

Fig 1. Radiación neta media en el límite superior de la atmósfera del mes de marzo de 2014 a partir de datos de satélite CERES.

# Radiación neta en el límite superior de la atmósfera

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ LAULHÉ

En esta entrega se describe la distribución en el globo de la radiación neta media en la parte superior de la atmósfera (TOA: *Top of the atmosphere*), que es la diferencia entre la energía solar absorbida por la Tierra y la radiación de onda larga emitida por la Tierra. También se hacen consideraciones sobre el balance de energía total del planeta, y la asimetría de la radiación neta en los hemisferios austral y boreal.

## Distribución en el globo de la radiación neta media en la parte superior de la atmósfera.

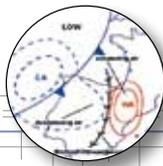
En la figura 1 se muestra el mapa de radiación neta media en el TOA del mes de marzo de 2014. La fuente de los datos son las medidas de radiación del instrumento "Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)" a bordo de los satélites Terra y Aqua de la NASA (<http://ceres.larc.nasa.gov/>).

En colores rojizos están coloreadas las zonas donde el balance de energía en promedio es positivo, es decir, en las que hay un flujo neto de energía hacia la Tierra, y en colores verdes y azulados las zonas donde la radiación neta es negativa, en las que el flujo neto de energía es hacia el espacio.

En general la radiación neta disminuye con la latitud, pues la radiación solar incidente depende de la declinación solar. Se ha elegido un mapa de marzo porque en este mes el sol se encuentra sobre el ecuador, y por tanto la radiación solar incidente debe ser muy parecida en los dos hemisferios.

Superpuesto al gradiente latitudinal que impone la radiación solar incidente hay asimetrías zonales que están relacionadas con variaciones en el albedo, con la temperatura de la superficie del océano y con otros factores. En las regiones tropicales y subtropicales, en general, la radiación solar absorbida supera a la radiación de onda larga saliente, lo que tiende a producir un calentamiento neto, mientras en las latitudes medias y altas sucede lo contrario, y la tendencia es al enfriamiento neto. Los valores más altos de radiación neta del planeta en promedio anual ( $> 90 \text{ W/m}^2$ ) se encuentran en la zona ecuatorial, sobre los océanos Índico oriental y Pacífico occidental. Sobre los continentes solo se superan los  $80 \text{ W/m}^2$  anuales en África ecuatorial.

Se puede observar que en las latitudes medias y altas del hemisferio sur (HS) el balance radiativo es más simétrico zonalmente que en el hemisferio norte (HN), en el que se aprecian, por la distribución de los continentes, contrastes entre las tierras y los océanos. Pero a pesar de las grandes diferencias en cuanto a extensión de las tierras y a la nubosidad, en la mayor parte del globo la radiación neta media es muy parecida en una misma latitud en ambos hemisferios. Sin embargo, la zona comprendida entre las latitudes  $17^\circ$  y  $35^\circ$  en el HN recibe menos radiación debido a los desiertos del Sahara y de Arabia, que son importantes sumideros netos de radiación en el TOA y muestran en promedio un enfriamiento radiativo neto. La línea de cero de la radiación neta se encuentra sobre los océanos por encima de la latitud  $30^\circ$ , pero en zonas continentales desérticas del hemisferio norte de África y Arabia se aproxima mucho al ecuador. Como consecuencia el Mediterráneo es una zona



de balance positivo rodeada de zonas negativas. El enfriamiento radiativo en zonas de desiertos se debe: al alto albedo de la superficie que produce el reflejo de buena parte de la radiación solar, a las altas temperaturas que generan una alta radiación de onda larga en superficie, que escapa en buena parte al exterior debido a la sequedad y escasa nubosidad de la atmósfera. El enfriamiento radiativo se compensa por el calentamiento por subsidencia, que también tiene un efecto desecante, y por tanto, ayuda a mantener el desierto. Hay un mínimo relativo medio de radiación neta de  $-30 \text{ W/m}^2$  sobre el NE de África. También en el HN y por debajo de  $35^\circ \text{ N}$  aparece un sumidero de radiación neta sobre el SE de China. Esta no es una zona desértica, sino de gran nubosidad y gran contenido de aerosoles que tienen doble influencia: directa sobre la radiación, e indirecta a través de la nubosidad.

También existen diferencias en la radiación neta en el TOA sobre los casquetes polares. El casquete polar del HS recibe más radiación neta que el del HN debido a la menor temperatura de la Antártida y menor flujo de radiación de onda larga saliente. Los valores absolutos en promedio más negativos del flujo neto radiativo en el TOA se encuentran en el polo norte.

El gradiente de radiación neta es el mecanismo primario que propulsa las circulaciones atmosféricas y oceánicas, pues el desequilibrio radiativo entre las latitudes altas y las tropicales exige transporte de calor hacia latitudes altas en la atmósfera y en los océanos. En los trópicos las variaciones en radiación neta este-oeste pueden ser tan grandes como los promedios norte-sur. Las variaciones meridionales están asociadas a las células de Hadley y las zonales a las circulaciones de Walker. En el océano las diferencias de radiación neta entre los hemisferios tiende a promover la Circulación Meridiana Atlántica (AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation)

## El desequilibrio de la energía de la Tierra, $N$ , en el TOA.

La integral del flujo de radiación neta en el TOA sobre todo el globo indica el desequilibrio energético de la Tierra,  $N$ , o sea la diferencia entre la radiación solar absorbida por la Tierra y la radiación de térmica emitida por el Tierra hacia el espacio.

$$N = S_0/4 - (F^{OC} + F^{OL}) \quad (1)$$

Siendo:  $S_0$ , la constante solar;  $F^{OC}$ , la radiación de onda corta reflejada hacia el espacio; y  $F^{OL}$  la radiación de onda larga emitida por el planeta hacia el espacio, medidas ambas en el límite superior de la atmósfera.

La existencia de desequilibrios en el balance global de la radiación neta, y el reparto de los excesos de energía entre las componentes del sistema climático son clave para el conocimiento de la evolución del clima.

Los forzamientos climáticos son factores externos al sistema climático que fuerzan cambios en el clima de la Tierra, produciendo desequilibrios de energía globales. Los forzamientos pueden ser naturales o inducidos por el hombre. Los naturales incluyen los cambios en el brillo del Sol, y las erupciones volcánicas que depositan aerosoles en la estratosfera y enfrían el planeta al reflejar la luz solar hacia el espacio. Los forzamientos antropogé-

nicos principales son el aumento de la concentración de los gases invernaderos de larga duración en la atmósfera (principalmente el  $\text{CO}_2$ ), que causan calentamiento por captura de radiación térmica de la Tierra, y los aerosoles causados por el hombre, que, de igual modo a los volcánicos, reflejan la luz solar y tienen un efecto de enfriamiento.

La variabilidad de  $N$  tiene distintas escalas temporales. La variabilidad a corto plazo está relacionada con la variabilidad interna del sistema climático, principalmente con El Niño-Oscilación del Sur, pero también con forzamientos externos como las erupciones volcánicas aisladas (como las del monte Pinatubo). La variabilidad a largo plazo proviene de forzamientos climáticos externos, tanto antropogénicos: aumento de concentración atmosférica de gases invernaderos y de aerosoles, como naturales: variación en el brillo del sol y periodos largos de gran actividad volcánica (ambos coincidentes en la Pequeña Edad de Hielo).

Sin forzamientos climáticos, la temperatura media global en la superficie de la Tierra,  $T_s$ , no varía en escalas temporales grandes. Un forzamiento climático neto positivo hace aumentar  $T_s$  hasta que la creciente radiación térmica anule el desequilibrio, pero esto ocurre en un periodo de tiempo muy largo debido a que más del 90 % del exceso de energía incidente se almacena en los océanos. A escalas de tiempo de hasta de varias décadas,  $T_s$  puede fluctuar naturalmente debido a la variabilidad interna del sistema climático, haya o no haya forzamiento climático externo.

$N$  se puede expresar como:

$$N \approx Q - \lambda \Delta T + \epsilon, \quad (2)$$

siendo  $Q$  el forzamiento climático neto,  $\lambda \Delta T$  los efectos retroactivos debidos a la variación de  $T_s$ ,  $\Delta T$ ; y  $\epsilon$  los efectos retroactivos de la variabilidad interna del sistema no relacionados a la variación de la temperatura, y  $\lambda$  el parámetro de retroefecto climático.

La medida de  $N$  tiene una gran incertidumbre pues su valor medio es próximo a  $0.5 \text{ W/m}^2$ , que es un 0.15 % de los valores medios de unos  $340 \text{ W/m}^2$  de los flujos que intervienen en el balance, y las medidas directas de radiación desde satélite dan valores precisos de las variaciones de  $N$ , pero no de sus valores absolutos. Para la estimación de la valoración de  $N$  se necesita del conocimiento de la variación del contenido de calor de los océanos, CCO, pues  $N$  tiene que estar en fase y ser de magnitud similar a la variación del CCO en escalas de tiempo multi-anales, dado que los cambios de energía en la atmósfera, la tierra y la criosfera son mucho más pequeños.

La figura 2 muestra los valores de  $N$ , de 1985 a 2013, reconstruido por Allan et al. (2014), a partir de las medidas directas de radiación desde satélite (línea negra), homogeneizadas con datos de reanálisis, y de los valores de CCO, calculados de datos de boyas (actualmente red Argo). Sombreado en rojo los años de desequilibrio positivo, ganancia de energía, y en azul los años de desequilibrio negativo, pérdida de energía. La línea gruesa azul indica los valores de  $N$  calculados con simulaciones de modelos acoplados, a las que se han prescrito los valores observados de la temperatura en superficie, y el forzamiento generado por las concentraciones de gases invernaderos y de aerosoles medidas en estos años. El acuerdo entre medidas y simulaciones es notorio. Entre 2000 y 2012, durante el denominado hiato en el que la  $T_s$  apenas

subió, la Tierra estuvo ganando energía a razón de  $+0.6 \pm 0.43 \text{ W/m}^2$  en promedio, bastante superior a los  $0.34 \pm 0.67 \text{ Wm}^{-2}$  del periodo 1985-1999 (incertidumbres a nivel de confianza del 90%), lo que significa que el exceso de energía en este periodo fue a parar al océano. Mientras la magnitud de  $N$  permanece bastante incierta, la reconstrucción captura la variabilidad interanual, dominada por el enfriamiento que produjo la erupción volcánica del monte Pinatubo en 1991, y los episodios extremos de ENOS con máximo de ganancia de energía en el episodio de La Niña de 2008, y mínimo en el episodio de El Niño 1998-99, que se explica por que la Tierra emite más (menos) OLR por una mayor (menor) temperatura media global durante El Niño (La Niña), plasmado en el segundo término de la derecha de la ecuación (2). Esta ganancia planetaria de energía ha ocurrido durante un mínimo so-

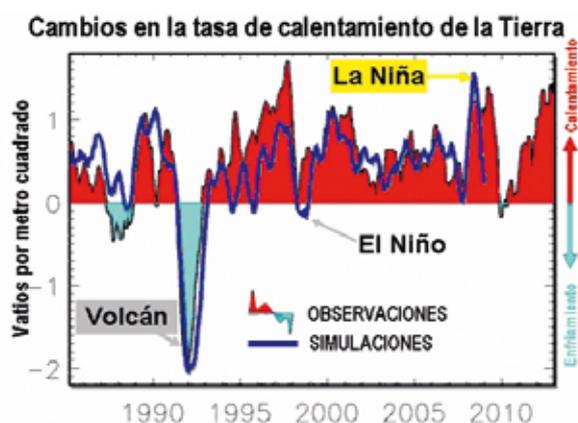


Fig 2. Cambios en el calentamiento medio anual de la Tierra obtenidos con observaciones (línea negra) y simulaciones (línea azul gruesa) en el periodo 1985-2013. (fuente: [www.ncas.ac.uk/index.php/en/documents/individual-science-highlights/climate/953-science-highlight-richard-allan-4/file](http://www.ncas.ac.uk/index.php/en/documents/individual-science-highlights/climate/953-science-highlight-richard-allan-4/file))

lar, en el que el forzamiento solar del clima fue muy inferior al forzamiento climático neto producido por el efecto invernadero.

## El desequilibrio de energía en los hemisferios.

Como se observa en el esquema de la figura 3, debida a Loeb et al (2015), el reparto de  $N$  entre hemisferios no es homogéneo. En el HN el balance de energía en el TOA es negativo,  $N_N = -0.2 \text{ W/m}^2$  (energía neta saliente), mientras que en el HS es positivo,  $N_S = +1.4 \text{ W/m}^2$  (energía neta entrante),  $N = 1/2 (N_N + N_S) = 0.6 \text{ W/m}^2$ .

La radiación de onda corta incidente es la misma para los dos hemisferios pues aunque en enero, cuando la Tierra se mueve cerca del perihelio de su órbita elíptica, el HS recibe más radiación solar, de acuerdo con la segunda ley de Kepler, la Tierra se mueve más rápido (el verano del HN es más corto que el del HS), de modo que ambos hemisferios deben recibir la misma cantidad de insolación solar anual. Respecto a la fracción de onda corta reflejada hacia el espacio, el albedo, es casi la misma en ambos hemisferios. Parece que esta simetría se debe a una mayor reflexión de radiación de onda corta por las nubes en el HS, que compensa la mayor reflexión desde las masas continentales y mayor cantidad de aerosoles en el HN. La diferencia en el balance energético

en el TOA entre los hemisferios se debe a la distinta radiación de onda emitida hacia el espacio, lo cual es consistente con la existencia de una diferencia de temperatura entre los dos hemisferios, constatada tanto por las observaciones como por las simulaciones numéricas. Esta diferencia parece depender del forzamiento climático y ha aumentado durante el siglo XXI, alcanzando valores de  $1.25 \text{ }^\circ\text{C}$ , atribuido al desigual impacto espacial del for-

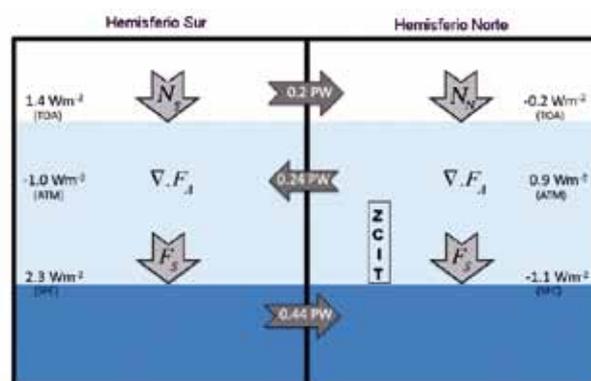


Fig 3. Transportes de energía medios a través del ecuador en la atmósfera y océano, inferidos de las asimetrías hemisféricas en los balances de energía de CERES en el TOA y en superficie y de las divergencias en transporte de energía total atmosférica de ERA-interim (fuente: Loeb et al., 2015)

zamiento invernadero, que ha tenido como resultado un calentamiento amplificado en el Ártico y masas continentales del norte.

La asimetría de radiación neta en el TOA implica un transporte de energía del HS al HN. Esto ocurre por medio de la AMOC oceánica, con un transporte de energía estimado en  $0.44 \text{ PW}$ , que aproximadamente es la diferencia de los flujos descendentes de energía en superficie,  $F_s$ , entre los dos hemisferios, compensado en parte por un flujo atmosférico inverso, del HN al HS, de  $0.24 \text{ PW}$  ( $1 \text{ W m}^{-2} = 0.255 \text{ PW}$  suponiendo un área hemisférica de  $2.55 \times 10^{14} \text{ m}^2$ ), que causa una redistribución interhemisférica de nubosidad (Rutzmi et al. 2015). El mecanismo de compensación lo genera la localización de la célula de Hadley meridional, cuya rama ascendente está estrechamente relacionada a la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical). La ZCIT está localizada sobre la superficie más cálida, y en consecuencia está desplazada hacia el norte del ecuador, a unos  $5^\circ \text{ N}$ , por el transporte de calor oceánico. La posición en promedio al norte del ecuador de la rama ascendente de la célula de Hadley meridional hace que su rama superior conduzca calor atmosférico hacia el HS. Este transporte atmosférico, compensa aproximadamente la mitad del transporte oceánico hacia HN y en su descenso en el HS provoca un 4% más de nubes bajas reflectivas que en el HN, que igualan la radiación de onda corta reflejada en ambos hemisferios.

## Leer más:

- Allan, R. P., et al., 2014: Changes in global net radiative imbalance 1985–2012. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5588–5597.
- Loeb, N. G., et al., 2015: Observational constraints on atmospheric and oceanic cross-equatorial heat transports: revisiting the precipitation asymmetry problem in climate models. *Climate Dynamics*.
- Ruzmaikin, A. et al., 2015: Interhemispheric Variability of Earth's Radiation *Journal of the Atmospheric Sciences* 2015 72:12, 4615–4628