorrido.

En la ecuación anterior la emisión de radiación de los elementos atmosféricos se representa por el coeficiente $\alpha T(s)$, que es atenuado por un factor $e^{-\tau(s)}$, ambos factores son dependientes de

la frecuencia. También debe considerarse que cada línea espectral tiene un ancho que se debe a distintas razones, una de ellas es el *de línea natural*, que surge de la incertidumbre en la energía de los estados involucrados en la transición. Otro es el *ensanchamiento Doppler*, cuyo efecto se refiere al cambio de frecuencia aparente de una onda producida por el movimiento relativo de la fuente respecto a lo observado; en el caso de la detección de microondas, con el movimiento térmico de los átomos —aquellos que viajan hacia el detector con una velocidad v —, serán detectados con frecuencias de transición que difieren de las de los átomos en reposo, por el desplazamiento Doppler.

El ensanchamiento Doppler es provocado por la diferencia de velocidades de las partículas en la atmósfera, que depende de la distribución de temperatura; una partícula que se acerca o se aleja del sensor emitirá, por el efecto Doppler, una línea espectral con menor o mayor longitud de onda, respectivamente, a la predicha por la teoría. Debido a que el desplazamiento Doppler depende directamente de la velocidad, las partículas de la atmósfera emitirán líneas espectrales siguiendo una distribución en particular, ensanchando ciertas líneas del espectro.

Espectrometría infrarroja

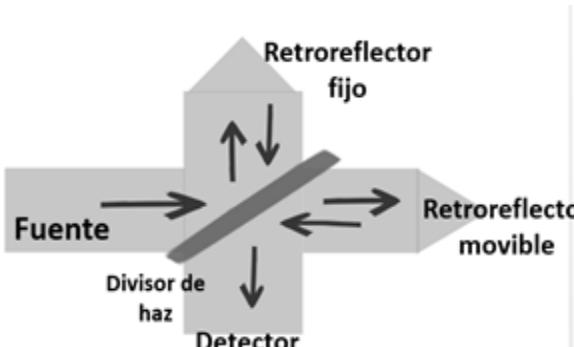
Cuando la radiación electromagnética interactúa con las moléculas de la atmósfera puede provocar que éstas roten o vibren de manera individual, dependiendo de la longitud de onda de la radiación que haya sido absorbida por dicha molécula en particular. Las líneas del espectro provocadas por las rotaciones o vibraciones individuales de distintos absorbentes atmosféricos (O_3, H_2O, HDO, CH_4), tienen distintas longitudes de onda correspondientes a la energía liberada de cada molécula al reemitir la luz absorbida. La mayoría de estas interacciones suceden en el infrarrojo, lo que hace de la detección infrarroja remota una herramienta importante en la investigación atmosférica.

Para llevar a cabo mediciones de espectros en el rango infrarrojo se utiliza un espectrómetro de transformada de Fourier (FTIR, por sus siglas en inglés), que presenta como ventaja mejor acceso a longitudes de onda entre los 30 y 300 micras (a las que no

pueden acceder los espectrómetros de infrarrojo normales); está basado en el interferómetro de Michelson, que consiste en un divisor de haz que divide la radiación incidente en dos haces. Uno de ellos es reflejado por un espejo fijo o retroreflector, mientras que el otro es enviado a un espejo móvil que permite variar la diferencia de camino óptico. Un detector mide la intensidad de la interferencia como función de la diferencia de camino óptico, mientras que la diferencia de caminos es medida con un láser monocromático. Las fluctuaciones de intensidad son graficadas como un interferograma, que es convertido en un espectro mediante la transformada de Fourier. Un esquema básico se muestra en la figura 4.11.

Figura 4.11

Esquema simple de funcionamiento del FTIR



Un FTIR promedio permite la recuperación de perfiles verticales con una resolución de 2 km en la tropósfera baja, 4 km en la tropósfera media y 6 km en la parte superior de la tropósfera. En general, los perfiles de vapor de agua obtenidos mediante esta técnica son validados con mediciones de radiosonda. Cuando son comparados se debe tomar en cuenta la resolución de cada uno, pues el sistema del FTIR sólo puede tomar en cuenta estructuras gruesas de distribuciones verticales de vapor de agua.

La cantidad total de vapor de agua de una columna y sus distribución en las distintas capas atmosféricas pueden calcularse; sin embargo, las incertidumbres en las líneas espectroscópicas, debidas al gradiente vertical de la distribución del vapor de

agua y su variación temporal, presentan la mayor adversidad para la detección remota de vapor de agua atmosférico, se espera poder resolver estos problemas en los próximos años. El FTIR ofrece la posibilidad única de monitorear perfiles troposféricos, mismos que, en la estratosfera media y alta, son tema clave para el estudio atmosférico actual, pues el vapor de agua en estas capas tiene un impacto importante como gas de efecto invernadero.

Radares, sodares y lidares

El radar (nombre derivado de *RAdio Detection And Ranging*, figura 4.12) se basa en el eco de una onda de radiofrecuencia que se produce cuando la emisión encuentra un obstáculo. En meteorología se usan para observar nubes desde mediados del siglo XX, y de manera sistemática a partir del último tercio. Los radares Doppler —capaces de advertir el traslado de objetos como las nubes— se usan desde la década de los ochenta del siglo pasado y su alcance puede ser de entre 100 y 500 km en la horizontal. Los radares de alta frecuencia (VHF, por sus siglas en inglés, del orden de megahertz) son capaces de estimar el contenido de humedad atmosférica en prácticamente toda la tropósfera, debido a la resonancia de la moléculas de agua en longitudes de onda cercanas a los 1.35 cm del espectro electromagnético.

Figura 4.12

Radar meteorológico (izquierda) y radar meteorológico, muestra precipitaciones sobre el sur de la capital del país (derecha)



En meteorología, sobre todo para estudios de la baja atmósfera —dispersión de contaminantes atmosféricos, intercambios de

vapor de agua entre la superficie y la atmósfera, etcétera— se usan cada vez más el sodar y el lidar (figuras 4.13), funcionan de manera similar al radar; el primero mediante ondas acústicas (*SOnic Detection And Ranging*), mientras que el lidar mediante luz (*Light Detection And Ranging*). Normalmente se usan para la exploración vertical de la atmósfera y su alcance llega a lo más a un par de kilómetros. El sodar tiene la dificultad de provocar ruidos no intensos pero persistentes, por lo que pueden ser molestos.

Figura 4.13

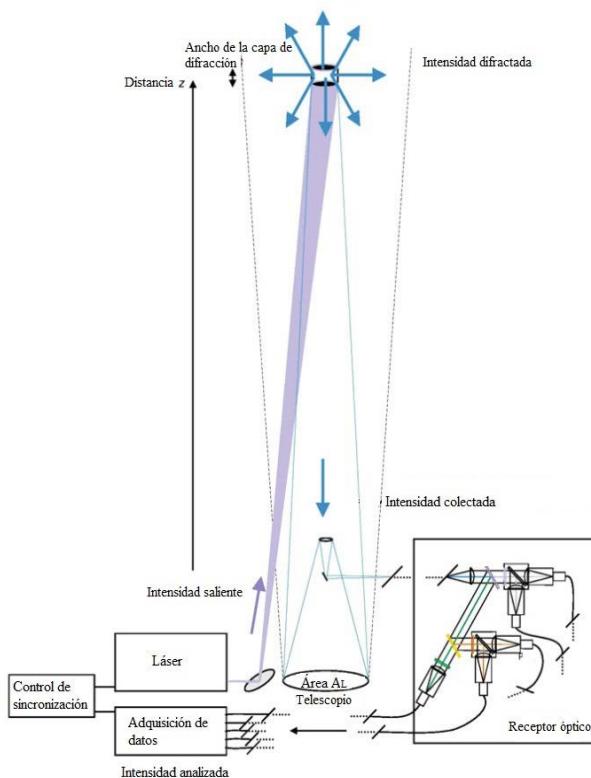
Lidar (izquierda) y sodar transportable (derecha).



En la figura 4.14 se muestra, mediante esquema, el principio del lidar, donde el pulso de un láser con longitud de onda λ_E se emite a la atmósfera, la luz se dispersa por las moléculas que se encuentran en la atmósfera y una fracción de ésta es colectada por un telescopio que se encuentra en el suelo y cuya área es A_L . Conociendo la velocidad de la luz, la distancia r desde donde se difractó la luz es calculada con el tiempo de vuelo de los fotones en su camino hacia arriba y luego hacia abajo (por eso se manda un pulso y no un continuo). Dado que el lidar incluye la fuente de luz, la técnica del lidar es conocida como una técnica activa de medición remota, en contraste con otras técnicas remotas como radiómetros o espectrómetros, que son pasivas.

La luz colectada por el telescopio es separada geométrica y espacialmente, y detectada con instrumentos fotosensibles y fotodiodos de avalancha (APD), capaces de detectar cantidades de luz del orden de unos cuantos fotones, donde es convertida a señales eléctricas que, a su vez, son *muestreadas* en tiempo (es decir, distancia) y después de varias correcciones son proporcionales al número de fotones emitidos por el láser y de moléculas dispersoras de la luz.

Figura 4.14
Principio de funcionamiento de un lidar



El número de fotones detectados es proporcional al número de fotones emitidos y multiplicado por el coeficiente de dispersión total, la transmitancia atmosférica y un factor referente a la efectividad de detección del lidar (como se muestra en la ecuación 4.5):

$$P_D(r, \lambda_D) = P_E(r, \lambda_E) K_L(\lambda_D) \frac{O_L(r) A_L \delta r}{r^2} \beta(r, \lambda_E \rightarrow \lambda_D) t_{\uparrow}(r, \lambda_E) t_{\downarrow}(r, \lambda_D) \quad 4.5$$

Donde los subíndices D , L , E viene de: detectado, lidar y emitido, respectivamente. P_E es el número de fotones emitidos, P_D es el número de fotones detectados, K_L es la transmitancia total y efectividad cuántica del canal receptor, O_L es el campo de visión del telescopio y el factor de superposición (entre 0 y 1), A_L es el área receptora del telescopio, β es el coeficiente de dispersión total, t_{\uparrow} y t_{\downarrow} son las transmitancias atmosféricas totales (entre 0 y 1) para el rayo emitido (que sube) y el que será detectado (que baja).

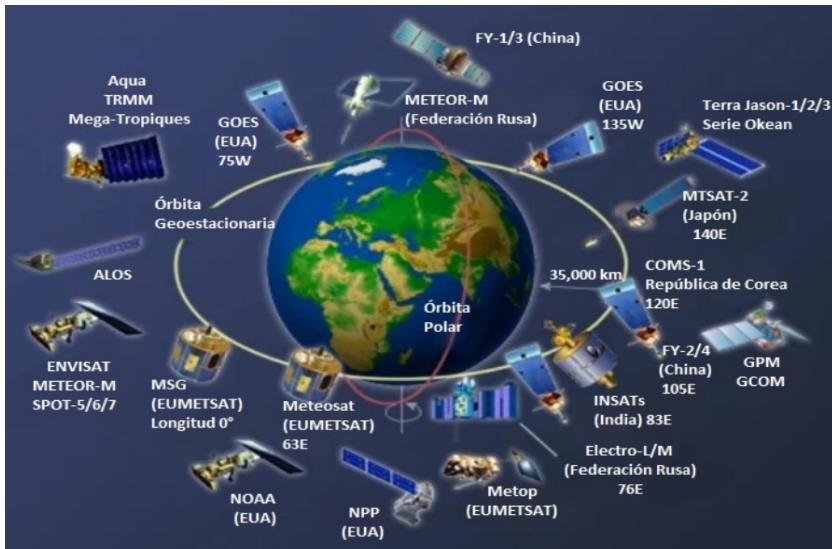
Satélite

En 1960 se puso en órbita el primer satélite artificial con fines expresamente meteorológicos, el “Tiros 1”. Actualmente el sistema mundial de satélites meteorológicos está conformado por los de órbita polar y los geoestacionarios (figura 4.15), los primeros circundan al planeta en aproximadamente día y medio a 850 km de altura, y los geoestacionarios a 36 mil kilómetros de altura y rotan a la misma velocidad que el planeta, de modo que permanentemente observan la misma área. La función de los satélites es *ver*, *oír* y *hablar*; es decir, tomar imágenes y sirven de canales de comunicación de datos meteorológicos.

En cuanto a las imágenes, las hay en la franja visible, que sirven para observar la parte alta de las nubes y la superficie; en la infrarroja, que dan buena medida de la temperatura del planeta; y las de vapor de agua, por los sensores en las franjas de 1 a 2, de 3 a 7 y por arriba de 17 micrones (figura 4.16).

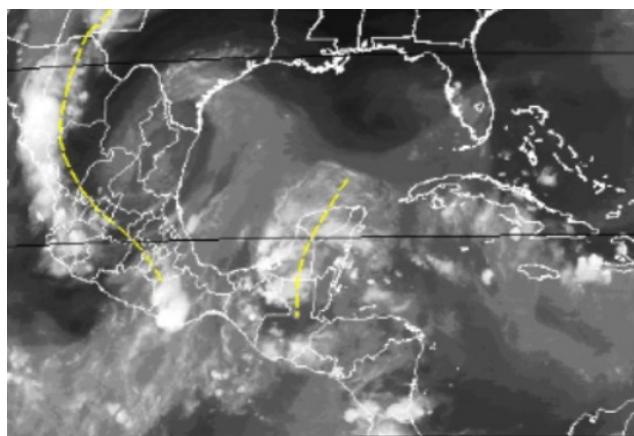
Recientemente se utiliza una técnica de sensado remoto ingeniosa. Mediante la comparación de retardos relativos de la recepción de la señal satelital por equipos de sistemas de posicionamiento global (GPS, por sus siglas en inglés) es posible conocer o estimar el contenido de vapor de agua en la tropósfera, o más concretamente del contenido de agua precipitable (Wang *et al.*, 2013 en *Adv. in Space Res.*, 52; Ryu *et al.*, 2015 en *J. of Hydromet.*, 16).

Figura 4.15
Sistema mundial de satélites meteorológicos

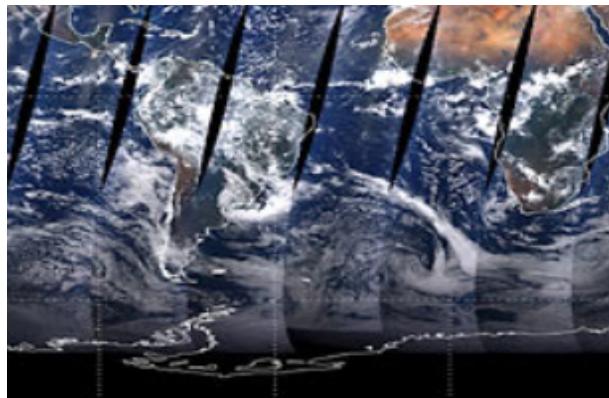


Fuente: The COMET Program/EUMETSAT/NASA/NOAA/OMM. Tomado de: www.meted.ucar.edu.

Figura 4.16
Imagenes de satélite



a) Satélite geoestacionario de vapor de agua.



b) Imagen de órbita polar de canal visible donde se observan los diferentes recorridos de polo a polo.

Preguntas y problemas

1. Las lecturas en un psicrómetro tipo Assman son 32 y 28°C de bulbo seco y húmedo, respectivamente. Mediante cálculos y evitando el uso de tablas, encuentre la presión de vapor, la de vapor de saturación y la temperatura de punto de rocío.
2. Para el problema anterior, calcule la humedad relativa, la humedad específica y la densidad del vapor (o humedad absoluta) si el sitio está a unos 1,500 m sobre el nivel del mar en México.
3. Si no se conocieran los datos de humedad relativa horaria de la figura 4.1, sino sólo los de temperatura horaria y la humedad relativa media del día, combinando ésta (86.7%) con la temperatura media (25.6°C), se obtendría una presión de vapor de saturación de 32.6 hPa y una presión de vapor media de 28.3 hPa. De cada valor horario de temperatura se puede obtener el valor de la presión de vapor de saturación, y con la presión de vapor media antes calculada y considerada invariante, se estimaría la humedad relativa horaria. Realice este ejercicio y calcule la humedad relativa de cada hora y el

error estándar de estimación o raíz cuadrada del error cuadrático medio, entre la humedad relativa así estimada y la que se muestra en la figura 4.1. Nótense que el error es relativamente grande en un sitio con advección como Laguna Verde (a la orilla del mar), sujeto al ciclo diario brisa marina/brisa terral. Los datos de temperatura y humedad relativa horarias de la figura 4.1 se indican en la tabla siguiente.

Hora	Temperatura (°C)	Humedad relativa (%)
0	23.11	88.0
1	23.11	90.7
2	23.69	90.6
3	23.11	92.2
4	23.47	91.6
5	23.72	89.4
6	24.10	82.7
7	24.47	84.0
8	24.41	84.2
9	26.06	77.1
10	28.18	70.6
11	28.09	76.3
12	27.53	85.1
13	26.98	88.4
14	27.37	87.7
15	27.43	87.4
16	27.19	88.1
17	26.77	88.3
18	26.21	86.8
19	26.38	84.9
20	25.96	88.4
21	25.57	91.1
22	25.29	94.4
23	25.11	94.6

4. En los psicrómetros, ¿a qué se debe la dependencia de las mediciones de humedad de las mediciones de temperatura?
5. ¿En qué radican los errores de los sensores capacitivos? Fundamentar matemáticamente.
6. ¿Cuál es la diferencia entre la higrometría de punto de rocío y la de punto de escarcha?, ¿en qué son semejantes?
7. ¿Cuál es el principio en común de los sensores remotos mencionados en este capítulo?
8. ¿Cómo es que el análisis de espectros de radiación electromagnética brinda información sobre la cantidad de vapor de agua en la atmósfera?, ¿qué fenómenos deben considerarse y en qué consisten?
9. Analice la figura 4.10, ¿a qué corresponde este espectro?, ¿qué información se puede obtener de él?
10. Explique el principio físico de los higrómetros de fluorescencia, ¿con éstos se analizan espectros de luz? ¿por qué?

Para saber más

- Bian, J., y Chen, H. (2011). Intercomparison of Humidity and Temperature Sensors: GTS1, Vaisala RS80, and CFH. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28 (1): 139-146.
- Byers, H.R. (1974). *General Meteorology*. Chicago University Press [ver capítulos 5, 7 y 8].
- Campbell, G.S., y Norman, J.M. (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics*. Nueva York: Springer-Verlag [ver capítulo 3].
- DeFelice, T.P. (1998). *An Introduction to Meteorological Instrumentation and Measurement*. New York, USA: Prentice Hall [ver capítulo 6].
- Frisinger, H.H. (1977). *The History of Meteorology to 1800*. Nueva York: Science History Publications.
- Kämpfer, N. (editor) (2013). *Monitoring Atmospheric Water Vapor. Ground-Based Remote Sensing and In-Situ Methods*. Nueva York: Springer.

Linacre, E. (1992). Climate: Data and Resources. A Reference and Guide.
London, UK: Routledge [ver capítulos 1 y 2].

Middleton, W.E.K. (1969). *Invention of the Meteorological Instruments*. Baltimore, USA: The Johns Hopkins Press.

Capítulo 5

Vapor, ciclo hidrológico y clima

Adalberto Tejeda Martínez

La parte atmosférica del ciclo hidrológico

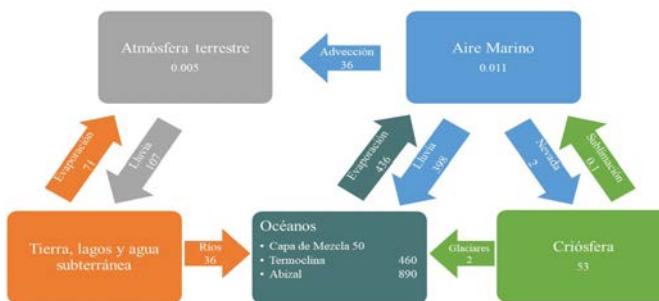
El ciclo hidrológico comprende el conjunto de procesos físicos, químicos e incluso biológicos que intervienen en la circulación del agua por la atmósfera, los cuerpos hídricos superficiales, el suelo y el subsuelo, ya sea en sus fases líquida, gaseosa o de hielo. En otras palabras, es una cadena cuyos eslabones son la evaporación, la condensación, la precipitación, la infiltración y los escorrentimientos superficial y subterráneo. Es un ciclo casi cerrado, pues en el orden de miles de años, tras estar transitando de un estado físico a otro, la masa de agua contenida en el planeta se ha mantenido prácticamente invariante.

La cantidad de agua movida durante un año por el ciclo hidrológico es equivalente a una lámina de un metro de espesor que cubrió toda la superficie planetaria, pero si todo el vapor de agua presente en la atmósfera en este momento fuera condensado y llevado a la superficie, apenas alcanzaría una altura de 2.5 cm. Ese metro de agua que mueve el ciclo hidrológico al año, significa que el agua atmosférica es removida por precipitación cuarenta veces en el año, es decir una vez cada nueve días.

Cuantitativamente, el vapor de agua representa un porcentaje muy bajo en el contenido de agua en el planeta, como se desprende de las cifras citadas en la tabla 1.2 o en el esquema de la

figura 5.1. Con respecto a la masa total de la atmósfera, el agua inmersa en ella apenas alcanza unas 25 millonésimas.

Figura 5.1
Cantidades de agua involucradas en el ciclo hidrológico



Las magnitudes sobre las flechas están en 10^{12} toneladas, y dentro de los rectángulos en 10^{15} toneladas.

Fuente: Linacre, E. y Geerts, B. (1996). *Climates and Weather Explained*. London, UK: Routledge [capítulo 6].

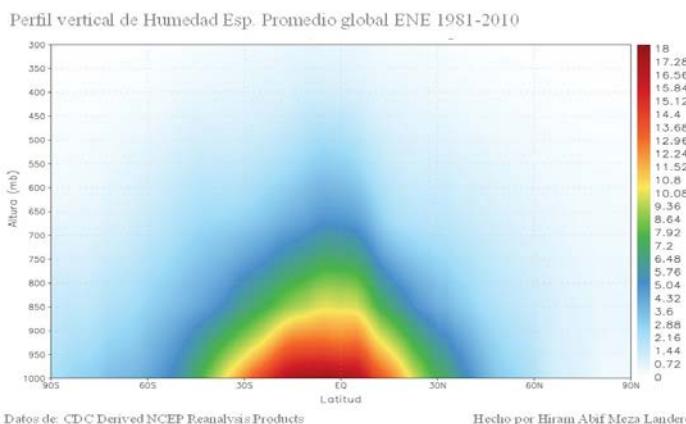
No obstante, tan sólo en Norteamérica la atmósfera transporta alrededor de seis veces más agua que todos los ríos, hecho que evidencia dos aspectos: uno, que la atmósfera es capaz de transportar vapor a través de grandes distancias y que pese a ser relativamente poca el agua en la atmósfera, su transporte es más cuantioso por aire que por tierra; y dos, que la fase del vapor de agua es fundamental en la secuencia de la conservación de la energía. En efecto, el calor latente de vaporización –es decir, el calor necesario para evaporar agua– es del orden de $2,257.0 \text{ KJ kg}^{-1}$ a una temperatura de 0°C (el de fusión es de 335.5 KJ kg^{-1} , y el de sublimación, la suma de los anteriores, es de $2,592.5 \text{ KJ kg}^{-1}$).

Esa energía que fue tomada por el agua del medio ambiente circundante (aire, superficie) para evaporarse (o sublimarse) y ser convertida en calor latente. Es devuelta al medio cuando ocurre el proceso contrario, la condensación (o solidificación), como calor sensible, el cual es fundamental en la dinámica de las tormentas. Un huracán típico puede producir en promedio 15 mm de precipitación diaria en un radio de 600 km, lo que daría 1.7×10^{13} (17 millones de millones) de dm^3 o litros por día. Como un litro de

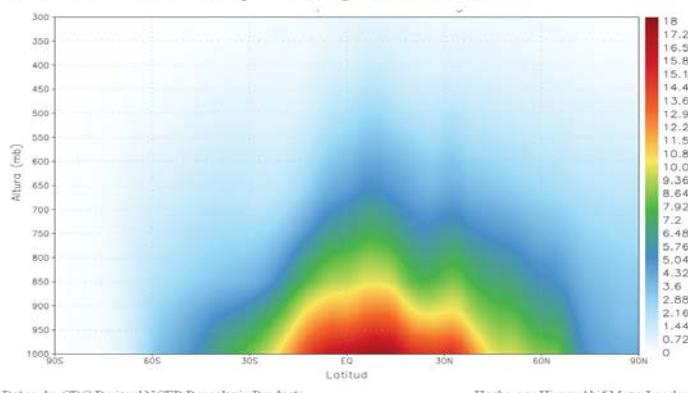
agua equivale aproximadamente a un kilogramo, significaría la liberación de 3.8×10^{19} Joules día⁻¹, o sea 4.4×10^{14} watts, alrededor de 200 veces la energía eléctrica generada en el mundo en ese mismo tiempo. Pero, ¿cómo se distribuye el vapor de agua en la atmósfera? Desde luego su contenido es mayor en la vecindad de la superficie del planeta y disminuye hacia la altura, y de latitudes bajas a altas, como puede apreciarse en las figuras 5.2.

Figura 5.2

Perfiles verticales de la humedad específica (g kg^{-1}) para enero y julio (1981-2010)



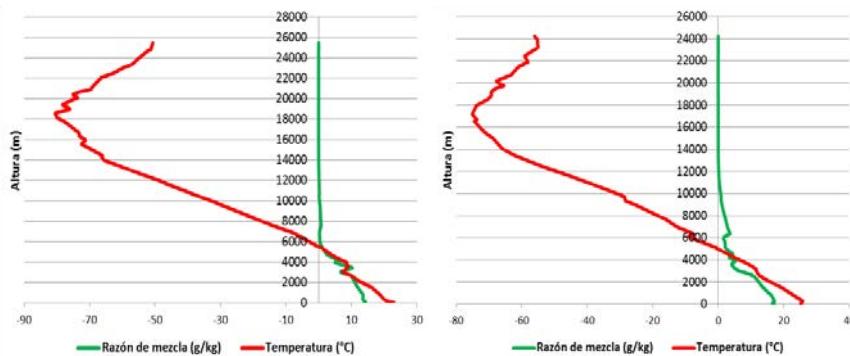
Perfil vertical de Humedad Esp. Promedio global JUL 1981-2010



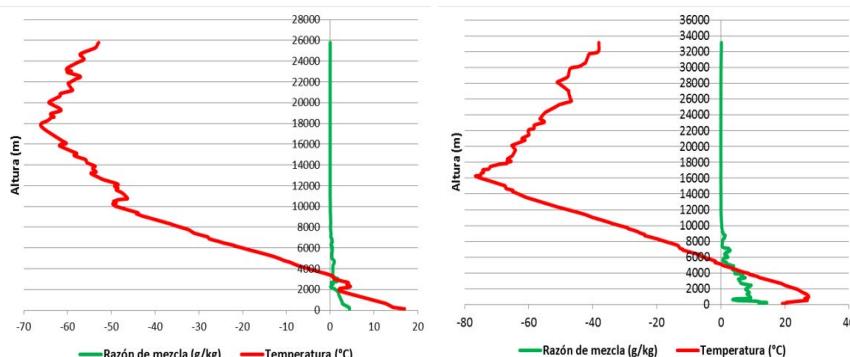
Un esquema sencillo es el de la figura 5.3, que muestra cómo decrece rápidamente el contenido de vapor de agua con la altura sobre un sitio tropical húmedo (Ylang Ylang en la ciudad de Veracruz, ubicada en el centro de la costa mexicana del Golfo de México) y sobre San Diego, CA. Se nota el contraste entre ambos sitios y entre invierno y verano.

Figura 5.3

Decaimiento de la razón de mezcla (g kg^{-1}) con la altura



Ciudad de Veracruz, al centro del Golfo de México (1 de enero y 27 de julio de 2016, 12 Z)



San Diego, CA. (1 de enero y 27 de julio de 2016, 12 Z).

Fuente: Datos tomados de la Universidad de Wyoming. Disponible en: weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html.

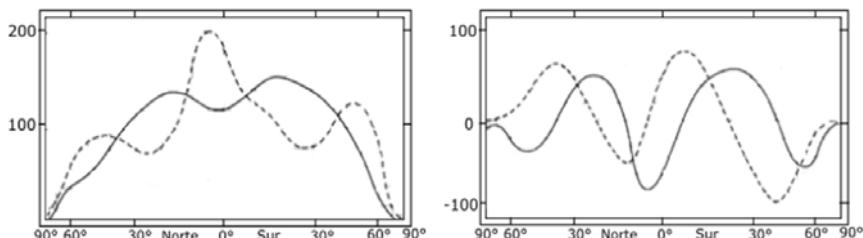
La figura 5.2 muestra promedios pero, como ya se dijo, hay un transporte continuo de vapor entre diversas latitudes, entre mares y continentes, y entre la atmósfera y las superficies, sean de suelo, edificaciones, plantas o animales, que se detallarán en el capítulo 6. A nivel planetario, los balances realizados hace décadas por Sellers,¹ siguen siendo vigentes y muestran el panorama general (figura 5.4) que muestra la NASA con tecnología actual (figura 5.5).

Por su parte, los transportes que se ilustran en la figura 5.5 dan origen a lo que desde hace un par de décadas se ha llamado en la literatura ríos atmosféricos (*atmospheric rivers*), dada la cantidad de agua que transportan en forma de vapor y que, como se dijo al inicio de este capítulo, superan la cantidad de líquido transportado por tierra, sobre todo en latitudes tropicales, asociados dichos transportes con los vientos alisios.

Lo anterior lleva a preguntarse hasta qué punto la precipitación de alguna región proviene de los trasportes o ríos de aire que cruzan los océanos, o del reciclo del vapor de agua sobre el propio continente. En general, el reciclo es mayor en zonas continentales ubicadas a sotavento de los vientos dominantes; es decir, como en el occidente de África o al oriente de Euroasia o de Sudamérica.²

Figura 5.4

Izquierda: promedios anuales de evaporación (línea continua) y precipitación (punteada). Derecha: escurrimiento (línea continua) y la diferencia de precipitación menos evaporación (punteada), en $\text{g cm}^{-2} \text{ año}$.



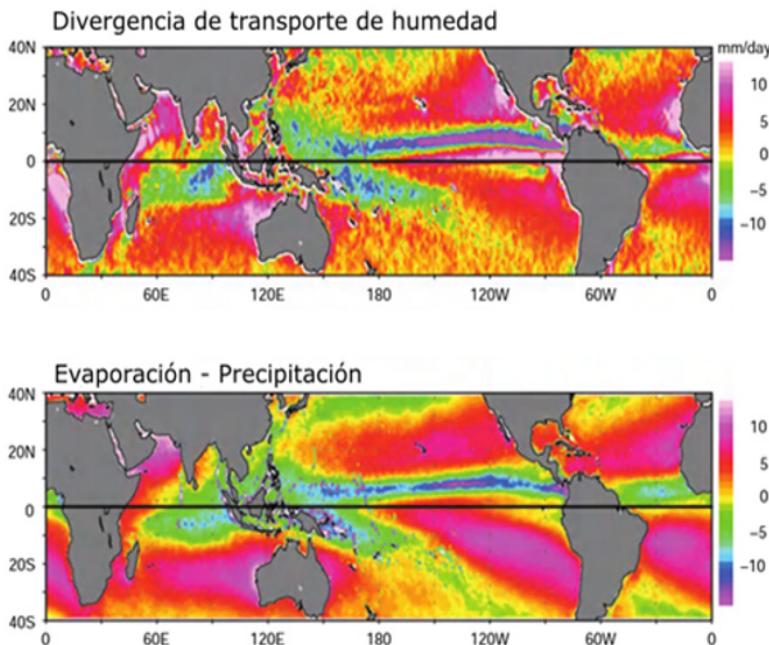
Fuente: Adaptada de Sellers (1966)

¹ Sellers, W.D. (1966). *Physical Climatology*. Chicago, EU: Chicago University Press.

² Para más detalles véase: Van der Ent *et al.* (2010). *Water Resource Research*, 46.

Figura 5.5

Arriba: divergencia del transporte de humedad (mm/día)
Abajo: diferencia entre evaporación y precipitación



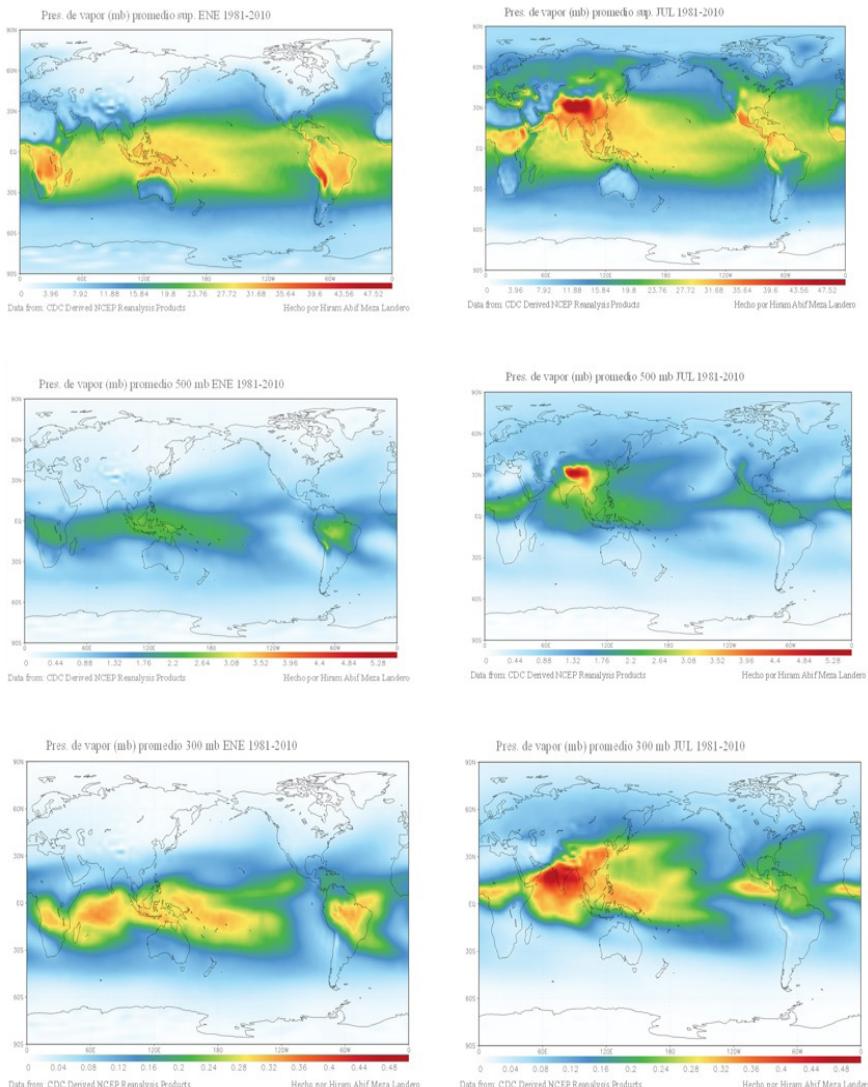
Cartografía de la humedad global y en México

Una visión global de la humedad relativa en superficie se puede apreciar en las figura 5.6. Es claro que en las zonas de convergencia se alcanzan los valores máximos, tanto en superficie como a mitad de la tropósfera (500 mb), e incluso cerca de la tropopausa (300 mb), cuya distribución es similar a la de la nubosidad y la precipitación.

La circulación atmosférica se refleja en las figuras 5.7 y 5.8, donde se muestra la convergencia y divergencia de la humedad relativa media; mientras que sobre el mapamundi (figuras 5.9a y 5.9b) se aprecia el agua precipitable total y la capa de 1,000 a 700 hPa (o mb), respectivamente; también para las capas de 700 a 500 (figura 5.9c), 500 a 300 hPa (figura 5.9d) y de 300 a 100 hPa (figura 5.9e), y finalmente el total en la figura 5.9f.

Figura 5.6

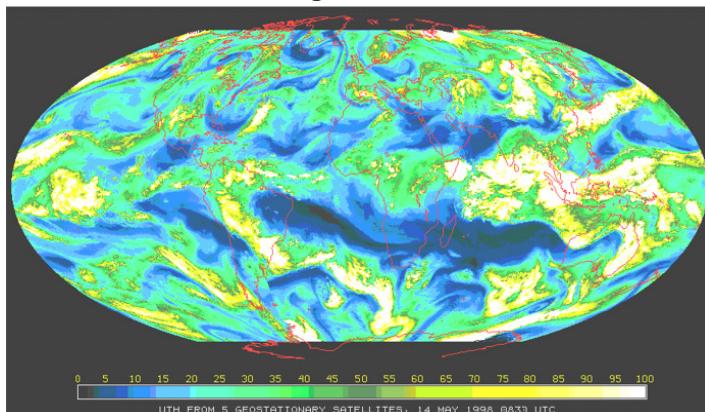
Presión de vapor (mb) en enero (izquierda) y julio (derecha) a diferentes niveles de presión, promedios de 1981 a 2010



Fuente: Elaboradas por medio de reanálisis (NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables).

Figura 5.7

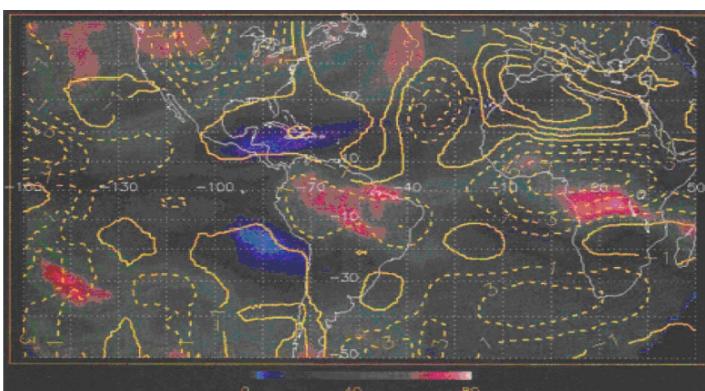
Humedad relativa de la tropósfera, 14 de mayo de 1998 a 8.30 UTC, determinada por mediciones simultáneas de emisión de radiación de calor dentro de la banda de 6-7 μ m de vapor de agua por cinco satélites geoestacionarios



Se observan patrones bien conocidos de la circulación atmosférica: regiones relativamente secas se muestran en tonos oscuros. En las zonas más húmedas de las señales predominan las nubes. Fuente: Tomada de Hantel (2005).

Figura 5.8

Divergencia (líneas punteadas) y convergencia (líneas continuas) de campos de flujo de aire en la tropósfera alta y humedad relativa promedio observado en marzo de 1994

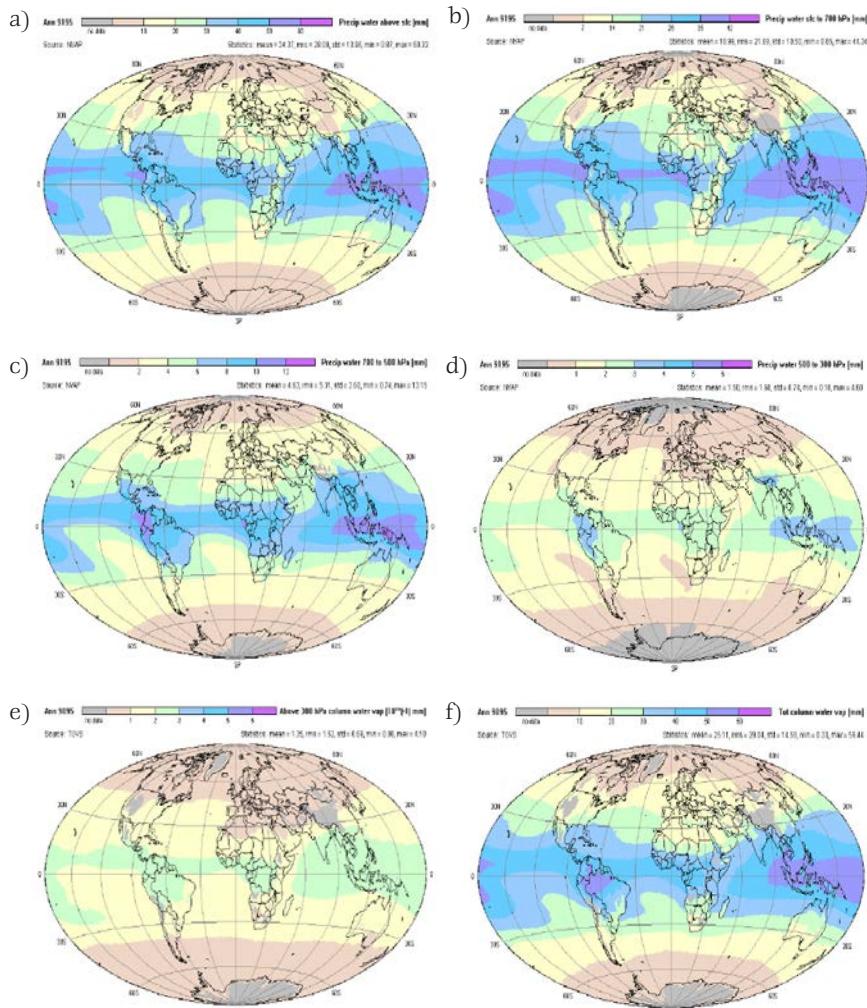


Los contornos son intervalos de $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Las áreas azules marcan regiones secas y las áreas rojas denotan regiones húmedas en esta capa atmosférica, sobre los 4-5 km.

Fuente: Tomada de Hantel (2005).

Figura 5.9

Promedios anuales de la columna de vapor de agua para periodos entre 1990 a 1995 (agua precipitable en mm)



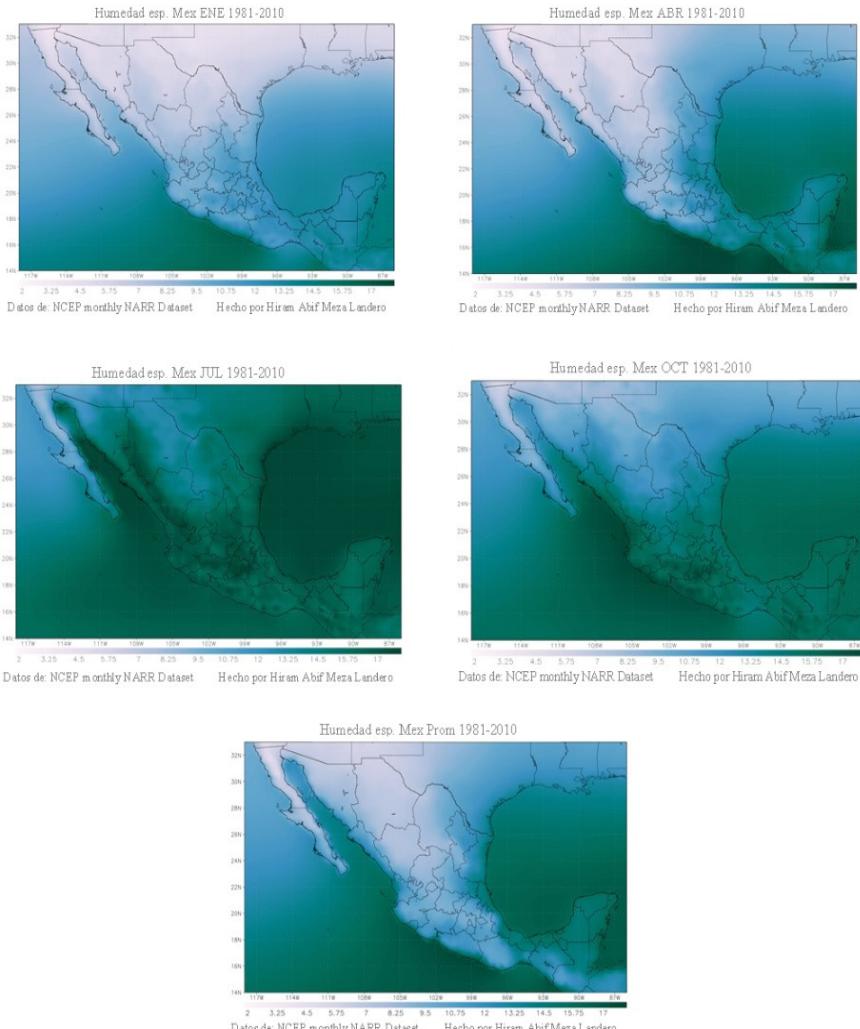
- Promedio anual de la columna de vapor de agua total (periodo: 1991-1995, valores de 60.3 a 0.9 mm).
- Promedio anual de la columna de vapor de agua acotada entre 1,000 a 700 hPa en la tropósfera baja (periodo: 1991-1995, valores entre 44.3 y 0.8 mm).
- Promedio anual de la columna de vapor de agua acotada entre 700 y 500 hPa (periodo: 1991-1995, valores de 13.2 a 0.7 mm).
- Promedio anual de la columna de vapor de agua acotada entre 500 y 300 hPa (periodo: 1991-1995, valores de 4.0 a 0.1 mm).
- Promedio de la columna de vapor de agua acotada entre los 300 y 100 hPa en la tropósfera alta (periodo: julio de 1990 a junio de 1995).
- Promedio anual de la columna de vapor de agua total en toda la tropósfera (periodo: julio de 1990 a junio de 1995).

Fuente: Tomadas de Hantel, 2005.

La panorámica de la distribución de la humedad específica en México a lo largo del año se puede ver en las figuras 5.10.

Figura 5.10

Panorámica de la distribución de la humedad específica (g kg^{-1}) en México a lo largo del año



Datos de Reanálisis Regional Norteamericano (NARR, por sus siglas en inglés) en formato NetCDF, correspondientes a la región de Norteamérica, 1981-2010.

Humedad y estabilidad atmosférica

Para la generación de una nube es necesario que el aire húmedo próximo a la superficie ascienda hasta que, por enfriamiento abia-bático o seudoadiabático,³ alcance una temperatura menor a la de punto de rocío y el vapor contenido en ese aire ascendente se condense o incluso se congele si la temperatura está por debajo del punto de congelación.

Supongamos un volumen o paquete⁴ de aire seco que asciende verticalmente en un proceso no acelerado y adiabático; cumpliría, por la primera condición, con la ecuación hidrostática, que resulta de considerar que, en la vertical, el empuje resultante de las diferencias de presiones en $(\frac{dP}{dz})$ y la aceleración gravitacional (g) están en equilibrio:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad 5.1$$

con ρ la densidad del aire combinando la ecuación anterior con la 2.4 se obtiene:

$$\frac{dT}{T} - \frac{P^*}{c_p} \frac{dP}{P} = 0,$$

que combinada con la ecuación de estado, establece el llamado *lapse rate*, o gradiente adiabático vertical del aire seco:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{-g}{c_p}$$

equivalente a una disminución de $9.8^\circ\text{C}/\text{km}$ por cada kilómetro de ascenso, casi 1°C por cada cien metros ($\Gamma = 9.8^\circ\text{C}/\text{km}$). Sin embargo, si el aire no estuviera seco y el vapor que contiene se fuera condensando conforme asciende el paquete de aire, iría liberando calor

³ Ambos términos serán aclarados más adelante

⁴ A veces se usa el término parcela, falso amigo del término inglés *parcel*, cuya traducción más adecuada sería paquete.

latente y entonces el gradiente térmico vertical, llamado seudoadiabático, saturado o húmedo, sería de un decremento de $6.5\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ de ascenso, o $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada cien metros ($\Gamma_s = 6.5\text{ K/km}$).

Ahora bien, la condición de aire ascendente requerida para que el aire provisto de humedad disminuya suficientemente su temperatura como para formar nubes, se puede alcanzar por el choque del viento con obstáculos que obligue su ascenso —a lo que se llama convección forzada— o por el ascenso libre de paquetes de aire que son empujados por tener una densidad menor a la del aire que los circunda; esto es lo que se llama inestabilidad atmosférica.

En resumen, si γ es el gradiente térmico ambiental y Γ es el gradiente adiabático (es decir, el que experimenta al ascender un paquete de aire no saturado), las condiciones de estabilidad o inestabilidad se establecen con la siguiente regla:

$\gamma < \Gamma$, estable

$\gamma = \Gamma$, neutro o indiferente

$\gamma > \Gamma$, inestable

También, para establecer estos criterios de estabilidad, los meteorólogos hacen uso de la variación o *gradiente* de la temperatura potencial (θ) —que es la temperatura que alcanzaría un paquete de aire si es llevado adiabáticamente a un nivel de presión de 1,000 hPa— con la altura (z):

$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$, estable

$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, neutro o indiferente

$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$, inestable

Si el paquete en ascenso eventualmente estuviera saturado, habría que considerar esa posibilidad, en cuyo caso aparecen las posibles condiciones de estabilidad siguientes:

$\gamma < \Gamma_s$, absolutamente estable

$\gamma = \Gamma_s$, neutro o indiferente, si el paquete está saturado

$\Gamma_s < \gamma < \Gamma$, condicionalmente (in)estable; la condición establece el hecho de que el paquete esté saturado de humedad (inestable) o no (estable)

$\gamma = \Gamma$, neutro o indiferente seco

$\gamma > \Gamma$, absolutamente inestable.

La conversión de la humedad en nubes

Las nubes se forman cuando el aire está sobresaturado de humedad, es decir que rebasa 100% de humedad relativa. Por lo común esta condición se alcanza cuando asciende aire, se expande adiabáticamente y disminuye su temperatura. Aire supersaturado podría formar gotitas de agua en lo que se llama *nucleación homogénea*. En presencia de aerosoles que actúan como núcleos de condensación ocurre la *nucleación heterogénea*, que con mayor facilidad tienden a formar conglomerados de gotitas de agua; es decir, nubes.

Cuando dos masas de aire se tienden a mezclar se modifican las condiciones térmicas e hídricas de ambas, lo que desde luego repercute en la formación o no de nubes. Consideremos dos masas de aire húmedo a la presión P : la primera de masa M_1 , temperatura T_1 y humedad específica q_1 ; y la segunda con masa M_2 , temperatura T_2 y humedad específica q_2 . Supongamos que dichas masas se mezclan simplemente a presión constante.

La humedad específica de la mezcla resultante vendrá dada por una media, ponderada en masa, entre las humedades específicas individuales.

$$q = \frac{M_1 q_1}{M_1 + M_2} + \frac{M_2 q_2}{M_1 + M_2} \quad 5.2$$

$$r_w \approx \frac{M_1 r_{w1}}{M_1 + M_2} + \frac{M_2 r_{w2}}{M_1 + M_2} \quad 5.3$$

$$e = \frac{M_1 e_1}{M_1 + M_2} + \frac{M_2 e_2}{M_1 + M_2} \quad 5.4$$

Suponiendo que no hay ganancia (ni pérdida) neta de calor durante el proceso de mezcla, la cantidad de calor perdido por la masa más caliente será igual a la ganada por la otra; es decir, si T representa la temperatura final de la mezcla:

$$M_1 (c_p + r_{w_1} c_{p_v})(T_1 - T) = M_2 (c_p + r_{w_2} c_{p_v})(T - T_2)$$

Despreciando en este balance la pequeña contribución del vapor de agua:

$$T = \frac{M_1 T_1}{M_1 + M_2} + \frac{M_2 T_2}{M_1 + M_2} \quad 5.5$$

En el ejemplo anterior, la mezcla está sobresaturada y, por tanto, tendrá lugar la condensación; ésta continuará hasta que la mezcla resulte justamente saturada. Esto no ocurrirá a la temperatura T , puesto que durante la condensación, la mezcla se irá calentando debido al calor latente. Como la razón de mezcla disminuye en dr_w , durante la condensación el calor latente determinará un calentamiento dado aproximadamente por:

$$dq = -L dr_w \quad 5.6$$

Introduciendo la ecuación 2.12 para expresar w en función de e , y suponiendo que el proceso es isobárico, resulta:

$$\frac{de}{T} = \frac{P_{C_P}}{L_e} \quad 5.7$$

La ecuación 5.2 da la pendiente de la línea que, en el diagrama higrométrico, describe el proceso de condensación isobárica. La intersección de esta línea con la curva define un punto de coordenadas T' y e' , que corresponde a la mezcla de las dos masas de aire, tras haberse producido la condensación.

Mezcla adiabática

Supongamos que las dos masas de aire están inicialmente a presiones distintas y que su mezcla tiene lugar después de que cada una de ellas ha sido llevada adiabáticamente, hasta la misma presión. Lo mismo que antes, la humedad específica de la mezcla vendrá dada por la ecuación 5.2. Por otra parte, en este proceso de mezcla adiabática la temperatura potencial de la mezcla resulta ser también una media ponderada de las temperaturas potenciales individuales, de la misma forma que las temperaturas estaban relacionadas por la expresión 5.5.

En consecuencia, cuando una columna de aire está completamente mezclada, la humedad específica tendrá a alcanzar un valor constante en toda ella, dada por:

$$q_m = \int \rho q dz$$

con $M = \int_{z_1}^{z_2} \rho dz$ la masa total de la columna.

Mediante la ecuación hidrostática, la última expresión puede escribirse en función del espesor de la columna dado en presión, lo que conduce a

$$q_m = \frac{1}{\Delta P} \int_{P_1}^{P_2} q dP \quad 5.8$$

Análogas expresiones pueden escribirse para la razón de mezcla y la presión de vapor de las masas mezcladas. La temperatura potencial tiende a un valor constante de

$$\theta_m = \frac{1}{\Delta P} \int_{P_1}^{P_2} \theta dP \quad 5.9$$

Mediante una mezcla total, el gradiente térmico en una columna vertical tiende al gradiente adiabático seco y la razón de mezcla a un valor constante; los valores límites de la temperatura potencial y de la razón de mezcla son promedios respecto a la presión.

Formación de gotitas de nubes

Los cambios de fase del agua indicados abajo de izquierda a derecha, conducen a la formación de las nubes.

Vapor \leftrightarrow líquido	(condensación, evaporación)
Líquido \leftrightarrow sólido	(congelamiento, fusión)
Vapor \leftrightarrow sólido	(condensación, sublimación)

Las gotitas de agua están caracterizadas por unas intensas fuerzas de tensión superficial, de modo que para que una pueda aumentar de tamaño, por condensación de vapor, la tensión superficial tiene que ser contrarrestada por un fuerte gradiente de presión de vapor.

Debido a la barrera de energía libre de las pequeñas gotitas, el cambio de fase no tiene lugar en las condiciones de equilibrio correspondientes a la masa de agua; en otras palabras, si una masa de aire húmedo es enfriada adiabáticamente hasta el punto de saturación de equilibrio, no hay que esperar que se formen gotitas; en realidad tales gotitas empezarán a condensarse en vapor de agua puro, solamente cuando la humedad relativa (definida en términos del equilibrio respecto al agua) alcance valores del orden de ¡varios cientos por cien!

¿Por qué, entonces, las gotitas nubosas llegan a formarse en la atmósfera cuando el aire ascendente alcanza la saturación de equilibrio? Por el hecho de que la atmósfera contiene importantes concentraciones de partículas, de tamaño micrométrico y submicrométrico, que tienen gran afinidad por el agua y actúan como núcleos de condensación. El proceso en virtud del cual las gotitas de agua se forman sobre los núcleos a partir de la fase de vapor, se denomina nucleación heterogénea. La condensación de vapor en forma de gotitas en un medio puro, gracias a la existencia de una elevada sobresaturación, no es importante en la atmósfera y se denomina homogénea. Todos los procesos en los que debe superarse una barrera de energía libre —tal como las transiciones de vapor a líquido o de líquido a hielo— se denominan proceso de nucleación.

En la atmósfera existen muchos tipos diferentes de núcleos de condensación; algunos de ellos se humedecen a rangos inferiores a 100% y son los responsables de la producción de calimas

perturbadoras de la visibilidad. Los núcleos de condensación relativamente grandes, son aquellos que pueden crecer hasta alcanzar el tamaño de las gotitas nubosas. El aire húmedo al enfriarse por ascenso adiabático llega a alcanzar una humedad relativa próxima a 100%; en estas condiciones los núcleos más higroscópicos empiezan a actuar como centros de condensación. Si el ascenso continúa el enfriamiento produce sobresaturación, y ésta se agota por condensación sobre los núcleos. Por sobresaturación se entiende el exceso de humedad relativa respecto al valor de equilibrio de 100%; así, por ejemplo, un aire cuya humedad relativa es de 101.5%, tiene una sobresaturación de 1.5%. En el interior de las nubes, suelen existir núcleos suficientes para evitar que la sobresaturación supere el valor de 1%. Una característica importante de la atmósfera es la de contener por lo general núcleos de condensación suficientes, en orden a facilitar la formación de nubes cuando la humedad relativa excede apenas de 100%, y el tamaño de las gotitas suele depender de la sobresaturación de vapor de agua (figuras 5.10).

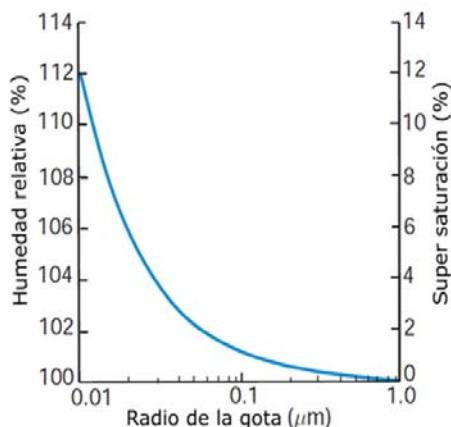
En caso de que la nube continúe ascendiendo, su cima eventualmente puede alcanzar temperaturas inferiores a 0 °C; las gotitas de agua subfundidas, dentro de la nube, pueden o no congelar, pues ello depende de la existencia de núcleos de hielo. Para las gotitas de agua pura, la congelación homogénea no tiene lugar hasta que se alcanzan los -40 °C; no obstante, cuando existen los núcleos adecuados la congelación puede ocurrir a unos pocos grados por debajo de cero. Aunque el desempeño de estos aerosoles no está del todo explicado, resulta curioso señalar que su número es más bien escaso en la atmósfera, frente a la gran abundancia de núcleos de condensación. En consecuencia, las sobresaturaciones, de más de algunas décimas, son extraordinariamente raras en la atmósfera y, sin embargo, la presencia de gotitas subfundidas es de lo más corriente, hasta el extremo de que son más frecuentes sobrefriamientos de 1 °C o más. Por esta razón y como veremos más adelante, la forma más corriente de modificar artificialmente las nubes es mediante la adición de núcleos de hielo.

Una nube es un agregado de pequeñísimas gotitas, en número aproximado de unas 100 por centímetro cúbico, cuyos radios son del orden de las 10 micras. En general esta estructura es muy

estable y las gotitas manifiestan muy poca tendencia a juntarse o a cambiar de tamaño, como no sea en un proceso general en el que toma parte toda la población. La precipitación se origina cuando el conglomerado se hace inestable y, entonces, unas gotas crecen a expensas de otras. Dos son los mecanismos mediante los que la microestructura nubosa se inestabiliza: el primero implica la colisión o choque directo y la coalescencia (o reunión) de las gotas de agua, y puede resultar importante en cualquier tipo de nube; el segundo entraña la interacción entre gotas de agua y cristales de hielo y está reservado a aquellas nubes cuyas cimas se extienden por encima del nivel de los 0 °C.

Figura 5.11

Valores de humedad relativa por arriba del 100 % (supersaturación) y radio de las gotas para una temperatura de equilibrio inestable de 5 °C



Fuente: Wallace y Hobbs (2006).

El vapor de agua y el calentamiento global

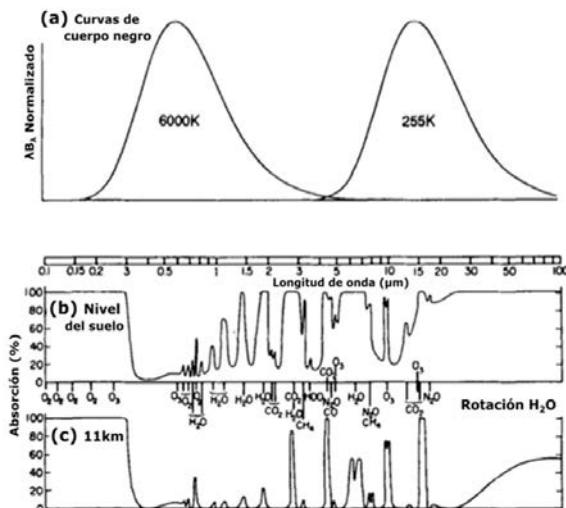
El vapor de agua es un componente fundamental del comportamiento de la atmósfera en su conjunto, desde la superficie hasta las capas superiores. Por ejemplo, es el gas de efecto invernadero (GEI) más importante del sistema climático, responsable de un 60% del efecto invernadero natural y un retroalimentador positivo de los GEI antropogénicos. En la tropósfera baja es un oxidante que interviene en re-

acciones que alteran la calidad del aire —formando óxidos o ácidos contaminantes—, modifica las propiedades ópticas de la atmósfera y en combinación con los aerosoles forman las nubes y la precipitación.

El vapor de agua absorbe en distintas regiones del espectro electromagnético, por lo que —como se ha insistido— se constituye en el principal gas de efecto invernadero de la atmósfera terrestre. En la figura 5.12 se muestra la emisión normalizada de un cuerpo negro a 6,000 K (temperatura aproximada de la superficie del Sol) y a 255 K (temperatura media del exterior de la atmósfera terrestre). El vapor de agua absorbe radiación solar en el trayecto de ésta de la superficie terrestre a la tropopausa en las regiones del espectro de 1 a 2 micras y de 5 a 8 micras, en esta última región también en la alta atmósfera, de la tropopausa al límite superior de la atmósfera.

Figura 5.12

Emisión normalizada de un cuerpo negro a 6,000 K (temperatura aproximada de la superficie del Sol) y a 255 K (temperatura media del exterior de la atmósfera terrestre)



- Como una función de la longitud de onda.
- Fracción de radiación absorbida al pasar de la superficie al tope de la atmósfera, en función de la longitud de onda.
- Fracción de radiación absorbida al pasar de la parte superior de la atmósfera hacia la superficie terrestre.

El clima es la síntesis de tres o más décadas del tiempo meteorológico, y éste a su vez consiste en las condiciones atmosféricas en cierto momento. Esta sección se ocupará de la relación entre la humedad atmosférica y el cambio climático global inducido por el incremento en las concentraciones atmosféricas de los GEI. Las afirmaciones se basan en el Cuarto Reporte (2007) y en el Quinto Reporte (2013) de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático.⁵

Los GEI son poliatómicos, como el vapor de agua, el bióxido de carbono y el metano, y han estado presentes en la atmósfera terrestre en tal cantidad que logran una temperatura adecuada para la vida. A su vez, el efecto invernadero consiste en el hecho de que la radiación que proviene del Sol llega principalmente en forma de luz, la superficie terrestre absorbe una parte y después la emite con otra longitud de onda, otra frecuencia, otras propiedades, tales que esa radiación no puede traspasar los GEI y el resultado es que el clima tiende a calentarse poco a poco, principalmente porque desencadena retroalimentaciones: una pequeña ganancia de radiación desencadena un proceso de derretimiento de la capa de hielo y el planeta se vuelve menos blanco y por tanto atrapa más energía, que origina, a su vez, un calentamiento que derrite más hielo, opaca al planeta y provoca que retenga más energía, etcétera.

Desde luego, el clima de algún lugar será el resultado de la superposición de diferentes causas, o forzantes. Si alguien dice que vamos hacia una glaciación tiene razón, pero antes de que eso ocurra dentro de varios miles de años, es altamente probable que nos calentemos porque desde la revolución industrial, por la quema de carbón y petróleo, principalmente, le estamos inyectando GEI a nuestra atmósfera. Ese calentamiento también se propicia por la deforestación, pues los bosques son el principal sumidero de bióxido de carbono en los continentes. En suma, que por emisiones de gases y por deforestación en los últimos cincuenta años el contenido de bióxido de carbono en la atmósfera ha aumentado un 25%. También es cierto que análisis de los últimos cuatrocientos mil años de historia del clima, con métodos sofisticados en hielos profundos, muestran que a valores altos de concentraciones de bióxi-

⁵ <http://www.ipcc.ch/>

do corresponden temperatura más elevadas, hasta en unos cuatro o cinco grados en promedio planetario.

Dependiendo de las emisiones de GEI para el resto del siglo, y de los modelos climáticos aplicados para prever escenarios futuros, por esta causa se espera un calentamiento promedio mundial de dos a cinco centígrados, con consecuencias posibles en incremento del nivel del mar, intensificación de tormentas, aumento de olas de calor —pero disminución de las de frío—, inundaciones y sequías más severas, actuando sobre una población creciente y cada vez más concentrada en ciudades, con frecuencia en zonas altamente vulnerables.

Los llamados modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) son los utilizados para prever escenarios climáticos futuros. El sistema climático se puede representar por medio de ecuaciones que describen la conservación de la energía, del momento y de la materia y las interacciones entre las distintas componentes del sistema: la biosfera, la atmósfera, el océano, la criósfera, etcétera. Un incremento de gases de efecto invernadero se puede introducir al modelo, como un forzante o forzamiento de la energía radiativa que alimenta al sistema (es decir, al modelo), por lo que se llama forzante radiativo.

El vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), el óxido nitroso (N_2O), el metano (CH_4) y el ozono (O_3) son los gases de efecto invernadero primarios de la atmósfera terrestre. La atmósfera contiene, además, cierto número de gases de efecto invernadero enteramente antropogénicos, como los halocarbonos u otras sustancias que contienen cloro y bromo, contemplados en el Protocolo de Montreal. Además del CO_2 , del N_2O y del CH_4 , y habría que agregar al hexafluoruro de azufre (SF_6), los hidrofluorocarbonos (HFC) y los perfluorocarbonos (PFC). El vapor de agua es el más importante GEI y el CO_2 el segundo más importante. En las regiones húmedas ecuatoriales hay tanto vapor de agua en el aire que el efecto invernadero es muy grande, agregar un poco de vapor de agua o de CO_2 tiene un impacto directo muy pequeño en la radiación infrarroja hacia abajo; sin embargo, en regiones más secas el efecto de agregar vapor o CO_2 es más importante.

La emisión directa de vapor de agua provocada por actividades humanas contribuye muy ligeramente al forzamiento radiati-

vo. No obstante, a medida que aumenta el promedio mundial de la temperatura, las concentraciones de vapor de agua en la tropósfera aumentan y se convierten en una retroalimentación positiva de primer orden.

Conforme la atmósfera se calienta por incremento de los niveles de GEI, la concentración de vapor de agua se incrementará e intensificará el GEI, causando más calentamiento. El efecto de retroalimentación es tal, que duplicará el efecto del simple incremento del CO₂.

Con base en estudios de modelos de transporte químico, el forzamiento radiativo del incremento del vapor de agua en la estratosfera, debido a oxidación del metano (CH₄), es estimado en $0.07 \pm 0.05 \text{ W m}^{-2}$ con un nivel bajo de entendimiento atmosférico; otras causas humanas de su incremento se entienden de manera muy superficial.

El vapor de agua es el más abundante e importante GEI en la atmósfera y las actividades humanas tienen un pequeño efecto directo en la cantidad de vapor de agua atmosférica. Indirectamente, los humanos tienen el potencial de afectar sustancialmente el vapor de agua por cambio climático; por ejemplo, una atmósfera más caliente contiene más vapor de agua. Las actividades humanas también influyen en ello con las emisiones de CH₄, debido a que experimenta una destrucción química en la estratosfera y produce una pequeña cantidad de vapor de agua.

Hasta el Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (AR4) los cálculos de forzamiento radiativo no incluían el forzamiento negativo resultante del incremento de vapor de agua en la estratosfera; el quinto reporte (AR5) lo incorpora pero no resulta significativo en la formulación de escenarios futuros de cambio climático. Otra consideración a incluir es que los incrementos de CO₂ reducen la transpiración vegetal global y, por tanto, disminuyen la humedad, pero no hay estimaciones claras hasta el momento. En cambio, el AR5 es concluyente en cuanto a que el efecto de la retroalimentación por nubes es positivo, con cierta incertidumbre atribuible a las nubes bajas.

El uso antropogénico de agua es menor a 1% de las fuentes naturales de vapor de agua, y alrededor de 70 % del uso de agua

por actividades humanas es para riego. Estudios regionales señalan un impacto del riego en la temperatura, humedad y precipitación. Sobre Asia, donde tiene lugar la mayor parte de la irrigación, las simulaciones muestran un cambio en el contenido de vapor de agua en la baja atmósfera, de más de 1%, resultando en un forzamiento de 0.3 W m^{-2} ; sin embargo, el efecto de irrigación sobre la temperatura superficial fue dominado por el enfriamiento evaporativo en vez de por el excedente del efecto invernadero (EI), por lo que el resultado final es un ligero enfriamiento.

Desde la década de los ochenta, el contenido de vapor de agua en la atmósfera se incrementó sobre continentes y océanos, así como en la alta tropósfera, en consistencia con el contenido de vapor entrante que induce el calentamiento troposférico.

La sensibilidad del clima en equilibrio es una medida de la respuesta al forzamiento radiativo sostenido; no es una proyección pero se define como el calentamiento superficial global correspondiente a una duplicación del contenido de CO_2 , que es de alrededor de 2 a 4.5°C . Los cambios en el contenido de vapor de agua representan el mecanismo de retroalimentación más importante que afecta la sensibilidad climática, mejor entendida en el (AR4) que en el tercer reporte (AR3).

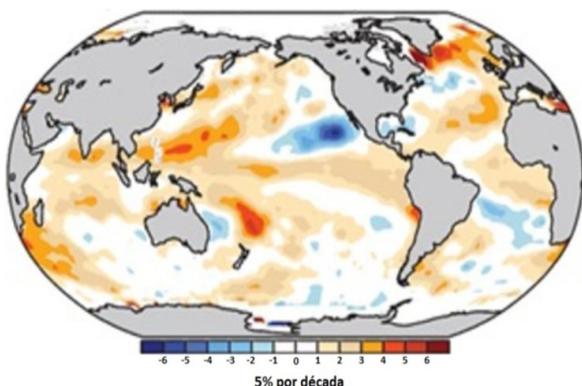
El vapor de agua en la tropósfera se incrementa. La humedad específica superficial también se incrementa de manera general desde 1976 y en estrecha asociación con las altas temperaturas sobre océanos y continentes. El total de vapor de agua en la columna atmosférica creció sobre un $1.2 \pm 0.3\%$ por década (confidencialidad de 95%) de 1988 a 2004. Los cambios regionales son consistentes en trayectoria y cantidad con los cambios en temperatura superficial del océano y la suposición de una quasi-constante humedad relativa y el consecuente incremento de la razón de mezcla (figura 5.13).

El vapor de agua en la alta tropósfera también se incrementa y, debido a dificultades instrumentales, es difícil evaluar cambios de un largo periodo cuando adquiere importancia radiativa. En la baja atmósfera y en la tropósfera superior, las concentraciones del vapor de agua están teniendo consecuencias en el balance radiativo y la sensibilidad del clima, y tendrá efectos potenciales en la generación de ozono; además, en el orden de décadas, los incrementos en la

estratosfera la enfrián pero calientan a la tropósfera; sin embargo, los datos disponibles muestran evidencia de incrementos globales, como se aprecia en las figuras 5.14 y 5.15.

Figura 5.13

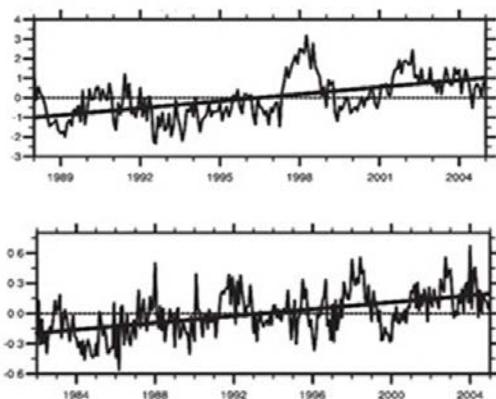
Tendencias lineales de agua precipitable o contenido de vapor atmosférico, en % / década, para el periodo 1988-2004



Fuente: Adaptada del AR4 del IPCC.

Figura 5.14

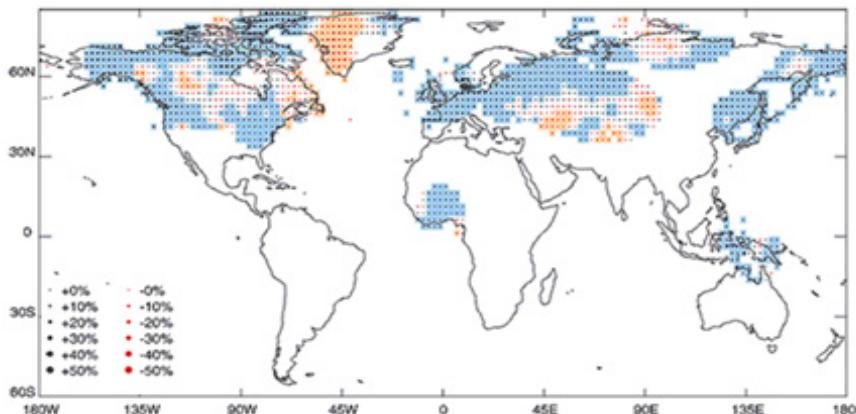
Series de tiempo de las anomalías mensuales de agua precipitable sobre los océanos y tendencia lineal a partir de imágenes de satélite



Arriba: para la temperatura en °C (1.2% por década); abajo: 0.17 °C (por década).
Fuente: Adaptada del AR4 del IPCC.

Figura 5.15

Incrementos y decrementos de la humedad atmosférica cercana a la superficie, en porcentaje respecto al promedio 1975-1995



Fuente: Hantel (2005).

Las observaciones son consistentes con el entendimiento físico de la relación entre calentamiento y contenido de vapor de agua, así como con la intensificación de eventos de precipitación en un mundo más caliente. Desde el AR3 hay un mejor entendimiento en los patrones proyectados de precipitación. Los incrementos en la cantidad de precipitación se presentarán *muy probablemente* en latitudes altas, mientras que se esperan decrementos en regiones subtropicales (alrededor de 20% según el viejo escenario de emisiones A1B), por el incremento en el contenido de vapor de agua y en el transporte desde latitudes bajas.

Emisiones de CH_4 , por sí solas, causan un forzamiento radiativo de 0.97 (0.74 a 1.20) W m^{-2} , más que la concentración base estimada de 0.48 (0.38 a 0.58) W m^{-2} en el AR4. La diferencia en las estimaciones se debe a cambios en la concentración de ozono y vapor de agua estratosférico por las emisiones de CH_4 , y otras que afectan indirectamente al CH_4 .

La retroalimentación neta de los cambios en el vapor de agua y las diferencias entre calentamiento superficial y atmosférico es probablemente positiva y amplifica el cambio climático. La retroalimentación radiativa, debida a todos los tipos de nubes combinadas,

es probablemente también positiva; la incertidumbre en el signo y magnitud de la retroalimentación de las nubes se debe al impacto del calentamiento por nubes bajas.

Los incrementos esperados de temperatura y humedad comprometerán la realización de actividades humanas normales, pues se verán afectadas las condiciones de bienestar térmico de los individuos y serán más propicias las condiciones para la proliferación de gestores patógenos.

El incremento de vapor de agua en la atmósfera media, en décadas recientes, al ser una fuente primaria de radicales OH, impacta un gran número de procesos químicos. Con imágenes de satélite se ha podido inducir que hay una oscilación semianual del vapor de agua en la mesósfera a 75 m de altitud, el máximo ocurre alrededor de los equinoccios.

¿Está aumentando la humedad atmosférica por el cambio climático?

Es claro que el contenido de vapor de agua en la atmósfera (humedad específica o absoluta a cierta altura, o el agua precipitable en una columna) varía fundamentalmente por los sistemas de circulación atmosférica que prevalecen en algún sitio o región en cada época del año. La alternancia de monzón de verano e invierno (o de brisa marina contra brisa terral) generan un ciclo anual (o diario) del contenido de humedad que no debe confundirse con el ciclo que induce la variación de la temperatura sobre la humedad relativa que, como ya se ha dicho, no representa *per se* el contenido de vapor en un ambiente, y que ante contenidos de humedad invariantes oscila de manera inversa a la temperatura.

En cuanto a períodos más largos, en la década reciente se ha tratado de documentar, para varias regiones del mundo, si se presenta una tendencia clara en el contenido de humedad en la atmósfera. La mayoría de los resultados indican una tendencia positiva, pero no es una conclusión absoluta. Para el hemisferio norte Durre *et al.* (2009, en *J. of Geophysical Research*, 114) encontraron un incremento de 0.45 mm/década para el periodo 1973-2006, lo que corroboraron para la mayor parte del mundo Ross y Elliot (2000, en *J. of Climate*, 14) y Trenberth *et al.* (2005 en *Climate Dynamics*, 24), que es aproximadamente de 1.3% (1 a 5%) por década, lo que está de acuerdo con

el resultado ya citado de un incremento en el contenido de vapor atmosférico de 7% por cada °C de calentamiento global.

Sería prolíjo abundar en este tipo de estudios. Sólo para explorar las tendencias en la región de México, para redactar este recuadro se usaron datos de radiosondeos a las 12 horas del meridiano de Greenwich obtenidos de la Universidad de Wyoming para el periodo 1973-2016 (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). En la Ciudad de México (CDMX) se obtuvo una media de 15.57 mm con una tendencia de 1.2% decadal; para Tucson, Arizona, la media es de 15.8 mm con una tendencia de 2.3%/década. En cambio para la alta atmósfera (a unos 10 km de altura, es decir, entre 300 y 200 mb de presión) las tendencias son contrastadas entre ambos sitios: para la CDMX es positiva, de 18 mg kg⁻¹ por década, y en Tucson es negativa, de -8 mg kg⁻¹ por década.

En todos estos resultados, prevalece el hecho de que la humedad relativa se mantiene prácticamente sin cambios.

Preguntas y problemas

1. Consiga los datos de la precipitación diaria de un huracán reciente que haya afectado a México, y calcule la precipitación total en su área de influencia. Estime con esos datos la cantidad de energía liberada como calor sensible. ¿Cómo es esa energía comparada con la electricidad producida en un día por la nucleoeléctrica de Laguna Verde?
2. Es razonable suponer que el aire exhalado por los pulmones estará saturado y a la temperatura corporal. ¿Cuál será la temperatura ambiente por debajo de la cual se formará el vaho? Discuta si el resultado corresponde con su experiencia o no; en caso negativo, ¿por qué?
3. Deduzca una expresión para la variación de la humedad relativa con la altura. Si la capa de aire no está saturada, pero sí bien mezclada, demuestre que siempre la humedad relativa aumentará con la altura.
4. Dos muestras de aire de masas iguales, al mezclarse, forman niebla. Una masa tiene una temperatura de 35 °C y una humedad relativa de 90%, mientras que la segunda

tiene $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 78%. Si la mezcla se realiza isobáricamente a 850 hPa, calcule la temperatura del aire neblinoso y la humedad absoluta (o densidad del vapor, en g kg^{-1}) de la mezcla resultante.

5. Un radiosondeo en el puerto de Veracruz, cuando empezaba a entrar a las capas superiores aire frío proveniente del norte, arrojó los datos que se muestran en el siguiente cuadro:

P (hPa)	T ($^{\circ}\text{C}$)	T_d ($^{\circ}\text{C}$)	P (hPa)	T ($^{\circ}\text{C}$)	T_d ($^{\circ}\text{C}$)
1,013	28	26	650	8	1
900	24	22	550	-5	-7
850	18	15	500	-9	-14
800	13	10	400	-15	-20
750	9	9	300	-25	-32
700	8	3	200	-30	-38

- Para el nivel de superficie calcule la temperatura potencial, la razón de mezcla, la humedad relativa, la temperatura de bulbo húmedo, la temperatura equivalente y la temperatura potencial equivalente.
 - Suponiendo que una burbuja asciende adiabáticamente, ¿a qué nivel de presión alcanzará la saturación?, ¿cuál será el contenido acuoso adiabático a los 300 hPa?, y ¿el calor latente liberado al llegar a los 300 hPa?
 - ¿Cuál es la cantidad de agua precipitable entre la superficie y los 300 hPa? (Nota: consulte los capítulos 2 y 3 para resolver este problema).
6. La humedad relativa media al nivel de superficie sobre una ciudad lacustre es de 80%, y tiene una temperatura media de $24\text{ }^{\circ}\text{C}$. Un escenario de cambio climático es que incremente su temperatura para dentro de 40 años en $2\text{ }^{\circ}\text{C}$, ¿cuál será entonces su humedad específica, si la humedad relativa se mantiene invariante?, ¿y la humedad específica presente? Responda las preguntas anteriores si a los $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ de calentamiento global se adiciona $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ por calentamiento urbano.

Para saber más

- Hantel, M. (editor) (2005). *Observed Global Climate*. Germany: Springer [ver capítulo 5].
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007). AR4, Work Group 1.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013). AR5, Work Group 1.
- Kämpfer, N. (editor) (2013). *Monitoring atmospheric water vapor. Ground-based remote sensing and in-situ methods*. New York, USA: Springer [ver capítulo 1].
- Rogers, R.R. (1977). *Física de las nubes*. Barcelona, España: Editorial Reverté [ver capítulos 3, 4 y 5].
- Wallace, J.M. y Hobbs, P.V. (2006). *Atmospheric Science. An Introduction Survey*. London, UK: Elsevier y Academic Press Inc. Segunda edición [ver capítulo 6].

Capítulo 6

La humedad del aire y los seres vivos

Irving Rafael Méndez Pérez

Para el filósofo griego Tales de Mileto (624-547 a.n.e.), el agua era el principio de todas las cosas, debido a que impregnaba la atmósfera en forma de vapor de agua y los seres nacían del proceso de la condensación y evaporación de las sustancias húmedas.

Por su parte, Aristóteles (384-322 a.n.e.) dividía el aire en vapor y humo, y decía que el vapor era húmedo y frío. En su obra *Problemata* (libro de planteamientos y respuestas) se preguntaba: ¿Por qué el aire no se humedece al contacto con el agua?

La palabra humedad proviene del vocablo latino *humidus*, compuesto por el sufijo *idus* (mojado) y (h) *mere* (estar húmedo). Puede tener varios significados y expresiones, por ejemplo: la humedad es de 90%, tengo humedad en el techo, el libro huele a humedad, sentí la humedad en la habitación, etcétera. Es decir, coloquialmente se podría decir que la humedad la podemos cuantificar, ver, oler y sentir. En el idioma inglés se diferencian entre *humidity*, *moisture* y *dampness*. La palabra *humidity* se refiere a la cantidad de vapor de agua en la atmósfera; *moisture* es en ocasiones sinónimo de *humidity* pero se asocia más al contenido de vapor de agua condensado, formándose en gotitas de agua en una superficie; mientras que *dampness* se refiere a la mancha obscura producto del exceso de humedad en alguna superficie y se caracteriza por el crecimiento de moho y mal olor.

Flujos de humedad planta-animal-atmósfera

La biosfera es una de las cuatro capas que rodean al planeta Tierra junto con la litósfera, hidrósfera y atmósfera. Del griego *bios*: vida, y *sphaira*: esfera, es la capa donde se desarrolla la vida.

La biofísica ambiental estudia el intercambio de masa y energía entre los organismos vivos y su entorno; y la energía se puede intercambiar como energía química, radiante, mecánica o calorífica. Existen tres modos de transferencia de energía, siempre que existe una diferencia de temperatura entre un cuerpo y su alrededor: conducción, convección y radiación. Así, la energía puede ser particionada en diferentes flujos y convertida en distintas combinaciones de formas de energía y de modos de transporte.

Un ejemplo de la ley de la conservación de la masa entre el organismo y el medio ambiente es el balance energético de una superficie con vegetación:

$$R_n + M - H - \lambda E = G \quad 6.1$$

donde R_n es la radiación neta sobre la superficie, M es el suministro de energía a la superficie por metabolismo o absorción de energía por la fotosíntesis, H es la tasa de perdida de calor sensible (ya sea por convección o conducción), λE es la tasa de pérdida de calor latente desde la superficie y G es el almacenamiento o pérdida de calor en la vegetación y el suelo.

Las ecuaciones de transporte pueden aplicarse a todo el sistema biosférico o a un solo componente, dependiendo del interés en particular; por ejemplo, el componente puede ser el animal o la planta.

Sistema planta-atmósfera

La biogeofísica estudia la interacción suelo-vegetación-atmósfera dentro de los procesos físicos, químicos, hidrológicos y biológicos. Las plantas aprovechan la radiación solar para llevar a cabo sus procesos energéticos y morfogénicos, particularmente hacen uso de la radiación fotosintéticamente activa para llevar a cabo la fotosíntesis.

Dentro de la fotosíntesis, de sus principales participantes destacan los estomas, que son poros en la epidermis de las plantas

y que permiten el intercambio de gases (absorben dióxido de carbono y liberan oxígeno), éstos se abren cuando la intensidad de la luz aumenta y se cierran por la noche o durante periodo de sequedad para prevenir pérdida de agua; igualmente son sensibles a los cambios en la concentración de CO₂, abriéndose cuando disminuye y cerrándose cuando aumenta; también se cierran en respuesta a un déficit de vapor de agua entre la hoja y el aire.

Un modelo que combina todo estos efectos es:

$$g_c = m \frac{A_n h_s}{c_{ss}} + b \quad 6.2$$

donde, h_s y c_{ss} son la humedad y la concentración de CO₂ en la superficie de la hoja; A_n es la tasa de asimilación neta y m y b son constantes determinadas por análisis de regresión lineal de datos de intercambio de gases con hojas simples en una cubeta de laboratorio.

Aplicando la primera ley de la termodinámica en una hoja de planta, la diferencia entre todos los flujos de energía dentro y fuera del sistema debe ser igual a la tasa de almacenamiento, por lo tanto:

$$R_n - H - \lambda E = M + S_t \quad 6.3$$

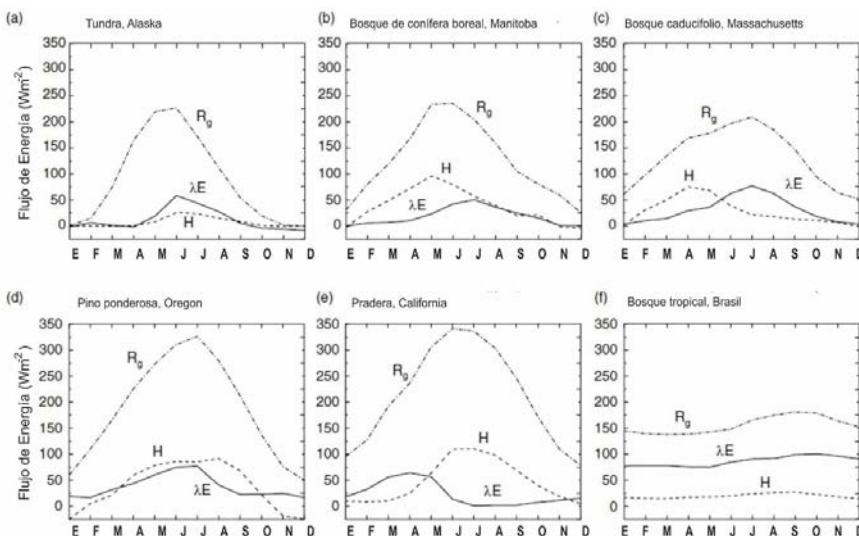
donde R_n es el calor neto por radiación o radiación neta (diferencia entre la radiación de onda corta y larga incidente y saliente), H es el calor sensible, λE es el calor latente por evaporación, M es el calor neto almacenado en reacciones químicas y S_t es el calor almacenado, todos en W m⁻². El calor latente λE no es más que la energía que es absorbida o emitida cuando hay un cambio de fase de agua. El calor latente varía estacionalmente debido a los cambios de la radiación solar entrante y a la precipitación.

En la figura 6.1 se muestran seis tipos de vegetación ubicados en diferentes zonas climáticas: *en la región amazónica del Brasil*, donde el clima es selva tropical, las altas cantidades de lluvia mantienen el suelo húmedo y gran parte de la energía disponible se utiliza para evaporar el agua; *en las praderas de California* tienen un clima mediterráneo, el calor sensible predomina durante el verano (pre-

domina la marchitas de sus praderas) y el flujo de calor latente es insignificante, contrario a lo que ocurre en invierno donde el calor latente supera al sensible; *en los bosques caducifolios de Massachusetts*, el flujo de calor latente supera al sensible durante los meses de verano, ya que el follaje mantiene altas tasas de transpiración, algo similar ocurre en el bosque boreal en Manitoba, Canadá, donde el frío invierno con nieve y tierra helada restringe el flujo de calor latente hasta los meses más cálidos. *En climas fríos pronunciados como la tundra ártica*, el flujo de calor latente es bajo durante casi todo el año ya que hay poca energía disponible para evaporar el agua y aumenta ligeramente unos pocos meses en verano.

Figura 6.1

Calor latente λE ($W\text{ m}^{-2}$) en diferentes tipos de vegetación



Fuente: Bonan (2016).

La evaporación es el proceso por el cual el agua pasa de la fase líquida a la gaseosa: el agua se evapora de la superficie y aumenta la cantidad de vapor de agua en el aire circundante, cuando el aire se satura con vapor de agua, la evaporación cesa; mientras que la transpiración es la vaporización de agua de las hojas de la planta a medida que se mueve, desde el suelo a través de las plantas y hacia fuera a través de las hojas al aire.

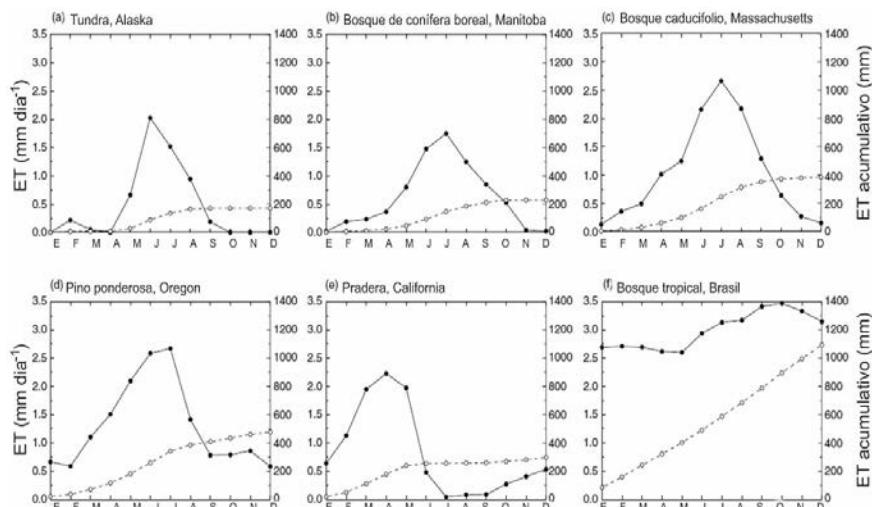
Cuando los estomas están abiertos, el agua de la hoja se difunde hacia el aire más seco circundante durante la transpiración. Si se pierde demasiada agua, la planta se desecará y si su agua interna no se repone del agua del suelo morirá. Como la transpiración aumenta durante el día, el agua se extrae primero del almacenamiento interno de la planta y luego del suelo cerca de las raíces.

En la práctica es difícil distinguir la evaporación de la transpiración, ya que ocurren simultáneamente, por lo que comúnmente se combinan en evapotranspiración. Bajo condiciones de calma, esta última disminuye a medida que el aire se satura con vapor de agua; y con condiciones ventosas, las parcelas de aire son llevadas y reemplazadas por otras menos húmedas. Cabe mencionar que el tipo de suelo y su contenido de agua son también reguladores de la evapotranspiración.

En la superficie del planeta Tierra, la evapotranspiración global oscila entre 544 a 631 milímetros por año y la transpiración representa 80-90% de ella. La pérdida de agua varía de acuerdo a diferentes biomasa (figura 6.2).

Figura 6.2

Evapotranspiración mensual por día (línea sólida) y acumulativa (línea entrecortada) en diferentes biomasa



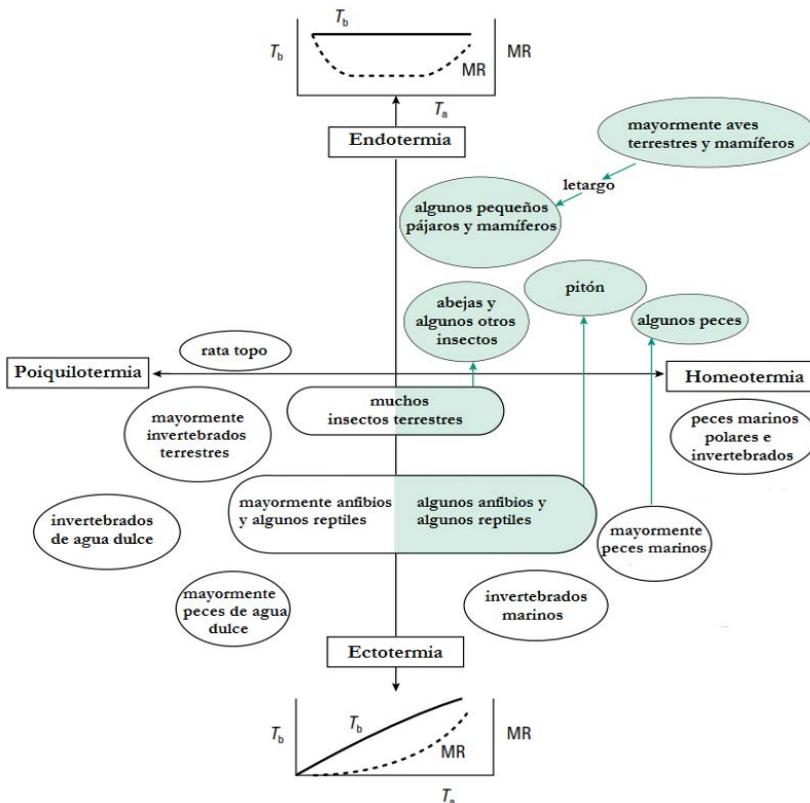
Fuente: Bonan (2016).

Sistema animal-atmósfera

El intercambio de energía térmica es un aspecto de los más importantes en la relación entre animales y medio ambiente, implica varios procesos que afectan las características morfológicas, fisiológicas y de comportamiento de los animales.

Los animales se pueden dividir en cuatro categorías de relaciones térmicas, de acuerdo con el desarrollo de endotermia (proceso por el cual los tejidos de un animal se calienta por medio de la producción metabólica de calor) y termorregulación (figura 6.3).

Figura 6.3
Clasificación de animales



MR: razón metabólica, T_a : temperatura ambiente, T_b : temperatura corporal.
Fuente: Willmer *et al.* (2005).

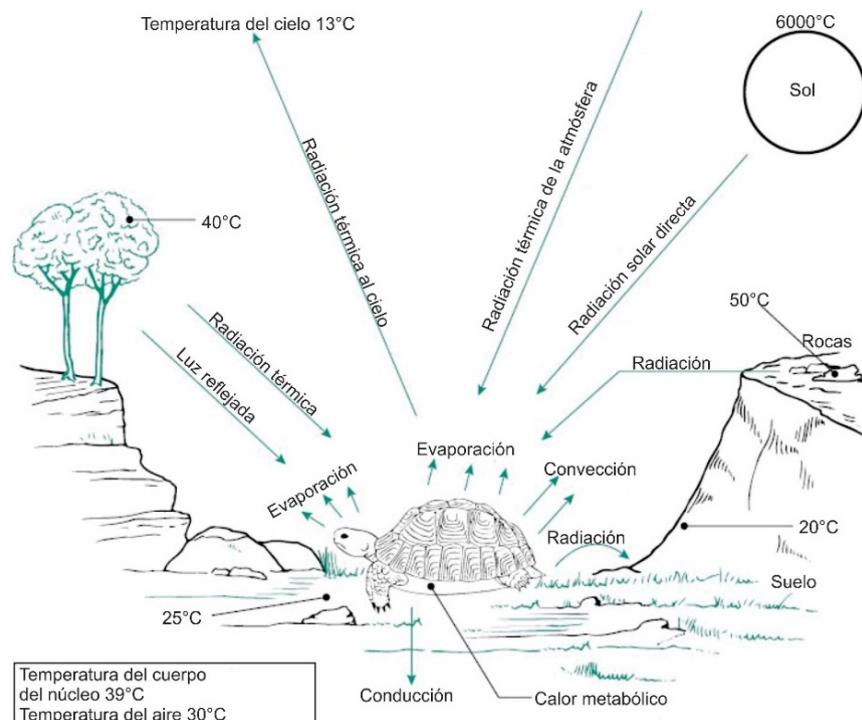
Los poiquilotermos (poiquilo = variable) se caracterizan porque la temperatura interna varía con el ambiente y se les denomina de sangre fría, ejemplo de ellos son las lagartijas, peces, anfibios. Los mamíferos, aves e insectos son homeotérmicos (de sangre caliente).

Los animales de sangre caliente expuestos a un entorno cambiante son capaces de controlar la temperatura corporal profunda dentro de estrechos límites, ajustando la velocidad a la que el calor es producido por el metabolismo o disipado por evaporación.

El animal intercambia calor con su ambiente por conducción, convección, radiación y evaporación (figura 6.4).

Figura 6.4

Intercambio de energía en un animal y el ambiente



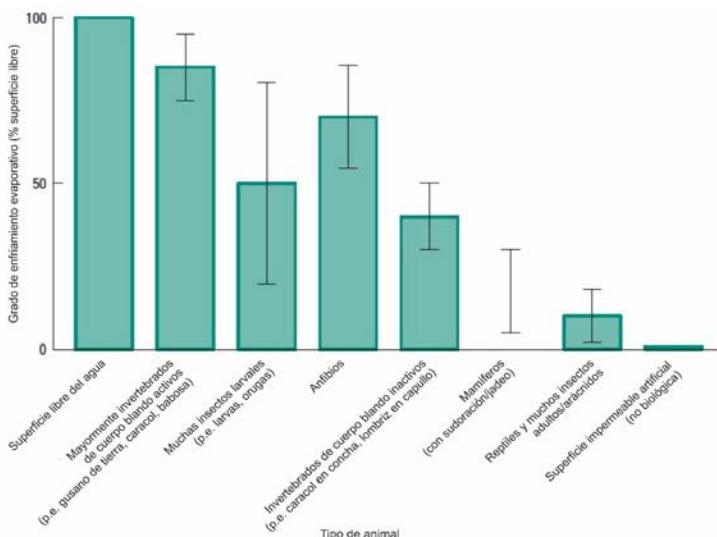
Fuente: Willmer *et al.* (2005).

La pérdida de calor latente es la suma de componentes que representan pérdidas del sistema respiratorio y de la piel cuando

el sudor se evapora. Cuando la temperatura ambiente se aproxima a la temperatura corporal, los animales emplean el enfriamiento evaporativo mediante la transpiración y el jadeo. En la figura 6.5 se muestran valores de grado de enfriamiento en diversos animales terrestres.

Figura 6.5

Grado de enfriamiento evaporativo en animales terrestres (en comparación con agua libre y superficie impermeable superficial)



Fuente: Willmer *et al.* (2005).

Las ovejas y los cerdos carecen de glándulas sudoríparas, pero especies como el ganado y los caballos pueden perder cantidades sustanciales de agua por sudoración. Los perros y los gatos tienen glándulas sudoríparas solamente en sus almohadillas de pie, así que pierden poco calor por este modo. Las ovejas, los perros y los gatos compensan su incapacidad para sudar jadeando, mientras que los pollos lo hacen abriendo el pico.

Para el ganado expuesto al estrés por calor, el sistema respiratorio puede representar 30% de la pérdida total de calor por evaporación, 70% restante proviene de la evaporación del sudor de la superficie de la piel y del pelaje mojado.

La pérdida de calor latente por evaporación respiratoria en el ganado a una temperatura de 40 °C asciende aproximadamente entre 10 y 14% de la evaporación total; en aves, 75% del total; y en la ovejas en tiendas higrotérmicas, 10%.

Los artrópodos tienen dos células higroreceptoras que funcionan prácticamente como detector de humedad, un receptor húmedo responde a un aumento de humedad y el receptor seco a una caída de humedad; por ejemplo, las larvas de la libélula viven típicamente en estanques pequeños y poco profundos, y tienen la habilidad para buscar manchas húmedas; las garrapatas y tarántulas las utilizan para evitar agua líquida; algunos vertebrados como el sapo bufo pueden detectar cambios en la presión atmosférica y la humedad.

Factores climáticos, como la temperatura ambiental y humedad, influyen en la incidencia de enfermedades en animales; también está documentada la relación que existe en alta temperatura con el estrés térmico.

En un experimento en pavos se inocularon por vía nasal bacterias *Alcaligenes faecalis* para estudiar los efectos en la rinotraqueitis, se expusieron de 75-80 y 20-30% a una temperatura entre los 29 y 35 °C, las aves expuestas con alta humedad fueron las más afectadas y el tiempo de recuperación fue prolongado en comparación con las aves a baja humedad.

Una humedad relativa de 35% a 30 °C tiene un efecto de secado en el epitelio del tracto respiratorio superior de los terneros.

Humedad en la salud

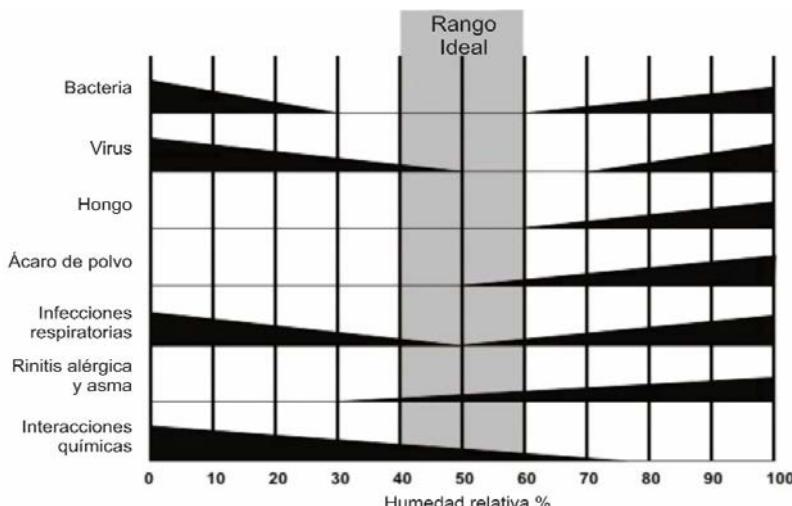
El aire que respiran los humanos requiere de un acondicionamiento que regularmente consiste en calentamiento, humidificación y filtración.

El aire inspirado (inhalado) se calienta por convección del mismo organismo y posteriormente se humidifica por el agua que se evapora del recubrimiento mucoso de las vías aéreas. El aire espirado (exhalado) es lo inverso, y se enfriá y se seca. La condición ideal para que el aire pueda llegar a los alveolos es que alcance una temperatura de 37 °C y una humedad relativa de 100%, esta condición se le conoce como límite de saturación isotérmica.

La condensación de la humedad en un ambiente cerrado tiene muchas probabilidades de que favorezca el crecimiento de organismos infecciosos o alergénicos, tales como bacterias, virus, ácaros, hongos, etcétera. En 1986, investigadores de la Universidad de Simon Fraser de la Columbia Británica de Canadá, realizaron un estudio sobre los efectos de la humedad relativa en la salud humana en medios interiores, y demostraron que la supervivencia o la efectividad de los organismos infecciosos o alergénicos se reducen al mínimo cuando la humedad relativa es entre 40 y 70% (figura 6.6).

Figura 6.6

Rangos óptimos de humedad relativa de los patógenos



En estudios experimentales demuestran que la humedad relativa y la temperatura pueden afectar la incidencia de enfermedades infecciosas transmitidas por patógenos en el aire, ya que se cree que afectan la supervivencia mediante la alteración de la integridad de la pared celular o la cubierta viral.

Generalmente, a una humedad relativa baja, los virus con envolturas lipídicas tenderán a sobrevivir más tiempo, ejemplo de ellos son la mayoría de los virus respiratorios, como la gripe, coronavirus, parainfluenza, así como infecciones de erupción febris causadas por el sarampión, rubéola, varicela zoster.

La humedad en el ambiente afecta principalmente a ojos, piel y mucosas. En un espacio con una humedad relativa baja (entre 20 y 25%) para algunas personas puede ser causa de una sequedad ocular, esto debido a que la baja humedad provoca la evaporación de los fluidos y produce la pérdida de lubricación ocular. Se ha encontrado que en pacientes sin problema de síndrome de ojo seco (película lagrimal normal), la tasa de evaporación se incrementó un 28% cuando la humedad relativa disminuyó un 10%.

La piel es el órgano sensorial más grande del cuerpo humano y está expuesto al medio que lo rodea. En los meses de invierno, resulta una mala combinación el uso del calefactor y una temperatura baja, ya que provoca que el aire sea de seco a extremadamente seco, lo que puede causar problemas en la piel como sequedad, picazón, labios partidos, dermatitis atópica e irritación en los senos paranasales y garganta. Las cabinas de los aviones de los sitios donde normalmente la humedad relativa es baja, alrededor de 10 a 20%. En el metro de la Ciudad de México se han registrados valores de la humedad relativa de hasta 10%.

Las principales fuentes de humedad en el aire de la cabina de un avión son la respiración y la evaporación de la piel de los viajeros. Una alta humedad al interior del avión (por ejemplo del 70-80%) puede provocar incomodidad de los pasajeros, además que puede conducir a la condensación y por consiguiente a un posible crecimiento biológico que afecte la calidad del aire al interior.

Existen estudios publicados en *The Journal of Reumatology* que demuestran que la alta humedad relativa y el frío influyen claramente sobre el dolor en enfermedades como la artritis reumatoide y osteoartritis.

En la revista *American Journal of Epidemiology* se ha publicado lo contrario, en días de calor y una baja humedad se ha encontrado que en pacientes con enfermedad de gota aumentan los casos. En un día con una temperatura alta y una humedad baja, ocurre que el enfriamiento evaporativo termorregulador relacionado con la sudoración sea más eficaz, y ello conlleva a que exista una deshidratación y aumenten los niveles de cristales de urato monosódico (sal derivado del ácido úrico), mismo caso ocurre con aparición de dolores de cálculos renales, quince días después de que la humedad relativa es baja, según un estudio hecho en Taiwán.

En el caso de enfermedades tropicales como la malaria y el dengue, la temperatura y humedad altas pueden ser determinantes en el desarrollo de los huevos del mosquito *Anopheles* y *Aedes*, así como una humedad elevada acorta su incubación. En las guías de pruebas de laboratorio de la Secretaría de Salud recomiendan, en las pruebas de producción y colonización del mosquitos *Aedes aegypti*, una temperatura entre los 27 y 30 °C y una humedad relativa óptima de 70%; sin embargo, el *Aedes aegypti* puede criarse hasta en un rango mínimo de entre 20 y 25 %.

Por otra parte, se ha encontrado que en la *leishmaniasis* cutánea por cada 1% de aumento de la humedad relativa por encima de 57.8% provoca 5% de incremento en la enfermedad.

Se han realizado estudios sobre la relación del ingreso a hospitales por efectos de variables meteorológicas, entre los que destacan temperatura y humedad. En Darwin, Australia, se utilizaron registros de ingresos en cinco hospitales en el periodo 1993 a 2011, por problemas isquémicos del corazón, insuficiencia cardíaca, insuficiencia renal e infecciones en las vías respiratorias, entre otros. Utilizando modelos de regresión de Poisson univariado y bivariado, encontraron que la humedad relativa por la noche fue el predictor estadísticamente más significativo, seguido de la temperatura durante el día y la humedad relativa media diaria. Los días de calor tienen mayores tasas de ingreso cuando fueron precedidas por una alta humedad durante la noche.

¿Cuáles son las condiciones ideales de humedad en un recinto hospitalario? Los hospitales son ambientes que requieren mucha atención así como microclimas específicos para controlar la presencia de partículas infecciosas, microorganismos y agentes químicos peligrosos para los pacientes, personal y familiares de enfermos. Existen cuatro áreas: 1) áreas críticas o de alto riesgo de infección, 2) área semi-crítica, 3) áreas no críticas y 4) servicios generales. El área crítica la integran los quirófanos, sala de cuidados intensivos, área de neonatología, central de esterilización y unidad de diálisis.

La Asociación Americana de Ingenieros de Calefacción y Acondicionamiento de Aire (ASHRAE, por sus siglas en inglés), siempre ha sido un referente mundial en torno a la climatización, ventilación y confort de edificaciones. La ASHRAE publicó en 2003

y 2013 el *HVAC Design Manual for Hospitals and Clinics*, en general se recomienda una humedad relativa entre los 30 y 60% y una temperatura entre 20 y 26 °C. En la tabla 6.1 se muestran las recomendaciones por parte de la ASHRAE en las distintas áreas del hospital, y se agrega una columna con los valores sugeridos por la Norma de Diseño de Ingeniería en Acondicionamiento de Aire del Instituto Mexicano del Seguro Social (ND-01-IMSS-AA-97).

Tabla 6.1

Condiciones de humedad relativa y temperatura
en diferentes espacios en hospitales

Espacio	Humedad relativa (%)		Temperatura (°C)	
	ASHRAE	IMSS	ASHRAE	IMSS
Sala de operación	30 a 60	50 a 60	20 a 24	21 a 24
Sala quirúrgica de citoscopía	30 a 60	50 a 60	20 a 24	21 a 24
Sala de parto (cesárea)	30 a 60	50 a 60	20 a 24	21 a 24
Cuidados críticos e intensivos	30 a 60	50	21 a 24	24
Cuneros (pediatría)	30 a 60	50	22 a 26	24
Prematuros (pediatría)	30 a 60	55 a 65	22 a 26	25 a 27
Unidad posquirúrgica (recuperación)	30 a 60	50 a 60	21 a 24	21 a 24
Unidad de quemados	40 a 60	60	21 a 24	28
Sala de espera en radiología	Máxima 60	50	21 a 24	24
Rayos x (cirugía, cateterismo)	Máxima 60	50	21 a 24	24
Oficinas administrativas	30 a 60	50	21 a 24	24
Consultorio	30 a 60	50	21 a 24	24
Almacenamiento equipo estéril	< 60	50	21 a 25	24
Farmacia	30 a 60	50	21 a 24	24
Sanitarios	—	—	22 a 26	—

Fuente: ASHRAE (2013); IMSS (1997).

Por su parte, la normativa española UNE-100713:2005 (Instalaciones de Acondicionamientos de Aire en Hospitales), recomienda valores entre 45 y 55% de humedad relativa; mientras que para hospitales japonés, ligeramente diferencian los valores de la humedad relativa de 50 a 60% en verano y de 40 a 60% en invierno.

La Norma Oficial Mexicana NOM-025-SSA3-2013 (Para la Organización y Funcionamiento de las Unidades de Cuidados Intensivos), recomiendan una humedad entre 30 y 60%, de acuerdo con la región geográfica, pero no específica ni detalla dichas regiones.

En la central de esterilización se recomienda una temperatura entre los 18 y 25 °C y una humedad relativa de 35 y 50%. Un ambiente con mayor temperatura y alta humedad favorece el crecimiento microbiano en gasas, apóstitos o ropa esterilizada; sin embargo, en un estudio utilizaron las bases de datos MEDLINE, PUBMED y LILACS junto con manuales y guías de asociaciones hospitalarias brasileñas y encontraron que la humedad relativa puede alcanzar hasta 70%.

Para proveer humedad a los gases que reciben los pacientes sometidos a una respiración artificial mecánica, se hace uso del humidificador. Es importante la correcta humidificación al aire que llega a los pulmones, con la finalidad de evitar la hipotermia, broncoespasmo, aparición de tapones mucosos, secreciones espesas, lesiones en los cilios pulmonares o bien complicaciones infecciosas.

El funcionamiento óptimo supone una temperatura de 37 °C y una humedad absoluta de 44 g m⁻³ (humedad relativa de 100%). Con esta humedad y en caso de que la temperatura superara los 37 °C puede ocasionar una condensación y reducir la viscosidad del moco, así como un aumento del fluido profundo pericelular. En la literatura existen diferentes valores en torno a la humedad absoluta; de acuerdo a la *International Standardization Organization 9360* se recomiendan valores mayores a 33 g m⁻³, la *American National Standards Institute* mayores o iguales a 30 g m⁻³, y la *Asociación Americana de Cuidados Respiratorios* recomienda valores mayores de 30 g m⁻³.

En la industria farmacéutica es importante tener un control estricto de las condiciones del sistema de ventilación, calefacción y aire acondicionado (HVAC) en la producción y almacenaje de medicamentos. El sistema HVAC toma en consideración al menos los siguientes parámetros: temperatura y humedad relativa de las áreas que alimenta, volumen de inyección de aire, diferenciales de presión entre las áreas, número de cambios de aire, conteo de partículas, flujos de aire, niveles de limpieza, velocidad de flujo y pruebas de integridad de los filtros HEPA.

La Norma Oficial Mexicana NOM-059-SSA1-2013 establece los requisitos ambientales en el proceso de fabricación de medicamentos, y señala mantener un rango de temperatura de 18 a 25 °C para todas las clasificaciones, mientras que para la humedad relativa es entre 30 y 65 % (tabla 6.2).

Tabla 6.2

Valores termohigrométricos en las distintas áreas
de fabricación de medicamentos

Clasificación	Ejemplos de clasificación	Temperatura (°C)	Humedad relativa (%)
A	<ul style="list-style-type: none"> • Llenado aséptico • Muestreo, pesado y surtido de insumos estériles 	18 a 25	30 a 65
B	<ul style="list-style-type: none"> • Esclusas a cuartos de llenado • Cuartos vestidores para áreas de clase A 	18 a 25	30 a 65
C	<ul style="list-style-type: none"> • Llenado de productos con esterilización terminal • Preparación de soluciones para filtración esterilizante, para esterilización terminal y elementos del sistema de contenedor-cierre • Almacenamiento de accesorios para formas farmacéuticas estériles 	18 a 25	30 a 65
D	<ul style="list-style-type: none"> • Cuartos de aisladores • Cuartos de incubadores y de refrigeración • Preparación y envasado primario de formas farmacéuticas no estériles 	18 a 25	30 a 65

Fuente: Diario Oficial de la Federación (2016).

Efectos de la humedad en el bioclima humano

Desde la antigüedad, la especie humana ha sobrevivido a los diversos cambios del planeta debido a su capacidad de adaptación, incluso a aspectos morfológicas según el ambiente externo, por ejemplo: en regiones frías extremas los esquimales presentan estatura baja y con exceso de grasa corporal para retener más calor, una nariz pequeña y gran cantidad de mucosa para calentar el aire que entra; en regiones extremadamente calurosas, como en el desierto africano, encontramos los bosquimanos, quienes presentan un tono de piel color amarillo-ocre con pelo rizado, que les permite que disminuya

la velocidad de evaporación por sudor y sus extremidades alargadas les ayuda a aumentar la pérdida de calor.

El intercambio térmico que se efectúa entre el organismo humano y el medio que lo rodea y se puede representar mediante el balance térmico:

$$M \pm Cd \pm Cv \pm R \pm E = 0 \quad 6.4$$

donde M es el calor que por unidad de tiempo produce el metabolismo humano; Cd , Cv y R son el calor que gana o pierde el cuerpo por conducción, convección y radiación, respectivamente; y E es el calor que gana o pierde por evaporación.

La bioclimatología es la ciencia que estudia la influencia ejercida por el clima sobre los organismos vivos. Uno de sus principales objetivos es encontrar una zona de bienestar o confort térmico de los individuos ante condiciones climáticas específicas. Existen diferentes definiciones del confort térmico, la más utilizada sería “la condición mental que expresa satisfacción con el ambiente térmico”, otra más completa es “la satisfacción psicofisiológica del humano con respecto a las condiciones climáticas del entorno”.

Existen diferentes variables climáticas y factores que influyen en los intercambios térmicos entre la persona y el medio ambiente, y que contribuyen a la sensación de confort térmico: temperatura, humedad, temperatura media radiante, velocidad del aire, actividad física y vestimenta.

El papel que juega la humedad atmosférica sobre el confort térmico consiste en que, en cantidades elevadas, impide o dificulta la transpiración del cuerpo humano y, en niveles muy bajos, propicia la sequedad de las mucosas, irritación de la piel y el cuero cabelludo.

Cuando se combina alta temperatura y alta humedad se produce una sensación de incomodidad porque se reduce la disipación de calor del cuerpo por evaporación; es decir, la humedad relativa elevada disminuye la capacidad de perder calor por evaporación.

El total de sudor evaporado de la piel depende de tres factores: 1) la superficie expuesta al ambiente, 2) la temperatura y la humedad del aire ambiental, y 3) las corrientes convectivas de aire alrededor del cuerpo. Sin duda, la humedad es el factor más importante que determina la eficacia de la pérdida de calor por evaporación.

Tabla 6.3

Escala de la temperatura aparente (°C) a través de la combinación de temperatura de bulbo seco (°C) y humedad relativa (%)

Temperatura bulbo seco (°C)	HR (%)										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
20	16	17	17	18	19	19	20	20	21	21	21
21	18	18	19	19	21	20	21	21	22	22	23
22	19	19	20	20	22	21	22	22	23	23	24
23	20	20	21	22	23	23	23	24	24	24	25
24	21	22	22	23	24	24	24	25	25	26	26
25	22	23	24	24	26	25	25	26	27	27	28
26	24	24	25	25	27	26	27	27	28	29	30
27	25	25	26	26	28	27	28	29	30	31	33
28	26	26	27	27	29	29	29	31	32	34	36
29	26	27	27	28	30	30	31	33	35	37	40
30	27	28	28	29	31	31	33	35	37	40	45
31	28	29	29	30	33	33	35	37	40	45	
32	29	29	30	31	34	35	37	40	44	51	
33	29	30	31	33	36	36	39	43	49		
34	30	31	32	34	37	38	42	47			
35	31	32	33	35	39	40	45	51			
36	32	33	35	37	41	43	49				
37	32	34	36	38	44	46					
38	33	35	37	40	46	49					
39	34	36	38	41	47						
40	35	37	40	41							
41	35	38	41	42							
42	36	39	42	47							
43	37	40	44	49							
44	38	41	45	52							
45	38	42	47								
46	39	43	49								
47	40	44	21								
48	41	45	21								
49	42	47									
50	42	48									

Cuando la humedad es alta, la presión de vapor del ambiente se acerca a la de la piel húmeda y se reduce mucho la evaporación, por lo tanto, esta vía para perder el calor se encuentra esencialmente cerrada; es decir, el sudor en sí no refresca la piel, es la evaporación la que lo hace.

Una manera indirecta de mostrar los resultados del confort térmico es a través de diagramas, cartas o índices, estos últimos son los más utilizados. En un estudio de revisión bibliográfica se encontró que en los últimos cien años se han identificado alrededor de 160 índices bioclimáticos, y también se determinó que las principales variables climáticas que influyen en la sensación térmica son temperatura, humedad, temperatura radiante, radiación solar y viento.

Al interior de una edificación el viento y la radiación pueden controlarse, quedan entonces como las más importantes la temperatura y la humedad atmosférica. Entre los índices que destacan en considerar una combinación termohigrométrica están la temperatura aparente, la temperatura efectiva y el índice de calor.

La temperatura aparente (TA) fue propuesta por Robert G. Steadman en 1979, se define como "la temperatura a la cual, a una combinación dada de temperatura de bulbo seco y humedad relativa, una persona típica percibe lo mismo", o en otras palabras, es la temperatura ambiente con variaciones de humedad relativa sobre o bajo algún valor base. Steadman resumió la TA a través de una escala (véase tabla 6.3) Missenard (1937) definió la temperatura equivalente (TE) como el equivalente a la temperatura del aire en calma que experimentaría un sujeto sedentario, sano, a la sombra, vestido con ropa de trabajo, si la humedad relativa fuera de 100%. Su expresión matemática es:

$$TE = T_a - 0.4(T_a - 10) \left(1 - \frac{HR}{100}\right) \quad 6.5$$

donde T_a es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) y HR es la humedad relativa (%).

El índice de calor es utilizado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) y des-

de el verano de 1984 el Servicio Nacional del Tiempo de Estados Unidos ha usado un modelo de regresión múltiple de tercer grado, el cual es usado principalmente para alertar al público de los riesgos de las ondas de calor. Su expresión matemática es:

$$\begin{aligned} HI = & 17.423 + 0.185212T + 5.37941HR - 0.100254T*HR + 0.941695 \\ & *10^{-2}T^2 + 0.728898*10^2HR^2 + 0.345372*10^{-3}T^2*HR - 0.814971*10^{-3}T* \\ & HR^2 + 0.102102*10^{-4}T^2*HR^2 - 0.386464*10^{-4}T^3 + 0.291583*10^{-4}HR^3 + \quad 6.6 \\ & 0.142721*10^{-5}T^3*HR + 0.197483*10^{-6}*HR^3 - 0.218429*10^{-7}T^3*HR^2 + \\ & 0.843296*10^{-9}T^2*HR^3 - 0.481975*10^{-10}T^3*HR^3 \end{aligned}$$

donde T es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{F}$) y HR es la humedad relativa (%). Sólo es aplicable cuando la T sea de $70\ ^{\circ}\text{F}$ ($21.1\ ^{\circ}\text{C}$) o mayor. Mientras que en la versión canadiense se le conoce como *índice humidex*. Creada en 1979 por J.M. Masterton y F.A. Richardson. Se calcula usando la siguiente fórmula:

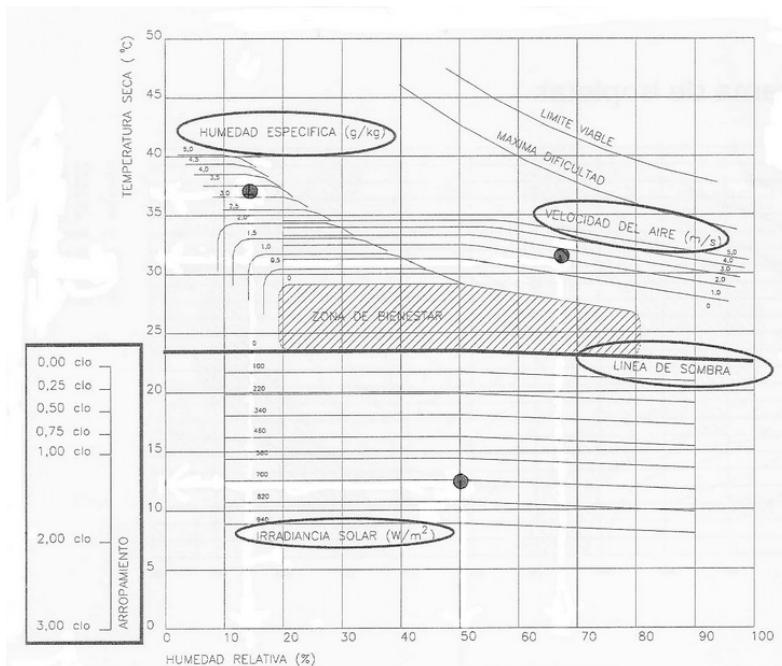
$$\text{Humidex} = T + 5/9 (e-10) \quad 6.7$$

donde T es la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y e es la presión de vapor (mbar).

Los diagramas o ábacos bioclimáticos más utilizados en proyectos arquitectónicos y urbanísticos son los de Olgay y Givoni. Básicamente el primero está diseñado para permitir determinar las características climáticas que ayudan la elección del emplazamiento y orientación de la edificación, mientras que el segundo permite evaluar las necesidades energéticas de calentamiento o ventilación necesarias para una confortabilidad. Básicamente se tratan de diagramas psicométricos (en el apartado 6.4 se detallan).

El diagrama bioclimático de Olgay establece una zona de comodidad con una temperatura entre 18.32 y $29.45\ ^{\circ}\text{C}$ y una humedad relativa entre 20 a 80% . Esta zona de confort aplica para una persona con vestimenta de traje u oficina, con actividad ligera, sin viento y a la sombra (figura 6.7). Aun cuando este diagrama tiene cierta regularidad en su uso, se han identificado limitaciones en cuanto a la subestimación del factor de la inercia térmica, por lo que su aplicación y grado de precisión pueden ser limitados.

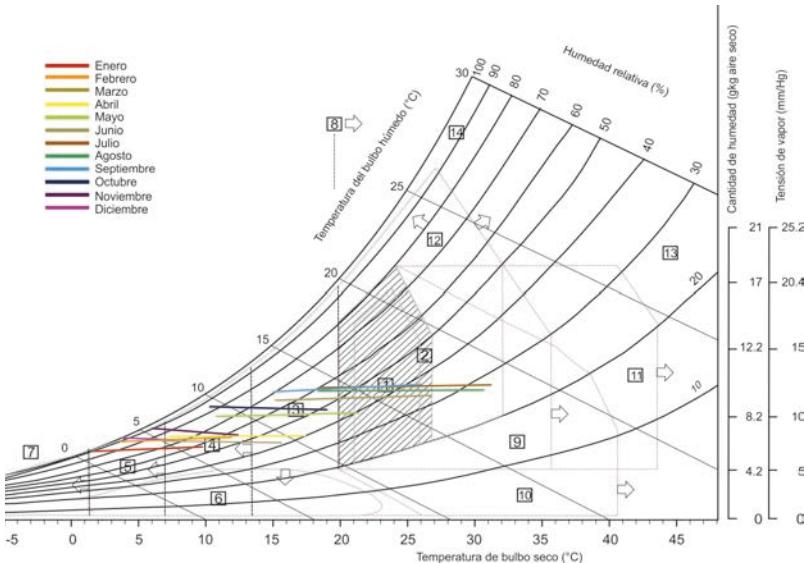
Figura 6.7
Diagrama bioclimático de Olgyay



Por su parte, la zona de confort propuesta por Givoni está dada en un polígono delimitada por los 22 y 29 °C de temperatura y de 20 a 75% de humedad relativa. El diagrama utiliza los valores máximos y mínimos de la temperatura y humedad relativa mensual del lugar a estudiar. En la figura 6.8 se muestra un ejemplo del diagrama de Givoni para la ciudad de Alcalá de Henares. Se observa que los meses de mayo hasta septiembre existe confortabilidad, mientras que el resto de los meses requieren de calefacción por ganancia interna, solar pasiva y activa.

Figura 6.8

Diagrama de Givoni para Alcalá de Henares, España.
Área sombreada indica la zona de confort



- 1) confort, 2) confort permisible, 3) calefacción por ganancias internas, 4) calefacción solar pasiva, 5) calefacción solar activa, 6) humidificación, 7) calefacción convencional, 8) protección solar, 9) refrigeración por alta masa térmica, 10) enfriamiento por evaporación, 11) refrigeración por alta masa térmica con ventilación nocturna, 12) refrigeración por ventilación natural y mecánica, 13) aire acondicionado.

Fuente: Tomado de <http://ecococos.blogspot.mx/2011/03/diagrama-de-givoni.html>.

El hábitat humano y la humedad

Desde la antigüedad, la especie humana busca un espacio cerrado para su seguridad y confortabilidad.

En la obra *La casa. Historia de una idea* se hace un recuento histórico de la palabra confort. Primeramente significaba confortar o consolar, se utilizaba en frases como “confortó mucho a su madre cuando se hizo vieja”; en el siglo XVI, en Inglaterra, un *confortador* era el cómplice de un crimen; también llegó a significar tolerable o suficiente, por ejemplo, se hablaba de una cama confortable o de

tener una posición confortable, suficiente, pero no lujosa; fue hasta el siglo XVIII que adquirió el sentido de bienestar físico: "Me da igual que hiele en la calle, aquí dentro estamos confortables".

En la Edad Media no se tenía el concepto de una vivienda privada como hoy en día. Para el siglo XVII la distribución de la casa comenzó a diferenciar los espacios; la conciencia individual fue cambiando a tomar en cuenta el bienestar doméstico, buscando lo privado y lo familiar.

A raíz de la revolución industrial se hizo necesaria la creación de espacios cercanos a los centros de trabajo para el alojamiento de la masa obrera, pero éstos eran de mala calidad. Rápidamente dichas zonas empezaron a presentar hacinamientos y problemas de salubridad, por lo que se tomaron medidas para permitir habitar cómodamente, que pronto se extendieron a toda Europa; estas medidas fueron: instalaciones sanitarias, provisión de agua corriente, sistemas de calefacción, cocinado y seguridad e iluminación con lámparas de aceite.

La explosión comercial de sistemas de climatización a principios del siglo XX junto con la creación de la ASHRAE, dio paso a que los investigadores de las ciencias de la ingeniería y de la construcción empezaran a tener como objetivo definir los parámetros fisiológicos y psicológicos de la comodidad.

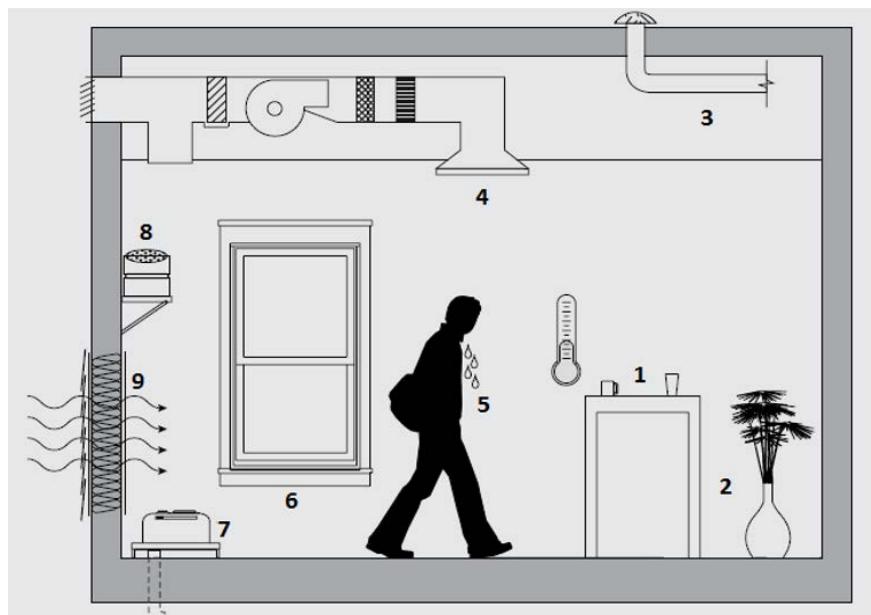
La creación de un ambiente térmico cómodo ha sido una de las prioridades del hombre a la hora de crear un espacio o refugio habitable. Un ejemplo de ello es un manual del siglo XIV titulado *Ménagère de París*, donde se aconsejaba que el piso de la sala se recubriera de paja en invierno y de hierbas y flores en el verano, lo anterior para conservar el suelo caliente en invierno y fresco en verano.

Considerando que el habitante moderno pasa entre un 80 y 90% de su tiempo en un espacio al interior, ya sea en su casa o trabajo, es común acondicionar de manera natural o artificial el ambiente, calentándolo en invierno o enfriándolo en verano.

En la figura 6.9 se muestra una visión general de la interacción entre el hombre y el interior de un espacio, destacándose la ventilación, humidificación, deshumidificación, aire acondicionado y fuentes de humedad.

La humedad incontrolada en los edificios puede contribuir a una mala calidad del aire interior, a la incomodidad de los ocupantes y a daños en la infraestructura y mobiliario del edificio. La ASHRAE Estándar 62-2001 recomienda mantener los niveles de humedad relativa al interior entre 30 y 60%; niveles inferiores a 30 % puede causar en algunas personas molestias en las vías respiratorias y en la piel; mientras que superiores a 60% maximizan el crecimiento del moho y agentes patógenos o alergénicos. Una baja humedad en un espacio cerrado favorece la creación de la electricidad estática en la superficie de determinados materiales. La NOM-022-STPS-2008 muestra una serie de condiciones de seguridad de la electricidad estática en centros de trabajo, recomienda mantener una humedad relativa entre 60 y 70%.

Figura 6.9
Interacciones en edificio



- 1) Condensación por alimentos fríos o calientes, 2) transpiración o evaporación de una planta,
- 3) Respiradero de ventilación, 4) sistema de aire acondicionado, 5) transpiración de una persona,
- 6) ventilación por ventana, 7) deshumidificador, 8) humidificador, 9) filtración en paredes.

Una manera de poder controlar el nivel de humedad es a través de la humidificación o deshumidificación, según sea el caso. La humidificación no es más que agregar cantidad de agua a la masa de aire, mientras que la deshumidificación es la remoción de vapor de agua del aire. Existen diferentes procesos para poder remover la humedad del aire, por ejemplo: enfriamiento por compresión mecánica (sistema de aire acondicionado), por compresión del aire y por materiales disecantes. Para el caso de humidificadores, podemos encontrar los de tipo adiabático (sin intercambio de calor con el medio ambiente) y los isotérmicos (la temperatura del aire permanece prácticamente constante).

Diagrama o carta psicrométrica

El diagrama psicrométrico es un gráfico de líneas trazadas de doble entrada que relaciona las propiedades termodinámicas del aire húmedo (aire más vapor de agua). Existen diferentes opciones de diagramas psicrométricos: Mollier, ASHRAE, Carrier, etcétera; básicamente todas tienen la misma función de analizar gráficamente las propiedades esenciales del aire.

Los valores del diagrama varían de acuerdo a la altura sobre el nivel del mar, el más habitual es a 1,013.25 hPa —a nivel del mar— (figura 6.10). En el diagrama encontramos la temperatura de bulbo seco, temperatura de bulbo húmedo, temperatura de punto de rocío, humedad relativa, humedad absoluta, entalpía y volumen específico (figura 6.11). A manera de ejemplificar su uso podemos tomar el ejercicio del cálculo de la temperatura de punto de rocío de Torreón y Fortín de las Flores (véase capítulo 1). Nos dice que:

$$T_{\text{Torreón}} = T_{\text{Fortín}} = 25.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$HR_{\text{Torreón}} = 36\%$$

$$HR_{\text{Fortín}} = 90\%$$

Figura 6.10
Carta psicrométrica a nivel del mar

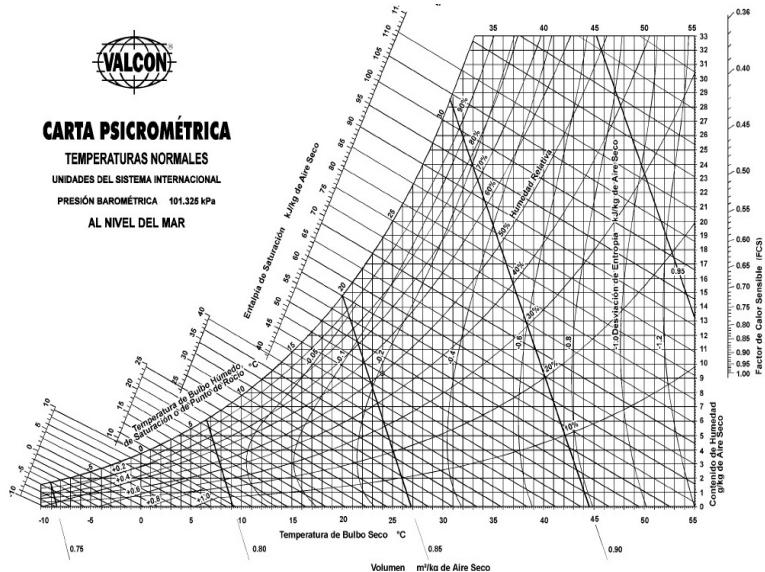
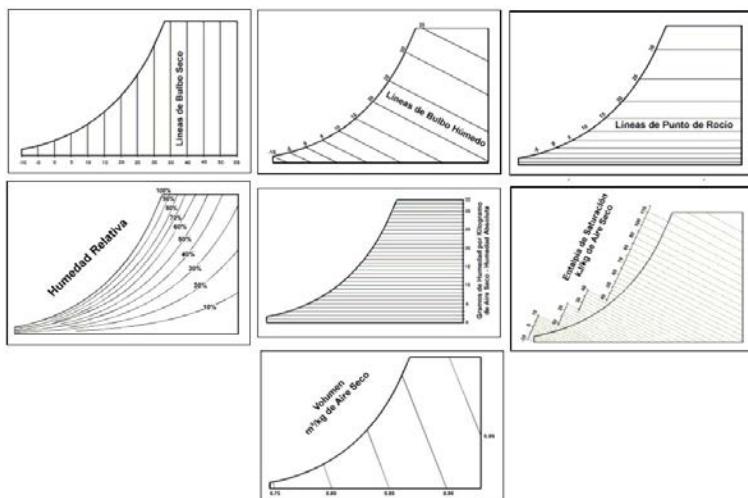


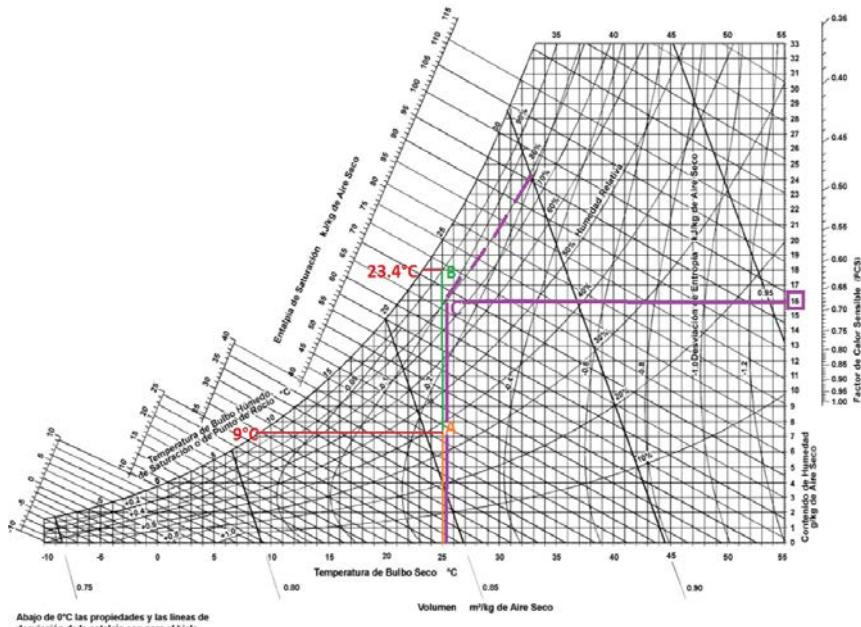
Figura 6.11
Líneas que integran un diagrama psicrométrico



Para calcular la T_d de Torreón en el diagrama psicrométrica, el primer paso es ubicar en el eje x el valor de 25.2°C y subir en la línea hasta interceptar el valor de 36% (líneas curvas de la humedad relativa), a este punto le denomina A. Posteriormente y de forma paralela se desplaza a la izquierda hasta encontrar la curva de saturación de 100%, dando el resultado de 9°C . Para el caso de Fortín se realiza el mismo procedimiento obteniendo el punto B y arroja un valor de 23.4°C (figura 6.12).

Figura 6.12

Temperatura de punto de rocío ($^{\circ}\text{C}$) en Torreón y Fortín de las Flores y humedad absoluta (g/Kg) en Veracruz



Abajo de 0°C las propiedades y las líneas de devoción de la entalpía son para el hielo

Utilizando las normales climatológicas del Observatorio Meteorológico de Veracruz (véase tabla 1.4), se tiene una temperatura media anual de 25.3°C y una humedad relativa de 79%, ¿cuál será su humedad absoluta?

El primer paso es ubicar el valor de 25.3°C en el eje x (temperatura de bulbo seco) y subir en la línea vertical hasta inter-

ceptar el valor de 79% (línea punteada curveada de la humedad relativa), ubicándolo como punto C. Posteriormente se traza una línea paralela al eje de las X hacia la derecha, hasta encontrar la escala de la humedad absoluta y dando un valor de 16 g kg^{-1} .

Un proceso psicrométrico ocurre cuando el aire, con un determinado estado de equilibrio inicial, sufre un cambio con nuevas condiciones. El diagrama psicrométrico no se limita únicamente a calcular las propiedades del aire, también puede determinar los procesos de acondicionamiento del aire con transferencia de calor y vapor de agua:

- Calentamiento o enfriamiento sensible
- Enfriamiento y deshumidificación
- Calentamiento con humidificación.

Calentamiento o enfriamiento sensible

Al agregar o remover calor sensible del aire húmedo provoca un cambio en la temperatura de bulbo seco y mantiene constante el contenido de humedad absoluta. Se puede obtener la cantidad de calor a agregar o disminuir, según sea el caso, para calentar o enfriar (diferencia de entalpías ΔH). Si existe un calentamiento, no hay variación de la humedad absoluta pero la humedad relativa disminuye; mientras en un enfriamiento sensible aumenta la humedad relativa.

Enfriamiento y deshumidificación

Este proceso es común en un aire acondicionado convencional, y ocurre cuando se enfriá el aire a una humedad absoluta constante hasta una temperatura inferior a la del punto de rocío, con lo cual se condensa parte del vapor de agua presente en el aire.

Calentamiento con humidificación

Calentar el aire a una humedad constante, posteriormente se atomiza agua o vapor en la corriente de aire, por lo que el calor latente de vaporización producirá enfriamiento en la corriente de aire.

Preguntas y problemas

- Expresa cinco razones para explicar las diferencias entre las figuras 6.1 (a) y 6.1 (f).
- Completa la explicación anterior con la comparación de las figuras 6.2 (a) y 6.2 (f).
- En la tabla 6.1 se discuten las tres mayores discrepancias entre la humedad relativa recomendada por el IMSS y la ASHRAE. ¿Son razonables tales diferencias?
- Para la tabla 6.2 calcula la humedad absoluta máxima y mínima al combinar los rangos de humedad relativa con los de temperatura ambiente.
- Para una temperatura fija de 20 °C presenta, en una misma gráfica, la temperatura efectiva (ecuación 6.5), el índice de calor (ecuación 6.6) y el humidex (ecuación 6.7).

Para saber más

- Asociación Americana de Ingenieros de Calefacción, refrigeración y aire-acondicionado (ASHRAE) (2013). *HVAC Design Manual for Hospitals and Clinics*. Second Edition. Atlanta, EU: ASHRAE [ver capítulos 2 y 3].
- Bonan, G. (2016). *Ecological Climatology. Concepts and Applications*. Third Edition. EU: Cambridge University Press [ver capítulos 15 al 17].
- Bradshaw, V. (2006). Human Comfort and Health Requirements. En: *The Building Environment: Active and Passive Control Systems*. Third Edition. New Jersey, EU: John Wiley & Sons, Inc. [ver capítulo 1].
- Campbell, G.S. y Norman, J.M. (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics*. Second Edition. New York: Springer [ver capítulos 12 al 14].
- Diario Oficial de la Federación (2016). Norma Oficial Mexicana (NOM-059-55A1-2015), Buenas prácticas de fabricación de medicamentos, 5 de febrero de 2016.
- Gatley, D.P. (2013). *Understanding Psychrometrics*. Third Edition. Atlanta: ASHRAE [ver capítulos 3 al 5 y 13].
- Monteith, J.L. y Unsworth, M.H. (2013). *Principles of Environmental Physics. Plants, Animals and the Atmosphere*. Fourt Edition. Poland: Elsevier [ver capítulos 13 y 14].
- Willmer, P.; Stone, G. y Johnston, I. (2005). *Environmental Physiology of Animals*. Second Edition. Australia: Blackwell Publishing [ver capítulos 6 al 8].

Capítulo 7

La humedad atmosférica, la industria y las artes

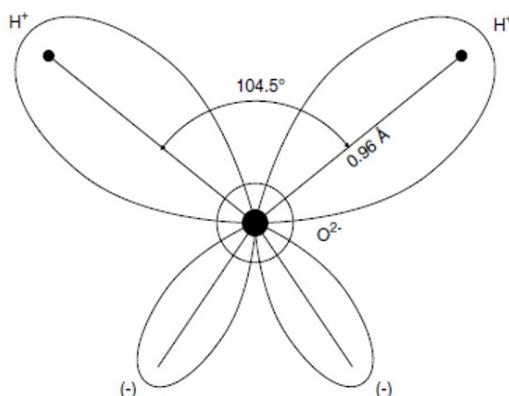
Elisa Tejeda Zacarías

La composición química de la atmósfera cerca de la superficie terrestre es, relativamente, bien conocida debido a las numerosas mediciones de concentración y variabilidad de los gases constituyentes. El agua es importante en la formación y evolución del planeta; la cantidad de agua presente en la atmósfera, en sus tres estados, rige tanto el clima global como el tiempo local. El balance climático global y la transferencia de calor son determinados principalmente por la circulación de masas de agua oceánicas; además, la capa atmosférica de vapor de agua refleja el calor emitido por la superficie terrestre, por lo que previene al planeta de helarse, mientras que al mismo tiempo es uno de los gases con mayor efecto invernadero.

¿Qué características del agua la hacen un compuesto atmosférico tan importante? Para responder esta pregunta es necesario analizar la molécula del agua: a pesar de que tiene carga neutra, la diferencia de la electronegatividad entre el oxígeno y el hidrógeno y el arreglo de los orbitales, la convierten en una molécula dipolar. La disposición de los átomos de hidrógeno y oxígeno es tal que las cargas positivas y negativas no se solapan por completo en la mayoría de las moléculas, lo que puede interpretarse como una mo-

lécula que está cargada positivamente de un lado y negativamente del otro (figura 7.1). Su naturaleza dipolar provoca la formación de fuertes enlaces intramoleculares con el hidrógeno, lo que ocasiona agrupaciones de moléculas de agua y que reaccione fácilmente con otras moléculas.

Figura 7.1
Molécula del agua. La disposición de sus átomos
la convierten en una molécula dipolar



El agua se forma tras el proceso de oxidación de la molécula de hidrógeno, éste es un proceso exotérmico. Los metales sólo son corroídos por agua líquida y en ambientes con humedad relativa a 70%. La disociación de moléculas de agua da lugar a iones hidróxidos desenlazados OH^- , que reaccionan con facilidad. En la atmósfera, los iones OH^- reaccionan con muchas sustancias y contaminantes, por lo que actúan como agentes de limpieza.

¿Cómo es que la humedad afecta a los objetos? ¿Qué características de los objetos hay que tomar en cuenta para conocer la afección de la humedad del ambiente a éstos? Resulta lógico pensar que la repercusión de la humedad dependerá de la sustancia de que están hechos los objetos. Interesa hablar de sustancias higroscópicas e higrofóbicas, ya que el material que compone cada objeto va a determinar su relación con la humedad atmosférica y sus efectos.

Primeramente hablemos de las sustancias higroscópicas: son aquellas que tienen la capacidad de absorber humedad del me-

dio circundante, razón por la cual son utilizadas con frecuencia como desecantes. Ahora bien, ¿cómo afecta la absorción de agua a estas sustancias? Algunos de los compuestos higroscópicos atrapan el vapor de agua como agua de hidratación en su estructura cristalina, por ejemplo, el sulfato de sodio; mientras que en otros, simplemente es absorbida físicamente. En ambos casos la retención del líquido es reversible y el agua puede ser expulsada; sin embargo, existen compuestos higroscópicos que reaccionan químicamente con el agua, como los hidruros o los metales alcalinos y, al haber reaccionado, ésta no se puede recuperar de forma simple. Estos procesos son exotérmicos. Casi todas las sustancias orgánicas tienen la propiedad de ser higroscópicas, entonces en condiciones de alta humedad se expanden.

Así como existen sustancias que, por decirlo de alguna forma, atraen el agua de la atmósfera, existen otras que la repelen y se conocen como sustancias higrofóbicas.

La relación entre humedad atmosférica y los objetos equivale a hablar de la relación entre la humedad atmosférica y la industria, pues se deben hacer consideraciones al respecto para la implementación o control de ciertos procesos. A lo largo de este capítulo se hablará de la industria alimentaria, textil y del papel, farmacéutica y de la construcción, además de mencionarse las principales afecciones de la humedad a plantas industriales; también se mencionará el impacto de la humedad en las artes, tratando las condiciones óptimas de humedad en museos y exposiciones y en el cuidado de instrumentos musicales.

Humedad en la industria alimentaria

La industria alimentaria se encarga de todos los procesos relacionados con la cadena alimentaria, involucra el transporte, recepción, almacenamiento, procesamiento y conservación de alimentos de consumo humano y animal. La eficiencia y el aumento de producción en esta industria son primordiales para el sector económico y requiere de la regularización de sus procesos.

El contenido de agua en los alimentos es importante para su calidad, elaboración y durabilidad; su control tiene como objetivo aumentar el tiempo de vida del alimento, conservar su cali-

dad, sabor y aroma y evitar su pérdida de peso y putrefacción. Para garantizar la humedad del producto en cada paso del proceso de elaboración, deben efectuarse constantes mediciones, directamente en el proceso de producción o bien en muestras; sin embargo, la humedad del producto se afecta por la humedad del ambiente. Cabe entonces la pregunta ¿cómo se relaciona la humedad del ambiente con la humedad del producto?, pues la relación entre estas dos cantidades determina las condiciones ambientales óptimas para la industria alimentaria que las trata.

La actividad acuosa es una cantidad adimensional que denota el valor de la humedad que está presente al alcanzarse el equilibrio de humedad entre un material y sus alrededores, se denota con la abreviatura a_w (del inglés, *water activity*) y es un parámetro importante para asegurar la calidad de los productos; además de medir el contenido absoluto de agua, permite concluir sobre la actividad microbiológica en alimentos perecederos. De manera más específica, el valor de a_w permite caracterizar el microclima (temperatura y humedad) alrededor de los productos, lo que determina el crecimiento de bacterias, moho y levaduras. Entonces la medición del valor de la cantidad acuosa puede utilizarse como un parámetro de la duración de un alimento.

La actividad acuosa se define como la relación entre la presión de vapor de agua en la sustancia (e) y la presión de vapor del agua pura (e_0) a la misma temperatura; matemáticamente queda:

$$a_w = e/e_0 \quad 7.1$$

Existe una definición alternativa que la actividad acuosa interpreta como el factor de actividad química del agua por fracción molar, y se expresa como

$$a_w = l_w x_w \quad 7.2$$

donde l_w es el coeficiente de actividad del agua y x_w es la fracción molar del agua en la fracción acuosa. Ninguna de estas dos definiciones relaciona la actividad acuosa con la humedad del ambiente. La humedad relativa del aire en equilibrio con una muestra se denomina: humedad relativa de equilibrio (ERH, por sus siglas en inglés) y satisface:

$$\text{ERH} = a_w \times 100\%$$

7.3

Las unidades de ERH corresponden a las de la de humedad relativa (HR en %).

Las bases para la medición de la actividad acuosa en una sustancia se basan en el siguiente modelo: una muestra del material (en bulto) se coloca en un volumen cerrado con un sensor de temperatura y humedad para medición continua; después de cierto tiempo se alcanza un estado de equilibrio entre el vapor de agua en la muestra y sus alrededores, se mide la temperatura y la humedad de equilibrio del volumen de aire y se relacionan con la actividad acuosa de acuerdo a la ecuación 7.3.

Como se menciona en capítulos precedentes, es posible emplear diferentes métodos para la medición de la humedad del aire, por ejemplo: medición de la humedad relativa, medición del punto de rocío, medición criostática (por congelación) o medición de presión de vapor de agua.

Recordemos que el valor de la actividad acuosa caracteriza el microclima alrededor de los productos, y determina el crecimiento de bacterias, moho y enzimas. En la tabla 7.1 se muestran las condiciones de crecimiento de microorganismos en productos alimenticios.

Además, varias reacciones químicas están fuertemente influenciadas por el valor de la actividad acuosa, en términos de la taza de reacción y tiempo; por ejemplo, reacciones enzimáticas de carbohidratos, descomposición catalítica de lípidos y oxidación de lípidos. Cabe mencionar que el valor de a_w es un parámetro importante para la evaluación de calidad, pues brinda información del estado microbiológico, duración y degeneración de productos perecederos, carga electrostática, interacción química con el ambiente y contenido de agua del producto.

Tabla 7.1
Condiciones de crecimiento de microrganismos
de acuerdo a la actividad acuosa

Actividad acuosa (a_w)	Humedad relativa (HR)	Microorganismos	Alimento
1-0.95	100-95%	<i>Pseudomonas, Escherichia, Proteus, Shigella, Klebsiella, Bacillus, Clostridium perfringens.</i> Levaduras y hongos.	Fruta, vegetales, carne, pescado, leche, pan.
0.95-0.91	95-91 %	<i>Bacteria, Salmonella, Vibrio parahaemolyticus, C. botulinum, Serratia, Lactobacillus, Pediococcus, Rhodotorula, Moho, Pichia</i>	Queso, carne ahumada o salada, jugo de fruta concentrado.
0.91-0.87	91-87%	Hongos de levadura (<i>Candida, torulopsis, Hansenula</i>)	Salami, merengue, queso seco, margarina
0.87-0.80	87-80%	<i>Moho, Staphylococcus aureus, Saccharomyces, Debaryomyces.</i>	Jugo de fruta concentrado (dulce), leche condensada, jarabe de chocolate, jarabe de fruta, cereales, granos, pasteles, carne ahumada.
0.80-0.75	80-75%	Bacterias halófilas	Jalea, mermelada, mazapán, fruta seca
0.75-0.65	75-65%	Moho xerofílico (<i>Aspergillus chevalieri, A. candidus, Wallemia sebi, Saccharomyces bisporus</i>)	Productos de avena con grandes cantidades de azúcar, frutas secas, nueces.
0-65-0.60	65-60%	Hongos de levadura osmófilos	Caramelos, miel
0.60-0.50	60-50%	Reproducción microbiológica lenta	Pasta, hierbas
0.40-0.30	40-30%	Reproducción microbiológica lenta	Huevo seco
0.30-0.20	30-20%	Reproducción microbiológica lenta	Biscuits, pasteles, migajas de pan
0.20-0.00	20-0%	Reproducción microbiológica lenta	Leche en polvo, vegetales secos, sopas secas, hojuelas de maíz.

Fuente: Wernecke y Wernecke, 2014.

Influencia de las condiciones ambientales en la producción

Ahora que se conoce la relación entre la humedad del medio ambiente y la humedad del producto, así como las condiciones de crecimiento de microrganismos para estos, es necesario determinar en qué etapas debe controlarse la humedad ambiental. Los productos alimenticios están expuestos al aire del ambiente durante prácticamente todas las etapas del procesamiento. Un amplio rango de mecanismos puede implicar el intercambio de agua del producto con el aire, por ejemplo, su almacenamiento, el transporte del producto y secado con aire caliente, por nombrar algunos. La cantidad de agua que intercambia el producto con el aire es determinada por sus propiedades higroscópicas, la temperatura del ambiente, la humedad del aire y el tiempo de exposición bajo estas condiciones. Debe tomarse en cuenta que el aire del medio ambiente presenta fluctuaciones importantes en el contenido de agua absoluta y relativa, a lo largo del día y a lo largo del año. Los procesos de producción alimenticia generalmente se llevan a cabo a una temperatura entre los 10 y 40 °C. La condensación de agua en la superficie del producto ocurre si la temperatura del entorno disminuye por debajo de la temperatura de punto de rocío, lo que puede provocar la absorción de agua por parte del producto alimenticio.

Dado que la humedad absoluta del aire en las instalaciones de producción, generalmente depende de las condiciones meteorológicas y es necesario determinar si se requiere de un sistema de aire acondicionado. Para una producción óptima éste puede ayudar a ahorrar energía, evitar el desperdicio de materias primas, aumentar la calidad del producto y reducir el tiempo de producción.

Por otra parte, para el aire acondicionado son necesarias mediciones constantes de la humedad y la temperatura, con la finalidad de realizar ajustes en estos parámetros, de ser necesarios. En la vida diaria es común que las industrias no utilicen aire acondicionado en los procesos de producción alimenticia para ahorrar recursos; sin embargo, el no tener control de la humedad y la temperatura del ambiente en el proceso de producción puede causar daños irreversibles en las propiedades de los productos.

Ejemplo. Control de contenido acuoso del producto alimenticio

Cuando se tiene un sistema de aire acondicionado, los parámetros de interés son la temperatura, humedad y el flujo de aire que entra y sale de la instalación. Si se tiene un flujo de aire normal, de $V = 15,000 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ y una temperatura constante del aire que entra y sale de la instalación, $\Delta T = 0\text{K}$, una diferencia en la humedad relativa de $\Delta HR = 20\%$ provoca que se requiera añadir o extraer 60 l h^{-1} de agua del material.

La sensibilidad de la medición puede expresarse como

$$S = \frac{\Delta ERH}{\Delta G_m}$$

donde S es la sensibilidad, ΔERH es la diferencia de la humedad relativa de equilibrio y ΔG_m es la diferencia en el contenido gravimétrico de agua.

Un cambio del 1% w/w del contenido de agua del producto se logra con un cambio de 10.15 % de HR entre el aire de entrada y de salida. Un sensor de humedad común tiene una incertidumbre del 1.5 % de HR. Por lo tanto, el contenido de agua de un producto puede ser monitoreado y controlado con alta precisión.

Condiciones climáticas especiales para el almacenamiento de alimentos

Existe un amplio rango de productos alimenticios en el que cada uno demanda condiciones de almacenamiento específicas. A pesar de que varios productos pueden categorizarse en grupos, dentro de cada grupo los productos pueden tener distintos requerimientos de almacenamiento. Con una finalidad meramente ilustrativa, en la tabla 7.2 se presentan dos grupos de alimentos y sus condiciones de almacenamiento de manera muy general.

Tabla 7.2

Condiciones generales de almacenamiento de productos alimenticios para frutas y vegetales y pan y pasteles

Frutas y vegetales	
Condiciones de almacenamiento regulares	-3 a 10 °C 80 - 98% H_R
Almacenamiento óptimo	En una atmósfera controlada con un contenido de CO ₂ entre 0-5% y un contenido de O ₂ entre 3-5%
Deterioro por almacenamiento deficiente	Pérdida de peso Pérdida de vitaminas
Especialidades	Sensibilidad al frío (cítricos, tomates, pimientos); la maduración de la fruta está relacionada con la biosíntesis: el aumento o disminución de etileno puede acelerar o alentar el proceso de maduración
Pan y pasteles	
Condiciones de almacenamiento regulares.	Temperatura ambiente 3-10 °C para pasteles de frutas
Almacenamiento óptimo	No empacar herméticamente a 10-20 °C La humedad óptima depende del producto específico
Deterioro por almacenamiento deficiente	Presencia de moho para $a_w > 0.7$ Aroma volátil se pierde con facilidad
Especialidades	A altas temperaturas, retrogradación del almidón A bajas temperaturas, pérdida de agua, endurecimiento

Fuente: Wernecke y Wernecke (2014).

Atmósfera controlada y modificada

Si bien es necesario el control de parámetros como la humedad y la temperatura durante la mayoría de procesos de la industria alimenticia, también resulta imprescindible la capacidad de modificar las condiciones ambientales. Un claro ejemplo es el de la industria de frutas y verduras.

Los procesos biológicos de frutas y verduras después de su cosecha están fuertemente influenciados por las condiciones climáticas de su entorno. La duración, sabor, color, preservación de nutrientes y maduración, dependen de las condiciones de almacenamiento. El control de la cantidad de oxígeno y de dióxido de carbono, así como la temperatura, repercuten en la velocidad de maduración. Durante el almacenamiento y en periodos largos de transporte se aplican dos métodos distintos para la regulación de las condiciones climáticas:

- *En atmósfera modificada*: se reduce la temperatura de almacenamiento y del contenido de oxígeno.
- *En atmósfera controlada*: se regula el oxígeno, dióxido de carbono y etileno, se reduce la temperatura y se optimiza la humedad relativa.

Además del almacenamiento óptimo, es necesaria la sincronización de la variación de parámetros de las condiciones ambientales con el proceso de maduración.

Control de humedad durante el transporte

El control de las condiciones óptimas de almacenamiento se debe mantener durante el transporte de los productos, por lo que se debe realizar una planeación de las condiciones ambientales y tomar en cuenta los períodos de transporte.

Probablemente, el transporte por barco sea el más problemático, ya que presenta períodos más largos; además de que los barcos transportan grandes cantidades de alimentos de distintos tipos, con distintos requerimientos de almacenamiento y, por si fuera poco, durante el transporte para largas distancias suelen atravesarse varias zonas climáticas, por lo que HR variaciones de 30K y 60% pueden ocurrir; así mismo, cambios rápidos en las condiciones meteorológicas locales también pueden presentarse. Resulta claro entonces la importancia del monitoreo de las condiciones ambientales dentro de la nave y del seguimiento de éstas para asegurar la calidad de los productos alimenticios.

Industria de textiles y papel

Los procesos de fabricación en la industria del papel y textil requieren, generalmente, de un alto consumo de energía y agua. Mediciones confiables de la humedad ayudan a optimizar las fases de procesamiento y mejoran la calidad del producto, haciendo de su fabricación un proceso más eficiente, además de ahorrar energía.

El papel, cartón y los textiles son en general sustancias altamente higroscópicas, por lo que condiciones de transporte y almacenamiento poco favorables pueden conllevar a cambios no deseados en las propiedades tipográficas y mecánicas del producto. Por tanto, la cantidad de agua de la celulosa contenida en los productos, debe ser monitoreada durante todo del proceso de producción: desde fabricación, almacenamiento, transporte y procesos sucesivos. En las secciones siguientes se hablará específicamente de la industria del papel y el carbón, sin embargo, la industria textil es muy similar a éstas.

Propiedades del papel y clima de los alrededores

La humedad relativa del ambiente es un factor importante que contribuye de manera significativa en las propiedades de calidad del papel. El equilibrio entre la humedad del ambiente y la humedad relativa del papel es particularmente importante durante el proceso de impresión. Condiciones no favorables de humedad causan la absorción de agua, que resulta en problemas durante la impresión; por ejemplo, carga estática, errores de duplicación, arrugado o que la tinta no se impregne lo suficiente.

El monitoreo de la humedad de equilibrio en interiores contribuye a un proceso de fabricación efectivo. El origen de las altas propiedades higroscópicas del papel y cartón se deben al alto contenido de celulosa, y que a su vez consiste en grupos hidrofilicos de hidroxilos con una fuerte afinidad a la absorción de agua. Además, la estructura fibrosa provoca que el papel y el cartón sean sustancias porosas y con muchos capilares, por lo que el vapor de agua del ambiente puede ser absorbido rápidamente, almacenado en los poros y capilares y posteriormente distribuido en todo el material, razón por la que la fracción de agua en papel y cartón es alta.

Ahora, resulta claro que el valor de la fracción de agua en el papel y el cartón debe relacionarse de manera directa con la humedad del ambiente. El contenido de humedad en el papel puede determinarse por varios métodos: cantidad de agua en el papel G_m se define como la masa relativa de contenido de agua de acuerdo a:

$$G_m = \frac{m_w}{m_w + m_{ds}}$$

donde G_m es el contenido de agua gravimétrico del papel (%w/w), m_w es la masa de agua en el papel (g) y m_{ds} es la pase de papel totalmente seco.

La humedad relativa de equilibrio ERH se usa para caracterizar las propiedades higroscópicas del papel y el intercambio de vapor de agua entre el papel y el ambiente, y se define como:

$$\text{ERH}|_{T=cte} = h|_{T=cte}$$

donde ERH es la humedad relativa de equilibrio (%), T es la temperatura del ambiente y del papel, y h es la humedad relativa del ambiente en porcentaje.

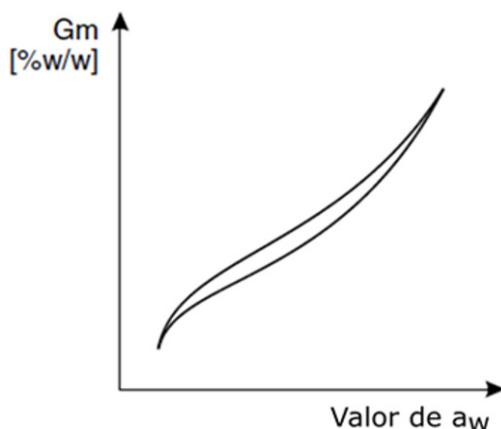
La isoterma de absorción del papel, que se muestra en la figura 7.2, muestra la dependencia del contenido de agua y la humedad relativa de equilibrio para una temperatura constante. Es una función de la estructura interna, la composición y las características de la superficie del papel, y debe obtenerse experimentalmente para cada tipo de papel. Generalmente no es posible obtener un modelo teórico de la isoterma de absorción debido a la complejidad de las interacciones y correlaciones a tomarse en cuenta. Determinar la isoterma de absorción del material es de gran importancia para la optimización de las condiciones de producción.

Influencia de la humedad en las propiedades del papel

Las propiedades constantes del papel son importantes para la industria de impresión, ya que las impresoras y la tinta deben adaptarse de acuerdo a ellas. Las propiedades físicas y mecánicas del papel se ven influenciadas por la cantidad de agua. A mayor cantidad de celulosa, mayores son los efectos de incorporación acuo-

sa, que tienen como consecuencia la hinchazón del papel, contracción o aparición de tensiones internas, lo que tiene una gran influencia en su capacidad de impresión.

Figura 7.2
Isoterma de absorción general del papel



Fuente: Wernecke y Wernecke (2014)

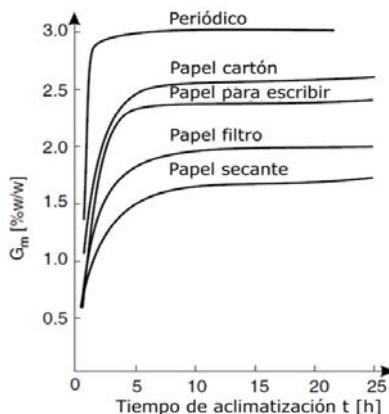
Si el papel está muy seco acumula carga electrostática, lo que provoca que varias hojas de papel *se peguen* —por decirlo de alguna manera— e incluso puede provocar que las hojas se adhieran al sistema de impresión; además, el polvo se acumula en el papel y en los rollos de impresión. Para evitar estas situaciones, la mayoría de los tipos de papel son almacenados en ambientes con humedad relativa mayor a 40%. La absorción y expulsión de agua causa cambios en las dimensiones del papel, lo que modifica el hecho de que las hojas de papel sean completamente lisas y uniformes. El papel suele absorber agua desde las orillas y hacia el centro, lo que provoca que el agua se acumule en los bordes, ocasionando tensiones internas y que se curve la pieza de papel.

Se han realizado pruebas para determinar la influencia de la humedad del ambiente en la absorción de agua del papel. Las curvas características de diferentes tipos de papel se muestran en la figura 7.3. Cuando se expone el papel a un ambiente con humedad relativa de 50%, con fluctuaciones de 10%, el cambio en la

longitud del papel es de alrededor de 0.1-0.2%. Durante la impresión, la aplicación de tinta provoca la absorción de cantidad extra de agua y el resultado es la expansión longitudinal de la pieza de papel: para un papel con longitud de 1 m, dicha expansión será de 1 a 2 mm, si la humedad ambiental es muy alta, la tinta tardará más en secarse y estos tiempos de secado no son considerados por las imprentas, lo que puede provocar que se corra la tinta.

Figura 7.3

Curvas características de masa gravimétrica del agua contra tiempo de aclimatación para diferentes tipos de papel



El papel presentará deformaciones en los bordes si su valor de ERH es diferente al de la humedad relativa del ambiente. Si está por debajo, presentará bordes ondulados, mientras que si está ligeramente arriba, presentará bordes cóncavos. El papel se contraerá y resecerá, generalmente para humedades relativas menores a 20%. En general, si la diferencia entre la humedad relativa de equilibrio del papel y la humedad relativa ambiental es menor a 5%, el papel no presentará cambios críticos en sus dimensiones, estas variaciones se vuelven significativas para diferencias entre ambas humedades mayores a 10%.

Las condiciones de almacenamiento y transporte pueden ser monitoreadas usando termómetros e higrómetros. Muchas clases de papel pueden ser almacenados a 20 °C y una humedad relativa del ambiente de 50-60% sin pérdidas en su calidad. Los sistemas

de aire acondicionado deben ser lo suficientemente potentes para compensar rápidamente fluctuaciones temporales en la humedad (de manera general, las variaciones permitidas en humedad relativa ambiental son de 8% y de 3 K en temperatura).

Plantas industriales

A pesar de la diversidad de los procesos industriales, algunas de las mediciones de humedad son una constante, por ejemplo la medición de humedad a altas temperaturas en atmósferas con un alto contenido de polvo o contaminantes y a presiones muy altas; también determinar el contenido de agua de los materiales se realiza en prácticamente todos los procesos industriales.

Muchos procesos industriales se llevan a cabo a temperaturas mayores a los 100 °C, para los cuales la mayor dificultad en la medición de humedad es la falta de pruebas de referencia para la calibración y para la determinación de dependencias de temperatura. En la industria es muy común que se lleven a cabo procesos de secado, generalmente a temperaturas mayores a los 200 °C. La humedad relativa no es significativa para temperaturas mayores a los 100 °C, donde es más útil la humedad absoluta (g m^{-3}). Resulta importante mencionar que no todas las técnicas de medición y aparatos pueden usarse para temperaturas mayores al punto de ebullición del agua, debido a restricciones físicas o técnicas.

El ambiente gaseoso donde se llevan a cabo las mediciones de humedad en aplicaciones industriales suele presentar complicaciones para el equipo, debido a componentes gaseosos agresivos, aceite en el flujo de aire o bien mediciones a largo plazo en ambientes extremadamente secos. La presencia de sustancias agresivas y corrosivas causan la desintegración de los componentes metálicos del equipo de medición, y las mediciones no son posibles si los componentes agresivos del gas entran en contacto directo con la capa sensible del sensor. Como regla general, los componentes de aceite en el gas no deben entrar en contacto con el sensor, pues la formación de una capa delgada distorsiona de manera importante las mediciones. En este tipo de situaciones sugiere llevar a cabo un filtrado del aire que debe medirse. Además, es común que se requiera realizar mediciones de temperatura para altas presiones.

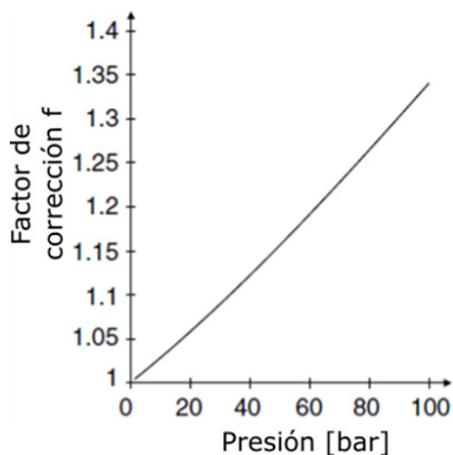
Como se mencionó en el capítulo 2, la presión de vapor de saturación e_s de un gas es función de la temperatura. Un factor de corrección, específico para cada tipo de gas, se introduce para mediciones con presiones altas. El cálculo preciso de la humedad del gas puede llevarse a cabo si se conoce el factor de aumento, mismo que debe incluirse en particular en el caso de fluctuaciones importantes de presión.

El valor certificado de la humedad para gas es conocido para una presión en particular, por lo que utilizando el factor de aumento se puede calcular el valor real de la presión de vapor de saturación, con la cual se calcula la humedad (figura 7.4).

A pesar de todas estas dificultades que pueden presentarse en la medición de temperatura, es importante llevarla a cabo durante el proceso de producción de cada industria, pues el monitoreo constante de la humedad permite controlar y optimizar estos procesos, asegura la calidad del producto, reducir los costos de material y energía, y aumentar la productividad y eficiencia de los procesos de producción, sin mencionar que permite cumplir los estándares de calidad de los productos.

Figura 7.4

Factor de aumento para presión de vapor de agua a 20 °C



Wernecke y Wernecke (2014).

Corrosión

La corrosión se define como el deterioro de un material a consecuencia de un ataque electroquímico por su entorno. Siempre que la corrosión esté originada por una reacción electroquímica (oxidación), la velocidad a la que tiene lugar dependerá en alguna medida de la temperatura, de la salinidad del fluido en contacto con el metal y de las propiedades de los metales en cuestión. Otros materiales no metálicos también sufren corrosión mediante diferentes mecanismos. Su proceso es natural y espontáneo.

La corrosión es una reacción química en la que intervienen tres factores: la pieza manufacturada, el ambiente y el agua, o a través de una reacción electroquímica.

Los factores más conocidos son las alteraciones químicas de los metales a causa del aire, como la herrumbre del hierro y el acero o la formación de pátina verde en el cobre y sus aleaciones. Sin embargo, es un fenómeno más amplio que afecta a todos los materiales y todos los ambientes. Es un problema industrial importante, pues puede causar accidentes (ruptura de una pieza) y representa un costo significativo, ya que se calcula que cada pocos segundos se disuelven cinco toneladas de acero en el mundo, procedentes de unos cuantos nanómetros o picómetros (invisibles en cada pieza) pero que, multiplicados por la cantidad de acero que existe en el mundo, constituyen una cantidad sustancial.

La corrosión es un campo de las ciencias de materiales que invoca a la vez nociones de química y de física (fisicoquímica).

Industria automotriz

La industria automotriz es un conjunto de compañías y organizaciones relacionadas en las áreas de diseño, desarrollo, manufactura, marketing y ventas de automóviles. La humedad atmosférica afecta también a esta industria con la corrosión de metales utilizados en la fabricación de automóviles, hasta con humedad presente en aceites y combustibles.

Durante el proceso de producción de automóviles, es necesario el monitoreo constante de los sistemas de enfriamiento y lubricación; los aceites y lubricantes absorben agua líquida y gaseosa y la cantidad absorbida (c_0) depende de la presión y temperatura

del sistema, así como de la humedad relativa del ambiente. El límite de saturación de absorción de agua (c_{sat}) es una constante característica de cada tipo de aceite. Utilizando estos dos valores, el agua relativa de saturación (c_{rel}) puede expresarse como:

$$c_{\text{rel}} = \frac{c_0}{c_{\text{sat}}} \times 100\%,$$

expresión que se utiliza como un parámetro de medición. Varios sensores basados en métodos de mediciones indirectas pueden aplicarse para llevar a cabo esta medición, a bordo de vehículos que utilizan estos aceites.

Los materiales que se utilizan comúnmente para el equipamiento interno de los vehículos son plásticos y materias primas renovables, como madera, cáñamo y yute y se utilizan para dar forma a cojines y coberturas. Estos materiales son amoldados mediante proceso de compresión, y la fracción de materia seca debe mantenerse constante, con la finalidad de asegurar la forma geométrica correcta dentro de la tolerancia requerida. Durante el proceso de compresión, casi toda el agua dentro del material es evacuada, por lo que resulta indispensable determinar el contenido de agua del material para reemplazar la fracción de agua perdida durante la compresión. El contenido gravimétrico de agua es generalmente de 1% w/w para plásticos y cerca de 7% w/w para materias primas naturales.

Las mediciones del contenido de agua en los materiales se realizan de manera indirecta, a través de mediciones de ERH y utilizando sensores cuya forma se adapta a la del material. Las isotermas de absorción de las materias primas se determinan en el laboratorio y se implementan en los procesos de control. Es entonces posible integrar completamente las mediciones de humedad al proceso de control del sistema. El parámetro fijo debe de ser el valor de ERH o de contenido gravimétrico de agua (% w/w).

La corrosión de partes metálicas es de los impactos más importantes que tiene la humedad en la industria automotriz y se presenta en partes metálicas de los automóviles puede clasificarse en:

- *Electroquímica o polarizada.* Se debe a una diferencia de potencial entre zonas metálicas muy cercanas entre sí y que ocasiona la redistribución de electrones del material metálico. Suele suceder cerca de piezas eléctricas.
- *Microbiológica.* Algunos microorganismos son capaces de crear corrosión en superficies metálicas, se presenta generalmente en zonas sumergidas en sustancias líquidas donde proliferan microorganismos.
- *Galvánica.* Surge cuando dos metales distintos actúan uno como ánodo y otro como cátodo. El ánodo será la pieza que se oxide, pues cede electrones, y el cátodo al aceptarlos, se dice en términos químicos, que se reduce.
- *Por actividad salinica diferenciada.* La presencia de sales en superficies metálicas favorece el comportamiento de algunas zonas de la superficie como ánodos y otras como cátodos, dependiendo de la cantidad de sal que posean.
- *Por oxígeno.* Ocurre en superficies expuestas a oxígeno diatómico disuelto en el agua o en el aire. Se ve favorecido por altas temperaturas o presiones elevadas.

En las primeras cuatro categorías de corrosión es claro que la humedad ambiental no influya en el proceso. La humedad del aire únicamente influye en la corrosión por oxígeno.

La corrosión atmosférica puede clasificarse en corrosión húmeda y seca. La primera requiere de la humedad atmosférica y aumenta cuando ésta excede de un valor crítico (frecuentemente por encima de 70%), en este debe considerarse, además, la condensación de humedad, que se origina cuando la humedad relativa de la atmósfera sobrepasa 100%. La corrosión atmosférica seca es la que favorece el intercambio de electrones entre superficies metálicos debido a la baja humedad del aire.

Humedad en la electrónica

El monitoreo de las condiciones atmosféricas en espacios donde se manufacturan componentes electrónicos tiene un significado importante en la calidad y rendimiento de procesos. El monitoreo de

la humedad en un rango de temperaturas de entre -70 °C y 70 °C puede realizarse con equipo estándar; sin embargo, procesos con baja humedad y temperaturas menores a los -80 °C son cada vez más comunes en el desarrollo de nuevas tecnologías. El reto principal de mediciones de humedad para estas temperaturas es la falta de estándares de referencia.

Las pruebas y revisiones de los componentes electrónicos son etapas importantes en el control de calidad. Para componentes convencionales existen procesos estándares y se desarrollan nuevos algoritmos a la par de nuevas tecnologías. Han surgido varias preguntas respecto a los problemas que conlleva la humedad atmosférica en los procesos de producción y mantenimiento de componentes electrónicas, por ejemplo: ¿cuál es la escala de tiempo y la cantidad de vapor de agua que penetra la cubierta y entra en contacto con los componentes funcionales de un sistema electrónico? ¿Cuál es el impacto de la deposición de agua en las propiedades de un componente electrónico?

Se sabe que el cableado se corroe debido a la presencia de alta humedad. Los transistores pueden romperse o disminuir su vida útil, además de que es imposible el crecimiento uniforme de cristales que se requiere en algunos procesos de esta industria.

En aplicaciones militares, industriales, comerciales o de consumo de electrónicos, algunos equipos pueden contener dispositivos sensibles a las condiciones ambientales a las que son expuestos. Entender los efectos y controlar las condiciones (de humedad, polvo, vibraciones, aire acondicionado y calefacción, entre otras) no sólo para darles mantenimiento sino también para procesos de diseño y producción, puede incrementar la confiabilidad del equipo, además de reducir fallas y costos de mantenimiento.

En casos extremos, la humedad alta puede ocasionar alta condensación de agua en las superficies metálicas del equipo; es decir, la concentración de moléculas de H₂O aumenta con el incremento de la humedad relativa del ambiente y puede permitir la conducción iónica que acelera el proceso de corrosión.

Además, es necesario realizar mediciones de seguridad para evitar combustiones súbitas en sistemas de alto voltaje. La conductividad del aire es una función de la humedad relativa y el aire

seco, por sí mismo, es un buen aislante. Es por esta razón que componentes electrónicas potencialmente peligrosas, en este sentido, se rodean de un gas o líquido protector. Estos materiales aislantes no son combustibles y aseguran el aislamiento homogéneo durante cambios en las condiciones ambientales. Un gas comúnmente usado con este propósito es el hexafluoruro de sulfuro, sin embargo, también actúa de manera muy agresiva con los metales y los corroe. Como consecuencia, el contenido de vapor de agua debe mantenerse muy bajo.

La pureza y la humedad relativa del ambiente de operación comúnmente son ignoradas cuando se diseñan elementos electrónicos de potencia y de alto rendimiento, incluso para productos que son sensibles a la humedad se mantiene una humedad relativa de entre 35-60% en los procesos de fabricación. A pesar de ello, el saber cómo modelar las consecuencias de la humedad relativa en el desempeño electrónico es escaso.

Existen pocas publicaciones de investigaciones acerca de los efectos de la humedad relativa en el desempeño eléctrico de fuentes de alimentación. El comportamiento de una fuente de alimentación depende fuertemente de su estructura mecánica y del diseño del tablero o interfaz con el usuario. Igualmente, el efecto de la humedad en dichas fuentes de alimentación depende no sólo de los materiales de los que están hechos los componentes, también depende de sus dimensiones y del diseño del tablero.

Industria farmacéutica

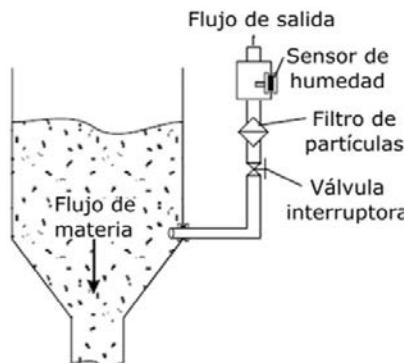
En la industria farmacéutica todos los procesos de elaboración de fármacos son complejos y requieren del control de las condiciones ambientales donde son realizados. Cada fármaco se extrae y procesa de manera específica, por lo que requiere de condiciones ambientales particulares, difíciles de tratar de manera general. La presencia de cantidades no deseadas de humedad en el aire ocasiona problemas; por ejemplo, los fármacos pueden perder sus propiedades medicinales e incluso pueden llegar a descomponerse a causa de la absorción de agua proveniente del aire. Si la humedad es alta, los fármacos en polvo no se adhieren de manera correcta y no permiten su compresión en forma de tabletas; además, puede provo-

car el apelmazamiento o bien un secado deficiente en las cápsulas hechas a base de gelatina.

En los procesos de producción es también importante la medición de contenido de agua de cada componente de los medicamentos. Existen distintos métodos de medición y para cada sustancia, algunos son mejores que otros; entre los métodos directos se pueden mencionar el tirador de Karl Fischer, la cromografía de gas y la termogravimetría, cuyos fundamentos pueden consultarse en Wernecke y Wernecke (2014). Asimismo existen sustancias para las que no es práctico ninguno de los métodos anteriores ya que requieren de mayor sensibilidad, por lo que es necesaria una medición indirecta del contenido de agua. Un ejemplo es el caso de polvos y gránulos con bajo contenido de humedad, el parámetro de medición es la humedad de equilibrio entre el aire y la humedad de los gránulos: se coloca un sensor de humedad para medir la humedad relativa de la muestra de aire, que debe estar a la temperatura a la que se realiza el proceso que involucra los polvos y gránulos (la figura 7.5 muestra un esquema sencillo de esta medición); se tiene el flujo de material y mediante una pipa se extrae una muestra del material, a la que posteriormente se filtra el contenido de partículas; se mezcla con una muestra de aire a la misma temperatura que se lleva a cabo el proceso del material, y cuando alcanzan el equilibrio de humedad, se mide la ERH.

Figura 7.5

Medición indirecta del contenido de agua para una sustancia constituida por gránulos



Condiciones de almacenamiento

La mayoría de los productos farmacéuticos y químicos sólo pueden almacenarse por un largo periodo de tiempo si se encuentran en un ambiente y a una temperatura y humedad bien definidas, incluso algunos deben ser almacenados dentro de un gas específico, todo ello para prevenir cambios en las propiedades del producto. Asimismo deben tomarse pruebas de las condiciones ambientales de manera regular para asegurar la alta calidad en el producto.

La humedad relativa se determina en un rango estrecho y preciso, generalmente de $30\text{-}60\% \pm 1.5\%$, y el clima debe mantenerse homogéneo en todo el almacén. Las variaciones en la temperatura de almacenes grandes son inevitables, y se traducen en fluctuaciones de la humedad relativa de $\pm 3\%$. Los tipos de sensores de humedad más comunes son los capacitivos, que pueden integrarse a un sistema de control y no requieren de mucho mantenimiento, son estables y de tamaño pequeño.

Es necesario, además, el control atmosférico en distintos puntos del almacén, para asegurar su homogeneidad. En muchos casos se utilizan, además, contenedores climatizados, en los que la temperatura se controla de forma externa y la humedad relativa alrededor de la muestra se controla en el interior del contenedor utilizando un desecante o gas. Los desecantes son gránulos o polvos con un área superficial higroscópica muy grande. La humedad de los alrededores es absorbida hasta que se alcanza la saturación del desecante.

Humedad en la industria de la construcción

Las mediciones de humedad son también importantes en el sector de la construcción. El agua, que es uno de los componentes de los materiales de construcción, tiene gran impacto en la estabilidad y durabilidad de los edificios debido a diferentes procesos como:

- El agua es capaz de penetrar los ladrillos en forma de vapor de agua (presente en la atmósfera).
- Químicos disueltos en el agua pueden desintegrar ladrillos.

- Si el agua que ha penetrado los ladrillos se congela en los huecos y poros, al expandirse puede provocar fracturas y grietas.
- La humedad del ambiente provoca la formación de moho y de salitre en las paredes.
- El agua puede filtrarse y formar cavidades.

La mayoría de los materiales de construcción consisten en minerales que son sustancias higroscópicas. Como consecuencia, el agua en su fase líquida o gaseosa es absorbida en la superficie de los granos o entre ellos, pero no puede penetrar a través de los capilares y hacia el centro. El enlace entre los granos y el agua usualmente es débil. La cantidad de agua que puede ser absorbida depende del área total de los granos. Distintas cantidades de agua representan características específicas de cada material, de acuerdo a la tabla 7.3.

Tabla 7.3

Contenido gravimétrico de agua y propiedades de absorción para materiales de construcción

G_m (% w/w)	Características de absorción de agua
< 3	Las superficies de grano están parcialmente cubiertas por una capa de agua
4-7	Las superficies de grano están totalmente cubiertas por una capa de agua
7-12	El espacio entre los granos está lleno de agua, las fuerzas gravitacionales exceden las fuerzas de tensión superficial y jalan el agua
> 12	Charcos formados en el fondo de contenedores cerrados

Fuente: Wernecke y Wernecke (2014).

La superficie total de grano decrece con el incremento de su diámetro, lo que resulta en una disminución en la capacidad de absorber agua. La mayoría de los tipos de grava pueden absorber agua hasta una cantidad de 5% w/w.

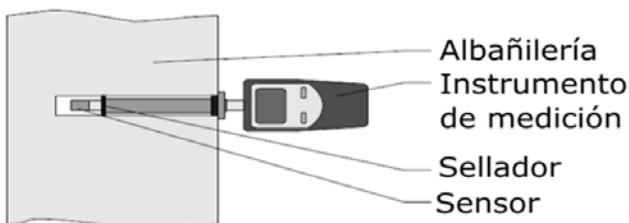
Los métodos de medición de humedad más comunes para materiales de construcción deben de ser lo suficientemente flexibles para enfrentarse con condiciones como exposición permanente a la intemperie, grandes fluctuaciones de temperatura,

vibraciones mecánicas fuertes y choques, la presencia de aire y polvo, además de operar de manera continua y confiable.

En ocasiones es necesario llevar a cabo proceso de secado y disparo (*firing*), y monitorear y controlar mediciones de humedad del aire. La instalación de sensores en posiciones específicas de la cámara de secado ayudan en el cuidado del material.

Además, se llevan a cabo mediciones de humedad para exámenes estructurales y de construcción. Una parte importante de estas investigaciones es determinar la humedad, con la finalidad de evaluar el tiempo de secado del material de construcción, el estado de penetración de humedad y la presencia y ubicación de charcos. Existen distintos métodos, algunos requieren tomar muestras y otros no, algunos son directos y otros indirectos. Como se ha mencionado a lo largo de este capítulo, para otro tipo de industrias es común utilizar el método de medición de humedad relativa de equilibrio (ERH) como un método indirecto para la medición de la humedad en ladrillos o paredes. El procedimiento para realizar esta medición es el siguiente: se hace un agujero en el ladrillo y se sella, de tal manera que una muestra de aire quede atrapada dentro, cuando se alcanza el equilibrio de humedad, generalmente entre media y cuatro horas, se introduce un sensor de humedad para medir la humedad relativa de equilibrio. Un esquema sencillo se muestra en la figura 7.6.

Figura 7.6
Medición de ERH en ladrillos



La evolución de mohos y bacterias en las paredes depende prácticamente de la temperatura y la humedad de equilibrio de la superficie. Cambios drásticos en las condiciones meteorológicas causan condensación del vapor de agua; si esto ocurre de manera

frecuente, aparece moho en las paredes. Sin embargo, sólo es posible generar conclusiones confiables de la aparición del moho en las paredes si la temperatura y humedad son monitoreadas de manera constante.

La humedad y las artes

Como se ha mostrado a lo largo de este capítulo, los efectos de la humedad en los objetos son muy variables y dependen de la temperatura. En diversas industrias, la humedad afecta no sólo los proceso de producción sino también los de almacenamiento y conservación. Resulta natural entonces que, al pensar en arte se hable de las condiciones de humedad y temperatura óptimas para la conservación de piezas artísticas, en el caso de muesos y exhibiciones, así como de la conservación de instrumentos musicales.

El monitoreo de la humedad en interiores de edificios es una práctica frecuente, sin embargo, en el caso de los museos y exhibiciones resulta común que se utilicen estándares de confort humano y no estándares de conservación de pinturas, cerámica, etcétera. Es claro que los estándares para museos deben considerar también el confort humano, pero resulta incorrecto suponer que al satisfacer a éste último no se afecte a las exhibiciones.

Haciendo referencia a piezas artísticas e instrumentos musicales, los efectos de exponerlos a condiciones de humedad inapropiadas los dañan de manera acumulativa y generalmente irreversible.

Control de la humedad en museos y exhibiciones

Es necesario controlar temperatura, humedad, niveles de luz y calidad del aire, de acuerdo a consideraciones respecto a la estructura y materiales de construcción del edificio, el clima de la región y la cantidad de visitantes que se presentan en el museo o exhibición, por mencionar algunos aspectos. Estas consideraciones pueden complicarse si, por ejemplo, el museo o la exhibición es en un edificio histórico antiguo —donde regularmente las condiciones meteorológicas son muy diferentes a los tiempos en que se construyó—; además, la presencia de un número grande de visi-

tantes tiene un impacto importante en la temperatura de la habitación. La influencia de la humedad del ambiente en los objetos puede resumirse en la tabla 7.4.

Tabla 7.4

Influencia crítica de la humedad relativa en piezas de arte

Pieza	Humedad óptima (% HR)	Humedad crítica (% HR)	Consecuencias negativas
Vidrio especial, metales, fotos y minerales	< 20	> 25	Degradación de fotos, corrosión de minerales
Material fotográfico	20-40	> 50	Corrosión
Metales	40-45	> 60	Corrosión
Papel, textiles y vidrio	45-55	< 35	Cambios irreversibles en la forma. Turbiedad del vidrio
Madera	55-65	< 40 > 70	Hinchazón, contracción o fractura de la madera
Piedra	< 45	> 55	Pérdida de color
Materiales orgánicos	< 50	> 65	Formación de moho

Fuente: Wernecke y Wernecke (2014).

La capacidad de las paredes del edificio de almacenar calor y humedad a lo largo del año también debe considerarse, pues puede causar condensación en las paredes interiores detrás de las pinturas u otros objetos cercanos a la pared. Como consecuencia, la formación de moho puede ocurrir en lugares que no son visibles. Por lo tanto, es indispensable monitorear la humedad y la temperatura en estas posiciones críticas y considerarlo en control del clima de la habitación.

No existe un estándar en las condiciones climáticas dentro de las salas de museos y exhibiciones, pues el clima óptimo depende de varios factores como el estado estructural del edificio, el aislamiento de la humedad y temperatura, así como los materiales que constituyen las obras de arte, tanto orgánicos como inorgánicos.

Los materiales orgánicos son higroscópicos, por lo que cederán o absorberán humedad hasta estar en equilibrio con la humedad del aire que los rodee. Si la humedad es baja, al ceder humedad pueden cuartearse e incluso fracturarse; por el contrario, si el aire es muy húmedo, absorberán humedad hasta hincharse y deformarse.

Por otro lado, los materiales inorgánicos que suelen estar presente en exhibiciones de arte son muy variados, van desde vidrio y cerámica hasta metales y minerales. Los materiales que tienen de forma natural un contenido de sal pueden sufrir eflorescencia cuando el aire es muy seco. Este fenómeno consiste en que las sales contenidas en el material son arrastradas a la superficie por la humedad contenida en el objeto al cederla éste al ambiente; la humedad se evapora y las sales se cristalizan. Los metales sufren de corrosión si la humedad es muy alta, mientras que los pigmentos se desvanecen y se pierde el color de las obras.

A pesar de que una sala tenga aire acondicionado, fluctuaciones de temperatura en el exterior pueden causar condensación o al menos aumento en la humedad en la parte interna de las paredes exteriores del edificio. Resulta frecuente la necesidad de un control adicional de las condiciones climáticas en regiones cercanas a las obras, para lo que se utilizan sensores remotos de temperatura o sensores miniatura (generalmente capacitivos); además se monitorea la humedad en la sala. Con estos dos parámetros es posible calcular la humedad en los alrededores cercanos de las piezas. Es importante mencionar que el equipo de medición de las condiciones climáticas en la sala no debe interferir con la impresión estética de los objetos que se exhiben.

La humedad en los museos

La misión de un museo es colectar, preservar, estudiar, exhibir y estimular la apreciación y el conocimiento avanzado de objetos entre tanta gente como sea posible, en el presente y en el futuro, en busca de inspirar y enriquecer espiritualmente a las personas.

Los museos y bibliotecas deben adecuarse ambientalmente a tres sujetos: al edificio que alberga las colecciones, a los visitantes y a las colecciones mismas. Sobre los edificios pueden tomarse en cuenta las consideraciones hechas en este libro sobre los materiales de construcción; de los usuarios se habló en la sección *El hábitat humano y la humedad* del capítulo 6. En cuanto a las colecciones, mantener condiciones ambientales estables es fundamental para su preservación.

Los primeros museos eran húmedos y no contaban con sistemas de calefacción ni de aire acondicionado, como el British Museum de Londres (fundado en 1759) o el Louvre de París (que data desde 1793). Un ambiente adverso provoca procesos químicos, mecánicos y biológicos de deterioro. El contenido de humedad en su interior podía ser tan alto que durante las noches, dentro de un museo, se recolectaban hasta mil litros de agua del vapor atmosférico que se condensaba en los muros. Las temperaturas internas podían ir desde cerca de 0 °C en el invierno a más de 20 °C en el verano, con consecuencias en el deterioro del edificio y de las colecciones, por el estrés térmico.

Iniciado el siglo XX se llegó a la conclusión de que humedades relativas (HR) de 50% eran las más adecuadas para las colecciones, con un margen de + 5%. Las HR por debajo de 20% o por arriba de 70% generan deterioro; las primeras provocan agrietamientos y contracción de los materiales, y las segundas expansión y propician la presencia de corrosión, hongos, esporas y bacterias. Por ejemplo, en bibliotecas y hemerotecas que son vulnerables por el carácter higroscópico del papel, una HR de 75% tiene un efecto corrosivo del triple que una de 50%.

Desde luego, no son los mismos los requerimientos ambientales para colecciones temporales, permanentes, bodegas o talleres de restauración de los museos.

Debe considerarse, además, que el transporte de humedad en el aire fundamentalmente se da por convección, pero dentro de los objetos por capilaridad, aunque la humedad también puede ejercer daño sobre superficies impermeables.

La deformación de la madera, por ejemplo, con HR menores a 30% es lineal, entre 30 y 75% es casi constante, pero por arriba de 75% es exponencial; además, oscilaciones de HR de + 5% provocan fatiga gradual, pero de + 10% puede generar grietas cíclicas y de + 20% grietas definitivas.

Incluso hay tipos de vidrios —los llamados alcalinos inestables— que presentan delicuescencia; es decir, que las sales de que están hechos tienden a disolverse en el vapor de agua atmosférico (HR de 6% para el hidróxido de sodio, 32% para el cloruro de calcio, 44% para el carbonato de potasio, 91% para el carbonato de sodio).

El problema del salitre en sitios costeros se da por transporte de la humedad por capilaridad del exterior al interior del edificio, donde una HR menor provoca evaporación de las superficies al aire y condensación de la sal previamente licuada en el interior de los muros. Se puede disminuir el problema controlando las fuentes externas de humedad.

Riesgos altos de distintos objetos o materiales

Objeto	Humedad relativa
Edificio	Mayor a 70%
Riesgo biológico	Mayor a 75%
Riesgo químico en celulosa	0 a 30% y mayor a 70%
Vidrio inestable	Mayor a 40%
Sales higroscópicas	Mayor a 70%
Pinturas sobre lienzos	Hongos, mayor a 70%
Pinturas sobre lienzos	Agrietamientos, menor a 70%
Pinturas sobre lienzos	—

Valores adecuados de HR para distintos objetos y materiales

Objetos o materiales	Humedad relativa
Textiles	30-60%, con fluctuaciones menores a 20%
Madera	40 a 60%, con temperaturas de 10 a 30 °C
Pinturas	40-55%, con fluctuaciones menores a 10%
Esculturas de madera	40-55%, con fluctuaciones menores a 10%
Trabajos sobre papel	45-55%, con fluctuaciones menores a 20%
Esculturas de bronce	30-60%, sin importar las fluctuaciones
Negativos fotográficos blanco y negro	35%, con fluctuaciones menores a 10%

En zonas áridas, o en el centro de grandes ciudades donde ocurren altas temperaturas y bajas humedades, aparece además el riesgo de incendios al interior de los museos.

En el mercado pueden encontrarse humidificadores y deshumidificadores que consumen energía eléctrica, pero antes de usarlos hay que agotar las técnicas pasivas de climatización: ventilación y orientación adecuadas, aberturas para captar el sol, materiales higrofóbicos o higroscópicos —según se busque secar o humedecer el ambiente—, entre otros. Debe buscarse que los museos reduzcan su huella de carbono y consuman menos combustibles fósiles.

Efectos de la humedad en los instrumentos musicales

Se pueden analizar de acuerdo a los materiales que componen a cada instrumento. Es posible clasificarlos en tres categorías: instrumentos de madera (instrumentos de cuerdas), instrumentos metálicos (instrumentos de viento) o con partes metálicas e instrumentos con piel (tambores y otros instrumentos de percusión).

- *Instrumentos hechos a base de madera.* La madera consta principalmente de tres grupos de compuestos químicos: celulosa, polilosa y lignina. Los primeros dos son compuestos higroscópicos, mientras que el tercero no lo es tanto. En general, el comportamiento de la madera bajo la influencia de humedad es determinado por la celulosa.

Las cantidades de agua absorbidas por las células que componen la celulosa determinan los cambios dimensionales de la madera. Cuando la madera está en equilibrio con la humedad del aire de sus alrededores, puede que ceda o adquiera humedad. Entonces, las condiciones ambientales a las que se encuentra expuesta determinan el contenido de humedad y, además, si tiene la habilidad de cambiar los mecanismos de fractura de la madera: de frágil a dúctil.

Es claro que la cantidad de humedad presente en la madera cambia sus propiedades estructurales, de donde resulta evidente que cambiará también sus propiedades acústicas; sin embargo, la descripción de la acústica de la madera requiere, además, información acerca del tipo de madera, desde la germinación de la semilla hasta el crecimiento del árbol, envejecimiento de la madera y propiedades anatómicas.

A pesar de que el comportamiento de la madera relativo a los cambios de humedad es bien conocido y puede modelarse fácilmente, es difícil establecer especificaciones absolutas para el cuidado y almacenamiento de instrumentos musicales hechos principalmente con este material.

- *Instrumentos de metal o con piezas de metal.* Los metales más utilizados en la fabricación de instrumentos musicales son hierro, acero, cobre y sus aleaciones, plata y plo-

mo y sus aleaciones. El principal efecto de la humedad que presentan las piezas metálicas es la corrosión.

La combinación de metal y madera es frecuente en instrumentos musicales y probablemente la más común sea la combinación de madera y acero. El deterioro entre el metal y la madera puede presentar síntomas tanto físicos como químicos, para evitar cuestiones de corrosión es preferible un ambiente seco; sin embargo, la celulosa de la madera cederá la humedad que contiene al ambiente y puede presentar deformaciones. Si la celulosa tiene exceso de agua, las reacciones de corrosión pueden ocurrir con cualquier metal que esté en contacto con ella.

Existen productos que evitan la corrosión en metales, pero son dañinos para la madera.

- *Efectos de la humedad en instrumentos con piel.* Varios de los instrumentos de percusiones, como tambores o timbales, pueden tener parches (las caras que se golpean) hechos de piel o cuero. Estos materiales son sustancias orgánicas, por lo que son altamente higroscópicas; la cantidad de humedad que contienen determina su estructura física.

La humedad atmosférica a la que estén expuestos estos instrumentos determinará la cantidad de agua que contengan, por lo que va a influir en su peso. Además, los cambios de humedad provocan la deformación de la piel, lo que repercute directamente en su afinación, pues la tensión del parche es la que permite afinar el instrumento. La piel que presentan debe estar tratada adecuadamente para que no sea sensible a los cambios de humedad; si no está preparada adecuadamente será más sensible a ello. Cabe mencionar que las condiciones de humedad dependerán del tipo de piel y del tipo de curación que presenté ésta en los instrumentos. En general, si se expone a humedades relativas muy altas, la piel se hinchará en incluso puede llegar a presentar hongos o moho; si la humedad relativa es muy baja, la piel y cuero ceden humedad al ambiente y se vuelven más rígidos, por lo que aumentará la tensión en éstos y pueden llegar a presentar cuarteaduras o grietas.

Preguntas y problemas

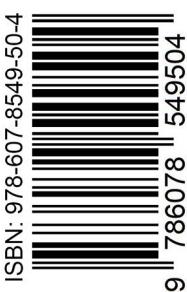
- ¿En cuáles de los objetos de su vida cotidiana ha observado los efectos claros de las variaciones de la humedad atmosférica?
- Indague cuáles son las condiciones de temperatura y humedad óptimas para minimizar el deterioro de una acuarela pintada en el Renacimiento.
- En la sala de un museo al nivel del mar se tienen 30 °C de temperatura y 5% de humedad relativa; se pretende incrementar la humedad a 50%, si la sala mide 8 x 8 x 3 m, ¿cuánta agua habría que evaporar en la sala para alcanzar ese valor de HR?
- Un laboratorio de productos médicos debe trabajar a condiciones controladas de humedad y temperatura. Se requiere que la presión de vapor sea igual a la presión de vapor sobre la piel de un humano sano (temperatura de 33 °C y HR de 100). ¿Cuál debe ser ese valor de la presión de vapor?
- En un taller fabril todas las mañanas amanecen mojadas las piezas metálicas, pero no así las de madera, explique qué pasa en ese recinto si no se les agrega agua como para que se mojen las piezas. También explique el por qué la madera no amanece mojada.

Para saber más

- Ankersmit, B. y Stappers, M.H.L. (2017). *Managing Indoor Climate Risk in Museums*. Suiza: Ed. Springer, 327pp.
- Camuffo, D. (1998). *Microclimate for Cultural Heritage*. EU: Elsevier Science.
- Ciprian, R., y Lehman, B. (2009). *Modeling Effects of Relative Humidity, Moisture, and Extreme Environmental Conditions on Power Electronic Performance*. San Jose, CA: IEEE Energy Conversion Congress and Exposition.
- Wernecke, R., y Wernecke, J. (2014). *Industrial Moisture and Humidity Measurement. A Practical Guide*. Weinheim, Alemania: Wiley.
- Young, L., y Cauvain, S.P. (2000). *Bakery Food Manufacture and Quality: Water Control and Effects*. Oxford: Blackwell Science.
- Zhang, W.; Lee, F.C., y Chen, D.Y. (2000). Integrated EMI/Thermal Design for Switching Power Supplies. *IEEE Power Electronics Specialists*, 1: 47-52.

La humedad en la atmósfera. Bases físicas, instrumentos y aplicaciones, de Adalberto Tejeda Martínez, con la colaboración de Irving Rafael Méndez Pérez, Norma Catalina Rodríguez y Elisa Tejeda Zacarías, fue editado en la Dirección General de Publicaciones de la Universidad de Colima, avenida Universidad 333, Colima, Colima, México, www.ucol.mx. La edición se terminó en diciembre de 2018. En la composición tipográfica se utilizó la familia Veljovic Book. El tamaño del libro es de 22.5 cm de alto por 16 cm de ancho. Programa Editorial: Alberto Vega Aguayo. Gestión administrativa: María Inés Sandoval Venegas. Diseño de portada: Miguel Ángel Ávila García. Diseño de interiores y cuidado de la edición: Myriam Cruz Calvario.

El presente libro aborda temas como la atmósfera, el agua, la temperatura y la humedad del aire desde un enfoque básico y, de manera formal, la termodinámica del aire húmedo, además de dedicar un capítulo a los instrumentos de medición, desde los más antiguos hasta los más modernos. Enlista las fórmulas más útiles para los cálculos de la humedad y otras variables relacionadas, como el punto de rocío, los flujos de humedad planta-animal-atmósfera, los efectos de la humedad en la salud y en el bioclima y hábitat de los humanos, la relación de la humedad atmosférica con las industrias alimentaria, del papel, textil y farmacéutica, y también se comentan sus efectos en dos tipos de instalaciones emblemáticas de la evolución cultural: las plantas industriales y los objetos artísticos.



UNIVERSIDAD DE COLIMA