

**LA HUMEDAD  
ATMOSFÉRICA  
Y LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS  
ANTROPOGÉNICOS:  
UNA REVISIÓN**

**Adalberto Tejeda-Martínez  
René Garduño-López**



**PUERTABIERTA  
EDITORES**

**LA HUMEDAD  
ATMOSFÉRICA**  
Y LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS  
ANTROPOGÉNICOS:  
UNA REVISIÓN

Adalberto Tejeda-Martínez  
René Garduño-López



**PUERTABIERTA**  
E D I T O R E S

Consejo Veracruzano de Investigación Científica  
y Desarrollo Tecnológico (COVEICYDET)

Programa de Estudios de Cambio Climático  
de la Universidad Veracruzana (PECCUV)

Adalberto Tejeda-Martínez:  
Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz, México.

René Garduño-López:  
Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático,  
Universidad Nacional Autónoma de México.

**LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA  
Y LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS  
ANTROPOGÉNICOS:  
UNA REVISIÓN**  
Primera edición, 2023

© Adalberto Tejeda-Martínez  
© René Garduño-López

**D.R. © Puertabierta Editores, S. A. de C. V.**  
Ma. del Refugio Morales No. 583, Col. El Porvenir, Colima, Col.  
Para México: [www.puertabierta.com.mx](http://www.puertabierta.com.mx)  
Para España: [www.puertabiertaeditores.com](http://www.puertabiertaeditores.com)

ISBN: 978-607-8865-74-1

Diseño editorial: Ana Martínez Alcaraz  
Impreso en México / *Printed in Mexico*

---

© Todos los Derechos Reservados. Se autoriza la reproducción parcial, siempre y cuando se cite la fuente.

---

# ÍNDICE

Agradecimientos.....	6
Prólogo .....	7
Resumen .....	8
Sumario.....	9
Abstract .....	14
Summary .....	15
1. Introducción.....	22
2. Instrumentos y climatología.....	33
3. La retroalimentación del vapor de agua .....	54
4. Tendencias y escenarios futuros .....	88
Glosario .....	116
Referencias .....	121
Los autores.....	142

A dos climatólogos veracruzanos de  
reconocimiento internacional, en su centenario:

Ernesto Jáuregui (Pueblo Viejo, 4 de agosto de 1923 –  
Ciudad de México, 18 de septiembre de 2014) y

Julián Adem (Tuxpan, 8 de enero de 1924 –  
Ciudad de México, 9 de septiembre de 2015)

## AGRADECIMIENTOS

A Carlos Márquez por la revisión exhaustiva del manuscrito sin la cual no habría sido posible su conclusión, así como por la traducción del español al inglés del *Abstract* y el *Summary*. Igualmente contribuyeron con correcciones, tablas y figuras Matías Méndez Pérez, Daniela Cruz Pastrana, Irving R. Méndez Pérez, Aranza Baruch Vera, Kirsten Emily Montero Palomino, Adrián Álvarez-Pérez, Diego Villegas de la Portilla y Jaime Omar Castro Díaz.

## PRÓLOGO

La publicación de *La humedad atmosférica y los cambios climáticos antropogénicos: una revisión*, de Adalberto Tejeda-Martínez y René Garduño-López, es de saludarse con beneplácito, porque se trata de una magnífica síntesis de la problemática, bien fundamentada y escrita. Esta revisión recalca conceptos y resultados, lo que facilita la comprensión por parte del lector. Varias de las tablas son un acopio de referencias muy útiles. El tema del papel de la humedad atmosférica en el cambio climático en sí es complejo y bastante menos tratado en la bibliografía que el papel de otras variables, como la temperatura, la presión atmosférica, etcétera. En ese sentido es que vale la pena esta publicación. Cuando decimos, de una manera muy simple, que el calentamiento refuerza el ciclo del agua, poniendo más agua en circulación, por aumento de la evapotranspiración, olvidamos todo lo que pasa con el vapor de agua en la troposfera y la estratosfera. El diferente comportamiento de la humedad relativa, con la hipótesis de su constancia, y la humedad específica, o las retroalimentaciones en las que está implicado el vapor de agua son temas de gran calado que olvidamos y que este libro de Adalberto y René nos los aclaran a partir de una revisión bibliográfica exhaustiva.

Javier Martín-Vide  
Profesor de Geografía Física de la Universidad de Barcelona  
Barcelona, España  
Mayo de 2023

## RESUMEN

A pesar de que el vapor de agua ( $vH_2O$ ) en la atmósfera representa apenas cuatro diezmillonésimas del contenido de agua planetaria, es responsable del 60% del efecto invernadero y de un 10% del transporte de calor de los trópicos hacia latitudes mayores, o del 50% de la transferencia de calor de la superficie de la Tierra a la atmósfera. Además, el  $vH_2O$  interactúa en retroalimentación positiva con otros gases de efecto invernadero, por lo que es importante revisar su papel en el cambio climático global, retroalimentación que se presenta en casi todos los cambios climáticos. Aquí se hará una revisión de la literatura relevante respecto al origen de la atmósfera y del  $vH_2O$  en ella, de las tendencias observadas recientemente de la humedad troposférica y de la baja estratosfera y se hará mención de los efectos de la urbanización en la climatología hídrica local. Se revisarán las propiedades radiativas del  $vH_2O$ , de su contribución a la termodinámica y la dinámica atmosféricas, y se describirán los principales escenarios de cambio climático en cuanto a las futuras concentraciones de la humedad atmosférica. En suma, se glosa una serie de resultados de investigaciones que responden preguntas trascendentes sobre el papel del  $vH_2O$  en los cambios climáticos antropogénicos a escala global y a escala urbana.



## SUMARIO

La atmósfera terrestre tiene un origen secundario por la desgasificación de su interior más que por la captura de gases de la nebulosa solar (Brow, 1949). Las erupciones volcánicas emitieron  $\text{CO}_2$ ,  $\text{vH}_2\text{O}$  y algunos otros gases como  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$  y  $\text{SO}_2$ , hace 4 millardos<sup>1</sup> de años pero por la fuerza gravitacional la atmósfera no escapó de la Tierra. Las desgasificaciones de  $\text{vH}_2\text{O}$  alcanzaron el punto de condensación, se precipitaron para formar océanos (Hartmann, 2016) y las temperaturas planetarias se acercaron al punto triple del agua, lo que permite que esta se encuentre de manera natural en sus tres fases físicas.

El  $\text{vH}_2\text{O}$  efectúa tres tipos de intercambios de energía entre la superficie y la atmósfera terrestre: radiativos, térmicos y dinámicos. El calor sensible se suma a la radiación solar absorbida para proveer energía para evaporar agua, de modo que las temperaturas superficiales promedios globales oscilan entre 259K (contraste de temperatura de la superficie polo-ecuador 70 K) y 316K (contraste de 24K) y las concentraciones de  $\text{vH}_2\text{O}$  atmosférico varían en casi dos órdenes de magnitud. El  $\text{vH}_2\text{O}$  es opaco a varias regiones del espectro solar por lo que absorbe 60% de la radiación emitida en la mitad superior del espectro terrestre (14  $\mu\text{m}$  en adelante), aunque debe aclararse que la comprensión del espectro continuo de absorción del  $\text{vH}_2\text{O}$  no está completa (Held y Soden, 2000).

El incremento del contenido de la humedad de 7% por cada K de calentamiento en la troposfera es un resultado de

---

1. Un millardo es  $10^9$ , lo que en inglés de Estados Unidos se llama *billion*, diferente al billón español ( $10^{12}$ ).

varios autores, que recogió el IPCC en su AR4 (Trenberth et al., 2007), lo que es de importancia dada la relación de la humedad con los sistemas meteorológicos, con la convergencia y por tanto con la cantidad y distribución espacial y temporal de las precipitaciones. No obstante, se debe estar consciente de la incertidumbre en las bases de datos de radiosondas y de satélites, principales fuentes de información de la humedad en la atmósfera. Por la misma razón, las climatologías de la humedad atmosférica en la troposfera alta y la baja estratosfera elaboradas hasta ahora son apenas unas primeras aproximaciones.

Hay una decena de satélites meteorológicos que proporcionan información de humedad atmosférica en distintas capas (Tabla 1). Cada vez son más precisos y con el tiempo será posible tener series largas para detectar las fluctuaciones o variaciones hídricas en el aire, particularmente en la alta troposfera y la baja estratosfera, donde los datos de radiosondas son más inciertos y los de satélite relativamente recientes, aunque es cierto que cada vez son más abundantes las bases de datos de acceso libre para estudios de la humedad atmosférica (Tabla 2).

Aquí se ha mostrado una climatología elemental de la humedad atmosférica, sin considerar incertidumbres y errores instrumentales inherentes a los datos usados. El contenido de  $vH_2O$  es mayor en la vecindad de la superficie del planeta, y disminuye hacia la altura y de latitudes bajas a altas (figura 1). La figura 2 muestra cómo decae rápidamente el contenido de  $vH_2O$  con la altura sobre un sitio tropical húmedo (Ylang Ylang, en la ciudad de Veracruz ubicada en 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.

Ahora bien, el calentamiento antropogénico incrementa la presión de vapor de saturación debido a la relación de Clausius-Clapeyron, es decir, que la humedad específica de satura-

ción planetaria se incrementa en  $7\% \text{ K}^{-1}$ . Así pues, dicho calentamiento genera aumentos en la humedad atmosférica que a su vez contribuyen al calentamiento planetario dado que el  $\text{vH}_2\text{O}$  es el principal gas de efecto invernadero. En el AR5 Stocker et al. (2013) concluyeron que la pérdida de energía por aumento de las emisiones de radiación debidas al calentamiento del sistema climático, no son lineales pues las alteran las retroalimentaciones del  $\text{vH}_2\text{O}$ , nubes y albedo; el balance final es que el forzamiento climático ha sido positivo debido a los gases de efecto invernadero de larga vida, principalmente, pero también por los de vida corta como el  $\text{O}_3$  y el  $\text{vH}_2\text{O}$  estratosféricos (p. 67 y 68). En cambio, las retroalimentaciones de las nubes, hasta esas fechas, parecían inciertas, pero todas estas retroalimentaciones, más la del gradiente térmico vertical que también es positiva (al aumentar el gradiente aumenta el contenido de  $\text{vH}_2\text{O}$  en la troposfera), determinan la sensibilidad climática. Particularmente para las temperaturas troposféricas son relevantes las concentraciones de  $\text{vH}_2\text{O}$  en la alta troposfera y en la baja estratosfera.

La dinámica del  $\text{vH}_2\text{O}$  es más importante en climas cálidos que en fríos. En las grandes escalas espaciales, desde las tormentas extratropicales ( $\sim 1000\text{km}$ ) a la circulación de Hadley, la liberación de calor latente a través de la condensación es más importante que el enfriamiento del aire por evaporación o sublimación. Tómese en cuenta que los tiempos de residencia del  $\text{vH}_2\text{O}$  y del agua condensada en la atmósfera son similares (días o más), y también son similares entre sí las magnitudes de los calores latentes específico de vaporización y de sublimación (Schneider et al., 2010).

En su Quinto Informe de Evaluación (AR5) el IPCC (Hartmann et al., 2013) resumió las tendencias globales en la

concentración de la humedad atmosférica<sup>2</sup> superficial de aproximadamente  $0.3\text{g kg}^{-1}$  por década, y en el hemisferio norte de hasta  $0.5\text{g kg}^{-1}$ . Para el periodo 1976-2003 esas tendencias sobre los continentes son superiores a  $0.1\%$  por década y de  $0.079\%$  por década sobre océano. Para la columna integrada de la troposfera son de  $0.8\text{kgm}^{-2}$  por década entre 1990 y 2010.

El Sexto Informe de Evaluación del Grupo 1 del IPCC (AR6WG1) sostiene, con una confianza alta<sup>3</sup>, que el ciclo hidrológico global se ha intensificado al menos desde 1980, lo que se expresa, por ejemplo, en el aumento de los flujos de humedad atmosférica y la amplificación de los patrones de precipitación menos evaporación. Es probable que las precipitaciones en los continentes hayan aumentado desde 1950, con un aumento más rápido desde la década de 1980 (confianza media). La magnitud del mecanismo de retroalimentación de  $\nu\text{H}_2\text{O}$  es de  $1.5 \pm 0.5\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  (incertidumbre de dos desviaciones estándar). El forzamiento radiativo del  $\nu\text{H}_2\text{O}$  estratosférico, pasó de  $1.0$  a  $3.0\text{Wm}^{-2}$  entre 1960 y 2010 (Myhre, 2013).

Los incrementos esperados del contenido de  $\nu\text{H}_2\text{O}$  para 2081-2100 a partir del promedio anual 1986-2005, con una RCP 8.5, según el AR5 (Stocker et al., 2013), no rebasan el  $10\%$

.....  
2. En este documento se entenderá por concentración de humedad atmosférica o de vapor de agua en la atmósfera, a la masa contenida por unidad de masa de aire húmedo (humedad específica), o por unidad de masa de aire seco (razón de mezcla), o por unidad de volumen (densidad de vapor, también llamada humedad absoluta).

3. El AR6W1 hace la distinción entre **confianza** —una medida cualitativa de la validez de un hallazgo, basada en el tipo, cantidad, calidad y consistencia de la evidencia (p. ej., datos, comprensión mecánica, teoría, modelos, juicio de expertos) y el grado de concordancia—, y **probabilidad**, entendida como una medida cuantitativa de la confianza expresada probabilísticamente, p. ej., basada en el análisis estadístico de las observaciones o los resultados de un modelo, o ambos, y el dictamen de expertos del equipo de autores o de una encuesta cuantitativa formal de opiniones de expertos, o ambos.

en sentido positivo ni negativo (figura 19). 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 vectores patógenos.

En cuanto a la relación del  $vH_2O$  y la cubierta nubosa a nivel global, Adem (1967) propuso una relación lineal entre la RH promedio de la troposfera y la cubierta nubosa global, mientras que la humedad específica depende de la cubierta nubosa y la temperatura. Con la hipótesis de la RH invariante, Garduño y Adem (1993) encontraron una correlación negativa entre los incrementos térmicos y la cubierta nubosa, que Mendoza et al. (2021), mediante parametrizaciones, calcularon en un decremento (incremento) de 1.5% de nubosidad ante 1°C de calentamiento (enfriamiento), pero los mismos autores han señalado que en el caso de una RH cambiante, ese decremento (incremento) sería del 7.6%.

## ABSTRACT

Despite the water vapor ( $vH_2O$ ) in the atmosphere represents only four ten millionths of the planetary water content, it is responsible for 60% of the greenhouse effect and 10% of the heat transport from the tropics to higher latitudes, or 50% of the heat transfer from the Earth's surface to the atmosphere. Besides, the  $vH_2O$  interacts in a positive feedback with other greenhouse gases, so it is important to review its role in global climate change, although must be clarified that this feedback is present in almost all climate changes. Here, will be made a review of the relevant literature regarding to the atmosphere's origin and  $vH_2O$  in it, of the recently observed trends of tropospheric and lower stratospheric humidity and the effects of urbanization on local humidity climatology will be mentioned. The radiative properties of  $vH_2O$ , its contribution to atmospheric thermodynamics and dynamics, and the main climate change scenarios for future atmospheric moisture concentrations will be reviewed. In summary, a set of research results is presented that answer important questions about the role of  $vH_2O$  in global and urban climate changes.

## SUMMARY

This book is a review of more than 200 references on atmospheric water vapor ( $v\text{H}_2\text{O}$ ) and current climate change, including previous and recent IPCC reports.  $v\text{H}_2\text{O}$  in the atmosphere represents four ten-millionths of planetary water but is responsible for 10% of heat transport from the tropics to higher latitudes and 50% from the surface to the atmosphere. It also generates 60% of the greenhouse effect.

The book begins with a short story of the earth atmosphere. The Earth's atmosphere has a secondary origin by the degassing of its interior rather than the capture of gases from the solar nebula (Brow, 1949). The volcanic explosions emitted  $\text{CO}_2$ ,  $v\text{H}_2\text{O}$  and some gases such as  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$  and  $\text{SO}_2$ , four billion years ago; but due to the gravitational force the atmosphere did not escape the Earth. The  $v\text{H}_2\text{O}$  degassings reached the condensation point, they precipitated to form oceans (Hartmann, 2016) and the planetary temperatures approached to the water triple point, which allows water to be found naturally in its three physical phases.

The effects on the climate of the four most abundant gases in the air ( $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  and  $v\text{H}_2\text{O}$ ) are not proportional to the content of each of them.  $\text{N}_2$  occupies 78% of the atmosphere but is only responsible for atmospheric pressure,  $\text{O}_2$  (21%) is essential for life but not directly for the climate, instead,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  and  $v\text{H}_2\text{O}$  —together not even reaching 1%— are the dominant gases in the energy exchanges between the surface and the atmosphere (Budyko et al., 1987). As a greenhouse gas,  $v\text{H}_2\text{O}$  could accelerate global warming, something that has been debated since the ending of the past century.

By the Clausius-Clapeyron equation,  $v\text{H}_2\text{O}$  in a volume of air in contact and in thermal equilibrium with a pure water surface will reach saturation pressure, which is dependent on temperature. For the average surface atmosphere, an increase of 1K increases the saturation pressure by 7% (Hartmann, 2016). Inamdar and Ramanathan (1998) observed that the tropospheric relative humidity (RH) at most latitudes remains approximately the same in winter and summer, and by extrapolating this behavior it is possible to assume a fixed RH when the lower and middle troposphere warm due to the increase in  $\text{CO}_2$  and other gases.

Small changes in  $v\text{H}_2\text{O}$  in the upper troposphere and stratosphere have a greater impact on the greenhouse effect than in the lower atmosphere (Kämpfer, 2013). Increases in  $v\text{H}_2\text{O}$  cool the stratosphere and warm the troposphere and vice versa. Global, regional, and local studies indicate a near-surface atmosphere moisture increase in recent decades—with spatial and temporal differences—related to warming by greenhouse gases. The increase in precipitable water, the decrease in convective flows, the increase in horizontal moisture transport, the modification of the precipitation/evaporation pattern and the decrease in horizontal sensible heat fluxes are responses to the increase in temperature and saturation pressure. [See Gettelman et al. (2006), Sherwood et al. (2010 a and b), and Ryu et al. (2015)].

$v\text{H}_2\text{O}$  performs three energy exchanges between the surface and the atmosphere: radiative, thermal, and dynamic (Held and Soden, 2000). Global mean surface temperatures range from 259K to 316K while atmospheric  $v\text{H}_2\text{O}$  concentrations vary by almost two orders of magnitude (Pierrehumbert et al., 2007).

Earth's energy balance implies an emission temperature of 255K, against the 288K of the average surface temperature of the planet. The difference is the greenhouse effect, determined



by the relationship between the wavelengths and the quantum response —vibrations and rotations— of the molecules and atoms of the atmospheric components.  $\nu\text{H}_2\text{O}$  is opaque to some regions of the solar spectrum but absorbs about 60% in the upper half of the terrestrial spectrum ( $\geq 14 \mu\text{m}$ ). According to this scheme the full understanding of the continuous absorption spectrum of  $\nu\text{H}_2\text{O}$  is not complete (Held and Soden, 2000).

On the feedbacks, from this revision it can be seen that approximately 40% of outgoing longwave radiation (OLR) is absorbed into  $\nu\text{H}_2\text{O}$  4km above the ocean. Heat radiates back to the surface, resulting in an exponential increase in the demand for  $\nu\text{H}_2\text{O}$ , resulting in more warming. The mechanism is essentially like this, but is complicated by ocean cooling by evaporation, shortwave forcing by cloud formation, and ocean heating by  $\nu\text{H}_2\text{O}$  and clouds because they emit longwave. Feedback from tropical  $\nu\text{H}_2\text{O}$  affects global climate; there is a positive correlation between the average temperature of the tropical oceans and the temperatures of the global troposphere (Marsden and Valero, 2004).

The climatic sensitivity to long wave emission in the upper atmosphere is  $0.26\text{K}(\text{Wm}^{-2})^{-1}$  if a variable RH is considered; but it doubles with an invariant RH. Evaporative cooling at the surface is  $7\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ , but if the temperature were held constant and the RH changed, it would be  $8\text{Wm}^{-2}$  for each percentage point (pp) increase in RH. The Pinatubo eruption in 1991 confirmed the invariant RH hypothesis: 18 months after the explosion, the specific humidity decreased 3%, consistent with an invariant RH. If the RH is kept invariant, the surface temperature would increase by 13K for every 10% of OLR increase, while only 5K if the density of  $\nu\text{H}_2\text{O}$  (or absolute humidity) was invariant (Hartmann, 2016).

Gettelman and Fu (2008) made measurements in March 2005, of the OLR at the top of the atmosphere (70°N to 70°S) in clear conditions and compared them with two models. The greatest sensitivity was found with the air temperature in the lower troposphere: for mid-latitudes ( $T_s < 292\text{K}$ ) the outgoing solar radiation is more sensitive to changes in specific humidity between 600-400hPa; for the subtropics ( $292\text{K} < T_s < 298\text{K}$ ), it is sensitive in the lower and upper troposphere; and in the convective zone ( $T_s > 298\text{K}$ ), it is sensitive in the lower troposphere. They are negative sensitivities: the higher the humidity, the lower the ORL emission, between  $-0.9$  to  $-3.2\text{Wm}^{-2}$  for every 10% increase in specific humidity.

Dessler et al. (2008) analyzed the response of  $\nu\text{H}_2\text{O}$  to a  $0.6^\circ\text{C}$  increase in average surface temperature observed between 2003 and 2008. In most of the troposphere, specific humidity increased and RH increased in some regions and decreased in others.

Minschwaner and Dessler (2004) disagree with the RH invariance hypothesis: With a single-column radiative-convective model they found that as the surface warms, changes in the vertical distribution and air temperature lead to higher mixing ratios in the upper troposphere, and for near the surface they found decreases in the average RH with increasing sea surface temperature (SST) of  $-4.8 \pm 3.4\text{pp K}^{-1}$ .

Solomon et al. (2010) found that stratospheric  $\nu\text{H}_2\text{O}$  decreased by 10% after the year 2000, which attenuated the global surface temperature increase during 2000-2009 by about 25% compared to that due to  $\text{CO}_2$  and other greenhouse gases, but there was probably an increase between 1980 and 2000, which would have increased the decadal rate of warming by 30% compared to estimates that ignore this change.

Since the 1980s, the  $vH_2O$  content in the atmosphere has increased over continents and oceans, consistent with tropospheric warming (Soden et al., 2005). Precipitable water has increased by  $1.2 \pm 0.3\%$  per decade (95% confidence) from 1988 to 2004.

In the IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Stocker et al. (2013) concludes:

- It is very likely that specific humidity near the surface and in the troposphere has increased globally since the 1970s. However, during recent years the near the surface moistening has tended to decrease (p. 40). From 1980 to 2010, an increase trend in specific humidity of  $0.4g\ kg^{-1}$  is noted (Fig. TS1, p. 38).
- The above implies a 3.5% increase in the vapor content in the stratosphere, consistent with a 0.5K increase in global temperature in the same period (p. 42).
- There is medium confidence that the observed changes in near-surface specific humidity since 1973 contain an anthropogenic component of  $7\%K^{-1}$  (p. 44).
- As the climate system warms, energy is lost to space, but this is modified by climate feedbacks such as the change in  $vH_2O$ , clouds, and albedo (p. 68).
- There is confidence of a positive feedback of  $vH_2O$  and tropospheric temperature in both observations and models (p. 75).
- Tropospheric temperature feedbacks are particularly relevant with upper tropospheric and stratospheric  $vH_2O$ .

For future scenarios, in the upper troposphere the concentration of  $vH_2O$  could double by the end of the century as a result of the increase in greenhouse gases (Soden et al., 2005).

According to IPCC AR5, a possible source of error in the models is the poor representation of  $vH_2O$  in the upper at-

mosphere. A reduction in stratospheric  $vH_2O$  after the year 2000 caused a reduction in descending longwave radiation that contributed to surface cooling not captured in the models, a small and transient change, as stratospheric  $vH_2O$  replenished after 2005 (Stocker et al., 2013). Regarding future scenarios, the IPCC AR5 itself states:

- For the rest of the century, RH is expected to remain constant (medium confidence), with increases in specific humidity in a warming climate (p. 91).
- With RCP8.5, the RH is expected to decrease by up to 10 pp by the end of the century compared to 1986-2005 over continents or increase by up to 5 pp over oceans (Fig. 3, p. 45).
- In a warmer climate, the increase in atmospheric humidity intensifies the temporal variability of precipitation if the atmospheric circulation remains unchanged (p. 91).

The Sixth Assessment Report AR6 (Arias et al., 2021) concludes that anthropogenic climate change has driven detectable changes in the global hydrological cycle since the mid-20th century (high confidence), intensifying at least since 1980, implying an increase in atmospheric humidity fluxes, amplification of precipitation minus evaporation patterns. Moreover, rainfall over continents is likely to have increased since 1950.

AR6 (Arias et al., 2021) states that warmer weather increases moisture transport in weather systems, intensifying wet seasons and events. Increasing near-surface atmospheric moisture of about  $7\%K^{-1}$  of warming generates a similar response in the intensification of heavy precipitation events.

Mendoza et al. (2021) found that on an annual global average, increases in cloud cover are negatively proportional to increases in the temperature of the middle troposphere: 1K

of warming (cooling) implies a decrease (increase) of 1.5% in cloudiness, shall the RH remain invariant; if this last hypothesis is not met, that decrease (increase) would be 7.6%.

## 1. INTRODUCCIÓN

El ciclo hidrológico es un 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; una cadena cuyos eslabones son la evaporación, la condensación, la precipitación, la infiltración y los escurrimientos superficial y subterráneo. Es un ciclo casi cerrado, pues en el orden de miles de años, tras estar transitando de una fase física a otra, la masa de agua contenida en el planeta se ha mantenido prácticamente invariante [Tejeda-Martínez et al. (2018)]. Además, el ciclo hidrológico conlleva no sólo distribución de agua sino de energía entre distintas regiones del planeta, mediante mecanismos cuya fuente energética gratuita es el Sol. Dicho de otra manera, el ciclo hidrológico es un maravilloso mecanismo de transporte, bombeo y destilación, natural y gratuito, prácticamente sin transformaciones químicas, incluso dentro de los organismos vivos, a diferencia del ciclo del carbono.

El presente documento explora –mediante una revisión bibliográfica de más de 200 trabajos localizados principalmente en Google Scholar bajo las palabras clave de tendencias de la humedad atmosférica, vapor de agua y cambio climático, humedad y clima urbano– el papel del vapor de agua ( $vH_2O$ ) en los cambios climáticos presentes, el global y el debido a la urbanización. El objetivo es abrir la ventana a la reflexión y la conjetura y de ahí que se incluya un sumario y no un apartado de conclusiones. Está dirigido a quienes tienen inquietud por conocer los efectos de un gas de efecto invernadero no nece-

sariamente antropogénico (el  $vH_2O$ ) en el clima global o en el clima urbano, y a su vez si el cambio climático global reciente y las alteraciones climáticas por la urbanización están teniendo impactos en el contenido del  $vH_2O$  atmosférico. Es decir, que los posibles lectores son estudiantes de climatología —de pregrado o posgrado— e investigadores o profesionales, que en esta revisión bibliográfica podrán encontrar un primer acercamiento para comprender el fenómeno. No obstante, si alguien no iniciado en el estudio de la humedad atmosférica tuviera interés en este documento, puede auxiliarse del libro de Tejada-Martínez et al. (2018), donde se incluyen las bases físicas y fórmulas de recurrencia, así como una descripción de los instrumentos más comunes para los cálculos y las mediciones de la humedad atmosférica. En el mismo portal de internet donde se puede acceder al libro<sup>4</sup>, en la sección de recursos adicionales, se encuentra una calculadora de humedad atmosférica y un glosario de términos comunes en el estudio de misma, mientras que el Glosario que se encuentra al final del presente ensayo contiene los vocablos que podrían no ser del todo familiares para los lectores (se subrayarán conforme vayan apareciendo).

El  $vH_2O$  es un componente menor en cantidad en la mezcla de gases atmosféricos pero fundamental en el ciclo hidrológico, además de ser el responsable del 60% del efecto invernadero de nuestro planeta. En consecuencia puede estar jugando un papel importante en el actual cambio climático global antropogénico.

Hace siete décadas Brow (1949), postuló que la atmósfera terrestre tiene un origen secundario como consecuencia de la desgasificación de su interior, más que por la captura de gases de la nebulosa solar. Según reseña Hartmann (2016), nuestra atmósfera actual deviene de un largo proceso que aún con-

4. <http://ww.ucol.mx/publicacionesenlinea/?docto=466>

tinúa. La atmósfera primitiva se generó, al igual que el Sol y otros cuerpos del Sistema Solar, a partir de una nube de polvo y gases que vagaba por el espacio. Cuando el Sol todavía estaba en su fase T-Tauri, colectó gases del espacio que quedaron atrapados en el interior de la masa terrestre, fundamentalmente rocosa; al irse solidificando nuestro planeta se generaron otros gases por reacciones químicas.

Diversos autores coinciden en general con la versión anterior. Hace aproximadamente 4 millardos de años las erupciones volcánicas emitieron  $\text{CO}_2$ ,  $\text{vH}_2\text{O}$  y algunos otros gases como  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$  y  $\text{SO}_2$ , pero gracias a la fuerza gravitacional la atmósfera no escapó de la Tierra. El viento solar o el choque con planetesimales quizás se llevó la mayor parte de esa atmósfera durante el primer millardo de años de existencia del planeta. Posteriores desgasificaciones dieron lugar a la base de la atmósfera actual, considerada como secundaria. Un Sol joven y débil (con una emisión de radiación del 70% de la actual) sugiere que una Tierra recién formada era caliente en su superficie por el flujo de calor geotérmico o por gases de efecto invernadero abundantes y potentes (Budyko, Ronov y Yanshin 1987, 2-7). El calor geotérmico fue insignificante, excepto inmediatamente después de los grandes impactos de los planetesimales; para entonces los únicos candidatos fiables como gases de efecto invernadero eran el  $\text{CO}_2$  y el  $\text{CH}_4$  (Zahnle, 2006). Además, como postulan Abe y Matsui (1986), la superficie de un planeta suficientemente masivo aumenta por acreción planetesimal y se calienta hasta la temperatura de fusión debido a la fuerte absorción de radiación infrarroja por parte del  $\text{vH}_2\text{O}$  producido por desgasificación.

La distancia Tierra-Sol es tal que permitió la temperatura apropiada para que las desgasificaciones de  $\text{vH}_2\text{O}$  en algún momento alcanzaran el punto de condensación y se precipi-



taran para formar océanos. El  $vH_2O$  que al inicio de las desgasificaciones flotaba en la atmósfera generando opacidad a la radiación infrarroja, dejó de incrementarse cuando parte de él alcanzó la condensación: el calentamiento por este efecto invernadero dejó de intensificarse y la temperatura superficial estuvo cerca del punto triple del agua (Budyko et al., 1987).

El almacenamiento de  $vH_2O$  en las cuencas oceánicas proveniente de la desgasificación produjo un ambiente propicio para la vida como se conoce actualmente (Hartmann, 2016).

Algunos modelos indican que la Tierra se formó a lo largo de 10 a 100 millones de años y que su interior se calentó como consecuencia de los impactos de acreción. En ese momento la temperatura superficial pudo ser de aproximadamente  $85^{\circ}C$ . Durante ese periodo de fuerte bombardeo, entre hace 4.5 a 3.8 millardos de años, la atmósfera recibió CO y NO además de los gases ya mencionados. Después de que la fase de acreción concluyó, el flujo de calor superficial disminuyó y el  $vH_2O$  atmosférico se condensó y precipitó para formar un océano. Impactos posteriores, algunos de ellos de 440 km de diámetro, desaparecieron la atmósfera y evaporaron el océano por completo. Así se perdió la atmósfera terrestre primaria, según lo evidencia la escasez de gases nobles en la atmósfera actual en comparación con su abundancia en el cosmos (Kasting J., 1993).

Una versión un tanto diferente la proponen Kasting J. (1993) y otros autores. Los planetas interiores se formaron por acreción de materiales de la nebulosa solar. Posteriormente el interior terrestre se calentó por decaimiento radiactivo y los gases atrapados ( $H_2$  y CO) gradualmente se removieron. Para Zahnle (2006), una atmósfera primaria, como el Sol mismo, debió estar formada principalmente por  $H_2$ . Tradicionalmente se ha pensado que la atmósfera secundaria se generó a partir

de cuerpos volátiles incorporados a la Tierra como sólidos (similares a los meteoritos) que se desgasificaron a través de los volcanes después de que se perdió la atmósfera primaria —si la hubo, acota Zahnle (2006)—. Otro hecho que afectó la composición atmosférica fue el escape de gases al espacio, pues el Sol joven activo era una fuente de radiación ultravioleta que era absorbida por el  $vH_2O$  y el  $CO_2$  cuyas moléculas se rompen en átomos o en moléculas como  $H_2$  y  $CO$ , las cuales son ligeras, lo que les facilita escapar de la atmósfera terrestre.

De las citas anteriores se ve que no hay unanimidad en las teorías del origen de la atmósfera terrestre, sino que, como dice Dauphas (2003), es uno de los rompecabezas más complejos de las Ciencias de la Tierra. Dicho autor propone un origen dual: gases de la nebulosa y acreción por cometas. Para Stuart et al. (2016) la composición isotópica de gases nobles, en particular Ar, en muestras de atmósferas antiguas atrapadas en rocas y minerales, provee los límites para la temporalidad y velocidad de la formación de la atmósfera terrestre por desgasificación de su interior. Con datos aplicados al modelo de Pujol et al. (2013), Stuart et al. (2016) concluyen que la atmósfera se formó en los primeros 100 millones de años tras la acreción durante un episodio súbito seguido de un proceso lento de desgasificación. Estos procesos son significativamente anteriores al intenso bombardeo tardío que sufrió el planeta hace 3.8 a 4.1 millardos de años.

A mucho menor escala que hace millardos de años, aún se producen erupciones volcánicas que resultan en emisiones de  $CO_2$ ,  $vH_2O$  y algunos otros gases como  $CH_4$ ,  $NH_3$ ,  $SO_2$ , cenizas, etcétera. Como ya se dijo, la aparición de vida en los mares y los procesos de fotosíntesis de las plantas que empezaron a poblar la superficie hace 4 millardos, aumentaron la concentración de  $O_2$  en la atmósfera. El  $O_2$  está en cantidades mínimas

en los gases volcánicos, por lo que su origen en la atmósfera terrestre debe ser, en efecto, la aparición de vida en los mares y los procesos de fotosíntesis de las primeras plantas (Budyko et al., 1987). Según Ball (2010) el  $O_2$  es el tercer elemento más abundante en el universo, por detrás del  $H_2$  y el He. La gran colisión con un planetesimal tan grande como Marte no sólo fue destructiva al arrancarle a la Tierra la atmósfera y la masa que formaría la Luna, sino que la proveyó de agua y a la postre de una nueva atmósfera (Kasting J., 1993).

No obstante, debe considerarse que actualmente la Tierra es un sistema casi cerrado; sólo pequeñas cantidades de hidrógeno y de helio se pierden al espacio (Holland et al., 1986). Es hasta ahora el único planeta conocido que posee océanos y una atmósfera con una gran cantidad de oxígeno. En términos de masa total (M), el planeta Tierra posee una  $M = 6.0 \times 10^{24}$  kg, el océano  $1.4 \times 10^{21}$  kg (i.e., 0.0002 M) y la atmósfera  $5.1 \times 10^{18}$  kg (i.e.,  $\sim 1.0 \times 10^{-6}$  M).

En cuanto al origen del agua planetaria —y por tanto del  $vH_2O$  en la atmósfera— Genda e Ikoma (2008) reconocen tres posibles fuentes: agua que se desprendió durante el proceso de acreción por impacto con rocas planetesimales como condritas carbonáceas, o con planetesimales congelados, como cometas; o agua proveniente de gases de la nebulosa solar. Particularmente el  $H_2$  que reaccionó con óxidos como el ferroso (FeO) contenido en el magma de las cuencas oceánicas para formar agua, hipótesis que defienden estos autores a partir del análisis isotópico de la relación deuterio/hidrógeno, y por los sedimentos en rocas antiguas que implican que una cantidad sustancial de agua líquida (i.e., océano) existe en la Tierra desde hace 3.8 millardos de años.

Que los primeros océanos hayan sido profundos supone que mientras el manto fue vigorosamente convectivo, cada cel-

da que emergió a la superficie pudo enfriarse, y por lo tanto el contenido oceánico de agua se debe a las condiciones de las superficies en que emergían las celdas. Más tarde, cuando las celdas de convección se rompieron, las aguas profundas surgieron por desgasificación. De esta manera, con el tiempo fue posible que el planeta alcanzara su volumen oceánico actual (Turner, 1989, Kasting y Siefert, 2002, Zahnle, 2006, Martin et al., 2007 y Avice et al., 2016).

En suma, en la historia del planeta las proporciones de agua en una fase particular –líquida, sólida o gaseosa– varían en función de la temperatura. En las etapas más recientes se han producido cambios en la composición de la atmósfera inducidos por oscilaciones entre condiciones glaciales e interglaciares y algunos procesos geológicos en escalas de miles de años. A lo largo de esa historia el clima ha variado considerablemente, y esas variaciones han determinado el contenido de  $vH_2O$  en la atmósfera y no al revés a pesar de que el  $vH_2O$  es un gas de efecto invernadero. Los otros tres gases abundantes en la atmósfera han actuado en la historia del planeta como variables independientes, pero el  $vH_2O$  no.

No obstante, si nos trasladamos a tiempos actuales, la elaboración de una climatología de la humedad atmosférica, que comprenda la troposfera y la baja estratosfera, tiene la dificultad de que la información no puede ser de largo periodo por la sencilla razón de que los radiosondeos rutinarios datan de la década de 1940, y los sondeos a partir de información satelital, de la década de 1980. Además, los sensores de humedad en las radiosondas han variado y con ellos la precisión y exactitud de los datos, lo que complica su comparación en series temporales; cuestión que es explicable puesto que el objetivo original de esas mediciones era caracterizar la atmósfera con fines de predicción meteorológica, y no detectar tendencias temporales

o variaciones espaciales relacionadas con la física del sistema climático o generar climatologías detalladas de la alta atmósfera. A manera de simple ilustración, se mostrarán algunas cartas climáticas de la humedad atmosférica en superficie y en altura, y se hará un contraste de resultados de tendencias entre diversas publicaciones de dos décadas a la fecha, incluyendo una lista de trabajos sobre los efectos de la urbanización —o de algunas urbanizaciones— sobre el clima higrico local.

Los gases atmosféricos mayormente se consumen y reintegran —como el  $vH_2O$  que es parte del ciclo hidrológico— de modo que permanentemente se están renovando. Si se comparan los efectos en el clima de los cuatro más abundantes en el aire ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$  y  $vH_2O$ ), es evidente que su impacto no es proporcional al contenido de cada uno de ellos. Mientras el  $N_2$  ocupa el 78% del volumen de la atmósfera, no juega más que un papel secundario como responsable de la presión atmosférica; el  $O_2$  (21%) también tiene un papel secundario, aunque es un gas básico para la vida; en cambio el  $CO_2$ , el  $CH_4$ , el  $N_2O$  y el  $vH_2O$  —que ni juntos llegan al 1%— son los dominantes en los intercambios de energía entre la superficie y la atmósfera y entre diferentes latitudes (Budyko et al., 1987). La atmósfera contiene en promedio global aproximadamente 250 veces más  $vH_2O$  ( $\sim 25kgm^{-2}$ ) que agua líquida y hielo ( $\sim 0.1kgm^{-2}$ ). Un asunto central para el clima estriba en que como gas de efecto invernadero se teme que el  $vH_2O$  a la postre pueda acelerar el calentamiento, cuestión que se debate desde hace un par de décadas y que se discutirá más adelante. Al respecto, el AR6WG1 afirma con una confianza alta, que el cambio climático causado por la humanidad ha impulsado cambios detectables en el ciclo hidrológico mundial desde mediados del siglo XX (Arias et al., 2021).

El  $vH_2O$  es el cuarto mayor componente de la atmósfera pero difiere de los otros tres, en primer lugar porque aquellos

están en la atmósfera sólo en forma gaseosa mientras que el agua se encuentra también en fase sólida y líquida. El  $vH_2O$  varía en la atmósfera en un rango mayor, y esa variación está determinada fundamentalmente por la radiación solar y la temperatura, que inducen los procesos de evaporación, condensación y congelación, lo que es de esperarse en un planeta cuya superficie en un 70% está cubierta por agua. Por cierto, una atmósfera sin  $vH_2O$  sólo es concebible en un planeta sin agua en su superficie, y por lo tanto sin vida en ella.

El papel del  $vH_2O$  en el clima está relacionado con los intercambios de energía entre la superficie y la atmósfera, que ocurren por fenómenos radiativos, térmicos y dinámicos. Además, por ser un gas de efecto invernadero, tiene relación con el cambiante clima reciente y sus tendencias, no generalizadas ni uniformes. Si bien desde hace dos siglos se conoce de las consecuencias del  $vH_2O$  en el clima, principalmente por vías del efecto invernadero, fue dos décadas antes de finalizar el siglo XX que se produjeron múltiples estudios que corroboraron la tendencia al alza de la temperatura, y en consecuencia diversos autores estimaron que la humedad específica de saturación o la presión de vapor de saturación se están incrementando a razón de 6 a 7 puntos porcentuales (pp) por cada grado centígrado o kelvin de calentamiento (pp  $K^{-1}$ ). También es un hecho observado (Inamdar y Ramanathan, 1998) que la humedad relativa (RH) troposférica en la mayoría de las latitudes sigue siendo aproximadamente la misma en invierno y en verano a pesar de las variaciones significativas de temperaturas. Extrapolando este comportamiento, se puede considerar realista suponer una RH fija cuando, por ejemplo, la baja y la media troposferas se calientan debido al aumento de  $CO_2$ , en primer lugar, seguido del  $CH_4$ , el que por cierto cada vez es más importante en el cambio climático planetario: un tercio del ejercido por el

CO<sub>2</sub> (Arias et al., 2021). No obstante, debe considerarse que las mediciones de humedad atmosférica en altura son extremadamente limitadas en cobertura espacial y temporal, como para tener una confirmación contundente de esta hipótesis.

Pequeños cambios en el vH<sub>2</sub>O de la troposfera superior tienen un impacto mucho mayor en el efecto invernadero que los pequeños cambios en el vH<sub>2</sub>O en la atmósfera inferior, pero si este impacto es una retroalimentación positiva o negativa, hasta hace poco permanecía incierto. La principal dificultad para abordar esta cuestión es la falta de información del vH<sub>2</sub>O de la troposfera superior a nivel mundial durante tiempos prolongados (a diferencia de los datos para la troposfera media y baja, que aún con sus limitantes, como se mencionó, tienen ocho décadas de acumularse).

Tanto los modelos climáticos como las observaciones apoyan la idea de que las elevaciones de temperatura aumentarán la cantidad de vH<sub>2</sub>O en la troposfera superior. Las observaciones indican que es posible que el vH<sub>2</sub>O de la alta troposfera ya esté aumentando. Los modelos climáticos predicen aumentos de vH<sub>2</sub>O en la troposfera superior de aproximadamente 10pp por cada 1 K de aumento de temperatura en esa capa, e incluso 20pp K<sup>-1</sup>. Esas sensibilidades son mayores que la predicha por la ecuación de Clausius-Clapeyron (6pp K<sup>-1</sup> a 300K, como se dijo en párrafos anteriores) ya que sobre la troposfera superior influyen la temperatura y el transporte de vH<sub>2</sub>O desde la atmósfera inferior. Estos cambios en el ciclo hidrológico debidos al calentamiento de la atmósfera podrían estar conduciendo a un clima más extremo en cuanto a la superávit/déficit de precipitación. Algunas simulaciones indican que para un clima modelado con el doble de la cantidad actual de CO<sub>2</sub>, el mayor aumento de vH<sub>2</sub>O de la troposfera superior se produce en las regiones tropicales, directamente afectadas por la zona de convergencia intertropical.

Desde luego, hay una correspondencia entre el  $vH_2O$  y la nubosidad, que no será discutida a detalle en esta revisión, pero que queda muy clara en la relación lineal entre la RH promedio de la troposfera y la cubierta nubosa global. Lo anterior lo postuló Adem (1967) hace más de medio siglo, con posteriores mejoras de Garduño y Adem (1993), y cuya validez sigue vigente y es útil para entender la termodinámica del cambio climático como lo han mostrado Mendoza et al. (2021).

Casi para finalizar se presentarán algunos escenarios futuros del contenido de humedad atmosférica ante el cambio climático global, así como de su influencia o retroalimentación sobre dicho cambio, y por último se comentará sobre el efecto de las urbanizaciones en el higróclima local.



## 2. INSTRUMENTOS Y CLIMATOLOGÍA

La Organización Meteorológica Mundial (OMM), en el capítulo 12 de la Guía de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, 2018), establece que la incertidumbre en latitudes subtropicales de sensores modernos de RH para temperaturas mayores a  $-50^{\circ}\text{C}$  debe estar entre 5 y 14 pp. Al mismo tiempo reconoce que alrededor del mundo las mediciones directas de humedad en la troposfera tienen un amplio rango de arreglos, entre buenos y pobres, que incluyen una gran variedad de sensores, aunque el más usado desde 2004 es el capacitor de película delgada, pero también se usan los capacitores sencillos de película delgada (desde 2000), y aun los higrómetros de carbón (desde 1960) y los de membrana o pergamino de intestino de res (goldbeater's skin), que se empezaron a usar en 1950. El mismo documento de la OMM presenta comparaciones entre distintos tiempos de respuesta de estos y otros sensores usados en aplicaciones científicas, como los de punto de rocío o los de espejo enfriado, de lo que se infiere que no es sencillo obtener conclusiones de series de tiempo en las que se mezclan datos provenientes de distintos sensores o incluso de uno mismo, si tienen incertidumbres mayores a las anotadas al inicio de este párrafo. También se discuten en dicho texto las formas de exposición de los sensores a los rayos del Sol, y otras condicionantes de la calidad de los datos, sobre todo en la troposfera alta.

Conscientes de que el  $v\text{H}_2\text{O}$  atmosférico juega un papel importante en muchos procesos atmosféricos, como los relativos al tiempo, al clima, a la química atmosférica, la transfe-

rencia radiativa, la óptica y los sensores remotos, Deepak et al., (1980) compilaron los trabajos presentados en un taller internacional realizado entre septiembre 11 y 13 del año anterior en Vail, Colorado. Si bien el taller se centró en la óptica y en la microescala, es uno de los primeros libros que se ocupa de las dificultades y la precisión de las mediciones de la humedad en la atmósfera, con especial énfasis en las mediciones en la estratosfera con los modernos sensores de aquellos años como los de punto de rocío.

Publicado más de tres décadas después, el libro editado por Kämpfer (2013) constituye una revisión amplia de métodos de medición de la humedad atmosférica, incluyendo algunos de los más antiguos. Detalla los más modernos, sus principios de funcionamiento, ventajas y desventajas, así como reflexiones sobre la importancia del tema para la comprensión de nuestro clima cambiante, además de incluir listas de grupos de investigación y asociaciones científicas del mundo dedicadas al estudio de la humedad atmosférica.

El libro de Kämpfer (2013) empieza por recordar que el incremento en las concentraciones de  $vH_2O$  en la troposfera alta y en la estratosfera baja es de preocupación creciente por su influencia en el balance de radiación en esas regiones de la atmósfera, y por los cambios potenciales en la química que afecta al  $O_3$  estratosférico. Aparte de sus efectos dinámicos y termodinámicos, el  $vH_2O$  es la fuente primaria de radicales hidroxilo (también llamado oxidrilo)  $OH^-$  que propician la oxidación del  $CH_4$ , origen del  $vH_2O$  en la alta estratosfera, por lo que el  $vH_2O$  es clave para entender las relaciones entre química atmosférica y clima.

Kämpfer (2013) afirma algo que por obvio es ampliamente aceptado: la razón de mezcla de  $vH_2O$  del aire que entra a la estratosfera en los trópicos se limita a unas pocas

partes por millón en volumen (ppmv) debido a las temperaturas extremadamente bajas en la tropopausa, pero no está claro en qué plazo los cambios en las temperaturas de la tropopausa tropical impactarán en la cantidad de  $vH_2O$  que llega a la estratosfera. Los aumentos en el  $vH_2O$  enfrían la estratosfera y calientan la troposfera, mientras que lo contrario es cierto para las disminuciones del  $vH_2O$  estratosférico. Los estudios han sugerido que los cambios en el  $vH_2O$  estratosférico podrían contribuir al cambio climático, pero la magnitud del efecto todavía es incierta, aunque puede afirmarse que el  $vH_2O$  estratosférico es decisivo en el cambio climático superficial en el orden de décadas.

Los estudios globales, regionales y locales indican —siguiendo el mismo libro— un aumento de la humedad en la atmósfera cerca de la superficie, con diferencias entre regiones y entre el día y la noche y las estaciones del año. La variabilidad en el  $vH_2O$  está estrechamente relacionada con los cambios en las temperaturas de la superficie, posiblemente debidos al calentamiento por los gases de efecto invernadero. El aumento del agua precipitable en la columna atmosférica, la disminución de los flujos convectivos, el aumento del transporte de humedad horizontal, la modificación del patrón de la diferencia precipitación- evaporación y la disminución de los flujos horizontales de calor sensible, son respuestas al aumento de temperatura y la presión de vapor de saturación. Una consecuencia del cambio del ciclo hidrológico debido al calentamiento de la atmósfera es la amplificación de las precipitaciones extremas, y hay evidencia observacional en el sentido de que las regiones húmedas se están convirtiendo en más húmedas y la secas en más secas [(AR5), Stocker et al. (2013)].

Para cuando se publicó el texto de Kämpfer (2013) en la troposfera superior no se había detectado una tendencia clara en la RH. Sin embargo, había ya evidencia de aumentos globales en la humedad específica durante las dos décadas previas, lo que es consistente con los aumentos observados en la temperatura de la troposfera. [Ver también los textos de Gettelman et al. (2006), Sherwood et al. (2010 a y b) y de Ryu et al. (2015)].

Pero hay que recordar, como lo documentan muchas fuentes del libro citado y que se ha venido reiterando en esta revisión, que es difícil obtener mediciones precisas a escala global de la humedad absoluta (masa de vapor por unidad de volumen de aire) en altura. En la troposfera, la distribución del  $vH_2O$  es extremadamente variable en casi todas las escalas de tiempo, y el cambio en la concentración es de cinco órdenes de magnitud desde la superficie hasta la mesopausa, lo que explica por qué no hay un instrumento estándar que pueda medir en todos los niveles. Los instrumentos de medición rutinaria, como las radiosondas, están sujetos a una variedad de errores sistemáticos. Muchos de los archivos de datos de humedad de la alta troposfera de las últimas décadas no son fiables para los estudios climáticos, con la excepción de los provenientes de condensadores de película delgada. Por su parte, la teledetección puede ofrecer precisión y cobertura, pero a una resolución reducida, que en la troposfera superior es un inconveniente. La cobertura global de las mediciones de  $vH_2O$  es posible mediante satélites, que cuentan con los instrumentos más avanzados. También se mencionan en el libro algunas iniciativas como el programa MOZAIC cuyos datos provienen de sensores acoplados a aviones de vuelos comerciales, o de radiómetros de microondas colocados en superficie.

Desde luego los avances en la instrumentación higrométrica no han cesado. Por ejemplo Ricaud et al. (2015) reportaron mediciones de humedad absoluta tomadas en la Antártida para el periodo 2009-2014 con el llamado radiómetro H<sub>2</sub>O Antártica Microwave Stratospheric and Tropospheric Radiometers (HAMSTRAD), y Klanner et al. (2021) presentan un sistema de LiDAR capaz de realizar mediciones horarias del vH<sub>2</sub>O en la troposfera y en la baja estratosfera. La tabla 1 muestra una lista de satélites meteorológicos que generan datos confiables de humedad atmosférica a diferentes niveles.

Tabla 1. Satélites meteorológicos que proporcionan información de humedad atmosférica.

Satélite	Instrumental	Agencia proveedora	Variable	Resolución	Limitaciones operativas del instrumento	Operacional
Meteosat-8	SEVIRI	EUMETSAT, ESA	Humedad específica	a) IFOV de 4.8 km b) muestreo de 3 km para canales estrechos c) IFOV de 1.6 km d) muestreo de 1 km para un canal VIS amplio	a) Sensible a las nubes b) Resolución vertical aproximada c) Sólo troposfera media.	2002-2016
Meteosat-8	SEVIRI	EUMETSAT, ESA	Agua precipitable	a) IFOV de 4.8 km b) muestreo de 3 km para canales estrechos c) IFOV de 1.6 km d) muestreo de 1 km para un canal VIS amplio	Sensible a las nubes	2002-2016
GOES-14	SOUNDER	NOAA, NASA	Humedad específica	8.0 km	a) Sensible a las nubes. b) Resolución vertical muy gruesa. c) Sólo en la troposfera media.	2009-2020
GOES-15	IMAGER	NOAA, NASA	Agua precipitable	4.0 km para canales infrarrojos 1.0 km para el canal VIS	Sensible a las nubes	2010-2020
GOES-15	IMAGER	NOAA, NASA	Humedad del suelo en la superficie	4.0 km para canales infrarrojos 1.0 km para el canal VIS	a) Sensible a las nubes b) Sólo índice	2010-actual
Lemur-2	STRATOS	SPIRE	Humedad específica	300 km en horizontal 0.5 km en vertical	Inexacto en alta troposfera	2015-actual
CICERO	CION	GeoOptics	Humedad específica	300 km en horizontal 0.5 km en vertical	Inexacto en alta troposfera	2017-actual
GOES-17	ABI	NOAA, NASA	Agua precipitable	Dependiendo el canal	Sensible a las nubes	2018-actual
GOES-17	ABI	NOAA, NASA	Humedad del suelo en la superficie	Dependiendo el canal	a) Sensible a las nubes b) Sólo índice	2018-actual
ICEYE	ICEYE SAR	ICEYE	Humedad del suelo en la superficie	1 a 15 m, según el modo de funcionamiento	Fuertemente afectado por la vegetación. Cobertura poco frecuente.	2018-actual
Electro-M N1	IRFS-GS	RosHydro-Met, Roscosmos	Humedad específica	4 km en punto subsatelital	Sensible a las nubes	2020-actual

Fuente: <https://www.wmo-sat.info/oscar/gapanalyses?variable=162>

IFOV: campo de visión VIS: visible

Sobre bases de datos de humedad en la troposfera se recomienda la lectura, por ejemplo, de los trabajos de Durre et al. (2006), Teng et al. (2013), y Nieto y Gimeno (2019), o la intercomparación de observaciones de  $vH_2O$  con diversos sensores, y en diferentes sitios, con propósitos de análisis del cambio climático, elaborada por Van Malderen et al. (2014). La tabla 2 contiene una lista de fuentes de datos de humedad accesibles en la Web.

Tabla 2. Bases de datos sobre humedad atmosférica disponibles en la Web.

Nombre	Dirección web	Niveles	Periodo	Resolución temporal
ERA5	<a href="https://www.ecmwf.int/">https://www.ecmwf.int/</a>	137 niveles	1979 - Actual	Horario
CFSR	<a href="https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr">https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr</a>	Columna Total	1979 - 2009	Mensual
ERA-Interim	<a href="https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/lev-type=sfc/">https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/lev-type=sfc/</a>	60 niveles	1979-2019	6 horas
MERRA	<a href="https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?page=1&amp;keywords=merra">https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?page=1&amp;keywords=merra</a>	72 niveles	1979-2019	Horario
Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA)	<a href="https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive">https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive</a>	1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa	1963-2020	Diario
Atmospheric Infrared Sounder	<a href="https://airs.jpl.nasa.gov/">https://airs.jpl.nasa.gov/</a>	Capas de 2KM por debajo de los 100 hPa	2002-2020	Horario
Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC)	<a href="https://www.ndaccdemo.org/">https://www.ndaccdemo.org/</a>	1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa	1991-2020	Diario
Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC)	<a href="ftp://ftp1.ncdc.noaa.gov/pub/data/ratpac/">ftp://ftp1.ncdc.noaa.gov/pub/data/ratpac/</a>	Superficie, 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa	1958-Actual	Anual

Una tecnología relativamente reciente para la medición del contenido de  $vH_2O$  troposférico se basa en la red de GPS (Global Positioning System) a partir del retraso de la señal satelital cenital por causas de la humedad. Sobre este tema hay diversas

publicaciones como las de Herring et al. (1994), Bevis et al. (1994), Durre et al. (2006), Wang et al. (2007), Wang y Zhang (2008), Wang et al. (2013) y Van Malderen et al. (2014).

Toda esta información es de mucho interés, aunque no del todo en el sentido de esta revisión, sin olvidar que cada técnica de medición, cada plataforma, cada operación tiene su propia percepción del campo de  $vH_2O$  atmosférico por discrepancias en las técnicas de muestreo o procesamiento estadístico, las diferentes fuentes de errores, incertidumbres, y distintos rangos de validez y sensibilidades instrumentales. Van Malderen et al. (2014) compararon mediciones de agua precipitable de satélite, GPS y radiosondas. Seleccionaron 28 sitios en todo el mundo para los cuales se pueden comparar observaciones de GPS directamente con observaciones por satélite, junto con mediciones con fotómetro solar o radiosonda. Los sesgos medios de las diferentes técnicas varían entre -0.3 a 0.5mm, pero con grandes desviaciones estándar, especialmente para instrumentos satelitales. Para todos los instrumentos considerados la única dependencia claramente detectada fue con la latitud.

Peixoto y Oort (1996) publicaron una climatología detallada de la RH. Consideraron los cambios de sensores en las radiosondas durante el periodo 1973-1988, los fundamentos de la termodinámica del aire húmedo, y la variabilidad de la humedad a diferentes niveles altitudinales, a partir de cientos de estaciones (entre 100 y 1095, dependiendo del periodo y el nivel). La relación estadística entre la RH y la temperatura, la humedad específica y la rapidez de ascenso del aire, y desde luego, la distribución espacial global de la RH a distintos niveles y en diferentes periodos del año.

La variabilidad interanual de la RH troposférica tropical se puede ver en un trabajo de pocos años después (McCarthy y



Toumy, 2004), a partir de datos generados con sensores satelitales infrarrojos de alta resolución (HIRS) de la NOAA desde 1979. Encontraron que El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es el único mecanismo físicamente identificable con la variabilidad interanual de la RH. En latitudes subtropicales las variaciones de la temperatura contribuyen entre 50 y 70 pp a los cambios observados en la RH.

En el presente trabajo se muestra una climatología elemental de la humedad atmosférica sólo como referencia general sin entrar en detalles de las dificultades, incertidumbres y errores instrumentales que se han mencionado. Como era de esperarse el contenido de  $vH_2O$  es mayor en la vecindad de la superficie del planeta, y disminuye hacia la altura y de latitudes bajas a altas (figura 1). La figura 2 muestra cómo decae rápidamente el contenido de  $vH_2O$  con la altura sobre un sitio tropical húmedo (Ylang Ylang, en la ciudad de Veracruz, 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.

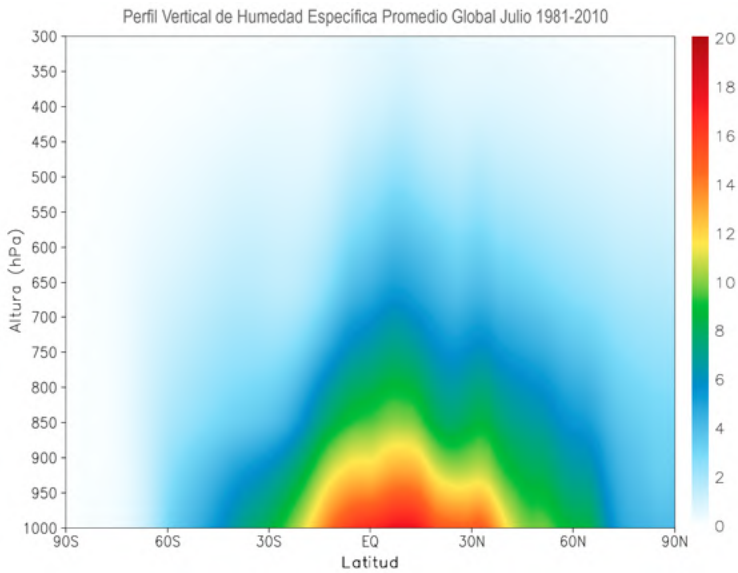
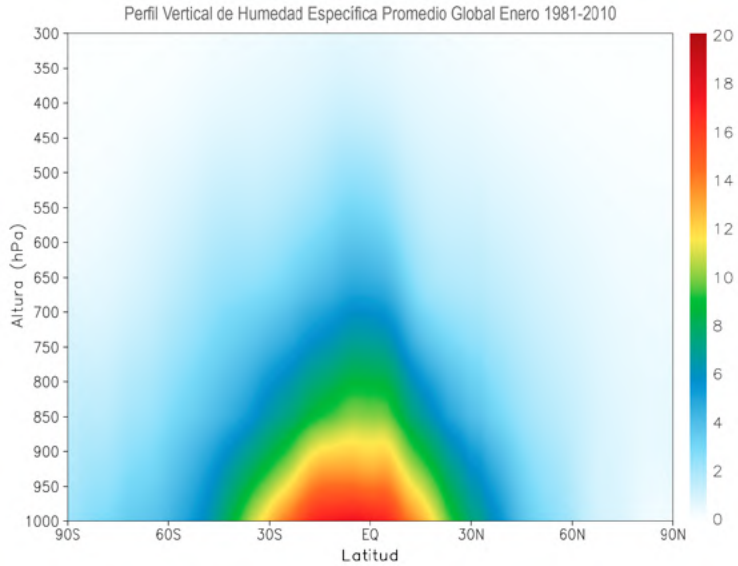


Figura 1. Perfiles verticales de la humedad específica ( $\text{g kg}^{-1}$ ) para enero y julio. Datos de: CDC Derived NCEP Reanalysis. Elaboración propia.

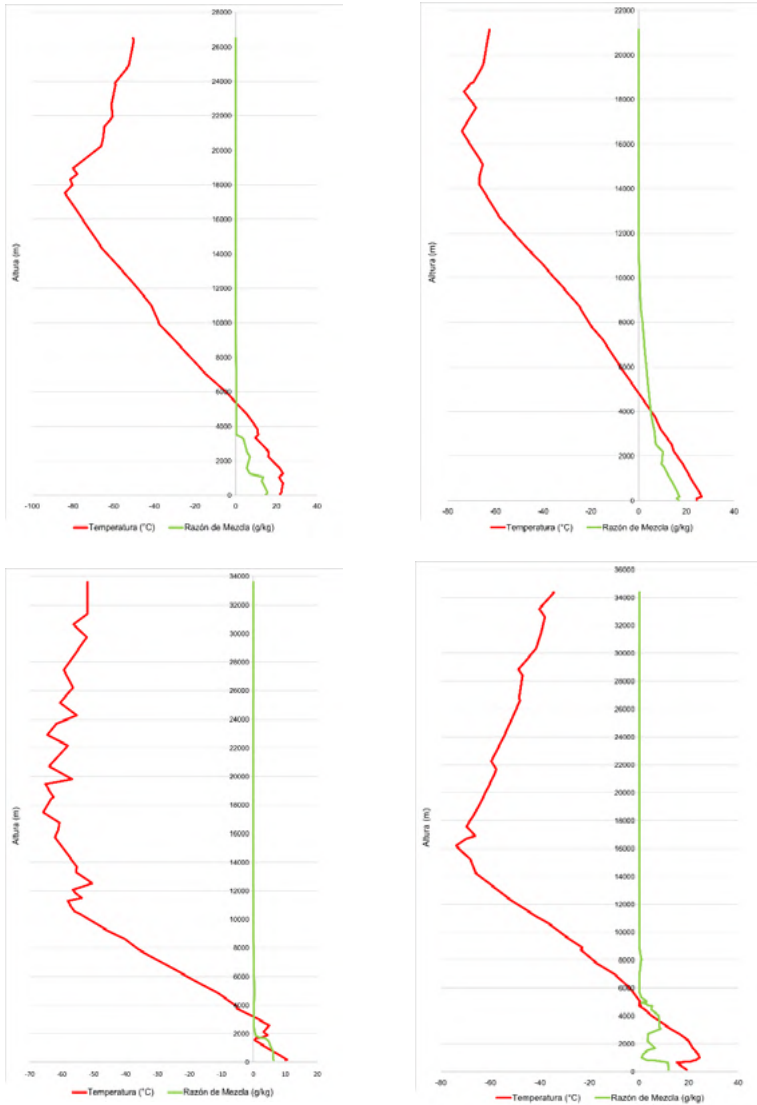
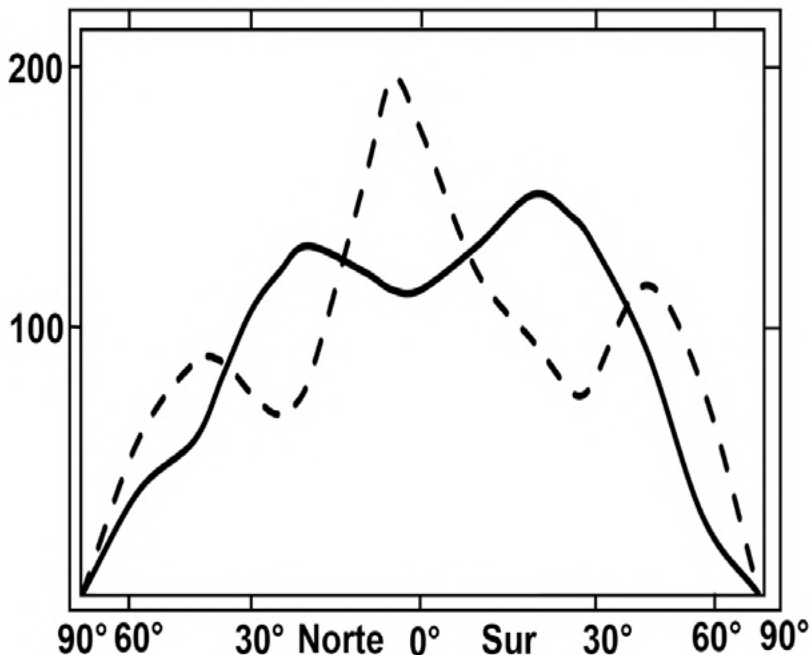


Figura 2. Decaimiento de la razón de mezcla ( $\text{g kg}^{-1}$ ) con la altura.  
**Arriba:** la ciudad de Veracruz, al centro de la vertiente mexicana del Golfo de México, el 1 de enero y el 27 de julio de 2022 a las 12 Z.  
**Abajo:** San Diego, California, en las mismas fechas. (Datos tomados de la Universidad de Wyoming ([weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html](http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html))).  
 Elaboración propia.

A nivel planetario, los balances realizados por Sellers (1966) hace más de medio siglo, muestran el panorama general (figura 3), correspondiente a lo que con tecnología actual como los reanálisis (figura 4). Se notan las diferencias en la diferencia de evaporación menos la precipitación en julio y en enero, para años Niña, Niño y neutros. Lo anterior es congruente con los transportes que conforman los ríos atmosféricos (atmospheric rivers) de  $vH_2O$  asociados a los vientos alisios, que superan a la cantidad de líquido transportada por la superficie continental, sobre todo en latitudes tropicales. Se corrobora la relación entre variación diurna de la temperatura y la humedad atmosférica, comprobada en diversos estudios como el de Tian-Bao (2014).



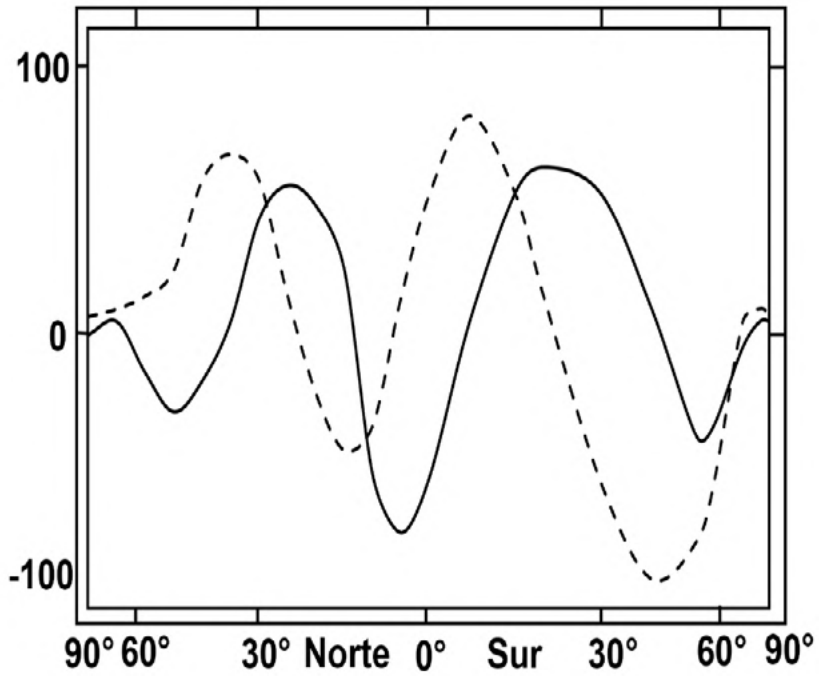


Figura 3. Arriba: Promedios de evaporación anual (curva continua) y precipitación (punteada) en cm. Abajo: escurrimiento (continua) y diferencia de precipitación menos evaporación (punteada), en  $\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$  a partir de Sellers (1966).

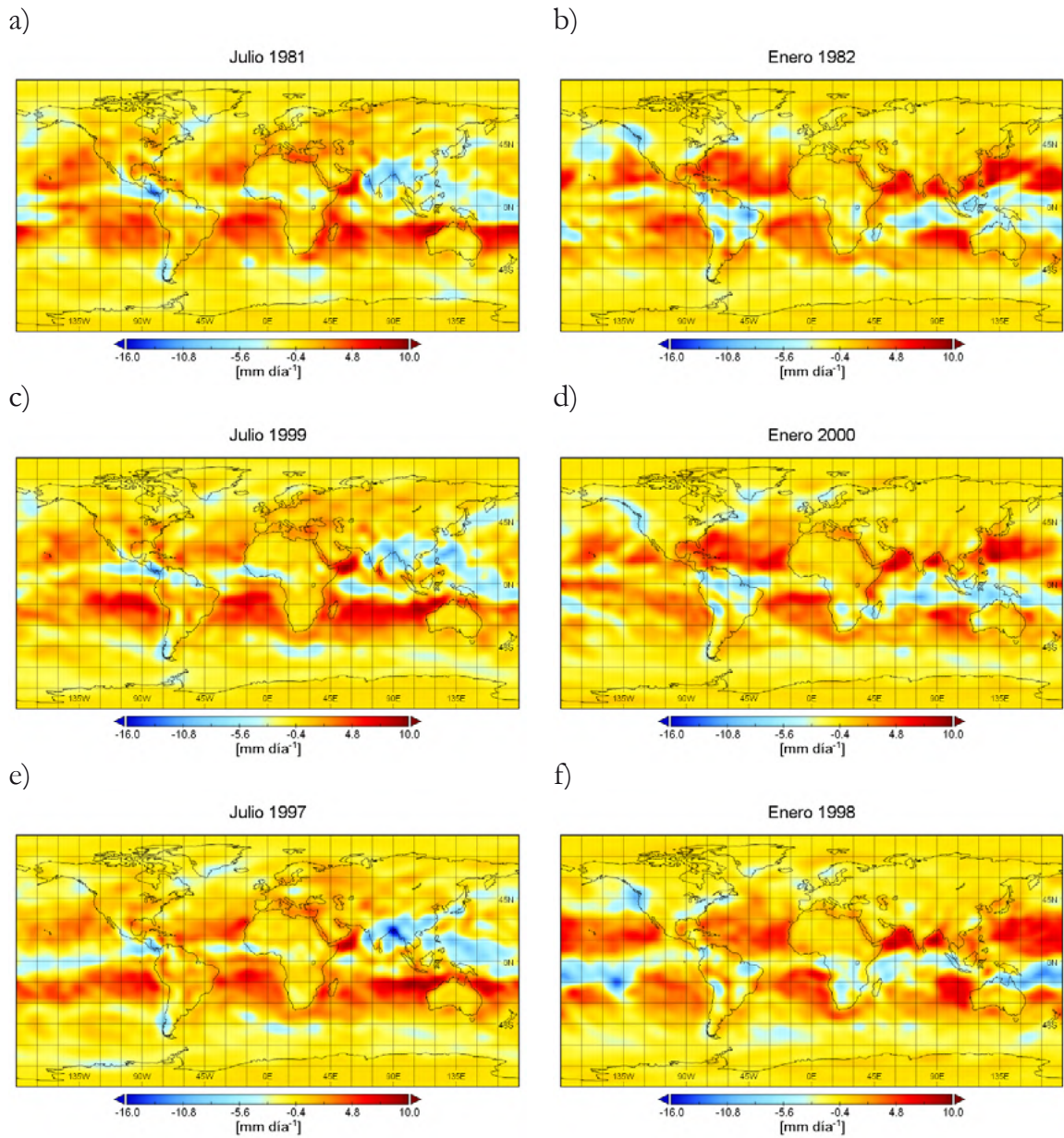


Figura 4. Evaporación menos precipitación (E-P) en mm día<sup>-1</sup>. Elaboración propia a partir de datos de reanálisis (Kalnay et al., 1996) de NCEP/NCAR (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/>).

NCAR/.CGD/.CAS/.NEWBUDGETS/.t42f/.MONTHLY/.EP/), para julio (izquierda) y enero (derecha) en diferentes fases del ENSO: a) y b), periodos neutros; c) y d), La Niña; e) y f), El Niño, según el índice ONI ([https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)).

¿Hasta qué punto la precipitación de alguna región proviene de los transportes o ríos de aire que cruzan los océanos, o del recicle del  $vH_2O$  sobre el propio continente? En general el recicle 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 (Van der Ent et al., 2010).

Una visión global de la RH en superficie se presenta en la figura 5. Es claro que en las zonas de convergencia se alcanzan los valores máximos tanto en superficie como a mitad de la troposfera (500 hPa), e incluso cerca de la tropopausa (300 hPa), distribución similar a la de la nubosidad y la precipitación. Más aún, Hartmann (2016) propone una ecuación simple para estimar la RH promedio en altura, como  $RH = 77\% [(p/1013.25 \text{ hPa}) - 0.08]/0.98$ , donde  $p$  es la presión atmosférica media a cierto nivel altitudinal en hPa.

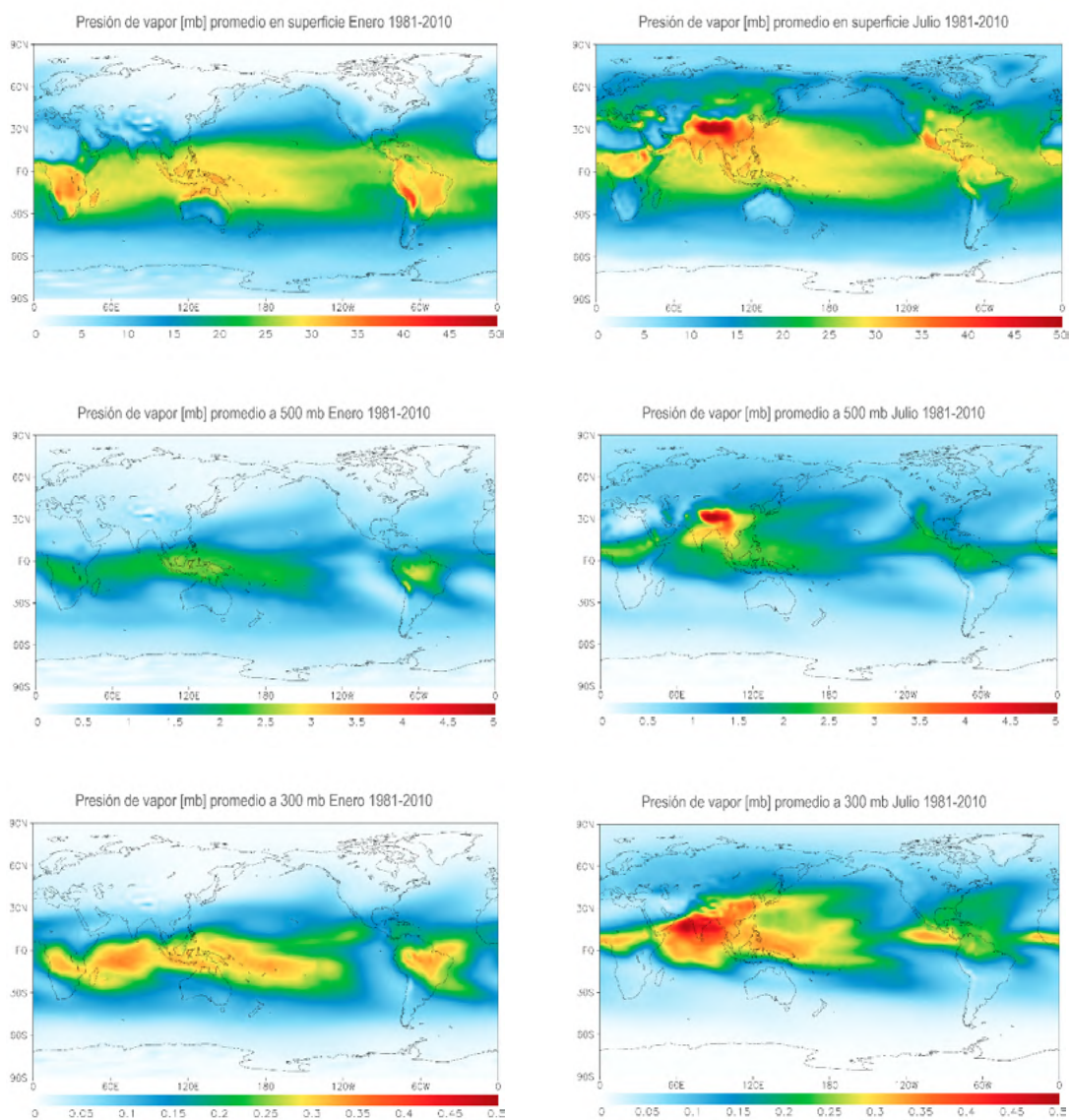


Figura 5. Presión de vapor (mb, i.e. hPa) en enero (izquierda) y julio (derecha) a diferentes niveles de presión (como se indica en la parte superior de cada figura) promedios de 1981 a 2010, elaboradas por medio de reanálisis (NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables). Elaboración propia.



Las figuras 6 y 7 presentan la RH de la troposfera para un día en particular, y la convergencia y divergencia de RH promedio, mientras que la figura 8 indica el agua precipitable en las capas de 1000 a 700, de 700 a 500 y de 500 a 300 hPa y el total, así como el escaso contenido de  $vH_2O$  en la estratosfera. Una cartografía interesante de la humedad atmosférica también se puede ver en Held y Soden (2000).

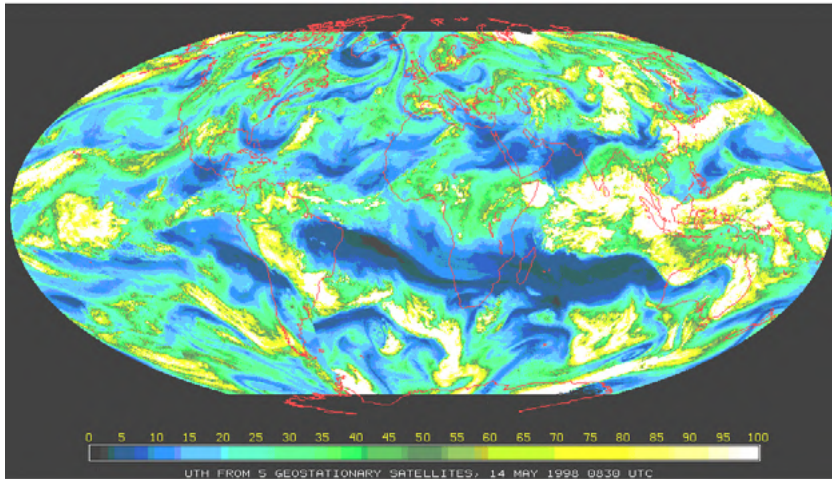


Figura 6. RH de la troposfera el 14 de mayo de 1998 a 8.30 UTC determinada por mediciones simultáneas de emisión de radiación de calor dentro de la banda de  $6-7\mu m$  de  $vH_2O$  por 5 satélites geoestacionarios. Se observan patrones bien conocidos de la circulación atmosférica: regiones relativamente secas se muestran en tonos oscuros.

En las zonas más húmedas predominan las nubes.

(Raschke y Stubenrauch, 2005)

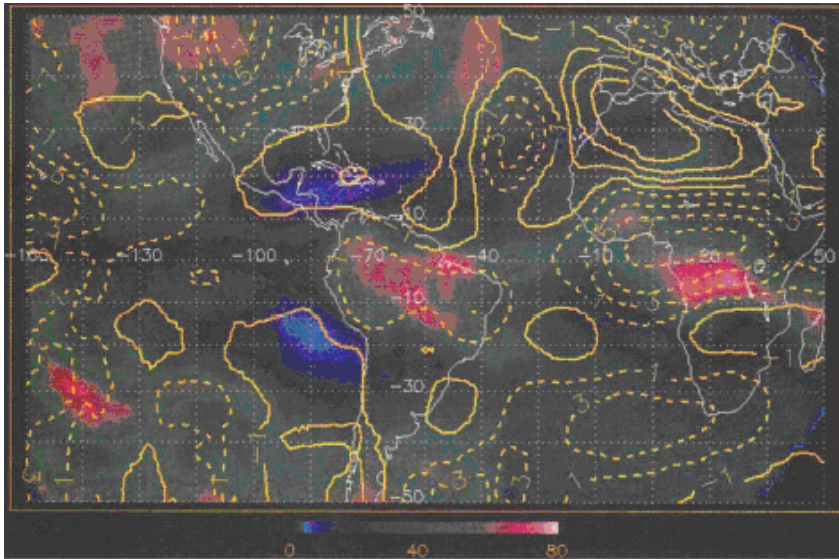
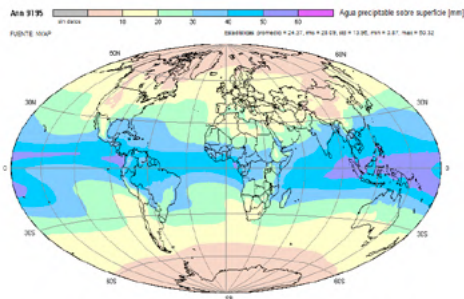
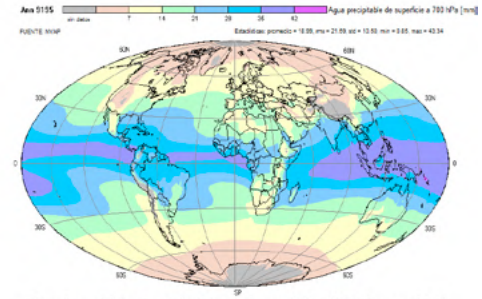


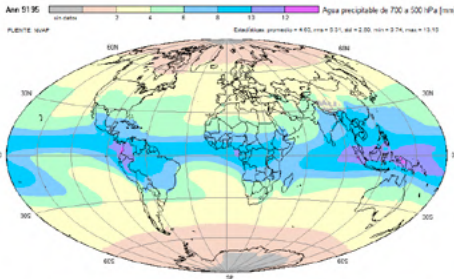
Figura 7. Divergencia (líneas punteadas) y convergencia (líneas continuas) de campos de flujo de aire en la troposfera alta y la RH promedio observada en marzo de 1994. Los contornos son intervalos de  $2 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ . Las áreas azules marcan regiones secas y las áreas rojas denotan regiones húmedas en esta capa atmosférica, sobre los 4-5 km. (Raschke y Stubenrauch, 2005)



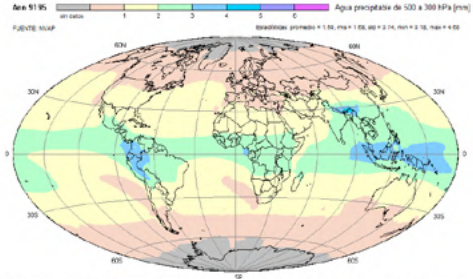
Promedio anual de la columna de vH<sub>2</sub>O total (agua precipitable en mm) durante el periodo 1991-1995. Los valores van de 60.3 a 0.9mm.



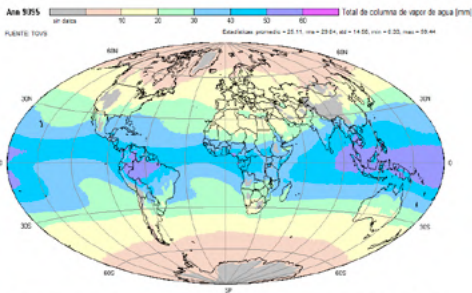
Promedio anual de la columna de vH<sub>2</sub>O acotada entre 1000 y 700 hPa (agua precipitable en mm) en la tropósfera baja durante el periodo 1991-1995. Los valores van de 44.3 a 0.8mm.



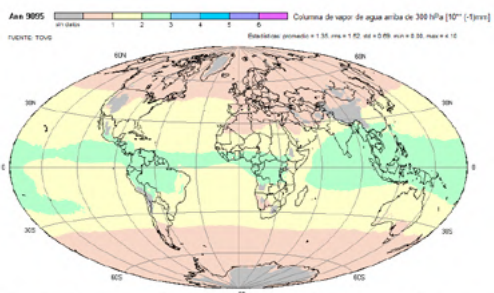
Promedio anual de la columna de vH<sub>2</sub>O acotada entre 700 y 500 hPa (agua precipitable en mm) durante el periodo 1991-1995. Los valores van de 13.2 a 0.7mm.



Promedio anual de la columna de vH<sub>2</sub>O acotada entre 500 y 300 hPa (agua precipitable en mm) durante el periodo 1991-1995 en la tropósfera alta. Los valores van de 4.0 a 0.1mm.



Promedio anual de la columna de vH<sub>2</sub>O total (agua precipitable en mm) durante todo el periodo de julio de 1990 a junio de 1995 en toda la tropósfera.



Promedios de la columna de vH<sub>2</sub>O acotados entre 300 y 100 hPa (agua precipitable en mm) durante el periodo de julio de 1990 a junio de 1995 en la tropósfera alta.

Figura 8. Promedios anuales de la columna de vH<sub>2</sub>O para periodos entre 1990 a 1995 (Raschke y Stubenrauch, 2005)

La panorámica de la distribución de la humedad específica en México a lo largo del año se puede ver en las figuras 9.

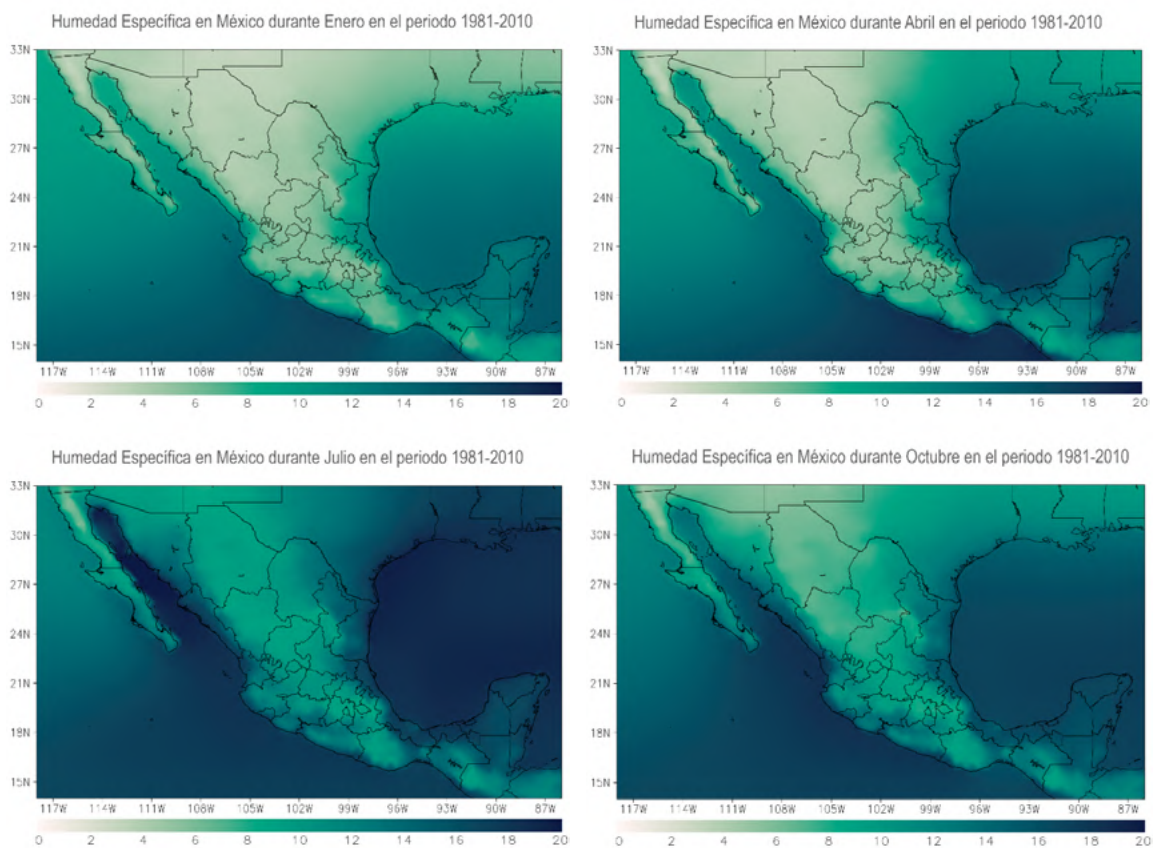


Figura 9. Panorámica de la distribución de la humedad específica ( $\text{g kg}^{-1}$ ) en México a lo largo del año. Datos de Reanálisis Regional Norteamericano (NARR por sus siglas en inglés) en formato NetCDF, correspondientes a la región de Norteamérica 1981-2010. Elaboración propia.

Una climatología del agua precipitable entre superficie y 500 hPa sobre el Ártico la elaboraron Serreze et al. (2012). En invierno cerca de los 60°N se tiene un agua precipitable de 5 a 10mm; aumenta ligeramente para la primavera, pero en el verano puede superar los 20mm.

### 3. LA RETROALIMENTACIÓN DEL VAPOR DE AGUA

El  $vH_2O$  efectúa tres tipos de intercambios de energía entre la superficie y la atmósfera terrestre, que frecuentemente adquieren forma de retroalimentaciones: radiativos, térmicos (intercambio de calor sensible y latente) y dinámicos (afectación a los grandes sistemas de la circulación general), que además juegan papeles diferentes en las distintas capas de la troposfera y en la estratosfera baja, como lo han señalado Held y Soden (2000). Para evaporar agua, a la radiación solar absorbida se suma el calor sensible, que se convierte en calor latente. Las temperaturas superficiales medias globales oscilan entre 259K (contraste de temperatura de la superficie polo-ecuador 70K) y 316K (contraste de 24K) mientras que las concentraciones de  $vH_2O$  atmosférico varían en casi dos órdenes de magnitud. Una revisión amplia al respecto es la de Pierrehumbert et al. (2007); particularmente es ilustrativa la gráfica que se reproduce aquí como figura 10, que compara la emisión de radiación de onda larga en función del contenido de  $vH_2O$ .

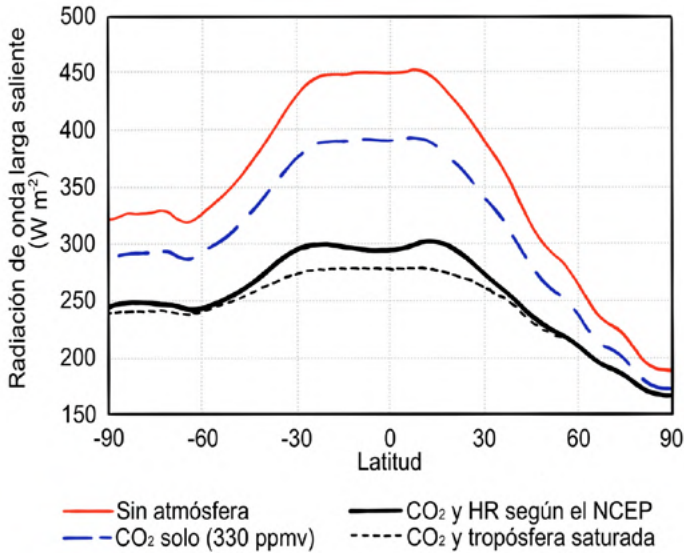


Figura 10. Efectos de la composición de la atmósfera en la emisión de radiación de onda larga en  $\text{Wm}^{-2}$ , con una temperatura fija en enero (climatología 1960-1980, datos del National Center for Environmental Prediction, NCEP). Adaptada de Pierrehumbet et al. (2007).

### 3.1 La retroalimentación radiativa

El balance de energía de la Tierra implica una temperatura efectiva de emisión de 255K, menor que los 288K de la temperatura promedio superficial del planeta. La diferencia se debe a que la atmósfera es casi transparente a la radiación proveniente del Sol y casi opaca a la que emite la superficie terrestre, fenómeno conocido como efecto invernadero, por atrapar energía de manera similar, aunque no exactamente igual que, por ejemplo, un cultivo dentro de un invernadero. El efecto invernadero de la atmósfera lo determina la relación entre las longitudes de onda y la respuesta cuántica —vibraciones y rotaciones— de las moléculas y los átomos de los componentes atmosféricos, tema que no será discutido en esta revisión. Las longitudes de

onda en que emiten el Sol y la Tierra, así como los porcentajes de energía absorbida por los gases troposféricos a nivel superficial y en altura (11 km) se muestran en la figura 11. El  $vH_2O$  es opaco a varias regiones del espectro solar, pero absorbe alrededor del 60 % de la radiación emitida en la mitad superior del espectro terrestre (14  $\mu m$  en adelante), aunque debe decirse que este esquema es un resumen y, como dicen Held y Soden (2000), no está completa la comprensión cabal del espectro continuo de absorción del  $vH_2O$ . Casi el 50% de la radiación solar absorbida en la superficie se utiliza para enfriar la superficie y calentar la atmósfera a través de la evaporación, mediante la liberación de calor latente. El  $vH_2O$  contribuye a un calentamiento del sistema climático en unos 24 °C (Bengtsson, 2010).

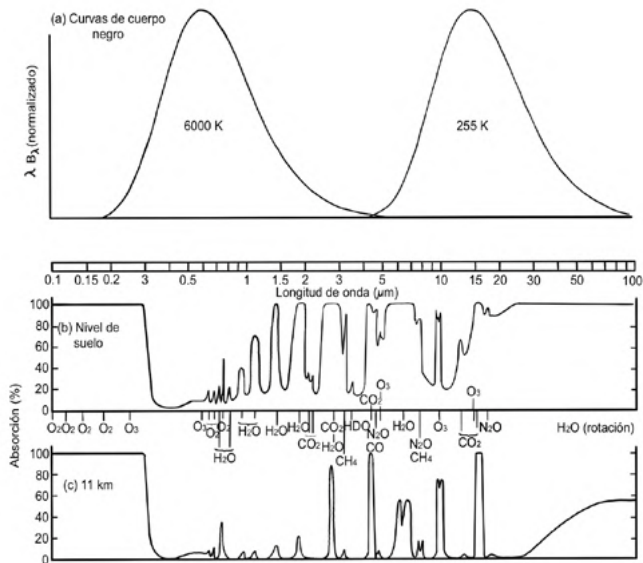


Figura 11. (a) Espectros normalizados de emisión del Sol (6000 K) y de la Tierra (255 K) como cuerpo negro. (b) Fracción de radiación absorbida de la troposfera al tope de la atmósfera en función de la longitud de onda. (c) Absorción de radiación por distintas moléculas de los gases atmosféricos en esos mismos niveles. Tomada de Goody y Yung (1989).



El fenómeno descrito se puede ver con más detalle en la figura 12. El  $\nu\text{H}_2\text{O}$  tiene un papel mayor que el resto de los gases ahí mostrados; absorbe el total de la energía en longitudes de onda del espectro terrestre de 5 a 7 micras ( $\mu\text{m}$ ) y como el 60% de 14  $\mu\text{m}$  en adelante. Estos valores son similares a los que aparecen en la figura 2. Se estima, de manera gruesa, que un 60 % del efecto invernadero de la atmósfera terrestre se debe al  $\nu\text{H}_2\text{O}$  (Trenberth et al., 2007).

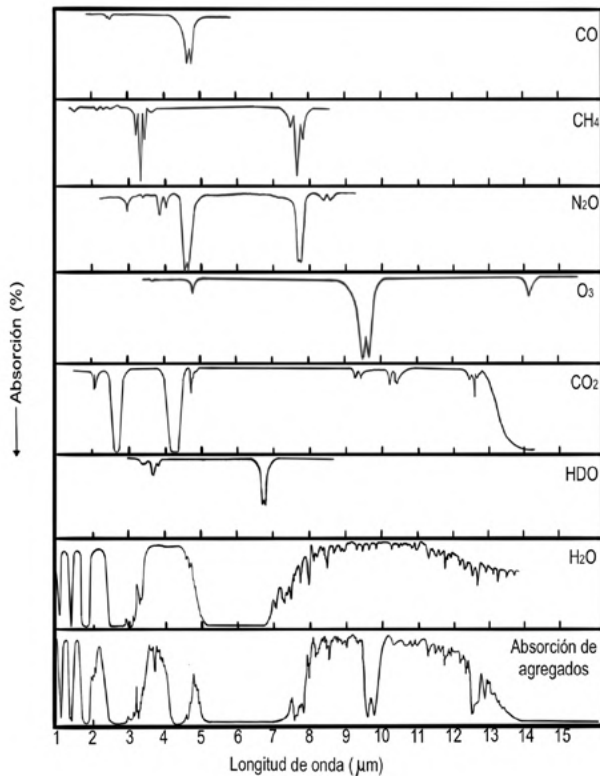


Figura 12. Espectros de absorción infrarroja para varios gases atmosféricos. Original de Valley (1965), reproducida por Hartmann (2016).

La Ley de Dalton establece que una mezcla de gases ejerce una presión total que es igual a la suma de las presiones par-

ciales de cada uno de los gases que la componen, por ejemplo  $vH_2O$  más aire seco si se trata de aire húmedo. Por otra parte, la ecuación diferencial de Clausius-Clapeyron, que expresa la relación entre la presión parcial de un gas y su temperatura, no tiene una solución exacta, pero una interpretación útil para los fines de este documento es que el  $vH_2O$  en un volumen de aire en contacto y en equilibrio térmico con una superficie de agua pura (líquida o congelada), alcanzará una presión máxima, llamada presión de vapor de saturación, la cual depende solamente de la temperatura del aire (figura 13). La dependencia del contenido de  $vH_2O$  de la temperatura constituye una retroalimentación positiva entre estas dos variables. Puesto que la mayoría de la superficie terrestre es agua líquida, la humedad cerca de la superficie tiende a mantenerse próxima a la saturación, siguiendo la ecuación de Clausius-Clapeyron; para las condiciones medias de la atmósfera superficial un incremento de temperatura de 1K incrementaría la presión de vapor de saturación en 7pp (Hartmann, 2016).

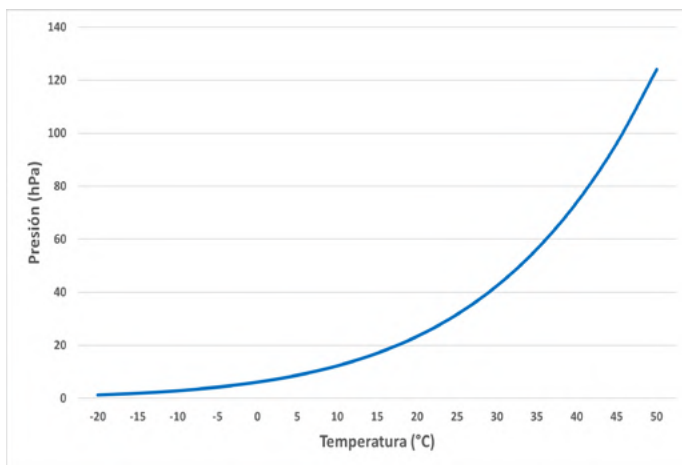


Figura 13. Representación gráfica de la ecuación de Clausius-Clapeyron: la presión de vapor de saturación (hPa) en función de la temperatura (°C) para aire sobre una superficie de agua líquida. Elaboración propia.

Específicamente, a incrementos de temperatura por acciones humanas como las señalados por el IPCC (Stocket et al., 2013, Arias et al., 2021) la presión de vapor de saturación, que puede entenderse como la capacidad de una muestra de aire para retener humedad, también se incrementa. Hartmann (2016) estima que la humedad específica de saturación planetaria crece en la ya mencionada relación de  $7 \text{pp K}^{-1}$ , de donde se infiere que el calentamiento planetario que se viene dando desde la Revolución Industrial, estará induciendo aumentos en la humedad atmosférica, que a su vez contribuye al calentamiento, dado que el  $\text{vH}_2\text{O}$  es el principal gas de efecto invernadero, como se apuntó en párrafos anteriores. La ocurrencia de esta retroalimentación entre calentamiento y humedad atmosférica fue postulada por Manabe y Wetherald (1967) a partir de considerar que la distribución de la RH (recuérdese que es el cociente entre presión de vapor y presión de vapor de saturación) en nuestra atmósfera se mantiene invariante ante cambios estacionales de la temperatura o de mayor escala, pero será discutida más adelante a partir de la literatura sobre mediciones o simulaciones con modelos climáticos.

Una fracción significativa (aproximadamente 40%) de la radiación de onda larga saliente (outgoing longwave radiation, OLR) es absorbida por el  $\text{vH}_2\text{O}$  en una capa menor a 4 km sobre la superficie del océano. Esta capa ópticamente gruesa vuelve a irradiar hacia la superficie del océano, lo que resulta en el calentamiento del mismo, que repercute en un aumento exponencial en la densidad del  $\text{vH}_2\text{O}$  (recuérdese que la presión de vapor de saturación es función de la temperatura), resultando en más calentamiento. Se estima que más del 50% de la superficie oceánica tropical, durante todas las estaciones del año está sujeto a un calentamiento fuerte por las condiciones de efecto invernadero, pero no ocurre una cadena infinita de

calentamiento porque el océano y la atmósfera son un sistema acoplado y los efectos dinámicos como la retroalimentación de las nubes, el enfriamiento evaporativo y la circulación en el océano y la atmósfera cooperan para suavizar los gradientes de temperatura de la superficie del mar en escalas de tiempo largas. Un factor importante en este proceso lo juega el  $vH_2O$  al participar en distintos procesos: el enfriamiento del océano a través de la evaporación, el forzamiento en la onda corta debido a la formación de nubes, y el calentamiento del océano por el  $vH_2O$  y las nubes a través de la emisión de onda larga. La retroalimentación del  $vH_2O$  tropical afecta el clima global directamente como lo indica la correlación positiva observada entre la temperatura promedio de los océanos tropicales y las temperaturas de la troposfera global (Marsden y Valero, 2004).

Según Hartmann (2016) la sensibilidad climática a la emisión de onda larga en la alta atmósfera ante cambios de temperatura es de  $0.26K (W^{-1}m^2)$  si no se incorpora la condición de la RH invariante; de hacerlo, esa sensibilidad se duplica. Por su parte, el enfriamiento evaporativo en la superficie ocurre a razón de  $7 Wm^{-2}K^{-1}$ , pero si se mantuviera constante la temperatura y cambiara la RH, entonces el enfriamiento evaporativo disminuiría en  $8Wm^{-2}$  por cada punto porcentual de aumento de la RH. La erupción del Pinatubo, en junio de 1991, permitió comprobar la hipótesis de la RH invariante. Año y medio después de la explosión volcánica el enfriamiento promedio planetario fue de  $0.5K$ . Mediciones de satélite detectaron que la humedad específica disminuyó en un 3%, lo que es congruente con la relación de Clausius-Clapeyron ( $7pp K^{-1}$ ) suponiendo una RH casi invariante.

El conocimiento del efecto invernadero del  $vH_2O$  en la atmósfera terrestre tiene dos siglos. Fourier (1824 y 1827) consideró que dados la distancia de la Tierra al Sol y el albedo

planetario, la temperatura del planeta debería ser menor a la conocida y propuso tres explicaciones para el calentamiento adicional: que proviniera del espacio interestelar, del interior de la Tierra o que la atmósfera se comportara como un aislante que impide la pérdida de la radiación solar incidente sobre la superficie del planeta: "...La presencia planetaria de la atmósfera y el agua tiene el efecto general de hacer que la distribución del calor sea más uniforme...". Pouillet (1838) llegó a una conjetura similar pero la comprobación experimental de las propiedades absorbentes del  $vH_2O$  y de otros gases atmosféricos se le atribuye a Tyndall (1861) mediante la invención del primer espectrofotómetro. Consistió de tubos tapados en los extremos con cristales de sales rocosas, transparentes a prácticamente toda la radiación. Distintos tubos contenían diferentes tipos de gases. Tyndal midió la diferencia termoeléctrica entre la entrada y la salida de los tubos por los que hizo pasar radiaciones de distintas longitudes de onda emitidas por un cubo de Leslie, y así concluyó que sin duda el  $vH_2O$  era el constituyente atmosférico más absorbente del calor emitido por el planeta y por tanto el principal gas que controla la temperatura de la superficie terrestre. Sobre la trascendencia de este trabajo de Tyndall se sugiere ver el texto de Hulme (2009). No obstante, recientemente se han publicado textos (Jackson, 2020) que afirman que la investigadora estadounidense Eunice Newton Foote se adelantó a Tyndal tres años en estos descubrimientos. En 1856, Foote afirmaba que "...una atmósfera de  $CO_2$  le daría al planeta Tierra una temperatura alta".

Arrhenius (1896) se basó en datos de radiación solar que había recolectado Langley (1884) con el bolómetro (balometer) de su invención, para modelar el papel del  $CO_2$  en el intercambio radiativo de la atmósfera terrestre, aunque explícitamente no se ocupó del  $vH_2O$ . No obstante, según Ramanathan

y Vogelmann (1997) sí incluyó la retroalimentación del  $vH_2O$  al introducir en su modelo la hipótesis de una RH invariante, lo que amplificó el calentamiento superficial en un 30%. Además, con relación al  $vH_2O$ , el modelo incluyó las bandas de rotación/vibración centradas en 0.94, 1.4, 1.8, 2.7 y 6.3  $\mu m$ , y la banda de sólo rotación de 25  $\mu m$ .

A finales del siglo XX y en los inicios del siglo XXI aparecieron múltiples trabajos sobre el efecto invernadero por  $vH_2O$ , tanto experimentales como modelaciones, de los que aquí se presentará una muestra.

El papel del  $vH_2O$  en la evolución reciente del clima fue analizado por Flohn et al. (1992). Partieron de las evidencias publicadas en aquel entonces sobre el incremento del  $vH_2O$  en la troposfera y el aumento de un 15% de la evaporación de los océanos en décadas recientes (no aclaran cuántas), y sus consecuentes incrementos en el ciclo hidrológico y en la circulación troposférica en el Hemisferio Norte. Hacen la diferencia entre el papel del  $vH_2O$  como gas de efecto invernadero y como transportador de calor latente de la superficie a la atmósfera, lo que ejemplifican con una nube convectiva de 7km de altura que origina una ganancia de calor latente en la atmósfera tropical entre los 2 y 6km, mientras que esas liberaciones de calor en las atmósferas extratropicales ocurren entre 1 y 3km de elevación. Hacen ver que una lluvia de 20 a 30mm día<sup>-1</sup>, considerando el calor latente para evaporar el agua que le dio origen, significó una transferencia de energía de la superficie a la atmósfera, superior a los 340Wm<sup>-2</sup> (en realidad 12mm día<sup>-1</sup> hacen esa equivalencia), que es el promedio de la radiación solar interceptada por el planeta en rotación. Al considerar que la precipitación es de 1000 mm año<sup>-1</sup> en promedio en el planeta, y que el agua precipitable es de 25mm, concluyen que el  $vH_2O$  atmosférico se renueva cada 9 días. La evaporación pro-

medio en latitudes tropicales implica una entrega de  $13\text{Wm}^{-2}$ , superior al efecto invernadero del propio  $\text{vH}_2\text{O}$ . Al cuestionar que el cambio climático se pretendiera detectar sólo con datos de temperatura a nivel superficial, obtuvieron las tendencias 1948-1990 para las latitudes tropicales ( $10^\circ\text{S}$  a  $14^\circ\text{N}$ ) de las diferencias de humedad específica entre la superficie oceánica y la atmósfera (que en 50 años aumentó  $0.3\text{ g kg}^{-1}$ ), y la RH de la atmósfera superficial disminuyó un punto porcentual. Como se ve, estas tendencias están cercanas a la incertidumbre de los equipos de medición.

Marsden y Valero (2004) propusieron el término “eficiencia de invernadero” como la razón de cambio observada en la absorción en función de la variación de la temperatura de superficie. Empiezan por considerar que, en su interacción con la radiación, el  $\text{vH}_2\text{O}$  proporciona un vínculo importante entre el océano y la atmósfera a través del efecto invernadero. En ese trabajo se informa de observaciones de la absorción por efecto invernadero del  $\text{vH}_2\text{O}$  en el Golfo de México durante julio de 2002. Si el efecto invernadero atmosférico ( $G_a$ ) se puede definir como la diferencia entre la emisión de onda larga superficial entrante y saliente (SLR y OLR, respectivamente), la cantidad  $dG_a/dT_s$  es el cambio en el flujo infrarrojo ascendente absorbido por el  $\text{vH}_2\text{O}$  a medida que aumenta la temperatura de la superficie del mar ( $T_s$ ) y, por lo tanto, parametriza la intensidad de la retroalimentación evaporativa entre el océano y la atmósfera. Usando radiómetros hemisféricos infrarrojos de banda ancha (IRBR, por sus siglas en inglés) y de campo de visión estrecho (NFOV, por sus siglas en inglés) a bordo de un avión ER-2 de la NASA hicieron mediciones los días 9 y 26 de julio de 2002, marcados por condiciones convectivas y estables a gran escala, respectivamente. Usando el NFOV en el rango de longitud de onda de 4 a  $40\mu\text{m}$ ,  $dG_a/dT_s = 13.4 \pm 1.0\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  el 9 de julio,

mientras que el 26 de julio  $dGa/dTs = 9.7 \pm 0.3 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ . La medición NFOV de  $dGa/dTs$  entre 8–12 $\mu\text{m}$  arrojó valores de aproximadamente  $2.5 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  para ambos días, lo que indica que la mayor parte del cambio en la absorción por efecto invernadero debido al aumento de la temperatura del océano, ocurre en las regiones espectrales rotacionales y vibracionales del  $\text{vH}_2\text{O}$ . Las mediciones de IRBR arrojaron valores más altos de  $dGa/dTs$  en ambos días, pero probablemente se vieron afectadas por nubes frías en el campo de visión del radiómetro hemisférico. Estos resultados apoyan el vínculo entre eficiencia del efecto invernadero, concentración de  $\text{vH}_2\text{O}$  en la mitad superior de la troposfera, y la convección.

Marsden y Valero (2004) encontraron una mayor eficiencia de invernadero de banda ancha durante el día convectivo (julio 9, 2002), lo que apunta a la hipótesis de que la convección y la humedad en la troposfera superior son claves en el valor de la eficiencia de invernadero. Aunque las observaciones son de corta duración y alcance geográfico reducido, la coherencia entre los resultados del satélite y de aeronave puede verse como una validación in situ de los datos satelitales. Los mismos investigadores aceptan valores experimentales publicados en trabajos previos por otros autores que indican que en zonas tropicales  $dGa/dTs$  es aproximadamente de  $5 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  para  $T_s < 298\text{K}$  pero aumenta a  $10 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  para temperaturas más elevadas.

También el efecto invernadero del  $\text{vH}_2\text{O}$  ayuda a explicar el comportamiento del clima regional. El gradual incremento de la temperatura y de la humedad atmosférica de oeste a este observado en la climatología de Europa, Philipona et al. (2005) no lo atribuyen a la circulación sino a la retroalimentación no uniforme del  $\text{vH}_2\text{O}$ . Encuentran que en periodos sin nubes la OLR se relaciona con la temperatura del aire con una co-



rrelación lineal de 0.99 y con 0.89 con la humedad absoluta; pero como además obtienen una alta correlación entre datos de reanálisis de ERA-40 que integran  $vH_2O$  y cambios en la temperatura superficial de la base CRU (0.84), concluyen que ocurre un forzamiento por efecto invernadero debido a una fuerte retroalimentación del  $vH_2O$ .

Por su parte, Gettelman y Fu (2008) hicieron mediciones en marzo de 2005 de OLR en el tope de la atmósfera en condiciones de cielo despejado, entre  $70^{\circ}N$  y  $70^{\circ}S$ . Las mediciones se compararon con dos modelos de transferencia radiativa, los cuales usaron como datos de entrada la temperatura atmosférica y el  $vH_2O$  obtenidos mediante el Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). Los ajustes de los modelos fueron buenos, pero lo relevante para esta revisión es el análisis de la sensibilidad de la ORL a cambios de la temperatura superficial, temperatura del aire y humedad específica. La mayor sensibilidad encontrada fue con la temperatura del aire cuando sus cambios ocurren en la baja troposfera: para latitudes medias ( $T_s < 292K$ ) la radiación solar saliente es más sensible a cambios de la humedad específica entre 600-400hPa; para los subtrópicos ( $292K < T_s < 298K$ ), es sensible en la baja y alta troposfera; y en la zona convectiva ( $T_s > 298K$ ) es sensible en la baja troposfera; estas sensibilidades son negativas, es decir, a mayor humedad menor emisión de ORL, del orden  $-0.9$  a  $-3.2Wm^{-2}$  por cada 10% de incremento en la humedad específica.

Inamdar y Ramanathan (1998) usaron diversas bases de datos que comprenden regiones continentales y oceánicas, así como las ramas ascendentes y descendentes de las celdas de Walker y de Hadley y las regiones de tormentas extratropicales. A partir de la definición de efecto invernadero atmosférico (Ga) mencionada previamente —como la diferencia entre la emisión de onda larga superficial entrante y saliente, SLR y

OLR— estos autores encontraron que la variación este-oeste del efecto invernadero normalizado ( $g_a$ ) y del agua precipitable es tan intensa como la variación norte-sur, lo que ilustra el papel importante de la dinámica atmosférica. Entre  $60^\circ\text{N}$  y  $60^\circ\text{S}$  los menores valores del  $g_a$  (0.11-0.15) se encontraron sobre el Sahara y otros desiertos; mientras que los valores más altos (0.35-0.40) sobre los océanos cálidos con una atmósfera convectiva profunda. Consistente con los estudios anteriores, los trópicos exhiben un fuerte acoplamiento positivo entre  $T_s$ ,  $G_a$  y la distribución de  $v\text{H}_2\text{O}$  con aumentos en la humedad de la troposfera media, pero al norte de  $30^\circ\text{N}$  los aumentos de  $v\text{H}_2\text{O}$  son aproximadamente la mitad que en los trópicos.

Para Inamdar y Ramanathan (1998) es un hecho observado que la RH troposférica en la mayoría de las latitudes sigue siendo aproximadamente la misma entre invierno y verano a pesar de las variaciones significativas de temperaturas; de este comportamiento concluyen que es realista adoptar la suposición de RH fija cuando la atmósfera superficial y la troposfera libre, por ejemplo, se calienten debido al aumento de  $\text{CO}_2$ . En cambio, para la troposfera superior, Soden et al. (2005) encontraron que los modelos climáticos predecían que la concentración de  $v\text{H}_2\text{O}$  se podría duplicar hacia finales del siglo como resultado del incremento de los gases de efecto invernadero. La humectación juega un papel clave en la ampliación de la razón de calentamiento del clima en respuesta a las actividades antropogénicas, pero había sido difícil detectarlo debido a las deficiencias en los sistemas de observación convencionales; por eso los autores usaron mediciones de satélites de 1982 a 2004 en distintas bandas de la humectación troposférica. Lo que observaron fue congruente con las simulaciones de modelos que corresponden a un crecimiento relativamente constante de la humedad en la alta troposfera; esa congruencia da

credibilidad a futuras proyecciones del calentamiento global. La absorptividad del  $vH_2O$  es proporcional al logaritmo de su concentración, y entonces es el cambio en la humedad específica y no su cambio absoluto, lo que gobierna el mecanismo de retroalimentación. En la tabla 2.2 de Marsden y Valero (2004) se reportan eficiencias de invernadero para condiciones convectivas y estables en función de la longitud de onda de cada sensor y la temperatura.

Dessler et al. (2008) analizaron la respuesta del  $vH_2O$  al incremento de  $0.6^{\circ}C$  de la temperatura superficial promedio observada entre 2003 y 2008. Obtuvieron datos de alta resolución de humedad específica y RH de los satélites de la NASA Sonda Infrarroja Atmosférica (AIRS). En la mayor parte de la troposfera, la humedad específica aumentó y la RH aumentó en algunas regiones y disminuyó en otras. La retroalimentación del  $vH_2O$  implícita en estas observaciones es fuertemente positiva, con una magnitud promedio de  $2.04Wm^{-2}K^{-1}$ , similar a lo simulado por modelos climáticos si en la atmósfera se mantiene constante la RH.

Iniciada la segunda década del siglo XXI, el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC) en su Quinto Informe de Evaluación (Stocker et al., 2013) llegaba a algunas conclusiones sobre el  $vH_2O$  como gas de efecto invernadero y sus retroalimentaciones. Destacan seis afirmaciones que, como en todos los informes del IPCC, se fundamentan en revisiones de la literatura especializada de todo el mundo:

- Conforme se calienta el sistema climático, se pierde energía al espacio por emisión de radiación térmica, pero eso es modificado por las retroalimentaciones climáticas como el cambio en el  $vH_2O$ , nubes y albedo planetario, que afectan la emisión de onda larga y la reflexión de onda corta (p. 68).

- El forzamiento radiativo sobre el sistema climático ha sido positivo debido a los gases de efecto invernadero bien mezclados (de vida larga), así como cambios en los de vida corta como el  $O_3$  y el  $vH_2O$  estratosféricos (p. 67).
- Hay una confianza muy alta en la consistencia entre las observaciones y los modelos al mostrar una fuerte correlación entre temperatura troposférica y  $vH_2O$  en escalas regional y global, lo que implica, tanto en las observaciones como en los modelos, una retroalimentación positiva del  $vH_2O$  (p. 75).
- Es extremadamente probable que la retroalimentación combinada del  $vH_2O$  y del lapse rate (o gradiente térmico vertical) sea positiva y bien cuantificada, mientras que la retroalimentación de las nubes sigue siendo incierta (p. 58).
- Las retroalimentaciones del  $vH_2O$ /gradiente térmico vertical, albedo y nubes, son los principales determinantes de la sensibilidad climática en equilibrio. Todas esas retroalimentaciones son positivas, de probables a altamente probables (p. 82).
- Las retroalimentaciones de temperatura troposférica son particularmente relevantes con el  $vH_2O$  de la alta troposfera y de la estratosfera.

Sobre el último punto, Müller et al. (2015) señalaron la necesidad de generar datos de cobertura global, precisos y de largo periodo, del contenido de  $vH_2O$  en la troposfera superior y en la baja estratosfera, dado el papel de este gas de efecto invernadero.

En el mismo sentido van las conclusiones de Ravishankara (2012): el  $vH_2O$  representa del 50 al 75% del efecto invernadero actual. La cantidad de  $vH_2O$  en la tropopausa ( $\sim 10$  a  $\sim 18$

km por encima del nivel del mar, según la latitud) y la estratosfera inferior es particularmente crucial, porque determina cuánta radiación escapa de la atmósfera. La Tierra sería un planeta diferente sin todos estos papeles bien conocidos del agua. La más importante retroalimentación en el sistema climático de la Tierra es la debida al  $vH_2O$  de la troposfera superior. Un aumento del  $vH_2O$  altera aún más el estado climático al hacer más intenso el efecto invernadero del  $vH_2O$ . Esto a menudo es simplemente llamado “retroalimentación de  $vH_2O$ ”. En general, se ha pensado que la retroalimentación es positiva, con la mayoría de los modelos atmosféricos manteniendo constante la RH con temperaturas crecientes a lo largo de la columna de la troposfera tropical. Esto implica que aumenta la humedad específica.

En una revisión hecha por Gettelman y Fu (2008), en los últimos años del siglo pasado y los primeros del presente, hubo cierto debate sobre la retroalimentación del  $vH_2O$ , con algunos autores sugiriendo que la relación entre el aumento de temperatura en la superficie y la humedad de la troposfera superior puede ser negativa. Sin embargo, la mayoría de los estudios recientes indican que la retroalimentación del vapor de agua es positiva, incluidos trabajos que utilizaron observaciones de humedad y temperatura por satélite comparados con observaciones de radiosondas.

Dado que el  $vH_2O$  es un fuerte absorbente en el espectro infrarrojo, la humedad añadida provoca un mayor calentamiento. Este efecto amplificador puede aumentar el calentamiento promedio en un 70 a 90% en comparación con los cálculos que mantienen el  $vH_2O$  fijo. Los estudios observacionales han intentado verificar la retroalimentación positiva del  $vH_2O$  al examinar la respuesta de la humedad atmosférica a cambios en la temperatura de superficie causada por la variabilidad inte-

ranual, el ciclo anual, erupciones volcánicas y El Niño-Oscilación del Sur (Minschwaner y Dessler, 2004).

Tal retroalimentación del  $vH_2O$  se presenta en gran parte de los trópicos donde hay un gradiente adiabático casi húmedo. Si el perfil permanece así en respuesta a los cambios en la temperatura de superficie y si la RH no cambia debido al suministro de humedad desde los océanos y la convección profunda hacia la troposfera superior, la humedad específica de la troposfera superior se incrementará. La incertidumbre en los perfiles de temperatura es de 1K y en la humedad específica de alrededor del 20% (Gettelman y Fu, 2008).

Cuando Ingram (2010) publicó su trabajo, a menudo se decía que la sensibilidad climática se duplica por la retroalimentación del  $vH_2O$ . También este autor esperaba que la distribución espacial de la RH cambie poco bajo el cambio climático a partir de simples argumentos físicos, que son confirmados por los más detallados modelos a que tuvo acceso, según él consistentes con la evidencia observacional. Esperaba entonces el autor que la retroalimentación del  $vH_2O$  aumentara la sensibilidad climática, ya que es el gas de efecto invernadero más importante en nuestra atmósfera, y su presión de vapor de saturación aumenta rápidamente con la temperatura, pero no es tan obvio qué tan grande debería ser este aumento de la sensibilidad. No obstante, los modelos, principalmente los radiativo-convectivos pero también los de circulación general, mostraban que la irradiación por  $vH_2O$  no cambia cuando se calienta el sistema climático, pero sí cambia lo que irradia el resto de los componentes del sistema, como respuesta a la Ley de Plank, de modo que para entonces la literatura existente no ofrecía una evaluación clara de esa retroalimentación, o incluso por qué la Tierra no está sujeta a un efecto invernadero desbocado del  $vH_2O$ . También explica el autor que como la radiación de onda larga

saliente por emisión del  $vH_2O$  en algunas regiones de su espectro está dominada por la RH, ocurren dos efectos combinados: los cambios en la temperatura y en la humedad específica que tienden a anularse.

### **3.2 Efectos térmicos**

Schneider et al. (1999) estimaron el efecto de los cambios en el  $vH_2O$  troposférico sobre la sensibilidad climática al duplicar el  $CO_2$ , utilizando un modelo atmosférico de circulación general de resolución gruesa acoplado a una capa de mezcla del océano de 50m de profundidad. La contribución del  $vH_2O$  a la sensibilidad climática en capas de igual masa varía en aproximadamente un factor de 2 con la altura, con la mayor contribución entre 750 y 450hPa, y la menor por encima de 230hPa. La retroalimentación positiva del  $vH_2O$  sobre la respuesta de la temperatura promedio global de la superficie con  $2xCO_2$  por encima de 750hPa es aproximadamente un factor 2.6 mayor que la respuesta del  $vH_2O$  por debajo de 750 hPa. Los cambios en la RH restando a  $2xCO_2$  la situación de  $1xCO_2$ , a distintos niveles y distintas latitudes, tienen un máximo de 2pp, es decir, que casi se mantiene invariante.

Por su parte, Gettelman y Fu (2008) utilizaron 4.5 años de mediciones satelitales del AIRS para evaluar las variaciones conjuntas de la humedad y la temperatura de la troposfera superior con la temperatura de superficie, y que se pueden utilizar para delimitar la humectación de la troposfera superior debido a la retroalimentación del  $vH_2O$ . Los resultados se comparan con simulaciones de un modelo de circulación general e indican que la troposfera superior mantiene una RH casi constante para las perturbaciones térmicas observadas en la superficie del océano durante el período de estudio, con los correspondientes aumentos de  $vH_2O$  (humedad específica) de 10 a 25 %

$\text{K}^{-1}$ . Los aumentos de  $v\text{H}_2\text{O}$  son más grandes a presiones por debajo de 400hPa.

Minschwaner y Dessler (2004) discrepan de la hipótesis de la invarianza de la RH, en particular en la alta troposfera. Examinaron la sensibilidad del  $v\text{H}_2\text{O}$  en la troposfera superior tropical a los cambios en la temperatura de la superficie, utilizando un modelo radiativo-convectivo de una sola columna. Las fases de equilibrio de este modelo muestran que a medida que la superficie se calienta, los cambios en la distribución vertical y la temperatura del aire desacoplado de la convección tropical conducen a mayores proporciones de razón de mezcla en la troposfera superior.

Sin embargo, el aumento en la razón de mezcla no es tan grande como el aumento en la razón de mezcla de saturación inducido por temperaturas ambientales más altas, de modo que, según los autores, la RH disminuye. Encuentran que estos cambios en la humedad de la troposfera superior con respecto a la temperatura de la superficie son consistentes con las variaciones interanuales observadas en la razón de mezcla cerca de los 215hPa según lo medido por el Microwave Limb Sounder. Si así fuera, los modelos que mantienen una RH fija por encima de 250hPa es probable que sobrestimen la contribución de estos niveles a la retroalimentación del  $v\text{H}_2\text{O}$ .

Para los mismos autores, los incrementos modelados de la humedad con la temperatura de la superficie no son suficientes para mantener una RH constante. La disminución calculada de la RH a 215hPa está entre  $-4.0$  y  $-8.4\text{pp K}^{-1}$ . Además, las observaciones de variaciones interanuales en la RH según el modelo y la temperatura superficial del mar (SST) muestran disminuciones en la RH promedio con aumento de la SST promedio, del orden del  $-4.8 \pm 3.4\text{pp K}^{-1}$ . Ambos resultados son consistentes con las variaciones en 200 hPa de temperatura y



SST de reanálisis del NCEP–NCAR. Estas observaciones proporcionan evidencia (con una probabilidad del 95%) de que el actual régimen climático opera entre las situaciones límite de humedad específica constante y de RH constante en la troposfera superior tropical. Siguiendo a los mismos autores, hay varios mecanismos plausibles para generar una retroalimentación negativa del  $vH_2O$  en la troposfera superior. Una posibilidad la constituyen los efectos de secado de los cúmulos profundos por convección; argumentan que la altitud promedio de detrimiento de la convección profunda será más alta y más fría en un clima más cálido en comparación con el presente (Minschwaner y Dessler, 2004).

Sin embargo, para Price (2000), los modelos climáticos y las observaciones apoyan la idea de que los incrementos térmicos aumentarán la cantidad de  $vH_2O$  en la troposfera superior. Las observaciones indican que es posible que el  $vH_2O$  de la alta troposfera ya esté aumentando. Los modelos climáticos predicen aumentos del contenido de  $vH_2O$  en la troposfera superior de aproximadamente el  $10\% K^{-1}$  de aumento de temperatura en esa capa. Algunos modelos climáticos predicen que aumentará  $20pp K^{-1}$  en RH. Esas sensibilidades son mayores que las predichas por la ecuación de Clausius-Clapeyron ( $6\%$  por  $1K$  a  $300K$ ) ya que la troposfera superior está influenciada no sólo por la temperatura, sino también por el transporte de  $vH_2O$  desde la atmósfera inferior. Además, aunque las temperaturas de la superficie tropical pueden aumentar de  $2$  a  $3K$  en un clima más cálido, la troposfera tropical superior se espera que se caliente de  $6$  a  $7K$ . Como resultado, la retroalimentación del  $vH_2O$  podría amplificar el cambio de temperatura de la superficie en un  $60\%$  ante una hipotética duplicación del  $CO_2$ .

Durante el siglo pasado, la temperatura superficial promedio global se incrementó aproximadamente  $0.75K$ . En el último

medio siglo la tasa de cambio decenal fue de aproximadamente 0.13K, en gran parte debida a aumentos antropogénicos en los gases de efecto invernadero. Solomon et al. (2010) usaron una combinación de datos y modelos para mostrar que es muy probable que el  $vH_2O$  estratosférico contribuyó sustancialmente al aplanamiento de la tendencia al calentamiento global desde aproximadamente el año 2000. Estudios anteriores han sugerido que los cambios en el  $vH_2O$  estratosférico podrían contribuir significativamente al cambio climático, pero ha habido un debate sobre la magnitud de los efectos radiativos, por las razones que se expondrán a continuación.

El  $vH_2O$  en la estratosfera se transporta desde la troposfera como  $vH_2O$  o como moléculas de  $CH_4$  o  $H_2$ , que reaccionan entre sí para formar agua; ese transporte es por surgencias en regiones tropicales, seguidas de afloramiento y transporte horizontal en la estratosfera extratropical; la circulación de Brewer-Dobson controla la abundancia del  $vH_2O$  en la estratosfera (Ravishankara, 2012). Lo anterior concuerda con lo hallado por Emmanuel et al. (2018) a partir de mediciones de  $vH_2O$  sobre la península india empleando un higrómetro de punto de escarcha criogénica (CFH) sobre dos estaciones tropicales, Trivandrum (8.53°N, 76.87°E) e Hyderabad (17.47°N, 78.58°E): que la razón de ascenso del  $vH_2O$  se corresponde bien con la rapidez de la circulación de Brewer-Dobson, y es ligeramente superior en la estación más cercana al ecuador en comparación con la más lejana; la columna de  $vH_2O$  integrada en la baja estratosfera varía de 1.5 a 4gm<sup>-2</sup> con valores bajos durante el invierno y valores altos durante las temporadas de monzón y posmonzón de verano, y su variabilidad muestra la influencia de la dinámica local. Pero, ¿fuera de los trópicos podría haber un transporte de aire troposférico que inyecte por convección  $vH_2O$  en la estratosfera? A la duda anterior se añ-

de un debate sobre la magnitud de los efectos radiativos, así como la dificultad para documentar los cambios en el  $vH_2O$ , por deficiencias de calibración y cobertura de las radiosondas antes de mediados de la década de 1990 (Solomon et al, 2010).

Algunos estudios que indagan en la validación de estas hipótesis se produjeron a fines del siglo pasado e inicios del presente. Para Forster y Shine (2002) era evidente que los aumentos observados en el  $vH_2O$  de la estratosfera pudieron haber contribuido a un enfriamiento estratosférico y un calentamiento troposférico a partir de 1960, pero otros sugerían que la estimación del impacto climático puede haber sobrestimado tanto el forzamiento radiativo como el enfriamiento estratosférico. Los autores muestran que las diferencias entre las diversas estimaciones no se deben a problemas inherentes a la radiación de banda ancha y esquemas de banda estrecha sino más bien a las diferentes configuraciones experimentales, particularmente la altitud utilizada en los cálculos radiativos para ubicar el cambio de  $vH_2O$  con respecto a la tropopausa. Además, si las observaciones recientes de las tendencias del  $vH_2O$  son válidas globalmente, podrían haber contribuido a un forzamiento radiativo de hasta  $0.29 \text{ Wm}^{-2}$  y un enfriamiento de la estratosfera inferior de más de  $0.8\text{K}$  en los últimos 20 años del siglo pasado. En términos generales lo anterior concuerda por lo encontrado por Fueglistaler et al. (2013).

Price (2000) muestra que la variabilidad del  $vH_2O$  de la troposfera superior y la actividad eléctrica a escala global están estrechamente relacionadas, por lo que los cambios en el  $vH_2O$  de la troposfera superior pueden inferirse a partir de registros de actividad global de rayos, detectados fácilmente a partir de observaciones en un solo lugar de la superficie terrestre. Las tormentas transportan grandes cantidades de  $vH_2O$  hacia la troposfera superior y por lo tanto dominan las variaciones glo-

bales de  $vH_2O$  en esta capa al tiempo que producen la mayor parte de los rayos en la Tierra. Como los rayos inducen resonancias de Schumann, el monitoreo de estas resonancias puede proporcionar un método para rastrear la variabilidad del  $vH_2O$  en la troposfera superior y, por tanto, contribuye a una mejor comprensión de los procesos que afectan al cambio climático.

Para Shindell (2001), la abundancia de  $vH_2O$  estratosférico afecta al  $O_3$ , al clima superficial y al de la troposfera, de modo que de 30 a 50km de altitud las temperaturas muestran un decremento global de 3 a 6K en las últimas décadas. El incremento de  $vH_2O$  aporta aproximadamente un 24% adicional ( $0.2Wm^{-2}$ ) al calentamiento global por gases de efecto invernadero. Observaciones a 30-50km de satélites, cohetes sondas y lidars muestran un enfriamiento durante dos o tres décadas por los gases de efecto invernadero bien mezclados,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  y los clorofluorocarbonos (CFC); los cambios de  $vH_2O$  estratosférico tendrían un efecto similar.

Según Solomon et al. (2010), a partir de una combinación de datos y modelos se detecta que las concentraciones de  $vH_2O$  estratosférico disminuyeron aproximadamente un 10% después del año 2000, lo que actuó para atenuar la tasa de aumento de la temperatura de la superficie global durante 2000-2009 en alrededor del 25% en comparación con lo que habría ocurrido debido sólo al  $CO_2$  y otros gases de invernadero. Las tendencias en el  $vH_2O$  estratosférico se obtuvieron a partir de 1980 de radiosondeos de calidad lanzados en Boulder, Colorado, más observaciones satelitales globales de alta calidad de múltiples plataformas que comenzaron en la década de 1990. Coinciden en una sustancial e inesperada disminución del  $vH_2O$  estratosférico después del 2000 que mantuvo los valores bajos al menos hasta mediados de 2009, si bien hubo un incremento en el  $vH_2O$  estratosférico observado en 2001

que se correlaciona con el aumento en la temperatura de la superficie del mar en las proximidades de la alberca tropical de agua cálida ( $10^{\circ}\text{N}$  a  $10^{\circ}\text{S}$ ;  $171^{\circ}$  a  $200^{\circ}\text{W}$ ), que está relacionada con El Niño-Oscilación del Sur. Los mismos autores concluyen que la reducción en el  $\text{vH}_2\text{O}$  estratosférico permaneció relativamente estable desde 2001 hasta finales de 2007 con una fuerte oscilación cuasi-bienal.

Datos más limitados sugieren que el  $\text{vH}_2\text{O}$  estratosférico probablemente aumentó entre 1980 y 2000, lo que habría incrementado la tasa decenal de calentamiento de la superficie durante la década de 1990 en aproximadamente un 30% en comparación con las estimaciones que ignoran este cambio. Estos hallazgos muestran que el  $\text{vH}_2\text{O}$  estratosférico es un importante impulsor del cambio climático global superficial (Solomon et al, 2010).

El interés de Dessler et al. (2013) en su investigación provenía de que, en ese tiempo, los escenarios climáticos se centraban en una eventual duplicación del  $\text{CO}_2$  atmosférico, lo que implicaría un calentamiento de aproximadamente 1.2K, pero advierten que ese calentamiento directo desencadena retroalimentaciones que conducen a un eventual calentamiento de 2.0 a 4.5K. Además, cotejaron los resultados de la modelación con observaciones. Por ejemplo, la figura 14 muestra el promedio mensual tropical a 82hPa ( $\sim 18\text{km}$  de altitud) de anomalías de la razón de mezcla obtenidas del Aura Microwave Limb Sounder en la franja de  $30^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{S}$ ; datos que son una buena aproximación de la entrada de  $\text{vH}_2\text{O}$  a la estratosfera. Los autores pudieron reproducir los valores observados mediante una regresión multilínea, donde el  $\text{vH}_2\text{O}$  es función de índices de la oscilación cuasibienal y de la circulación Brewer-Dobson a 82hPa, más las anomalías de temperatura a 500hPa. Junto con un modelo químico-climático, los autores demuestran que

hay una retroalimentación para el  $vH_2O$  estratosférico, que implica que un clima más cálido aumenta el  $vH_2O$  estratosférico, porque además el  $vH_2O$  es en sí mismo un gas de efecto invernadero, lo que conduce a un mayor calentamiento, con una magnitud estimada de  $+0.3Wm^{-2}K^{-1}$ , mostrando que esta retroalimentación juega un papel importante en el sistema climático.

Según Gordon et al. (2013), puesto que el  $vH_2O$  es un retroalimentador positivo importante en el sistema climático, pequeños errores en su medición o estimación pueden llevar a grandes incertidumbres en la respuesta climática ante los forzantes antropogénicos. Por tanto, analizaron la variabilidad observada entre 2002 y 2009 del  $vH_2O$  del Atmospheric Infrared Sounder y obtuvieron una retroalimentación del  $vH_2O$  a corto plazo de  $2.2 \pm 0.4Wm^{-2}K^{-1}$ , y para periodos largos durante el siglo XX usando 14 modelos climáticos de  $1.9$  a  $2.8Wm^{-2}K^{-1}$ .

Huang et al. (2016) simularon la abrupta multiplicación por 4 del  $CO_2$  usando modelos del Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) del World Climate Research Programme. Encontraron que la concentración de  $vH_2O$  en general aumenta, lo que conduce a una retroalimentación radiativa promedio global positiva débil ( $0.02 \pm 0.01 Wm^{-2}K^{-1}$ ). Ese aumento de la humedad estratosférica se relaciona en primer lugar con la humedad elevada en la troposfera superior y, en menor medida, con el cambio de temperatura de la tropopausa tropical. Un ejercicio similar fue realizado por Banerjee et al. (2019), también cuadruplicando el  $CO_2$  atmosférico y usando el ensamble de modelos CMIP5. Todos los modelos mostraron una humectación importante para la estratosfera baja que implican retroalimentaciones climáticas de  $0.17 \pm 0.05Wm^{-2}K^{-1}$ , con un rango considerable entre modelos de  $0.12$  a  $0.28Wm^{-2}K^{-1}$ .

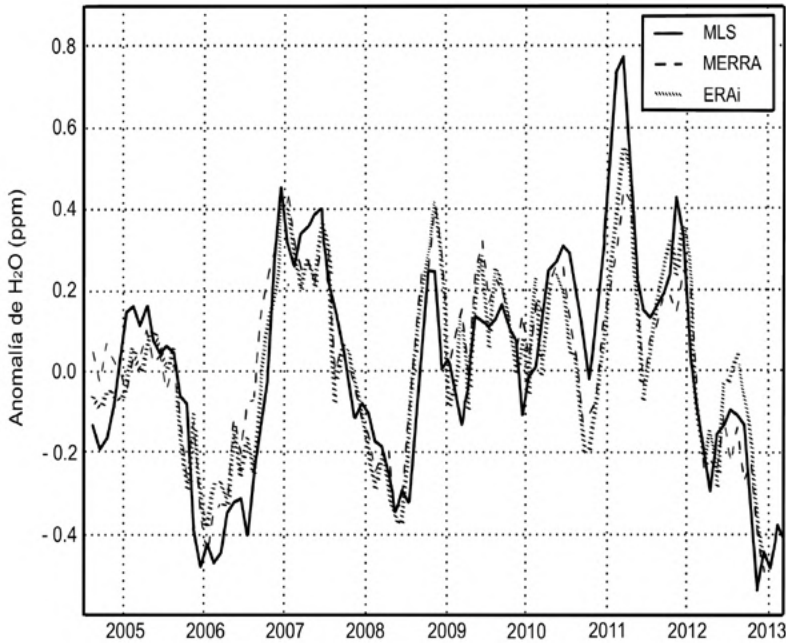


Figura 14. Serie temporal de anomalías del  $vH_2O$  a 82 hPa ( $\sim 18$ km), promediada sobre  $30^\circ N - 30^\circ S$ . Las líneas discontinuas y punteadas son reconstrucciones de regresiones multivariadas.  
Tomada de Dessler et al. (2013).

### 3.3 Efectos dinámicos

La relación entre  $vH_2O$  y dinámica atmosférica se puede ver en dos sentidos: los efectos de la circulación en las variaciones de humedad, como por ejemplo en la troposfera superior (Del Genio et al., 1994), y en los efectos de la humedad en la circulación.

La dinámica del  $vH_2O$  es más importante en climas cálidos que en fríos porque la concentración de  $vH_2O$  generalmente aumenta con la temperatura de la superficie. El  $vH_2O$  no es sólo el gas de efecto invernadero dominante en la Tierra

a través de procesos radiativos o de la liberación de calor latente cuando se condensa, también juega un papel activo en los procesos dinámicos (Schneider et al., 2010). Estos autores hacen énfasis en las grandes escalas, desde las tormentas extra-tropicales ( $\sim 1000$  km) hasta la circulación de Hadley, escalas donde la liberación de calor latente a través de la condensación generalmente es más importante que el enfriamiento del aire por evaporación o sublimación: los tiempos de residencia del  $vH_2O$  y del agua condensada son similares (días o más), y también lo son los calores latentes específico de vaporización y de sublimación.

Los mismos autores reconocen que hay resultados observacionales discrepantes, como se vio en el Capítulo 2. Instrumentos y climatología. En las últimas décadas el agua precipitable ha variado con la temperatura de la superficie a una tasa de 7 a 9%  $K^{-1}$ , promediada en los trópicos o sobre todo, los océanos. Lo anterior es consistente con una RH constante. En simulaciones el agua precipitable promedio global aumenta  $\sim 7.5\% K^{-1}$ ; pero la precipitación y la evaporación (que son iguales en un estado estadísticamente estacionario), aumentan de manera más modesta de 2 a 3%  $K^{-1}$ .

Si la evaporación aumenta con la temperatura de la superficie en 2.5%  $K^{-1}$ , la presión de vapor global promedio y la de saturación aumentan 6.5%  $K^{-1}$ . Si la temperatura promedio global superficial aumenta en 3K, la evaporación promedio global aumenta en 7.5%, y la humedad específica de saturación en la superficie 19.5%. En la medida en que la relación de Clausius-Clapeyron es adecuada para una RH del 80%, se deduce que la RH cercana a la superficie aumenta aproximadamente  $2.4pp = (1 - 0.8) (19.5 - 7.5)$ .

La RH de la troposfera libre no necesita permanecer fija, pues los cambios de agua precipitable pueden desviarse ligera-



mente de la escala de Clausius-Clapeyron. También está claro que la tasa de cambio de evaporación con la temperatura promedio global de la superficie no puede diferir mucho de 2 a 3%  $\text{K}^{-1}$ . La implicación de este orden de magnitud es que los cambios en la RH de superficie y en la evaporación (y por lo tanto en un estado estadísticamente constante en la precipitación promedio global) están constreñidos energéticamente, pero no la RH de la troposfera libre, donde cambia con mayor intensidad según simulaciones de escenarios de cambio climático con modelos de circulación general. El agua precipitable se incrementa en 6.2%  $\text{K}^{-1}$  en promedio global, mientras que la precipitación en 2.5%  $\text{K}^{-1}$ , como ya se dijo en los párrafos recientes, siguiendo a Schneider et al. (2010).

En ese mismo trabajo se presenta una descripción general de los efectos dinámicos del  $\nu\text{H}_2\text{O}$  en la circulación global de la atmósfera y en los cambios climáticos, a partir de simulaciones de una amplia gama de climas con un modelo de circulación general. Las conclusiones centrales son:

- Los cambios en la evaporación y precipitación promedios mundiales y en la RH cercana a la superficie están restringidos energéticamente. En el clima actual, la evaporación promedio global y la precipitación pueden aumentar con la temperatura superficial a una tasa de 2%  $\text{K}^{-1}$ , y la RH cercana a la superficie puede cambiar en 1pp  $\text{K}^{-1}$ .
- El agua precipitable aumenta con la temperatura de la superficie aproximadamente al ritmo de Clausius-Clapeyron (6 a 7pp  $\text{K}^{-1}$ ) porque los cambios en la RH cerca de la superficie son pequeños y la mayor parte del  $\nu\text{H}_2\text{O}$  se concentra cerca de la superficie.
- La circulación de Hadley generalmente se amplía en la horizontal y aumenta de altura a medida que el clima se

calienta. Los cambios en su intensidad son más complejos. Están limitados por el balance de momento zonal y la intensidad de flujos turbulentos de momento mecánico, cuya magnitud está relacionada con la energía cinética extratropical turbulenta. Para el clima actual, es probable que se debilite la celda de Hadley a medida que el clima se caliente; sin embargo, también puede debilitarse a medida que el clima se enfría, en parte porque los flujos turbulentos de momento mecánico pueden cambiar con el clima de forma no monótona, sino con mucha variabilidad.

- La energía cinética turbulenta transitoria extratropical, que es una medida de las tormentas, cambia proporcionalmente con la energía potencial promedio seca<sup>5</sup> disponible. Para el clima actual, ambas energías disminuyen a medida que el clima se calienta porque los gradientes de temperatura potencial meridional disminuyen y la estabilidad atmosférica aumenta a medida que se refuerza el transporte de calor latente hacia los polos y hacia arriba. En climas más fríos, sin embargo, ambas energías pueden disminuir a medida que el clima se enfría.
- Las trayectorias de las tormentas generalmente se desplazan hacia los polos a medida que el clima se calienta.
- El flujo de calor latente hacia los polos en los extratropicos generalmente aumenta a medida que el clima se calienta, pero el flujo de energía estática seca puede cambiar de forma no monótona (i.e., con mucha variabilidad), como también lo puede hacer el flujo total de energía hacia los polos, lo que indica que puede existir un límite en la forma como los contrastes de temperatura polo-ecuador podrían llevar a climas en equilibrio.

---

5. Sin considerar la potencial liberación de calor latente al condensarse el vH<sub>2</sub>O.

- El comportamiento de la estabilidad atmosférica extra-tropical es complejo. El fortalecimiento del transporte de calor latente hacia los polos y hacia arriba en climas más cálidos y húmedos puede aumentar la estabilidad, fortaleciendo los gradientes de temperatura superficial meridional en climas más fríos y secos.
- Aunque la frecuencia de ciclos del  $vH_2O$  generalmente disminuye a medida que el clima se calienta, excepto en climas muy fríos, el flujo de masa bruta ascendente tropical no necesariamente disminuye a un ritmo similar; puede depender de la precipitación y de la estabilidad adiabática húmeda tropical, que cambia más lentamente con la temperatura que el agua precipitable.

Sobre este último punto, Rose y Rencurrel (2016) mostraron que el agua precipitable puede aumentar entre 0 y 20%  $K^{-1}$  a escala local, y de 3.6 a 11%  $K^{-1}$  a escala global, como consecuencia de los incrementos en el  $CO_2$  y en la emisión de calor oceánico. Soldatenko (2019) encontró que ante un calentamiento global de 1K en superficie y 2K en la troposfera superior, el flujo de humedad meridional turbulento promedio anual se incrementa en 4% usando modelos secos, pero si se incorpora de inicio la condición de una atmósfera húmeda, ese incremento es de 9%. Hodnebrog et al. (2019), en un trabajo revelador sobre el efecto de varios forzantes externos clave del sistema climático (drivers, como el  $CO_2$ ,  $CH_4$ , irradiancia solar, carbono negro y sulfatos) en el agua precipitable usando once modelos climáticos, encontraron que la respuesta de retroalimentación del agua precipitable difiere entre  $6.4 \pm 0.9\% K^{-1}$  para dióxido de azufre a  $9.8 \pm 2\% K^{-1}$  por carbono negro. Calcularon además la relación entre los cambios globales en agua precipitable y la precipitación, que puede caracterizarse al cuantificar los cambios en el tiempo

de residencia del  $vH_2O$  atmosférico, el cual, según los modelos, pasará de  $8.2 \pm 0.5$  a  $9.9 \pm 0.7$  días entre 1986–2005 y 2081–2100 bajo un escenario alto en emisiones, y concluyen que el tiempo de residencia del  $vH_2O$  en la atmósfera es un indicador importante de los patrones de precipitación, y que el carbono negro es particularmente eficiente en prolongar esa residencia y, por tanto, el periodo entre evaporación y precipitación.

Regresando a la interacción convectiva con el  $vH_2O$  en climas cálidos, Sherwood et al. (2010 a y b) revisaron los avances recientes en el entendimiento de la interacción convectiva con el  $vH_2O$  en climas cálidos. Aplicaron técnicas de observación, incluidas isotópicas, análisis de tendencias, modelos, y concluyeron que para predecir la humedad en la troposfera libre se deben conocer los vientos a gran escala, lo que apoya lo dicho con anterioridad en esta revisión sobre el papel de la retroalimentación del  $vH_2O$  sobre el clima, con incertidumbres en cuanto a la dinámica atmosférica y las consecuencias hidrológicas de una atmósfera más húmeda. Por ejemplo, si bien tanto a gran escala como a escala turbulenta el transporte de  $vH_2O$  es hacia arriba —lo que provoca incrementos de la humedad específica en niveles altos y, según estos autores, también de RH en la mayoría de los niveles— esos mismos movimientos concentran  $vH_2O$  horizontalmente, inducen la precipitación y por tanto la disminución de la humedad troposférica, de suerte que no es suficiente la ecuación de Clausius-Clapeyron para explicar la concentración de humedad, pues intervienen aspectos radiativos y dinámicos, mecanismos que habían detallado ampliamente Held y Soden (2000), llegando a conclusiones similares.

Para cerrar esta sección, hay que considerar que las emisiones de  $CH_4$  por sí solas causan un forzamiento radiativo de

0.97 (0.74 a 1.20)  $\text{Wm}^{-2}$ . Esto es mucho más que el forzamiento base estimado en 0.48 (0.38 a 0.58)  $\text{Wm}^{-2}$  en el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC, AR4 (Trenberth, 2007). La diferencia en las estimaciones se debe a los cambios en la concentración de  $\text{O}_3$  y  $\text{vH}_2\text{O}$  estratosférico debido a las emisiones y otras afectaciones indirectas al  $\text{CH}_4$ .

La retroalimentación neta del efecto combinado de cambios en el  $\text{vH}_2\text{O}$ , y diferencias entre calentamientos superficial y atmosférico muy probablemente positivos, inducen una amplificación el cambio climático. La retroalimentación radiativa debida a todos los tipos combinados de nubes es probablemente positiva. La incertidumbre en el signo y magnitud de la retroalimentación de las nubes se debe a la incertidumbre en el impacto de las nubes bajas en el calentamiento.

Las cifras más relevantes de lo compilado en esta sección se muestran en la tabla 3. Recientemente, en un ejercicio de cuadruplicar el contenido de  $\text{CO}_2$ , (Nanerjee et al., 2019), mediante varios modelos incluidos en CMIP5, encontraron que el efecto principal de la retroalimentación del  $\text{vH}_2\text{O}$  de la estratosfera tiene su máximo en las latitudes medias y no en los trópicos, del orden de 0.12 a 0.17  $\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-1}$ , de modo que la perturbación de la estratosfera hacia la troposfera es de  $0.87 \pm 0.27 \text{Wm}^{-2}$ .

Tabla 3. Cifras importantes de la retroalimentación del vH<sub>2</sub>O

Descripción	Valor	Fuente
Incremento de la presión de vapor de saturación o de la humedad específica de saturación	7% K <sup>-1</sup>	Hartmann (2016)
Retroalimentación del vH <sub>2</sub> O	0.3 Wm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>	Dessler (2013)
Cambio en el flujo infrarrojo ascendente absorbido por el vH <sub>2</sub> O a medida que aumenta la temperatura de la superficie del mar, SST (mediciones puntuales en condiciones convectivas)	13.4 ± 1.0 Wm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>	Marsden y Valero (2004)
Ídem, condiciones estables	9.7 ± 0.3 Wm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>	Marsden y Valero (2004)
Ídem para SST < 298K	5 Wm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>	Marsden y Valero (2004)
Ídem para SST > 298K	10 Wm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>	Marsden y Valero (2004)
Decremento en la emisión de onda larga saliente por cada 10 % de incremento en humedad específica atmosférica	-0.9 a -3.2Wm <sup>-2</sup>	Gottelman y Fu (2008)
Aumentos del contenido de vH <sub>2</sub> O en la troposfera superior por calentamientos superficial (observaciones)	10 a 20% K <sup>-1</sup>	Gottelman y Fu (2008)
Ídem, teóricos a 300K	6% K <sup>-1</sup>	Clausius-Clapeyron
Cambio en la RH a 215 hPa	-4.0 y -8.4pp K <sup>-1</sup>	Minschwaner y Dessler (2004).
Cambios en la temperatura de la troposfera superior según varios modelos	10 a 20% K <sup>-1</sup>	Price (2000)
Variación del agua precipitable con la temperatura	7 a 9% K <sup>-1</sup>	Schneider et al. (2010)
Variación de la precipitación o de la evaporación con la temperatura	2 a 3% K <sup>-1</sup>	Schneider et al. (2010)
Variación de la RH cerca de la superficie con la temperatura	Un punto porcentual K <sup>-1</sup>	Schneider et al. (2010)
Magnitud del mecanismo de retroalimentación de vH <sub>2</sub> O a partir de 28 modelos	1.5 ± 0.5Wm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> (incertidumbre de dos desviaciones estándar)	Proyecto CMIP5, Hartmann (2016)

### 3.4 Retroalimentación de las nubes

Un aspecto que sólo será bosquejado en esta revisión, es el del efecto de la retroalimentación del vH<sub>2</sub>O en el ciclo hidrológico, particularmente en las nubes. El trabajo de Adem (1967) es seminal en la materia. Postuló que hay una relación lineal entre la RH promedio de la troposfera y la cubierta nubosa global,

mientras que la humedad específica depende de la cubierta nubosa y la temperatura, de modo que el contenido de  $vH_2O$ , es decir el agua precipitable, puede derivarse de la temperatura promedio de la capa atmosférica y la cubierta nubosa. En los albores de la meteorología satelital, cuando se empezaban a derivar datos relativamente confiables de nubosidad, el mismo autor propuso la integración de estos procedimientos para estimar el balance hídrico atmosférico (Adem, 1968). A partir de lo anterior, y bajo la hipótesis de la RH invariante, Garduño y Adem (1993) encontraron una correlación negativa entre los incrementos térmicos y la cubierta nubosa.

Hace más de dos décadas, usando el modelo GFDL, Hall y Manabe (2000) encontraron que la retroalimentación del  $vH_2O$  sin otro forzamiento adicional, produce un 44% de la variabilidad promedio global de la precipitación.

## 4. TENDENCIAS Y ESCENARIOS FUTUROS

El IPCC fue explícito en el AR4 (Trenberth et al., 2007) respecto a las tendencias de la humedad atmosférica documentadas hasta esas fechas. Confirmó el incremento de 7% de humedad específica por cada K de calentamiento en la troposfera, lo que es de importancia dado que para los sistemas meteorológicos la convergencia o el incremento de  $vH_2O$  significan precipitaciones más intensas, pero con una distribución o frecuencia reducidas que pueden resultar en una cantidad de precipitación poco cambiante. Remarca que la incertidumbre en las bases de datos de radiosondas y de satélites es tal que no se puede ser concluyente en los cambios de la humedad de largo periodo: la ventaja de las radiosondas por haber iniciado desde la década de 1940, se pierde por su alta incertidumbre, sobre todo en altura, y la conveniencia de la amplia cobertura de los datos satelitales tiene la desventaja de representar series relativamente cortas. Datos un poco más completos existen para áreas oceánicas, donde la temperatura del punto de rocío se incluye como parte de la base de datos ICOADS desde antes de la década de 1950. Para las fechas del AR4 los análisis más confiables eran para niveles de 500hPa hacia abajo, donde se encontró un incremento del contenido de  $vH_2O$  de  $5.7\% K^{-1}$  sobre océano. Sobre continente la tasa de aumento es ligeramente menor ( $4.3pp K^{-1}$ ), lo que sugiere una reducción modesta en RH a medida que aumentan las temperaturas, como se esperaba en regiones con agua limitada. Las tendencias globales de la RH cerca de la superficie son muy pequeñas. La humedad específica sigue las tendencias de temperatura en superficie con un au-



mento promedio global de  $0.06\text{g kg}^{-1}$  por década (1976-2004). El aumento de la humedad específica corresponde a aproximadamente a  $4.9\% \text{K}^{-1}$  en todo el mundo sobre el océano.

Si bien la concentración de  $v\text{H}_2\text{O}$  superficial es cuantificada a través de la presión de vapor o la temperatura del punto de rocío o la RH, y mediante relaciones físicas es posible convertir una magnitud en otra, pero el reporte alerta sobre que las conversiones son exactas sólo para valores instantáneos, puesto que como las relaciones no son lineales los errores se propagan a medida que se promedian los datos en períodos diarios, mensuales, etcétera.

A partir de varias fuentes, el reporte glosa que la columna de  $v\text{H}_2\text{O}$  sobre los océanos tropicales aumentó entre 1 y 2mm durante eventos de El Niño de 1982-1983, 1986-1987 y 1997-1998, y disminuyó en menor magnitud en respuesta al enfriamiento global después de la erupción del volcán Pinatubo en 1991, pero la tendencia lineal basada en los datos mensuales sobre los océanos fue del  $1.2\%$  por década ( $0.40 \pm 0.09$  mm por década) de 1988 a 2004. Dados los incrementos observados de temperaturas de la superficie del mar, durante el siglo XX el contenido de  $v\text{H}_2\text{O}$  se incrementó un  $5\%$ , del cual un  $4\%$  ha ocurrido a partir de 1970.

En cuanto a la troposfera superior, el AR4 afirma que los datos disponibles no indicaban (hasta entonces) una tendencia detectable de la RH, pero sí aumentos globales en la humedad específica durante las dos décadas previas, que son consecuentes con los aumentos observados en las temperaturas troposféricas y la invariancia en la RH.

En cambio, Sherwood et al. (2010 a y b), a partir de modelos incluidos en el CMIP3, encontraron tendencias ligeras de la RH en la troposfera, las cuales eran proporcionales al gradiente vertical o latitudinal de la propia RH. En la tropopausa

extratropical fueron de aproximadamente 2pp o más por cada K de calentamiento, sin exceder 18pp K<sup>-1</sup>. Esas tendencias, según Chung et al. (2014), usando los resultados del proyecto CMIP5, sólo pueden ser atribuidas a perturbaciones climáticas antrópicas.

Por su parte, la humectación de la estratosfera se tiene documentada a partir de la década de 1980, y mejor aún desde 1990, pero no es posible atribuirla claramente al cambio climático antrópico, pues puede haber otras causas, ninguna de ellas única. Por ejemplo, la oxidación del CH<sub>4</sub> es una fuente importante de agua en la estratosfera, y ha ido aumentando a lo largo del período industrial, pero la tendencia estratosférica notada en el vH<sub>2</sub>O es demasiado grande para atribuirla sólo a este fenómeno; también contribuye la aviación que añade una pequeña pero potencialmente significativa cantidad de vH<sub>2</sub>O directamente a la estratosfera, y hay otras fuentes más que para la fecha del reporte estaban todavía en investigación, sobre todo porque a partir de 1996 se detuvo ese aumento.

Según Soden et al. (2005) desde mediados de la década de 1970 a partir de radiosondas se han demostrado tendencias a la humectación en la baja troposfera, y a partir de la siguiente década sobre los océanos mediante satélites, no obstante la existencia de la red internacional de estaciones de radiosondeo con fines meteorológicos desde hace más de medio siglo, los cambios en la instrumentación y la calibración deficiente de los sensores no permiten detectar tendencias del vH<sub>2</sub>O en la troposfera superior. Por lo anterior, estos autores recurrieron a observaciones del High Resolution Radiometer Sounder (HIRS). Encontraron archivos desde 1979, globales y coherentes en el tiempo, de mediciones de radiancia en la banda de absorción del vH<sub>2</sub>O de 6.3µm y en el canal centrado en 6.7 µm (canal 12), bandas sensibles al agua precipitable sobre una

capa de la troposfera que va de 500 a 200hPa. Las mediciones con este canal comparadas con modelos de circulación general son congruentes y muestran que en el periodo 1979-2004 el cambio en la RH promedio global es pequeño.

La humectación de la media y alta troposfera como consecuencias del calentamiento decadal, también se ha demostrado a partir de datos de reanálisis (Dessler y Davis, 2010).

Cess (2005) modeló la RH para 16 niveles de presión, desde 1000 hasta 0hPa, para 120 años (1870-1989) y encontró que las desviaciones estándar de la RH en distintos niveles son tan bajas que sugieren que dicha variable se mantiene casi constante. No obstante, debe tomarse en cuenta que se trata de simulaciones y no de observaciones.

En su siguiente reporte, el Quinto Informe de Evaluación (AR5), el IPCC consignó (Hartmann et al., 2013), a partir de diversas fuentes de reanálisis (HadiSDH, HadCRUH, Dai y ERA-Interim), tendencias globales en la humedad atmosférica superficial de aproximadamente  $0.3\text{g kg}^{-1}$  por década, y en el hemisferio norte de hasta  $0.5\text{g kg}^{-1}$ . Para el periodo 1976-2003 esas tendencias sobre los continentes son superiores a  $0.1\%$  por década en promedio de tres fuentes (HadiSDH, HadCRUH y Dai) y de  $0.079\%$  por década sobre océano (NOCS, HadCRUH y Dai). Para el agua precipitable de la troposfera son de  $0.8\text{kgm}^{-2}$  por década entre 1990 y 2010, a partir de datos satelitales, de radiosondas y de GPS, tendencias que son consistentes con el aumento observado en la temperatura atmosférica y la relación de Clausius-Clapeyron (alrededor del  $7\% \text{K}^{-1}$ ). Para entonces no se habían detectado tendencias importantes en la RH troposférica a grandes escalas espaciales, con excepción de disminuciones en el aire cercano a la superficie sobre continente. El AR5 no se pronunció en cuanto a la humedad estratosférica, pero en cambio, en el capítulo 8 del do-

cumento extenso, se muestra que el forzamiento radiativo del  $vH_2O$  estratosférico pasó de 1.0 a  $3.0Wm^{-2}$  entre 1960 y 2010 (Myhre, 2013).

Hasta el Cuarto Reporte de Evaluación del IPCC (AR4) los cálculos de forzamiento radiativo no incluían el forzamiento negativo resultante del incremento de  $vH_2O$  en la estratosfera, que el AR5 (Stocker et al., 2013) incorpora pero no resulta significativo en la formulación de escenarios futuros de cambio climático. Otra consideración a incluir, es que los incrementos de  $CO_2$  reducen la transpiración vegetal global, y por tanto disminuye la humedad, pero sin estimaciones claras hasta ese 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.

En suma, desde la década de 1980 el contenido de  $vH_2O$  en la atmósfera se ha incrementado sobre continentes y océanos así como en la alta troposfera. Ese incremento es consistente con el contenido de vapor entrante que induce el calentamiento troposférico. La humedad específica superficial se ha incrementado de manera general desde 1976 en estrecha asociación con las altas temperaturas sobre océanos y continentes. El total de  $vH_2O$  en la columna atmosférica —es decir, el agua precipitable— se ha incrementado sobre un  $1.2\pm 0.3$  % por década (confianza del 95%) de 1988 a 2004. Los cambios regionales observados son consistentes en trayectoria y cantidad con los cambios en temperatura superficial del océano y la suposición de una cuasi-constante RH y el consecuente incremento de la razón de mezcla (figura 15).

Columna de vapor de agua solo sobre el océano: tendencia, 1988-2004

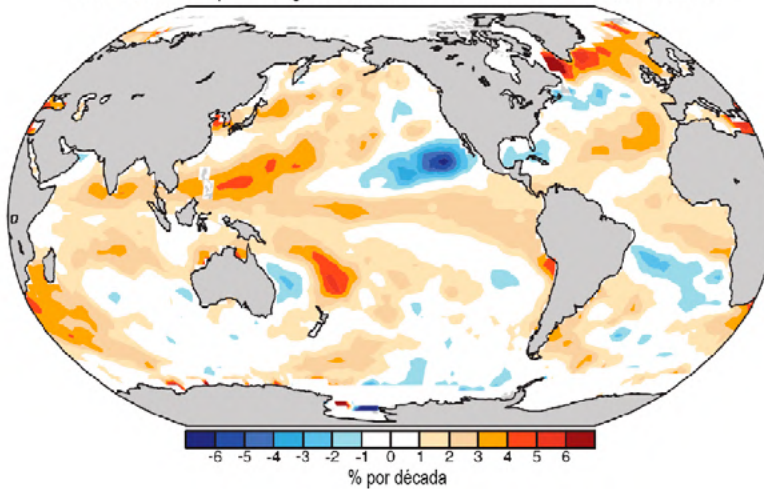


Figura 15. Tendencias lineales de agua precipitable o contenido de vapor atmosférico, en % (década)<sup>-1</sup>, para el periodo 1988-2004 (Trenberth et al., 2007)

El  $vH_2O$  en la alta troposfera también se está incrementando. Debido a dificultades instrumentales, es difícil evaluar cambios en el  $vH_2O$  en un periodo largo. Los incrementos en la concentración del  $vH_2O$  en la baja atmósfera y en la troposfera superior, están teniendo consecuencias en el balance radiativo y la sensibilidad del clima, y tendrá efectos potenciales en la generación de  $O_3$ . Además, en el orden de décadas, los incrementos de  $vH_2O$  en la estratosfera la enfrían, pero calientan a la troposfera. Sin embargo, los datos disponibles muestran evidencia de incrementos globales como se ve en las figuras 16, 17 y 18. También a nivel regional se detectan esas tendencias, como por ejemplo en el estudio de Makama y Lim (2017) para la península de Malasia.

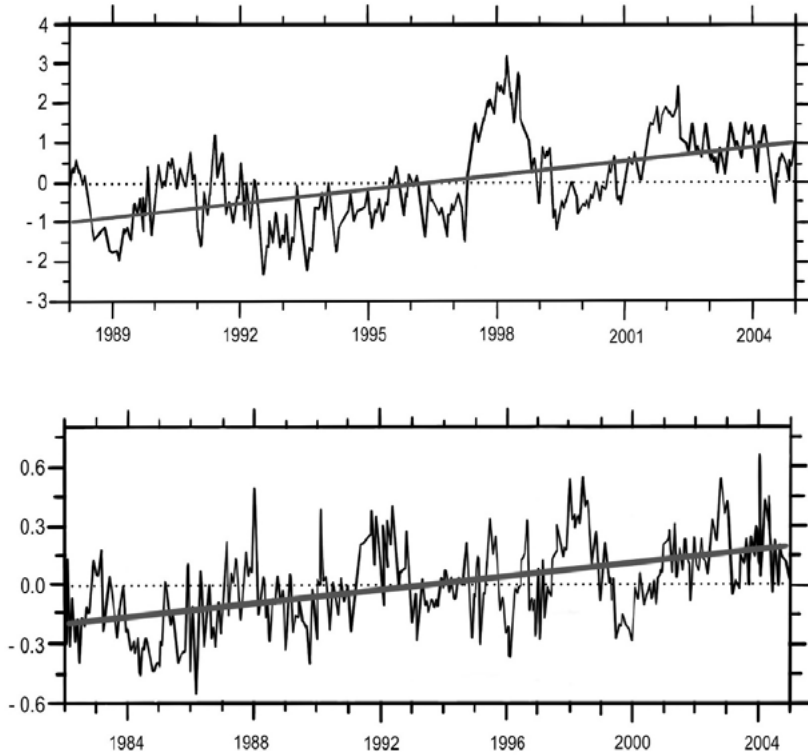


Figura 16. Series de tiempo de las anomalías mensuales de agua precipitable (%) sobre los océanos con su tendencia lineal (arriba; 1.2% por década), y para la temperatura en °C (abajo; 0.17°C por década); ambas a partir de imágenes de satélite (Trenberth et al., 2007).

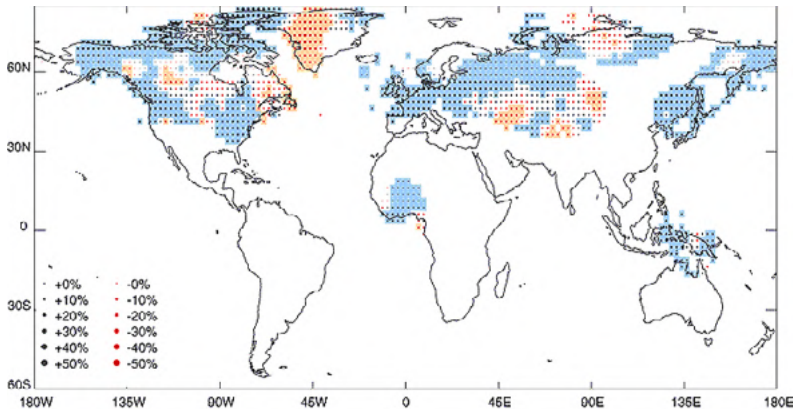


Figura 17. Aumento (azul) y disminución (rojo) de la humedad atmosférica cerca de la superficie (desde 01 Hou, después de 00 New). Todos los valores son cambios relativos a la media del periodo 1975 a 1995. Las zonas sombreadas en azul muestran un aumento significativo y las zonas rojas una disminución. Esta última, observada sobre Groenlandia, el NE de Canadá y New Foundland está asociada al actual aumento del índice de la Oscilación del Atlántico Norte.

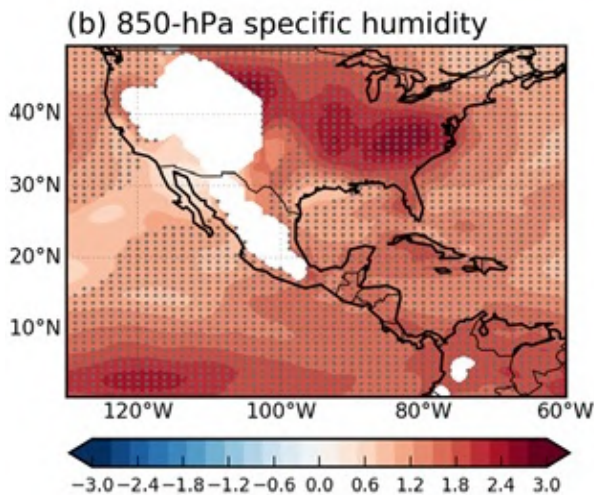


Figura 18. Tendencias ( $10^{-1} \text{ g kg}^{-1} \text{ década}^{-1}$ ) de la humedad específica a 850 hPa, de 1980 a 2005 (García-Martínez, 2020). Con permiso de la autora y de la Universidad dwe Edimburgo, Escocia.

El incremento de  $vH_2O$  en décadas recientes a mitad de la atmósfera, al ser una fuente primaria de radicales  $OH\cdot$  impacta un gran número de procesos químicos. De imágenes de satélite se ha podido inducir que hay una oscilación semianual del  $vH_2O$  en la mesosfera; a 75km de altitud el máximo ocurre alrededor de los equinoccios.

En su Quinto Informe de Evaluación, el IPCC (Stocker et al., 2013) concluye sobre las tendencias del  $vH_2O$ :

- Es muy probable que la humedad específica cerca de la superficie y en la troposfera haya aumentado de manera global desde los años 1970; pero recientemente la humedad específica cercana a la superficie ha tendido a disminuir (p. 40). De 1980 a 2010 se nota una tendencia, a partir de cuatro bases de datos, al incremento en la humedad específica de aproximadamente  $0.4 \text{ gkg}^{-1}$  (Fig. TS1, pg.38).
- Es muy probable que la humedad específica troposférica se haya incrementado en las cuatro décadas posteriores a 1970, lo que implica un aumento de 3.5% en el contenido de vapor en la estratosfera, consistente con un aumento de 0.5 K de temperatura global en el mismo periodo, y que la RH se haya mantenido prácticamente invariante (p. 42).
- Hay una confianza media en que los cambios observados en la humedad específica cercana a la superficie desde 1973 contengan una componente antropogénica. La huella antropogénica del  $vH_2O$  simulada por ensambles de modelos climáticos se ha detectado en la humedad de la baja troposfera a partir de datos del Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) 1988-2006 (p. 72). Una contribución antropogénica al incremento de la humedad específica troposférica tiene una confianza media.



La tendencia del aumento del  $vH_2O$  en la baja troposfera debida al calentamiento reciente ha sido de  $7\% K^{-1}$  (p. 44).

- En un clima más caliente, el incremento en la humedad atmosférica intensifica la variabilidad temporal de la precipitación si la circulación atmosférica permanece sin cambios. Esto aplica a la variabilidad de la precipitación inducida por el ENSO pero la posibilidad de cambios en teleconexiones del ENSO complica esta conclusión general, y la convierten en regional (p. 91).

Desde luego, como lo plantean Müller et al. (2016), es muy importante que se tengan mediciones de largo periodo de  $vH_2O$  en la alta troposfera y en la baja estratosfera con cobertura global, dado el papel que juega en el estudio del cambio climático antropogénico.

Hurst et al. (2011) analizaron tendencias entre 1980 y 2010 en mediciones de  $vH_2O$  estratosférico mediante globos sonda sobre Boulder, Colorado. Las tendencias encontradas las separan en cuatro periodos y en cinco capas de 2km de espesor, entre 16 y 26km de altura. El  $vH_2O$  estratosférico aumentó en un promedio de  $1.0 \pm 0.2\text{ppmv}$  ( $27 \pm 6\%$ ) durante 1980-2010; durante el período 1 (1980-1989) la tendencia fue positiva y se debilitó con la altura: de  $0.44 \pm 0.13\text{ppmv}$  a 16–18km a  $0.07 \pm 0.07\text{ppmv}$  a 24–26km. Para el período 2 (1990-2000) su promedio fue de  $0.57 \pm 0.25\text{ppmv}$  y disminuyó para el período 3 (2001-2005) a  $0.35 \pm 0.04\text{ppmv}$ , luego aumentó nuevamente durante el período 4 (2006-2010) para alcanzar un promedio de  $0.49 \pm 0.17\text{ppmv}$ .

La tabla 4 resume un conjunto de trabajos sobre tendencias de la humedad atmosférica superficial en años recientes. Lo encontrado por diversos autores discrepa de lugar a lugar, pero recuérdese que no todas las bases usadas tienen la misma

representatividad temporal ni espacial, ni la calidad de datos requerida para llegar a conclusiones sólidas; lo mismo se puede decir de lo mostrado en la tabla 5 para algunos niveles específicos de la atmósfera libre. En cambio, para la atmósfera integrada se enlistan en la tabla 6 algunas tendencias, principalmente del agua precipitable, con un mayoritario consenso al incremento.

Tabla 4. Sumario de algunos estudios de tendencias en la humedad atmosférica superficial, aumentado a partir del trabajo de Willett et al. (2008).

D: década; RH; humedad relativa;  $q$ : humedad específica;  $T_d$ : temperatura de punto de rocío;  $e$ , presión de vapor.

Referencia	Región	Periodo	Tendencias y variables
Zhai y Eskridge (1996)	Estados Unidos	1958-1990	Análisis de homogeneidad
Schönwiese y Rapp (1997)	Europa (35°–72°N, 15°W–50°E)	1961–90 (sin análisis de homogeneidad)	Presión de vapor
Gaffen y Ross (1999)	Estados Unidos	1961–95	a) Humedad significativa ( $q$ , $e$ y $T_d$ ) en la mayoría de las regiones / estaciones. b) Algo de RH, por la noche, durante el invierno, pero sin importancia ni consistencia espacial.
Robinson (2000)	Estados Unidos	1951–92	Punto de rocío ( $T_d$ ) en la mayoría de las regiones / estaciones.
Kaiser (2000)	China	1954–96 (sin pruebas de control de calidad)	a) Humedad significativa ( $e$ ) en la mayoría de las regiones / estaciones. b) Se encontraron tendencias significativas de RH de cualquier signo.
New et al. (2000)	Global (sólo continentes)	1975–95 (sin análisis de homogeneidad)	La humedad nominalmente significativa ( $e$ ) está muy extendida con parches de secado.
Wang y Gaffen (2001)	China	1951–94	a) Humedad significativa ( $e$ ) en la mayoría de las regiones / estaciones. b) Se encontraron tendencias significativas de RH de cualquier signo.
Vincent et al (2002)	Canadá	1953–2005	a) Humedad significativa ( $q$ , $T_d$ ) especialmente por la noche. b) RH más baja en invierno y primavera.
Van Wijngaarden (2005)	Canadá	1953–2003	Tendencias significativas de RH encontradas de cualquier signo.
Ishii et al. (2005)	Global (sólo océanos)	1901–2001	Humedad en $T_d$
Worley et al. (2005)	Global (sólo océanos)	1800–2005 (sin análisis de homogeneidad)	Sin tendencias analizadas
Dai (2006)	a) Continentes; b) océanos	1975–2005 (sin análisis de homogeneidad)	Humedad específica: 0.06 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup> RH: 0.09 pp D <sup>-1</sup>

Vincent et al. (2007)	Canadá	1953-2005	Humedad específica: 0.04 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup> RH: -0.12 % D <sup>-1</sup>
Jaswal y Koppar (2011)	India	1969-2007	Humedad específica: 0.2 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup> RH: 0.85 pp D <sup>-1</sup>
Hartmann et al. (2013)	Continentes; b) océanos	1973-2012	0.091 + 0.023 pp D <sup>-1</sup> 0.090 + 0.033 pp D <sup>-1</sup>
Byrne y O’Gorman (2018)	Continentes; b) océanos	1979-2016	Humedad específica: a) 0.08±0.04 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup> ; b) 0.11±0.03 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup>

Tabla 5. Tendencias en la humedad en la atmósfera libre.

D: década; RH; humedad relativa;  $q$ : humedad específica;  $T_d$ : temperatura de punto de rocío.

Referencia	Instrumentos	Región	Periodo	Tendencias
Peixoto y Oort (1996)	Radiosondas	Global, 1000, 850, 700, 500 y 300 hPa	1973-1988	Algunas positivas y otras negativas sin rebasar el 2% D <sup>-1</sup> , excepto: -2.6% D <sup>-1</sup> (1979-1988, 500hPa, 15°S a 60°S); 5.6% D <sup>-1</sup> (1974-1983, 300hPa, 15°S a 60°S), -11.3% D <sup>-1</sup> (1984-1988, 300hPa, 15°S a 60°S)
Oltmans et al. (2000)	Radiosondas	Sobre Washington, D.C. y Boulder, Colorado	1974-2000	Humedad específica entre 16 y 28 km de altitud 10 a 15 % D <sup>-1</sup>
Bates y Jackson (2001)	Satélite	RH en la alta troposfera, global	1980-2000	Positivas en los trópicos; negativas en los subtropicos y latitudes medias del hemisferio sur; mixtas en subtropicos y latitudes medias del hemisferio norte
Scherer et al. (2007)	Radiosondas	Boulder, Colorado	1981-2006 y 1992-2005	Humedad específica entre 14 y 25 km de altitud: 3 a 7 % D <sup>-1</sup> y -2 <sup>a</sup> 1 punto porcentual D <sup>-1</sup> , respectivamente a cada periodo
McCarthy et al. (2009)	Reanálisis	q global	1979-2009	1 a 5 % D <sup>-1</sup>
Dessler y Davis (2010)	Reanálisis	q global a 300 hPa en los trópicos	1979-2009	-0.03 a 0 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup>
Baruch-Vera (2018)	Radiosondas	q, México (tres estaciones)	1981-2017	500 hPa: 0.07 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup> ; 300 hPa: 0.03 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup> ; 200 hPa: 0.03 g kg <sup>-1</sup> D <sup>-1</sup>
NOAA, 2020 <sup>6</sup>	Radiosondas	Concentración de vapor sobre Boulder, Colorado	1980-2020	0.5 μmol mol <sup>-1</sup> entre 16 a 28 km de altura

6. <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ozwv/wvap/index.html>, consultado el 30 de septiembre 2020

Tabla 6. Tendencias en la columna de agua precipitable total, precipitación y evaporación oceánicas, modificada a partir de Sherwood et al. (2010 a y b).

Referencia	Instrumentos	Región	Periodo	Cambio por década
Ross y Elliot (1996)	Radiosondas	Norte América, superficie a 500 hPa	1973-1993	3 a 4% en el contenido de $vH_2O$
Ross y Elliot (2001)	200 estaciones de radiosondeo	Hemisferio Norte, sup a 500 hPa	1973-1995	Positivas, excepto sobre Europa
Trenberth et al. (2005)	Generador de imágenes de microondas con sensor especial, SSMI	Agua precipitable (PW) global	1987–2004	$0.40 \pm 0.09\text{mm}$ ( $1.3 \pm 0.3\%$ )
Vonder Haar et al. (2005)	Reanálisis del proyecto de $vH_2O$ de la NASA	PW global	1988–1999	-0.29mm
Kassomenos y McGregor (2006)	Radiosondas	Grecia	1974-200	a) 0.23mm (a 850hPa) b) 0.35mm (a 700hPa) c) 0.27mm (a 500hPa)
Santera et al. (2007)	Satélite (Special Sensor Microwave Imager, SSM/I)	Global	1988-2005	0.41mm
AR4 (Trenberth et al., 2007)	Varios estudios	Océanos globales	1988-2005	1.2 %
Brown et al. (2007)	Radiómetro de microondas TOPEX	PW global	1992–2005	$0.9 \pm 0.06\text{mm}$
Wentz (2007)	SSMI	PW, precipitación y evaporación tropicales	1987–2006	a) $0.35 \pm 0.11\text{mm}$ ( $1.2 \pm 0.4\%$ ) b) $1.4 \pm 0.5\%$ c) $1.2 \pm 0.4\%$
Mieruch et al. (2008)	Experimento de monitoreo global del ozono y espectrómetro de absorción de imágenes de barrido para cartografía atmosférica	PW global	1996–2002	$0.39 \pm 0.15\text{mm}$ ( $1.9 \pm 0.7\%$ )
Durre et al. (2009)	Radiosondas	PW hemisferio norte	1973–2006	0.37mm
Liepert y Previdi (2009)	Flujos de calor aire-mar analizados objetivamente y parámetros y flujos de la atmósfera oceánica a partir de datos satelitales versión 3	Evaporación global	1987–2004	a) $1.7 \pm 0.9 \%$ b) $4.7 \pm 3.6 \%$
Hurst et al. (2011)	Radiosondas en Boulder, Colorado	$vH_2O$ estratosférico	1980-2010	$1.0 \pm 0.2\%v$ ( $27 \pm 6\%$ ), pero detallan en 3 subperiodos
Serreze et al. (2012)	Radiosondas en 9 estaciones en el Ártico cerca de 60°N	PW superficie a 500hPa	1979-2010	0.1 a 3.5mm
Wang et al (2017)	Radiosondas	China continental	1995-2012	-2.0 a -3.4mm

Como ya se dijo, en varios casos la información sobre la humedad de la alta troposfera no es del todo precisa para los estudios climáticos, pero sí ilustrativa de tendencias generales. Para México, está el antecedente de dos climatologías de la humedad atmosférica: Jáuregui (1986 a) y Davydova-Belitskaya y Skiba (1999), pero en la tabla 7 se muestran las tendencias en un sitio costero en el Golfo de México (Veracruz), en el centro del país (Ciudad de México, CDMX), y en la frontera norte con los Estados Unidos (Tucson), para el periodo 1977-2015.

Tabla 7. Tendencias en humedad específica y en la columna de agua precipitable total, para México, 1977-2015 Castro-Díaz et al. (2020).

	Veracruz	Ciudad de México	Tucson, USA (en la frontera con México)
Latitud N	19.15	19.43	32.23
Longitud W	96.11	99.13	110.96
Elevación (msnm)	13	2231	751
Tendencia de razón de mezcla a 500 hPa, ( $\text{g kg}^{-1} \text{D}^{-1}$ ) <sup>+</sup>	0.03	0.11	s/d
Tendencia de razón de mezcla a 300 hPa, ( $\text{g kg}^{-1} \text{D}^{-1}$ )	0.01	0.03	-0.01
Tendencia de razón de mezcla a 200 hPa, ( $\text{g kg}^{-1} \text{D}^{-1}$ )	0.03	0.03	-0.005
Tendencia del agua precipitable ( $\text{mm D}^{-1}$ )	0.11	0.22	0.15
Tendencia del agua precipitable ( $\% \text{D}^{-1}$ )	0.7	0.5	0.9

+D: década

#### 4.1 Tendencias en las urbes

En el campo de la climatología urbana, la atención que ha recibido la humedad atmosférica es mucho menor que la temperatura. Esto se debe a que distintos estudios suelen recurrir a distintas variables de humedad (relativa, específica, absoluta, temperatura virtual, etc.), lo que dificulta las comparaciones para llegar a conclusiones más o menos generales. Los cambios de fase del agua también dificultan los análisis de los efectos de la urbanización en el clima higrotérmico, por lo que todavía no se tiene conciencia de la importancia de la humedad en el clima urbano, no obstante sus implicaciones en el confort y

salud humana y vegetal (Wang et al., 2021 y Oke et al., 2017, por ejemplo).

La urbanización afecta los campos de humedad atmosférica superficial, como se ha venido estudiando desde la última mitad del siglo pasado (Kratzer, 1956). Chandler (1967) afirmaba que el déficit de RH de la ciudad respecto del entorno tenía un máximo en el verano por las noches, coincidiendo con la máxima intensidad de la isla urbana de calor, pero que los valores menores de humedad absoluta en la ciudad ocurrían en las tardes del verano, en coincidencia con la isla de frío de la ciudad. Más recientemente Oke et al. (2017) sostienen que el ambiente urbano se asemeja a un desierto, con una aridez inducida por las edificaciones y coberturas pavimentadas de las avenidas, pero a la vez en la ciudad hay inyección de humedad a la atmósfera por irrigación artificial y otro tipo de emisiones de agua, de modo que en general hay un déficit de humedad del entorno urbano respecto de los alrededores en el periodo diurno y un exceso en la noche; desde luego en cuanto a la RH —que es inversa a la temperatura ambiente— la isla urbana de calor provoca una disminución de la RH.

No obstante, la mayoría de la literatura reporta un exceso de humedad en la urbe respecto al medio rural circundante. La tabla 8 muestra algunas referencias al respecto. Se debe remarcar que los comportamientos no son ni remotamente uniformes en los sitios seleccionados, por cierto ninguno del hemisferio sur. Por lo demás, la explicación de esos comportamientos tan dispares queda fuera de los propósitos de esta revisión.

Tabla 8. Ejemplos de excesos de humedad urbano-rural en varios sitios del mundo

Referencia	Zona urbana	Ubicación	Periodo	Exceso urbano de humedad
Kopec (1973)	Chapel Hill, North Carolina, USA	35.9 N, 79.05 W, 148 m	1971	+1hPa (nocturno), -1 hPa (diurno)
Hage (1975)	Edmonton, Canadá	53.6 N, 113.5 W, 645 m	1961-1973	To – 10% noches de verano
Padmanabhamurty (1979), Padmanabhamurty (1986)	Delhi, India	28.6 N, 72.2.5 E, 239 m	1978	+ 10% periodo frío (febrero)
Jáuregui (1986 b)	Ciudad de México	19.5 N, 99.1 W, 2450 m	1969	+ 10pp RH (nocturno); +1g kg <sup>-1</sup> (enero), -1g kg <sup>-1</sup> (julio),
Oguntoyinbo (1986)	Ibadan, Nigeria	7.4 N, 3.9 E, 230 m	1981	-7 pp RH
Ackerman (1987)	Chicago	41.84 N, 87.7 W, 182 m	1963-1970	Abril-septiembre: -0.08 (mañanas) a 0.43 hPa (tarde)
Adebayo Y. R. (1987)	Ibadan, Nigeria	7.4 N, 3.9 E, 230 m	1961-1980	-2 pp (9 am) a -10 pp (3 pm)
Tapper (1990)	Christchurch, Nueva Zelanda	43.5 S, 172.63 E, 20 m	Invierno de 1978	1 g kg <sup>-1</sup> (superficie) a 0.15 at 75 m, y 0 a 200 m
Adebayo Y. R. (1991)	Ibadan, Nigeria	7.4 N, 3.9 E, 230 m	1985-1986,	1- 5 hPa (9 am) a 3-7 hPa (3 pm) diurna
Shu Djen (1986)	Shangai	31.2 N, 121.5 E, 11 m	1961-1970	+1 hPa, junio y julio
Unkasevic (1996), Unkasevic et al. (2001)	Belgrado	44.8 N, 28.5 E, 117 m	1976-1980	+ 1 hPa (diurno septiembre-febrero) -1 hPa (diurno febrero-septiembre)
Jauregui y Tejeda (1997)	Ciudad de México	19.5 N, 99.1 W, 2450 m	Junio 12 a 18, 1993	0.8 (1 am) a -0.2 (3 am, tiempo local), g kg <sup>-1</sup>
Unger (1999)	Szeged, Hungría	46.7 N, 19 E, 79 m	1978-1980	0.9 (enero 7 am) a 5.6 (agosto, 7 pm) hPa
Holmer y Eliasson (1999)	Göteborg, Suecia	57.7 N, 11.97 E, 12 m	1988-1990, 1994	1 (normal) a 7 hPa (noches de verano)
Doesthali (2000)	Pune, India	30.1N, 31.3 E, 560 m	Abril 1987	3 hPa (promedio)
Dorighello (2002)	Brasil	23.5 S, 46.5 W, 760 m	1961-1997	0 (1961) a 10 pp (1997), promedio anual
Bulut et al. (2008)	Erzurum, Turquía	39.9 N, 41.3 E, 1850 m	2003-2004	2.5 pp, promedio
Kuttler et al. (2007)	Krefeld, Alemania	51.33 N, 6.51 E, 39 m	Nov. 2001 a Oct. 2002	0 (noches de invierno) a -0.5 hPa (días de verano).
Cuadrat et al. (2015)	Zaragoza, España	41.63 N, 0.86 W, 280 m	2011-2012	-5 pp en promedio
Wang et al. (2017)	Boston, Estados Unidos	42.3 N, 71.1 W, 146 m	2011	0 a -7 hPa
Demircan y Toy. (2019)	Erzurum, Turquía	39.9 N, 41.3 E, 1850 m	2002-2004, 2014-2016	-2.5pp, -pp
Langendjik et al. (2019)	Berlín, Alemania	52.5N 13.3 E, 34 m	2070-2099 vs 1971-2000	0.50 a 0.75g kg <sup>-1</sup> ; +pp
Yang et al. (2020)	Nanjing, China	32 N, 118 E, 20 m	2016	0 a -15pp
Li et al. (2001)	Área metropolitana Beijing-Tianjin-Hebei	39.1 N 117.2 E, 320 m	1961-2014 (133 estaciones meteorológicas)	Tendencias decadales máximas (primaveras) de -0.237hPa, -0.151g kg <sup>-1</sup> , -1.15pp (invierno)



## 4.2 Escenarios futuros

Mendoza et al. (2021) encontraron que en promedio global anual, los incrementos en la cubierta nubosa son negativamente proporcionales a los incrementos de la temperatura de la troposfera media, de modo que  $1^{\circ}\text{C}$  de calentamiento (enfriamiento) implica un decremento (incremento) de 1.5% de nubosidad, si la RH se mantiene invariante. En el caso de que esta última hipótesis no se cumpla, ese decremento (incremento) sería del 7.6%.

Como se ha venido mostrando a lo largo de esta revisión, la consideración de una RH invariante ante variaciones térmicas planetarias es una forma de incluir la retroalimentación del  $\text{vH}_2\text{O}$  y de la nubosidad. Datos de reanálisis de ERA Interim (Hartmann, 2016, figura 10.4) muestran que entre invierno y verano los cambios en la RH en un corte latitudinal con la altura, no van más allá de un 10%, lo que sugiere que la hipótesis de la RH invariante es muy plausible. Mantener la RH o la densidad del vapor invariantes en un modelo radiativo convectivo ante un incremento de la radiación emitida por el Sol, por ejemplo, o ante incrementos de  $\text{CO}_2$ , genera resultados que muestran mayores sensibilidades con la RH constante. La temperatura superficial, según un modelo de esa naturaleza, cambiaría en 13K por 10% de la irradiación solar total, mientras que sólo 5K si la densidad de  $\text{vH}_2\text{O}$  (o humedad absoluta) es la invariante; para más de 200ppmv de  $\text{CO}_2$  si la RH es constante, el cambio en la temperatura superficial sería de 0.6K por cada 100ppmv, pero sólo 0.46K si la densidad de vapor es la constante.

La sensibilidad del clima en equilibrio es una medida de la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo sostenido. No es una proyección pero se define como el calentamiento superficial global correspondiente a una duplicación

del contenido de  $\text{CO}_2$ , que es de alrededor de 2 a 4.5K. Los cambios en el contenido de  $\text{vH}_2\text{O}$  representan el mecanismo de retroalimentación más importante que afecta la sensibilidad climática, y que se detalló en el AR4 (Trenberth et al., 2007).

Para Inamdar y Ramanathan (1998), sin importar la región (océano o continente) o la latitud (trópico o extratropical), los datos presentados por ellos no ofrecen ningún apoyo o sugerencia sobre que aumentos en la temperatura promedio global de la superficie conducirían a una disminución del efecto invernadero de  $\text{vH}_2\text{O}$  debido a un efecto de secado de la troposfera media a superior. Si algún efecto se presenta en la sensibilidad de escala global derivado del ciclo anual es consistente con la magnitud de la retroalimentación positiva obtenida por modelos de circulación general.

La respuesta a la mitad de la atmósfera ante un aumento de la humedad derivado de un posible aumento futuro de  $\text{CH}_4$  fue examinado por MacKenzie y Harwood (2004) mediante un modelo de circulación general con interacción de  $\text{vH}_2\text{O}$  y  $\text{O}_3$ . Una parametrización química permite que el  $\text{vH}_2\text{O}$  cambie a partir de un cambio impuesto en el  $\text{CH}_4$  troposférico. En el escenario manejado entonces por el IPCC conocido como SRES B2, la atmósfera media en 2060 se enfría hasta 5K en relación con 1995, con el aumento de  $\text{vH}_2\text{O}$  derivado del  $\text{CH}_4$  que representa el 10% de ese cambio térmico. El enfriamiento va acompañado de una circulación general reforzada, tasas de calentamiento dinámicas intensificadas y una reducción en la vida promedio del aire de la atmósfera media.

Desde el punto de vista de Ingram (2010), mediante un modelo sencillo que considera el balance radiativo a detalle, se confirma lo que se venía diciendo a menudo en aquellos años: que la sensibilidad climática se duplica por la retroalimentación del  $\text{vH}_2\text{O}$ .

Con datos de reanálisis Dessler (2010) exploró las tendencias del  $vH_2O$  en la troposfera. En cambio, Rose y Rencurrel (2016) estudiaron los cambios en el agua precipitable, a partir de incrementos en el  $CO_2$  y la absorción de calor en el océano, simulando planetas acuáticos, mediante una amplia gama de calentamientos y patrones de humectación, y encontraron que los incrementos de  $vH_2O$  pueden ir de 0 a 20% por cada K a nivel local, y de 3.6 a 11% a nivel global. La técnica descompone estos cambios en contribuciones de la RH, temperatura de la superficie y el gradiente térmico vertical: la contribución de la RH resultó muy pequeña, y la modificación del gradiente térmico vertical fue dependiente en gran medida de la parametrización del calentamiento oceánico.

En el proyecto CMIP5, a partir de 28 modelos, Hartmann (2016) encontró que la magnitud del mecanismo de retroalimentación de  $vH_2O$  es de  $1.5Wm^{-2}K^{-1}$  con una incertidumbre de  $\pm 0.5Wm^{-2}K^{-1}$  ( $\pm$  dos desviaciones estándar). De ese mismo estudio resultó la figura 19, que muestra que los cambios en la RH para finales de siglo, con una RCP 8.5<sup>7</sup>, sólo serán importantes de la alta troposfera hacia arriba. Como ya se dijo, en el capítulo 8 del AR5 extenso se muestra que el forzamiento radiativo del  $vH_2O$  estratosférico, pasó de 1.0 a  $3.0 W m^{-2}$  entre 1060 y 2010 (Myhre, 2013).

A través de la intercomparación de 14 modelos acoplados en el experimento CMIP5, Takahashi et al. (2016) encontraron que los cambios medios del contenido de  $vH_2O$  en la troposfera superior tropical entre 300 y 100hPa oscilan entre 12.4 y 28.0%  $K^{-1}$ , mientras que en otras latitudes o alturas es de 5 a 8%  $K^{-1}$ . En principio, las diferencias entre los modelos en

---

7. Una RCP (trayectoria de concentración representativa) equivalente a un forzamiento de  $8.5Wm^{-2}$  hacia finales del siglo; la menos conservadora de las consideradas por el IPCC en el AR5.

cuanto al  $vH_2O$  se originan en las diferencias que asocian los modelos al cambio en la temperatura, excepto en la zona intertropical de convergencia, donde las discrepancias en la RH entre los modelos son significativas.

Sherwood et al. (2018) encontraron que el potencial de calentamiento global (GWP) y el forzamiento radiativo (RF) del  $vH_2O$  para esas fechas no se había cuantificado formalmente en la literatura. Dichos autores hicieron una estimación mediante experimentos idealizados llevados a cabo con el modelo global atmosférico CAM5 a temperaturas oceánicas fijas. El agua se introduce en forma de vapor a velocidades que coinciden con las emisiones antropogénicas totales (principalmente del riego), pero omitiendo el enfriamiento evaporativo local observado en simulaciones del mismo riego. Se encuentra un GWP de 100 años para  $vH_2O$  de  $10^{-3}$  a  $5 \times 10^{-4}$ , y un forzamiento radiativo de 0.1 a  $0.05 Wm^{-2}$ . En suma, que el aumento del efecto invernadero por el  $vH_2O$  es pequeño porque el  $vH_2O$  no puede alcanzar la troposfera superior, y el calentamiento se ve compensado por aumentos en la reflectancia de la nubosidad baja inducida por la humedad. Estos autores indican que incluso grandes aumentos en emisiones del  $vH_2O$  antropogénico tendrían efectos de calentamiento insignificantes en el clima, pero reconocen que el posible forzamiento negativo podría merecer más atención.

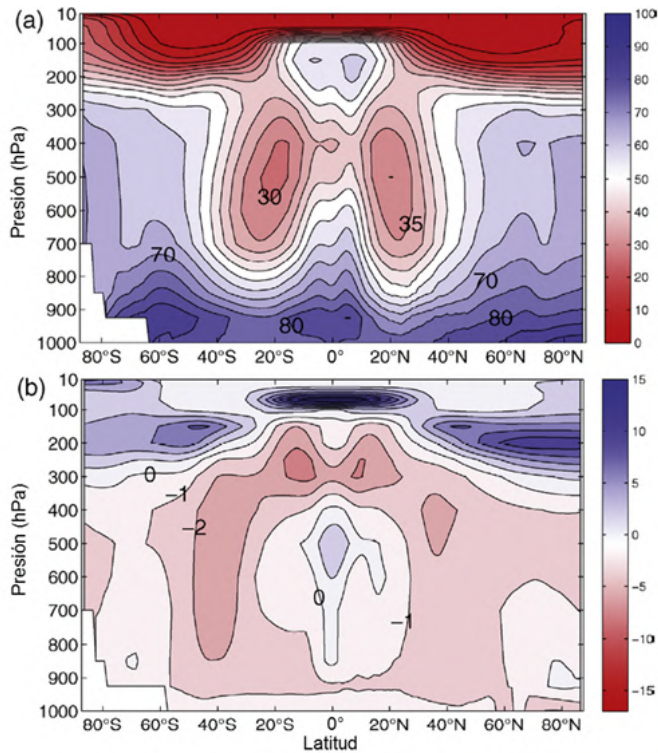


Figura 19. (a) Corte zonal de la climatología de RH según los modelos del Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5, <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip5/>), con contornos de 5pp; (b) incremento esperado para un escenario con RCP 8.5 para 2080-2100 (AR5), con contornos de 1pp (Stocker et al., 2013).

El AR5 indica que una posible fuente de error en los modelos es la representación pobre del  $vH_2O$  en la atmósfera superior. Se ha sugerido que una reducción en el  $vH_2O$  estratosférico después del año 2000 causó una reducción en la radiación de onda larga descendente y por lo tanto contribuyó a un enfriamiento superficial, posiblemente no captado en los modelos, cambio que fue pequeño y pasajero, pues el  $vH_2O$  estratosférico se repuso a partir de 2005 (Stocker et al., 2013). Respecto a escenarios futuros el mismo IPCC afirma:

- Para el resto del siglo, de manera gruesa y con una confianza media, se espera que la RH permanezca constante, con incrementos de la humedad específica en un clima en calentamiento. Las diferencias de calentamiento entre océanos y continentes proyectadas generarán cambios en la humidificación con pequeños decrecimientos de la RH cercana a la superficie sobre la mayoría de los continentes, excepción notable de partes de África tropical (p. 91).
- Con una RCP 8.5 se espera que la RH disminuya hasta en 10pp para finales del siglo respecto a 1986-2005 sobre continentes, o se incremente hasta en 5pp sobre océanos. En los océanos la diferencia evaporación menos precipitación podría incrementarse hasta  $0.8\text{mm día}^{-1}$  en ese mismo periodo (Fig 3., p. 45).
- Sobre las siguientes décadas es muy probable el incremento en la humedad específica cercana a la superficie, y es probable que se incremente la evaporación en varias regiones (p. 88).

En resumen el AR5 muestra las variaciones en la RH superficial como en la figura 20.

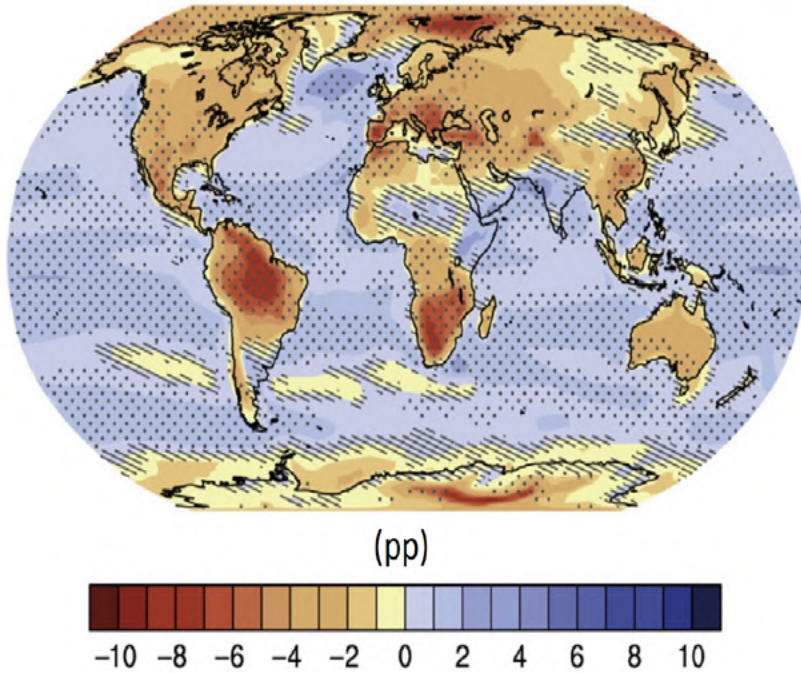


Figura 20. Incrementos esperados de RH superficial para 2081-2100 a partir del promedio anual 1986-2005, con una RCP 8.5, según el AR5 del IPCC (Stocker et al., 2013).

Según Lu et al. (2020) las anomalías de la temperatura de la tropopausa tropical determinan variaciones del  $vH_2O$  de la estratosfera inferior, lo que se muestra mediante altas correlaciones con datos y modelaciones de 40 años previos, correlaciones que los autores detallan por épocas del año. Es de resaltar que mediante la técnica de funciones empíricas ortogonales, encontraron que las variaciones en el  $vH_2O$  de la estratosfera inferior están moduladas por la actividad de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y las variaciones de la temperatura de la superficie del mar (SST) en el Océano Pacífico central, y en tercer término la oscilación estratosférica cuasi-bienal (QBO). Previamente Kawatani et al. (2014) analizaron casi una

década de mediciones de  $vH_2O$  del Microwave Limb Sounder del satélite Aura la NASA, junto con simulaciones de modelos climáticos de última generación para aquel entonces (CMIP5), y encontraron que las anomalías en el  $vH_2O$  estratosférico están fuertemente relacionadas con la dinámica de la QBO, en concreto con las anomalías de la temperatura de la tropopausa inducidas por dicha oscilación y, en particular para el  $vH_2O$  de la estratosfera superior, juegan un papel importante las fluctuaciones del viento vertical también inducidas por la QBO.

Ahora bien, Wang y Huang (2020) se preguntan cuál es el papel del  $vH_2O$  estratosférico en el calentamiento global. Trabajos previos demostraron que el aumento del  $vH_2O$  estratosférico ejerce un efecto en el flujo radiativo descendente en la tropopausa, por lo que investigaron si esta perturbación radiativa puede amplificar sustancialmente el calentamiento de la superficie, y la respuesta que encontraron fue negativa. El calentamiento de la superficie atribuido al cambio de  $vH_2O$  estratosférico es pequeño. El aumento del  $vH_2O$  estratosférico provoca una disminución de las nubes altas y un aumento de la temperatura de la troposfera superior, que compensa más de la mitad de la perturbación radiativa inducida por el  $vH_2O$  estratosférico.

Por su parte, Xia et al. (2020) estudiaron los cambios de  $vH_2O$  estratosférico bajo condiciones de calentamiento por efecto invernadero, utilizando las simulaciones de modelos de última generación incluidos en el CMIP6 del World Climate Research Programme. Sus resultados muestran que la tasa de humectación estratosférica y la retroalimentación radiativa del  $vH_2O$  estratosférico aumentan con el calentamiento climático para todos los modelos. Además, estos aumentos son causados por una tasa amplificada de calentamiento de la tropopausa con respecto al calentamiento de la superficie. La retroalimen-



tación del incremento del vH<sub>2</sub>O estratosférico puede contribuir a acelerar el calentamiento global futuro. La humectación se produce a una tasa de  $0.9 \pm 0.1$  ppmv K<sup>-1</sup> y su retroalimentación radiativa medida por el método de calentamiento dinámico fijo es  $0.11 \pm 0.02$  Wm<sup>-2</sup>K<sup>-1</sup> en los primeros 50 años de simulación; estas cifras aumentan a  $1.2 \pm 0.2$  ppmv K<sup>-1</sup> y  $0.16 \pm 0.03$  Wm<sup>-2</sup>K<sup>-1</sup>, respectivamente, en el segundo periodo de 50 años de modelación cuando la temperatura promedio global superficial se incrementa en 3.3K. Se encuentra que estos aumentos son causados por una tasa amplificada de calentamiento de la tropopausa con respecto al calentamiento de la superficie, que es de 0.6 y 1.1 ppmv K<sup>-1</sup> para los dos periodos de 50 años, respectivamente.

El CMIP6 —que por cierto incorpora la representación de ciclo biogeoquímicos— en complemento con la fase previa (CMIP5), constituye el soporte de las conclusiones del AR6WG1 (Arias et al., 2021). Dicho reporte ratifica que es inequívoco que el aumento de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) en la atmósfera durante la era industrial es el resultado de actividades humanas y que la influencia humana es el principal impulsor de muchos cambios observados en la atmósfera, el océano, la criosfera y la biosfera. Con respecto al AR5 el calentamiento reportado en el AR6WG1 se incrementó en 0.1°C, de modo que respecto del promedio entre 1850 y 1900 el calentamiento para la década 2011-2020 es de 1.09°C (0.95°C a 1.20°C). La evidencia paleoclimática actualizada refuerza esta evaluación. Durante las últimas décadas, los indicadores clave del sistema climático están cada vez más en niveles no vistos en siglos o incluso en milenios, y han estado cambiando a un ritmo sin precedentes en al menos los últimos 2000 años.

El AR6WG1 concluye, con una confianza alta, que el cambio climático causado por la humanidad ha impulsado

cambios detectables en el ciclo hidrológico mundial desde mediados del siglo XX. También proyecta con un alto nivel de confianza un aumento en la variabilidad del ciclo hidrológico en la mayoría de las regiones del mundo y en todos los escenarios de emisiones.

Con una confianza alta, el AR6WG1 sostiene que el ciclo hidrológico global se ha intensificado y expresado al menos desde 1980. Por ejemplo, en el aumento de los flujos de humedad atmosférica y la amplificación de los patrones de precipitación menos evaporación, y afirma que es probable que las precipitaciones sobre los continentes hayan aumentado desde 1950, con un aumento más rápido desde la década de 1980 (confianza media).

El AR6WG1 sostiene que es muy probable que el contenido global de  $vH_2O$  en la atmósfera haya aumentado desde la década de 1980, y es probable que la influencia humana ha contribuido a la humectación de la troposfera superior tropical; la humedad específica cercana a la superficie ha aumentado sobre el océano (probablemente) y el continente (muy probablemente) desde al menos la década de 1970, y se detecta que es debido a causas humanas (confianza media). Un mayor calentamiento sobre continente que sobre el océano altera los patrones de circulación atmosférica y reduce la RH continental cercana a la superficie (confianza alta), y es muy probable que se haya producido una disminución de la RH en gran parte de la superficie terrestre desde el año 2000.

El AR6WG1 continúa afirmando que un clima más cálido aumenta el transporte de humedad en los sistemas meteorológicos, lo que intensifica las estaciones y los eventos húmedos (confianza alta). El aumento del contenido de humedad atmosférica cercana a la superficie de alrededor de  $7\% K^{-1}$  de calentamiento, genera una respuesta similar en la intensificación de

fuertes precipitaciones desde escalas de tiempo subdiarias hasta estacionales. En algunas regiones existe una confianza media en que aumentarán las tasas máximas de lluvia de ciclones tropicales en más de  $7\% \text{ K}^{-1}$  de calentamiento debido al aumento de la convergencia de la humedad en los niveles ocasionada por aumentos en la intensidad de los vientos.

El forzamiento radiativo por gases de efecto invernadero evaluado durante el período 1750-2019 ha aumentado en  $0.59 \text{ Wm}^{-2}$  en comparación con las estimaciones del AR5 para 1750-2011. Este aumento incluye  $+0.10 \text{ Wm}^{-2}$  de la reevaluación del ozono y el  $\text{vH}_2\text{O}$ . La retroalimentación del albedo superficial (criosfera, usos del suelo, etc.), con la retroalimentación combinada  $\text{vH}_2\text{O}$ -lapse rate, es positiva, puesto que como la presión de vapor de saturación es sólo una función de la temperatura. Si la RH se mantiene aproximadamente constante entonces la razón de mezcla también es función únicamente de la temperatura, en cuyo caso cuando disminuye el lapse rate, el aire sobre la superficie se calienta, y estas capas calentadas contendrán más  $\text{vH}_2\text{O}$ ; y la retroalimentación  $\text{vH}_2\text{O}$ -lapse rate constituye la contribución individual más grande al calentamiento global (Hartmann et al., 2013).

## GLOSARIO

**Acreción (en Astronomía):** cuando un cuerpo, debido a la interacción gravitatoria, atrae e incorpora materia, a veces tras un proceso que implica que el material gire alrededor del objeto central y que puede conllevar la formación de un disco.

**Acreción (en Física de Nubes):** crecimiento de gotitas de nubes por impacto entre ellas.

**Agua precipitable:** es la cantidad de agua, por lo general expresada como altura (en mm), que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna específica de la atmósfera, de sección transversal horizontal unitaria, se condensara y precipitara.

**Albedo planetario:** fracción reflejada de la radiación visible incidente sobre el planeta.

**Albedo superficial:** fracción reflejada de la radiación visible incidente sobre la superficie del planeta.

**Bolómetro (balometer):** detector térmico capaz de medir radiación infrarroja. Cuando está expuesto a una fuente de radiación electromagnética absorbe una parte de la potencia incidente y por lo tanto su temperatura aumenta.

**Calor latente de evaporación (o de vaporización):** cantidad de calor necesaria para evaporar una masa unitaria de agua líquida.

**Calor sensible:** energía calorífica que se suministra a un cuerpo u objeto.

**Capa de mezcla:** referida a la atmósfera (o al océano), es la capa en la cual se mezclan de manera uniforme los distintos componentes del aire (del océano), principalmente a causa

de la convección térmica y la convección mecánica a nivel superficial.

**Circulación de Brewer-Dobson:** postula la existencia de una lenta corriente en el hemisferio que está en fase invernal y que redistribuye el aire desde los trópicos a las latitudes medias y explica por qué el aire tropical contiene menos ozono que el aire polar.

**Clausius-Clapeyron (ecuación de...):** expresa la relación entre la presión parcial de un gas y su temperatura. Es una ecuación diferencial que no tiene una solución exacta, pero en un caso particular significa que el vapor de agua en un volumen de aire en contacto y en equilibrio térmico con una superficie de agua pura (líquida o congelada), alcanzará una presión máxima, llamada presión de vapor de saturación, que depende solamente de la temperatura del aire.

**Convergencia (divergencia) de humedad:** para una región particular, es la entrada (salida) del valor de flujo neto de humedad, por efectos del viento.

**Cubo de Leslie:** muestra la diferencia de poder radiante en función de las características de la superficie. Un detector en un cubo lleno de agua caliente medirá la diferencia de radiación térmica emitida desde las distintas superficies del cubo.

**Fase T-Tauri:** estado evolutivo temprano de una estrella.

**Forzamiento radiativo:** cambio en el flujo neto de energía radiativa hacia la superficie de la Tierra medido en el borde superior de la troposfera, ya sea por cambios en la composición de la atmósfera o cambios en la energía solar incidente sobre el planeta.

**Gradiente adiabático:** variación vertical de la temperatura en la atmósfera obtenida teóricamente al considerar que un volumen de aire asciende adiabáticamente. Si el aire está seco resulta en  $-9.8\text{K km}^{-1}$  y si está saturado de humedad en  $-6.5\text{K km}^{-1}$ .

**Higrometría:** parte de la física que mide y estudia el nivel de humedad, especialmente de la atmósfera.

**Higrómetro:** es un instrumento que funciona en 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. Los dispositivos electrónicos modernos usan la temperatura de condensación (el punto de rocío), o cambios en la capacitancia o en la resistencia eléctrica para medir las diferencias de humedad.

**Humedad absoluta:** masa de vapor por unidad de volumen (de aire).

**Humedad ambiente o atmosférica:** dicese del contenido de vapor de agua presente en la atmósfera. Se puede caracterizar de muchas maneras, como la humedad absoluta, específica, relativa, razón de mezcla, entre otros.

**Humedad específica:** masa de agua por unidad de masa de aire (seco más vapor).

**Humedad relativa:** a diferencia de la humedad 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.

**Lapse rate:** gradiente térmico vertical en la atmósfera.

**Oscilación cuasibienal:** oscilación casi periódica de vientos ecuatoriales zonales, en la estratosfera tropical, con un periodo medio entre 28 a 29 meses.

**Planetesimal:** cuerpo celeste sólido que existió en un estado primitivo del desarrollo del Sistema Solar.

**Potencial de calentamiento global:** potencial de calentamiento atmosférico producido por un kg de toda sustancia emitida a la atmósfera, en relación con el efecto producido por un kg de CO<sub>2</sub>.

**Presión de vapor:** presión que ejerce el vapor en una mezcla de gases. La Ley de Dalton que establece que una mezcla de gases ejercerá una presión total igual a la suma de las presiones parciales de cada componente.

**Presión de vapor de saturación:** ocurre cuando el aire está totalmente saturado de vapor de agua.

**Psicrometría:** termodinámica del aire húmedo, que estudia los intercambios de energía y las conversiones de fase del agua en la atmósfera.

**Psicrómetro:** es un higrómetro que para calcular la humedad se vale de la diferencia de temperaturas entre un termómetro con el bulbo seco y otro con el bulbo húmedo.

**Punto de rocío:** la temperatura a la cual el aire debe ser enfriado adiabáticamente para llegar a saturarse a presión constante.

**Razón de mezcla:** es la masa de vapor por unidad de aire seco; en gramos de vapor por kilogramos de aire (seco).

**Resonancias de Schumann:** picos en las frecuencias extremadamente bajas del espectro electromagnético que ocurren porque el espacio entre la superficie terrestre y la ionosfera actúa como una guía de ondas.

**Retroalimentación positiva (negativa):** reacción a un proceso climático que intensifica (atenúa) el efecto inicial de un forzamiento climático (a menudo un calentamiento o un enfriamiento). Es un mecanismo que se presenta en todos los cambios climáticos, no sólo en los de carácter antropogénico.

**Saturación y equilibrio higrico:** en presencia de una superficie plana de agua líquida, algunas moléculas de agua escapan de la superficie (evaporación) y se transforman en vapor. Al in-

crementarse el número de moléculas en fase 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 de la fase líquida (o sólida) al vapor es igual al que pasan del vapor al líquido. En estas condiciones de equilibrio se dice que el aire está saturado de vapor, y la presión de vapor que se alcanza se llama presión de vapor de saturación.

**Sensibilidad climática:** medida de la respuesta del sistema climático a un forzante o forzamiento en el balance radiativo del sistema.

**Sistema climático:** compuesto por diferentes partes (hidrosfera, criosfera, atmósfera, litosfera, biosfera), que interactúan entre sí intercambiando energía, materia y momento mecánico, gracias a que es alimentado fundamentalmente por una fuente energética exterior (el Sol).

**Variables de la humedad atmosférica:** a) las de concentración de vapor como la humedad específica, la absoluta o la razón de mezcla; b) las térmicas, como las temperaturas de punto de rocío o de bulbo húmedo (que no se discuten en este documento), y c) la que mide la relación entre el contenido de vapor y el necesario para saturar una muestra de aire, es decir, la humedad relativa.



## REFERENCIAS

- Abe, Y., & Matsui, T. (1986). Early evolution of the Earth: accretion, atmosphere formation, and thermal history. *Journal of Geophysical Research*, 91(B13), E291-E302.
- Ackerman, B. (1987). Climatology of Chicago area urban/rural differences in humidity. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 7, págs. 427-430.
- Adebayo, Y. R. (1987). The Effect of Urbanization on some Characteristics of Relative Humidity in Idaban. *Journal of Climatology*, 7, págs. 599-607.
- Adebayo, Y. R. (1991). Day-time effects of urbanization on relative humidity and vapour pressure in a tropical city. *Theor. Appl. Climatol.*, 43, págs. 17-30.
- Adem, J. (1967). Parameterization of atmospheric humidity using cloudiness and temperature. *Monthly Weather Review*, 95(9), págs. 945-955.
- Adem, J. (1968). A parametric method for computing the mean water budget of the atmosphere. *Tellus*, 4, págs. 919-934.
- Arias, P. A., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R. G., Krinner, G., Marotzke, J., Ba, R. (2021). Technical Summary. En M.-D. V., A. P. Zhai, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, E., *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, págs. 1-159. Cambridge, UK: Cambridge University Press [https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC\\_AR6\\_WGI\\_TS.pdf](https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_TS.pdf).

- Arrhenius, S. (1896). On the influence of carbonic acid in the air upon temperature of the ground. *Philosophical Magazine*, 41, págs. 237-276.
- Avice, G., Marty, B., & Burgess, R. (2016). The origin and degassing history of the Earth's atmosphere revealed by Archean xenon. *Nature Communications*, 8:15455, págs. 1-9.
- Ball, P. (2010). *H2O, una biografía del agua* (Primera edición en español en México ed.). México: Fondo de Cultura Económica.
- Banerjee, A., Chiodo, G., Previdi, M., Ponater, M., Conley, A. J., & Polvani, L. M. (2019). Stratospheric water vapor: an important climate feedback. *Climate Dynamics*, 53, págs. 1697-1710.
- Baruch-Vera, A. (2018). *Variabilidad y tendencias de la humedad atmosférica sobre México*. Universidad Veracruzana, Facultad de Estadística e Informática, Xalapa, México.
- Bates, J., & Jackson, D. L. (2001). Trends in upper-tropospheric humidity. *Geophysical Research Letters*, 28, págs. 1695-1698.
- Bengtsson, L. (2010). The global atmospheric water cycle. *Environmental Research Letters*, 5, págs. 1-8.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Rocken, C., & Ware, R. (1994). GPS Meteorology: mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of applied Meteorology*, 33, págs. 379-386.
- Brow, H. (1949). Rare gases and the formation of the Earth's atmosphere. En G. Editor Kuiper, *The atmosphere of the Earth and the planets*. (págs. 258-266). Chicago: University of Chicago Press.
- Brown, S., Desai, S., Keihm, S., Lu, W. W., & Ruf, a. C. (2007). Ocean water vapor and cloud burden trends derived from

- the TOPEX Microwave Radiometer. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, págs. 886-889.
- Budyko, M., Ronov, A., & Yanshin, A. (1987). *History of the Earth's Atmosphere*. New York: Springer-Verlag.
- Bulut, Y., Toy, S., Irmak, M., Yilmaz, H., & Yilmaz, S. (2008). Urban-rural climatic differences over a 2-year period in the City of Erzurum, Turkey. *Atmósfera*, 21, págs. 121-133.
- Byrne, M., & O’Gorman, P. (2018). Trends in continental temperature and humidity directly linked to ocean warming. *PNAS, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115, págs. 4863-4868.
- Castro-Díaz, J.O., A. Baruch-Vera y A. Tejada-Martínez (2020). Variaciones temporales de la humedad atmosférica en altura sobre México, en *Retos del cambio climático: impacto, mitigación y adaptación*. Asociación Española de Climatología. pp 241-250. <http://hdl.handle.net/20.500.11765/14056>
- Cess, R. (2005). Water vapor feedback in climate models. *Science*, 310, págs. 795-796.
- Chandler, T. J. (1967). Absolute and relative humidities in town. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 48, págs. 394-399.
- Chung, E.-S., Soden, B., Sohn, B., & Shi, L. (2014). Upper-tropospheric moistening in response to anthropogenic warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111, págs. 11636-11641.
- Cuadrat, J., Vicente-Serrano, S., & Saz, M. (2015). Influence of different factors on relative humidity in Zaragoza, Spain. *Frontiers in Earth Science*(3), 10. doi: 10.3389/feart.2015.00010
- Dai, A. (2006). Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *Journal of Climate*, 15(19), págs. 3589–3606.

- Dauphas, N. (2003). The dual origin of the terrestrial atmosphere. *Icarus*, 165, págs. 326-339.
- Davydova-Belitskaya, V., & Skiba, N. Y. (1999). The distribution and transport of the water vapor over Mexico. *World Resource Review*, 11, págs. 562-575.
- Deepak, A., Wilkerson, T. D., & Ruhnke, L. H. (1980). *Atmospheric Water Vapor*. New York: Academic press.
- Del Genio, A., Kovari Jr., W., & Yao, M.-S. (1994). Climate implications of the seasonal variation of upper troposphere water vapor. *Geophysical Research Letters*, 21, págs. 2701-2704.
- Demicran, N., & Toy., S. (2019). Checking three-year differences in some climatic elements between urban and rural areas after a twelve-year period considering some effective parameters and solutions. *Environmental bulletin*, 718.
- Dessler, A., Yang, P., Lee, J., Solbrig, J., Zhang, Z., & Minschwaner, K. (2008). An analysis of the dependence of clear-sky-top-of-atmosphere outgoing longwave radiation on atmospheric temperature and water vapor. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-10.
- Dessler, A. E., Zhang, Z., & Yang, P. (2008). Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations, 2003-2008. *Geophysical Research Letters*, 35, 20704.
- Dessler, A. E., & Davis, S. (2010). Trends in tropospheric humidity from reanalysis systems. *Journal of Geophysical Research*, 115, págs. 1-5.
- Dessler, A., Schoeberl, M., Wang, T., Davis, S., & Rosenlof, K. (2013). Stratospheric water vapor feedback. *PNAS, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, págs. 18087-18091.

- Doesthali, V. (2000). Impact of rapid urban growth on heat and moisture Pune City, India. *Atmos. Env.*, 34, págs. 2745-2754.
- Dorighello, D. (2002). Estudio del comportamiento de la humedad relativa del aire en centros urbanos. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*(33), págs. 159-170.
- Durre, I., Vose, R., & Wuertz, D. (2006). Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *Journal of Climate*, 19, págs. 53-68.
- Durre, I., Jr., C. N., Yin, X., & Vose, R. S. (2009). Radiosonde-based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, D05112. doi:10.1029/2008JD010989
- Emmanuel, M., Sunilkumar, S. V., Muhammed, M., Kumar, B. S., Neerudu, N., Ramkumar, G., . . . Krishnasamyier. (2018). Annual cycle of water vapour in the lower stratosphere over the Indian Peninsula derived from Cryogenic Frost-point Hygrometer observations. Manuscrito bajo revisión en *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, págs. 1-26. <https://doi.org/10.5194/acp-2018-630>
- Flohn, H., Kapala, A., Knoche, H., & Bonn, H. (1992). Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect: new aspects. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F 1.
- Forster, P., & Shine, K. (2002). Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*, 29, 10.1-10.4.
- Fourier. (1827). Memoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Memories de l'Académie Royale des Sciences*, 7, págs. 569-604.
- Fourier, J. (1924). Remarques générales sur les Températures du Globe terrestre et des espaces planétaires. *Annales de Chimie et de Physique*, XXVII, págs. 136-167.

- Fueglistaler, S., Liu, Y., Flannaghan, T., Haynes, P., Dee, D., Read, W., . . . Bernath, P. (2013). The relation between atmospheric humidity and temperature trends for stratospheric water. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 118, págs. 1052-1074.
- Gaffen, D., & Ross, J. (1999). Climatology and trends of U.S. surface humidity and temperature. *Journal of Climate*, 12, págs. 811-828.
- García-Martínez, I. (2020). *Mechanisms of climate variation in the broader Mexican-United States region: the role of atmospheric circulation and antropogenic forcing*. Edinburg: The University of Edinburg.
- Garduño, R., & Adem, J. (1993). Parameterization of cloudiness as a function of temperature for use in thermodynamic model. *World Resource Review*, 5(2), págs. 246-253.
- Genda, H., & Ikoma, M. (2008). Origin of the ocean on the Earth: Early evolution of water D/H in a hydrogen-rich atmosphere. *Icarus*, 194, págs. 42-52.
- Gottelman, A., & Fu, Q. (2008). Observed and simulated upper-tropospheric water vapor feedback. *Journal of Climate*, 21, págs. 3282-3289.
- Gottelman, A., Collins, W., Tetzeldr, E., Eldering, A., Irion, F., Duffy, P., & Bala, G. (2006). Climatology of upper-tropospheric relative humidity from the atmospheric infrared sounder and implications for climate. *Journal of Climate*, 19, págs. 6104-6121.
- Goody, R. M., & Yung, Y. (1989). *Atmospheric radiation. Theoretical Basis* (Segunda ed.). New York: Oxford University Press.
- Gordon, N. D., Jonko, A. K., Forster, P. M., & Shell, K. M. (2013). An observationally based constraint on the wa-

- ter-vapor feedback. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, págs. 1-9.
- Hage, K. D. (1975). Urban–rural humidity difference. *J. Appl. Meteorol*, 4, págs. 1227–1283.
- Hall, A., & Manabe, S. (2000). Effect of water vapor feedback on internal and anthropogenic variations of the global hydrologic cycle. *Journal of Geophysical Research*, 105, 6935-6944.
- Hartmann, D. (2016). *Global physical climatology* (2 ed.). Waltham, Massachusetts: Elsevier .
- Hartmann, D., Tank, A. K., Rusticucci, M., Alexander, L., Brönnimann, S., Charabi, Y., . . . Zhai, P. (2013). Observations: Atmosphere and Surface. En T. Stocker, G.-K. D. Qin, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, . . . P. M. (eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (págs. 159-254). Cambridge: Cambridge University Press.
- Held, I., & Soden, B. (2000). Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, 25, 441-475.
- Herring, T., Anthes, R., Rocken, C., & Ware, R. (1994). GPS Meteorology: mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 379-386.
- Hodnebrog, O., Myhre, G., Samset, B., Alterskjaer, K., Andrews, T.y más (2019). Water vapor adjustments and responses differ between climate drivers. *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 12887-12899.
- Holland, H., Lazar, B., & McCaffrey, M. (1986). Evolution of the atmosphere and oceans. *Nature*, 320, 27-33.

- Holmer, B., & Eliasson, I. (1999). Urban-rural vapour pressure differences and their role in the development of urban heat islands. *International Journal of Climatology*, 19, págs. 989-1009.
- Huang, Y., Zhang, M., Xia, Y., Hu, Y., & Son, S.-W. (2016). Is there a stratospheric radiative feedback in global warming simulations? *Climate Dynamics*, 46, 177-186.
- Hulme, M. (2009). On the origin of ‘the greenhouse effect’: John Tyndall’s 1859 interrogation of nature. *Weather*, 64(5), 121-123.
- Hurst, D. F., Oltmans, S. J., Vömel, H., Rosenlof, K. H., Davis, S. M., Ray, E. A., ... Jordan, A. F. (2011). Stratospheric water vapor trends over Boulder, Colorado: Analysis of the 30 year Boulder record. *Journal of Geophysical Research*, 116, D02306.
- Inamdar, A., & Ramanathan, V. (1998). Tropical and global scale interactions among water vapor, atmospheric greenhouse effect, and surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 103, 32177-32194.
- Ingram, W. (2010). A very simple model for the water vapour feedback on climate change. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Part A*, 136, págs. 30-40.
- IPCC, S. T. (2013). *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of.* IPCC. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Ishii, M., Shouji, A., Sugimoto, S., & Matsumoto, T. (2005). Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *International Journal of Climatology*, 25, págs. 865–879.



- Jackson, R. (2020). Eunice Foote, John Tyndall and a question of priority. *Notes and Records*, 74, págs. 105-118.
- Jaswal, A., & Koppar, L. (2011). Recent climatology and trends in surface humidity over India for 1969-2007. *Mausam*, 62: 145-162
- Jáuregui, E. (1986 a). Distribución del vapor de agua precipitable en México. *Geofísica Internacional*, 25, págs. 353-359.
- Jáuregui, E. (1986 b). The urban climate of Mexico City. En *Urban Climatology and its applications with special regard to tropical areas. Proceedings of the Technical Conference. Mexico D.F., 26-30 November 1984* (Vol. 652, págs. 63-86). Geneva: WMO.
- Jauregui, E., & Tejeda, A. (1997). Urban–rural humidity contrasts in México City. *International Journal of Climatology*, 17, págs. 187-197.
- Kaiser, D. P. (2000). Decreasing cloudiness over China: An updated analysis examining additional variables. *Geophysical Research Letters*, 27(15), págs. 2193–2196.
- Kämpfer, N. (2013). *Monitoring atmospheric water vapour. Ground-based remote sensing and in-situ methods*. (Vol. ISSI Scientific Report Series 10). New York, USA: Springer.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 77, págs. 437-472. doi. org/10.1175/1520-0477(1996)077%3C0437:TNYR-P%3E2.0.CO;2
- Kassomenos, P., & McGregor, G. (2006). The interannual variability and trend of precipitable water over southern Greece. *Journal of Hydrometeorology*, 7, págs. 271-284.

- Kasting, J. (1993). Earth's early atmosphere. *Science*, 259(5097), págs. 920-926.
- Kasting, J. F., & Siefert, J. (2002). Life and the evolution of Earth's atmosphere. *Environmental Microbiology*, 296, págs. 1066-1068.
- Kawatani, Y., Lee, J. N., & Hamilton, K. (2014). Interannual variations of stratospheric water vapor in MLS observations and climate model simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, págs. 4072-4085.
- Klanner, L., Höveler, K., Khordakova, D., Perfhal, M., Rolf, C., Trickl, T., & Vogelmann, H. (2021). A powerful lidar system capable of 1 h measurements of water vapour in the troposphere and the lower stratosphere as well as the temperature in the upper stratosphere and mesosphere. *Atmos. Meas. Tech.*, 14, págs. 531-555.
- Kopec, R. J. (1973). Daily spatial and secular variations of atmospheric humidity in a small city. *J. Appl. Meteor.*, 12, págs. 639-648.
- Kratzer, A. (1956). *Das Stadtklima*. Braunschweig, Alemania: Friedr. Viewegb and Shon.
- Kuttler, W., Weber, S., Schonfeld, J., & Hesselschwerdt, A. (2007). Urban/rural atmospheric water vapour pressure differences and urban moisture excess in Krefeld, Germany. *International Journal of Climatology*, 27, págs. 2005-2015.
- Langendjik, G., Richid, D., & Jacob, D. (2019). Urban areas and urba-rural contrasts under climate change: what does the EURO-CORDEX ensemble tell us? –Investigatin near surface in Berlin and its surroudings. *Atmosphere* (10 (12)), 730. doi.org/10.3390/atmos10120730
- Langley, S. (1884). *Researches on solar heat and its absorption by Eart's atmosphere*. Professional papers of the Signal Servi-

- ce, Mount Whitney Expedition. Washington: Government Printing Office.
- Li, X., Fan, W., Wang, L., Luo, M., Yao, R., Wang, S., & Wang, L. (2021). Effect of urban expansion on atmospheric humidity in Beijing-Tianjin-Hebei urban agglomeration. *Science of the Total Environment*, 144305.
- Liepert, B. G., & Previdi, M. (2009). Do models and observations disagree on the rainfall response to global warming? *Journal of Climate*, 22, págs. 3156-3166.
- Lu, J., Xie, F., Sun, C., J, Luo, Cai, Q., ... Tian, H. (2020). Analysis of factors influencing tropical lower stratospheric water vapor during 1980–2017. *Climate and Atmosphere Science*, 3(35), págs. 1-11.
- MacKenzie, I., & Harwood, R. S. (2004). Middle-atmospheric response to a future increase in humidity arising from increased methane abundance. *Journal of Geophysical Research*, 109, 02107.
- Makama & Lim, H. (2017). Characteristics of precipitable water over Peninsular Malaysia from satellite. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Science*, 28, págs. 979-992.
- Manabe, S., & Wetherald, R. (1967). Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(3), págs. 241-259.
- Marsden, D., & Valero, F. (2004). Observation of water vapor greenhouse absorption over the Gulf of Mexico using aircraft and satellite data. *Journal of Atmospheric Sciences*, 61, págs. 745-753.
- Martin, R. s., Mather, T. A., & Pyle, D. M. (2007). Volcanic emissions and the early Earth atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, págs. 3673-3685.

- McCarthy, M. P., & Toumy, R. (2004). Observed interannual variability of tropical troposphere relative humidity. *Journal of Climate*, 17, págs. 3181-3191.
- McCarthy, M., Thorne, P., & Titchner, H. (2009). An analysis of tropospheric humidity trends from radiosondes. *Journal of Climate*, 22, págs. 5820-5838.
- Mendoza, V., Pazos, M., Garduño, R., & Mendoza, B. (2021). Thermodynamics of climate change between cloud cover, atmospheric temperature and humidity. *Scientific Reports*, 11:21244.
- Mieruch, S., Noel, S., Bovensmann, H., & Burrows, J. P. (2008). Analysis of global water vapour trends from satellite measurements in the visible spectral range. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, págs. 491-504.
- Minschwaner, K., & Dessler, A. (2004). Water vapor feedback in the tropical upper troposphere: model results and observations. *Journal of Climate*, 17, págs. 1272-1282.
- Müller, R., Huns, A., Huirst, D., Rolf, C., Krämer, M., & Riese, M. (2016). The need for accurate long term measurements of water vapor on the upper troposphere and lower stratosphere with global coverage. *Earth's Future*, 4, págs. 25-32.
- Myhre, E. e. (2013). Anthropogenic and natural radiative forcing. En T. e. Stocker, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (págs. 659–740). New York: Cambridge University Press.
- Nanerjee, A., Chiodo, G., Previdi, M., Ponater, M., Conley, A., & Polvani, L. (2019). Stratospheric water vapor: an important climate feedback. *Climate Dynamics*, 53, págs. 1679-1710.

- New, M., Hulme, M., & Jones, P. (2000). Representing Twentieth-Century space–time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13(13), págs. 2217-2238.
- Nieto, R., & Gimeno, L. (2019). A database of optimal integration times for Lagrangian studies of atmospheric moisture sources and sinks. *Scientific Data*, s/n, págs. 1-10.
- Oguntoyinbo, J. S. (1986). Some aspects of the urban climates of tropical Africa. En *Urban Climatology and its applications with special regard to tropical areas. Proceedings of the Technical Conference. Mexico D.F., 26-30 November 1984* (Vol. 652, págs. 110-135). Geneva: WMO.
- Oke, T., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J. A. (2017). *Urban Climates*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Oltmans, S., Vömel, H., Hofmann, D., Rosenlof, K., & Kley, D. (2000). The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostprint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado. *Geophysical Research Letters*, 27, págs. 3453-3456.
- Padmanabhamurty, B. (1979). Isotherms and isohumes in Pune on clear winter nights: a Mesometeorological study. *Mausam*, 30, págs. 134-138.
- Padmanabhamurty, B. (1986). Some aspects of the urban climates of India. En *Urban Climatology and its applications with special regard to tropical areas. Proceedings of the Technical Conference. Mexico D.F., 26-30 Nov. 1984* (Vol. 652, págs. 136-165). Geneva: WMO.
- Peixoto, J., & Oort, A. (1996). The climatology of relative humidity in the atmosphere. *Journal of Climate*, 9, págs. 3443-3463.

- Philipona, R., Dürr, B., Ohmura, A., & Ruckstuhl, C. (2005). Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europa. *Geophysical Research Letters*, 32, págs. 1-4.
- Pierrehumbert, R., Brogniez, H., & Roca, R. (2007). On the relative humidity of the Earth's atmosphere. En T. Schneider, & A. Sodel, *The global circulation of the atmosphere* (págs. 143-185). Princeton University Press.
- Pouillet, C. (1838). Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 7, págs. 24-65.
- Price, C. (2000). Evidence for a link between global lightning activity and upper tropospheric water vapour. *Nature*, 406, págs. 290-293.
- Pujol, M., Arty, B., Burgess, R., Turner, G., & Philippot, T. (2013). Argon isotopic composition of Archaean atmosphere probes early Earth geodynamics. *Nature*, 498, págs. 87-90.
- Ramanathan, V., & Vogelmann, A. (1997). Greenhouse effect, atmospheric solar absorption and the Earth's radiation budget: from Arrhenius-Langley Era to 1990's. *Ambio*, 26(1), págs. 38-46.
- Raschke, E., Stubenrauch, C. (2005). Water vapor in the atmosphere. En M. Hantel (Editor), *Observed global climate* (págs. 5.1-5.20). New York: Springer Verlag.
- Ravishankara, A. (2012). Water vapor in the lower stratosphere. *Science*, 337, págs. 809-810.
- Ricaud, P., Grigioni, P., Zbinden, R., Attié, J., Genoni, L., Galeandro, A., . . . Legovini, P. (2015). Review of tropospheric temperature, absolute humidity and integrated water

- vapour from HAMSTRAD radiometer installed at Dome C, Antarctica, 2009-14. *Antarctic Science*, 27, págs. 598-616.
- Robinson, P. J. (2000). Temporal trends in United States dew point temperatures. *International Journal of Climatology*, 20(9), págs. 985–1002.
- Rose, B., & Rencurrel, M. (2016). The vertical structure of tropospheric water vapor: comparing radiative and ocean-driven climate change. *Journal of Climate*, 29, págs. 4251-4268.
- Ross, R., & Elliot, W. (1996). Tropospheric water vapor climatology and trends over North America: 1973-1993. *Journal of Climate*, 9, págs. 3561-3574.
- Ross, R., & Elliot, W. (2001). Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends. *Journal of Climate*, 14, págs. 1602-1612.
- Ryu, Y.-H., Smith, J., & Bou-Zeid, E. (2015). On the climatology of precipitable water and water vapor flux in the Mid-Atlantic region of the United States. *Journal of Hydro-meteorology*, 16, págs. 70-87.
- Santera, B., Mearns, C., Wentz, F., Taylor, K., Glecker, P., Wigley, T., . . . Washington, W. (2007). Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *PNAS*, 104, págs. 15248-15253.
- Scherer, M., Vömel, H., Fueglistaler, S., Oltmans, S., & Staehelin, J. (2007). Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 7, págs. 14511-14542.
- Schneider, K., Kirtman, B., Lindzen, & R.S. (1999). Tropospheric water vapor and climate sensitivity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, págs. 1649-1658.

- Schneider, T., O’Gorman, P., & Levine, X. (2010). Water vapor and the dynamics of climate changes. *Rev. Geophys.*, *RG 3001*, págs. 1-22.
- Schönwiese, C. D., & Rapp, J. (1997). Climate trend atlas of Europe based on observations 1891-1990. *Kluwer Academic Publishers*, 228.
- Sellers, W. (1966). *Physical Climatology*. Chicago, USA: Chicago University Press.
- Serreze, M., Barrett, A., & Stroeve, J. (2012). Recent changes in tropospheric water vapor over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses. *Journal of Geophysical Research*, *117*, págs. 1-21.
- Sherwood, S. C., Dixit, V., & Salomez, C. (2018). The global warming potential of near-surface emitted water vapour. *Environmental Research Letters*, *13*, págs. 1-7.
- Sherwood, S., Ingram, W., Tsushima, Y., Satoh, M., Roberts, M., Vidale, P., & O’Gorman, P. (2010 a). Relative humidity changes in a warmer climate. *Journal of Geophysical Research*, *115*, págs. 1-11.
- Sherwood, S., Roca, R., Weckwerth, T. M., & Andronova, N. G. (2010 b). Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Rev. Geophys.*, *48/ RG2001/2010*, págs. 1-29.
- Shindell, D. (2001). Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*, *28*, págs. 1551-1554.
- Shu Djen, C. (1986). Some aspects of tyhe urban climate of Shangai. En *Urban Climatology and its applications with special regard to tropical areas. Proceedings of the Technical Conference. Mexico D.F., 26-30 November 1984* (Vol. 652, págs. 86-109). Geneva: WMO.



- Soden, B., Jackson, D., Ramaswamy, V., Schwarskopf, M., & Xiang, X. (2005). The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, 310, págs. 841-844.
- Soldatenko, S. (2019). Estimated impacts of climate change on eddy meridional moisture transport in the atmosphere. *Applied Sciences*, 9, págs. 1-25.
- Solomon, S., Rosenlof, K., Portmann, R., Daniel, J., Davis, S., Sanford, T., & Plattner, G. (2010). Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, 327, págs. 1219-1223.
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L., Allen, S., Bindoff, N., y más. (2013). Technical Summary. En T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, . . . P. M. (eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (págs. 33-115). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Stuart, F., Mark, D., Gandanger, P., & McCoville, P. (2016). Earth-atmosphere evolution based on new determination of Devonian atmosphere Ar isotopic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 446, págs. 21-26.
- Takahashi, H., SU, H., & Jiang, J. (2016). Water vapor changes under global warming and the linkage to present-day interannual variabilities in CMIP5 models. *Climate Dynamics*, págs. 1-19.
- Tapper, N. J. (1990). Urban influences on boundary layer temperature and humidity: results from Christchurch, New Zealand. *Atmos. Env., Part B*(24), págs. 19-27. doi:[https://doi.org/10.1016/0957-1272\(90\)90005-F](https://doi.org/10.1016/0957-1272(90)90005-F)

- Tejeda-Martínez, A., Méndez-Pérez, I., Rodríguez, N., & Tejeda-Zacarías, E. (2018). *La humedad en la atmósfera, bases físicas, instrumentos y aplicaciones*. Colima, México: Universidad de Colima, [http://ww.ucol.mx/content/publicacionesen-linea/adjuntos/La-humedad-en-la-atmosfera\\_466.pdf](http://ww.ucol.mx/content/publicacionesen-linea/adjuntos/La-humedad-en-la-atmosfera_466.pdf).
- Teng, W.-H., Huang, C.-Y., Ho, S.-P., & Kuo, Y.-H. (2013). Characteristics of global precipitable water in ENSO events revealed by COSMIC measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*: 8411-8425, doi:10.1002/jgrd.50371, 2013
- Tian-Bao, Z. (2014). Correlation between atmospheric water vapor and diurnal temperature range over China. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, *7*, págs. 369-375.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J., & Smith, L. (2005). Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics*, *24*, págs. 741–758.
- Trenberth, K., Jones, P., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Tank, A. K., . . . Zhai, P. (2007). Observations: surface and atmospheric climate change. En S. Solomon, M. M. D. Qin, M. M. Z. Chen, K. Averyt, M. Tignor, & H. M. (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Turner, G. (1989). The outgassing history of the Earth's atmosphere. *Journal of Geological Society*, *146*, págs. 147-154.
- Tyndall, J. (1861). On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connection of radiation, absorption, and conduction. *Philosophical Magazine serie 4*, *22*, págs. 169-194 y 273-285.
- Unger, J. (1999). Urban–rural air humidity differences in Szeged, Hungary. *International Journal of Climatology*, *19*, págs. 1509-1515.

- Unkasevic, M. (1996). Analysis of atmospheric moisture in Belgrade, Yugoslavia. *Meteor. Zeit.*, 3, págs. 121-124.
- Unkasevic, M., Jovanovic, O., & Popovic, T. (2001). Urban-suburban/rural vapour pressure and relative humidity differences at fixed hours over the area of Belgrade City. *Theor. Appl. Climatol.*, 68, págs. 67-73.
- Valley, S. L. (1965). *Handbook of Geophysical and Space Environments*. New York: McGraw-Hill.
- Van der Ent, R., Savenije, H., Schaeffli, B., & Steele-Dunne, S. (2010). Origen and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46, págs. 1-12.
- Van Malderen, R., H. B., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., Mazière, M. D., Bruyninx., C. (2014). A multi-site inter-comparison of integrated water vapour observations for climate change analysis. *Atmos. Meas. Tech*, 7, págs. 2487–2512.
- Van Wijngaarden, W. A. (2005). Examination of discontinuities in hourly surface relative humidity in Canada during 1953–2003. *Journal of Geophysical Research*, 110, D22102. doi:10.1029/2005JD005925
- Vincent, L. A., Zhang, X., Bonsal, B. R., & Hogg, W. D. (2002). Homogenization of daily temperatures over Canada. *J. Climate*, 15, págs. 1322–1334.
- Vincent, L., Wijngaarden, V., & Hopkinson, R. (2007). Surface temperature and humidity trends in Canada 1953-2005. *Journal of Climate*, 20, págs. 5100–5113.
- Vonder Haar, T. H., Forsythe, J. M., Luo, J., Randel, D. L., & Woo, S. (2005). Water Vapor Trends and Variability from the Global NVAP Dataset. In *16th Conference on Climate Variability and Change*.

- Wang, J. X., & Gaffen, D. J. (2001). Late-Twentieth-Century Climatology and Trends of Surface Humidity and Temperature in China. *J. Climate*, *14*, 2833-2845.
- Wang, J., Zhang, L., Dai, A., Van Hove, T., & Van Baelen, J. (2007). A near-global 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground based GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, *112*.
- Wang, J., & Zhang, L. (2008). Systematic error in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements. *Journal of Climate*, *21*, 2218-2238.
- Wang, H., Wei, M., Li, G., Zhou, S., & Zeng, Q. (2013). Analysis of precipitable water vapor from GPS measurements in Chengdu region: Distribution and evolution characteristics in autumn. *Advances in space research*, *52*, págs. 656-667.
- Wang, R., Fu, Y., Xian, T., Chen, F., Yuan, R., Li, R., & Liu, G. (2017). Evaluation of atmospheric precipitable water characteristics and trends in Mainland China from 1995-2012. *Journal of Climate*, *30*, 8673-8688.
- Wang, Y., & Huang, Y. (2020). The surface warming attributable to stratospheric water vapor in CO<sub>2</sub>-caused global warming. *Journal of Atmospheric Research, Atmospheres*, *125*, e2020JD032752.
- Wang, Z., Song, J., Chan, P., & Li, Y. (2021). The urban moisture island phenomenon and its mechanisms in a high-rise high-density city. *International Journal of Climatology*, *41* (Suppl. 1), E150-E170.
- Wentz, F. J., Ricciardulli, L., Hilburn, K., & Mears, C. (2007). How much more rain will global warming bring? *Science*, *317*, págs. 233-235.

- Willett, K., Jones, P., Gillet, N., & Thorne, P. (2008). Recent Changes in Surface Humidity: Development of the Had-CRUI Dataset. *Journal of Climate*, *21*, págs. 5364-5383.
- WMO (2018). *Guide to instruments and methods of observation. Volume 1: Measurements of meteorological variables* (2018 ed., Vol. 1). Ginebra: World Meteorological Organization.
- Worley, S. J., Woodruff, S. D., Reynolds, R. W., Lubker, S. J., & Lott, N. (2005). ICOADS release 2.1 data and products. *International Journal Of Climatology*, *25*, 823-842. doi:10.1002/joc.1166
- Xia, Y., Huang, Y., & Hu, Y. (2020). Robust acceleration of stratospheric moistening and its radiative feedback under greenhouse warming. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, *125*, doi:10.2020JD033090.
- Yang, X., Peng, L., chen, Y., Yao, L., & Wang, Q. (2020). Air humidity characteristics of local climate zones: a three-year observational study in Nanjing. *Building and Environment*, *171*, 106661.
- Zahnle, K. (2006). Earth's earliest atmosphere. *Elements*, *2*, págs. 217-222.
- Zhai, P., & Eskridge, R. (1996). Analysis of inhomogeneities in radiosonde temperature and humidity time series. *Journal of Climate*, *9*, págs. 884-894.

## LOS AUTORES

**Adalberto Tejeda-Martínez:** Es egresado de la Licenciatura en Ciencias Atmosféricas de la Universidad Veracruzana, donde es profesor/investigador desde 1985. Es maestro en Geofísica y doctor en Geografía por la UNAM. Ha publicado sobre climatología aplicada, bioclimatología humana y climatología urbana, en revistas indizadas, nacionales e internacionales. Es compilador de libros sobre inundaciones, impactos del cambio climático y climatología dinámica, en el estado de Veracruz. Es coautor de un libro sobre *La humedad en la atmósfera...* y un *Prontuario solar de México*, ambos disponibles de manera libre en [www.ucol.mx/publicacionesenlinea](http://www.ucol.mx/publicacionesenlinea). Es miembro del Sistema Nacional de Investigadores desde 2001.

**René Garduño-López:** En la UNAM se formó y desarrolló su labor académica, de la que ahora es jubilado. Tiene Licenciatura en Física y posgrado en Geofísica por la Facultad de Ciencias, donde fue profesor desde 1976. Fue investigador titular y Secretario Académico del (actual) Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático. Ha publicado artículos en revistas internacionales arbitradas y presentado trabajos en congresos en México y en el extranjero; recopiló y editó la *Obra de Julián Adem*, varios tomos de El Colegio Nacional; fue Editor Asociado de la revista *Atmósfera*. Es autor de los libros *El veleidoso clima* y *Pormenores terrestres* de la serie *La Ciencia para Todos*, del Fondo de Cultura Económica.