

Ciclones tropicales en un clima más cálido

por Lennart Bengtsson*

Introducción

Los ciclones tropicales figuran entre los desastres naturales más devastadores, causando frecuentemente pérdidas de vidas humanas y graves daños económicos. Esto es debido a las mareas de tempestad oceánicas en las regiones costeras, los vientos destructivos y las crecidas repentinas que tienen lugar como consecuencia de una excesiva precipitación. El coste anual para los EEUU se ha estimado entre 5 000 y 10 000 millones de \$ EEUU pero, tras el enorme daño causado durante la activa temporada de huracanes de 2005, incluyendo el huracán *Katrina*, con daños estimados en unos 85 000 millones de dólares de EEUU, es probable que la cifra aumente.

En Nueva Orleans y las comunidades vecinas, que resultaron parcialmente destruidas por *Katrina*, se perdieron cerca de 1 800 vidas. La situación habría sido significativamente peor sin predicciones meteorológicas y sistemas de aviso precisos. Durante una tormenta tropical de 1970 en Bangladesh, murieron más de 300 000 personas: tantas como durante el terremoto de Sumatra de diciembre de 2004. La predicción cada vez más precisa de los ciclones tropicales es uno de los grandes logros de la meteorología internacional durante las dos últimas décadas.

Los ciclones tropicales son sistemas de baja presión que se originan sobre los océanos tropicales y subtropicales. Se caracterizan por una convección organizada y una circulación ciclónica bien desarrollada en superficie.

Una circulación ciclónica débil puede intensificarse en un ciclón tropical. La fricción de la capa límite en dicho vórtice de partida da lugar a que el aire gire en espiral hacia el centro de la tormenta. Las nubes cerca del centro se organizan en bandas espirales de precipitación y, con el tiempo, en una pared del ojo debido a la fuerte rotación del vórtice. A medida que los vientos se refuerzan y la presión superficial disminuye, se extraen cantidades crecientes de agua del océano caliente. El aire sube y se enfría y el vapor de agua se condensa, liberando el calor latente. El calentamiento conduce a una intensificación adicional, aumentando a su vez el viento de superficie y la evaporación. La tormenta continuará intensificándose hasta que la entrada de energía por evaporación de superficie se equilibre con la disipación por fricción. En este proceso, un ciclón tropical bien desarrollado convierte la energía térmica del océano en energía mecánica de los vientos de forma similar a como ocurre en una máquina de vapor o en una máquina de Carnot (Emanuel, 1988).

Las observaciones indican (Schade, 2000) que las relaciones empíricas ba-



Lennart Bengtsson obtuvo el prestigioso premio OMI de la OMM en 2006. Fue entrevistado en el Boletín de la OMM 53(3) (julio de 2004).

sadas en el concepto de una máquina de Carnot proporcionan una buena medida del límite superior de la intensidad de un ciclón tropical, como puede determinarse a partir de las temperaturas de la superficie del mar (TSM) y el estado de la atmósfera. Sin embargo, las condiciones responsables del desarrollo e intensidad real de los ciclones tropicales apenas se comprenden, principalmente debido a una falta de observaciones exactas en las zonas en las que se desarrollan. Los datos empíricos (Goldenberg y otros, 2001) y los estudios de modelización coinciden ampliamente en que deben satisfacerse las condiciones que se señalan a continuación.

En primer lugar, los ciclones tropicales requieren que la TSM alcance aproximadamente los 26°C (Palmén,

* Profesor del Centro Científico de Sistemas Medioambientales, Universidad de Reading (Reino Unido); Director emérito del Instituto Max Planck de Meteorología, Hamburgo (Alemania)

1948) o más, debido a que hace falta una cantidad mínima de suministro de calor oceánico. Las indicaciones (Royer y otros, 1998) son que este valor puede tener que aumentar en un clima más cálido, ya que la convección profunda iniciada normalmente a 26°C depende también de la temperatura de la troposfera superior.

En segundo lugar, se necesita una pequeña cizalladura vertical del viento, probablemente debido a que las células de nube convectiva que proporcionan la energía para los ciclones pueden hacerlo de modo eficaz únicamente si su estructura vertical no está distorsionada.

En tercer lugar, la actividad del ciclón depende también de la circulación a gran escala. Un ejemplo de ello se encuentra en las enormes diferencias en el Atlántico entre el excesivamente activo año 2005 y el menos activo 2006. La muy débil actividad en 2006 no se esperaba, pues el informe de tendencia de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de EEUU (NOAA), emitido el 22 de mayo de 2006, indicaba un 80% de probabilidad de una temporada de huracanes superior a lo normal y solo un 5% de probabilidad de una estación por debajo de lo normal. Un factor que contribuyó a esta circunstancia, aunque no el único, pudo haber sido el desarrollo de un fenómeno de El Niño en el Pacífico oriental durante la segunda mitad de 2006.

¿Están siendo cada vez más intensos los ciclones tropicales?

Recientemente se han llevado a cabo varios estudios empíricos con objeto de comprobar si los ciclones tropicales se han vuelto más intensos a consecuencia de TSM más altas. Algunos de estos estudios indican que está teniendo lugar un aumento (Webster y otros, 2005; Scriver y Huber, 2006). Sin embargo, los resultados no son concluyentes, ya que otros estudios ponen de relieve que no ha aparecido una intensificación (Chen, 2006; Klotzbach, 2006; Landsea y otros, 2006). Hay dos razones principales para que existan estas diferentes interpretaciones.

En primer lugar, los ciclones tropicales están experimentando variaciones interanuales, incluyendo cambios a escalas de tiempo multidecenales, requiriendo así registros de observaciones fiables más largos que los actualmente disponibles. En segundo lugar, los sistemas de observación han estado sufriendo rápidos cambios, lo que significa que la intensidad de los ciclones tropicales se observa más exactamente ahora que con anterioridad. La reevaluación de las observaciones por satélite (Kossin y otros, 2007) sugiere que no hay una tendencia mundial discernible, aunque los datos reevaluados siguen apoyando una tendencia positiva en el Atlántico.

¿Qué podemos aprender de la modelización climática?

A medida que los modelos numéricos han evolucionado, se han vuelto gradualmente más fiables en la predicción de tormentas tropicales con varios días de antelación. Se ha producido un gran progreso en la predicción de los movimientos de tormentas, mientras que lo referente a la intensidad y las variaciones sigue presentando deficiencias (DeMaria y otros, 2005). Sin embargo, los actuales superordenadores hacen posible ejecutar modelos a muy alta resolución, lo que en combinación con unas observaciones más exactas realizadas desde satélites, proporciona mejoras adicionales. El desarrollo de las capacidades de cálculo ofrece también nuevas posibilidades para estudiar el impacto del cambio climático sobre los ciclones tropicales.

Se han realizado varios estudios de modelos durante la última década en la exploración de los posibles cambios de los ciclones tropicales en un clima futuro. El gran avance asociado a una modelización exhaustiva es que ahora disponemos de herramientas potenciales para una comprensión en profundidad. Se siguen tres aproximaciones o enfoques diferentes.

En uno, se han usado predictores seleccionados para el desarrollo de ciclones tropicales. Entre ellos figuran la TSM, la vorticidad en la troposfera inferior, la cizalladura vertical del vien-

to, la estabilidad estática y la humedad relativa. Dichos cálculos son atractivos, ya que pueden aplicarse a integraciones de modelo a baja resolución. Estos estudios generalmente sobreestiman la importancia de la TSM, y se hacen esfuerzos por reemplazar los predictores termodinámicos sugeridos por Gray (1979) por una sola medida de la estabilidad estática húmeda en la forma en que se calcula en la modelización climática. Chauvin y otros (2006) han reivindicado recientemente cierto éxito con este enfoque.

En una segunda aproximación, los ciclones tropicales se identifican per se en el modelo según criterios de selección específicos tales como un núcleo cálido y velocidad máxima de viento en la troposfera inferior y la presión superficial en el centro (Bengtsson y otros, 1995). Este es un enfoque directo, pero requiere suficiente resolución de modelo para simular vórtices de aspecto realista. Solo recientemente (Oouchi y otros, 2006; Bengtsson y otros, 2007(b)) esto ha sido factible, como demostraré en este artículo.

Como tercera aproximación, se usan modelos de área limitada a alta resolución, definidos por las condiciones de contorno del modelo a gran escala (Knutson y Tuleya, 2004). Este es un método eficaz, ya que puede usarse la alta resolución con recursos informáticos limitados. Sin embargo, el origen de las tormentas no puede simularse de forma realista y las condiciones de contorno a gran escala tendrán que imponerse o venir proporcionadas por un modelo global.

La segunda aproximación es la más directa, pero los estudios previos han estado obstaculizados por dificultades al ejecutar modelos globales a suficiente resolución para poder resolver los rasgos más intensos de los ciclones tropicales. Los resultados de modelos previos tampoco han sido concluyentes; algunos modelos han mostrado un aumento en el número de ciclones tropicales y otros una disminución. Resulta una sorpresa que una reducción en el número de ciclones en un clima más cálido sea el resultado más común (Sugi y otros, 2002; Yoshimura y otros, 2006), aunque esto no excluye la aparición de tormentas más intensas en un clima más cálido (Oouchi y otros, 2006; Bengtsson y otros, 2007(b)).

Modelización de ciclones tropicales en el clima actual

Se han obtenido los siguientes resultados utilizando el modelo climático del Instituto de Meteorología Max Planck de Hamburgo. Hemos dividido este estudio en dos partes. En la primera parte, comparamos resultados del modelo con observaciones y datos de reanálisis. El estudio se ha limitado al hemisferio norte. El modelo se ha ejecutado para 30 años, utilizando las TSM observadas durante el período 1961-1990 según el protocolo del Proyecto de Intercomparación de Modelos Atmosféricos (AMIP) (Grupo de trabajo sobre experimentación numérica, 1996). Los ciclones tropicales se identifican por su estructura de vorticidad tridimensional. La identificación inicial y la trayectoria siguen la metodología de Hodges y otros (2003) y se usan también en Bengtsson y otros (2006). Esta identifica los ciclones tropicales en el hemisferio norte como máximos en el campo de vorticidad relativa a 850 hPa con valores superiores a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Los criterios usados para identificar un ciclón tropical en el hemisferio norte son los siguientes:

(a) Tiempo de vida mayor de dos días (ocho pasos de tiempo).

(b) Ciclogénesis teniendo lugar a $(0-20)^\circ\text{N}$ sobre tierra y a $(0-30)^\circ\text{N}$ sobre los océanos.

(c) La intensidad máxima de la vorticidad relativa a 850 hPa debe superar un valor elegido, tomado en $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

(d) La diferencia en la vorticidad entre 850 y 250 hPa debe superar un valor elegido, tomado en $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Esto implica un núcleo caliente.

(e) Los criterios (c) y (d) deben ser válidos durante al menos cuatro pasos de tiempo consecutivos.

Estos criterios se han comparado con las trayectorias para los años 2003-2005 obtenidas a partir de los análisis operativos del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo (CEPMMP), y se encontró que eran muy similares al número de ciclones tropicales observados (Bengtsson y otros, 2007a, Tabla 1). La Figura 1(a) muestra la trayectoria de huracán para el *Katrina*, tal como fue analizado mediante el modelo operativo del CEPMMP desde el momento en que se identificó hasta que decayó veinte días después en forma de una tormenta extratropical. El tiempo de vida total es doce días más largo que los mejores datos de trayectoria. El programa de búsqueda de trayectoria encontró el embrión del *Katrina* dos días antes de que fuera identificado como una depresión tropical. La Figu-

ra 1(b) muestra la estructura vertical, incluyendo la rápida profundización y la reducción de la vorticidad con la altura. Para facilitar la búsqueda de trayectoria, la estructura vertical se ha representado a una resolución un tanto gruesa correspondiente a T63. Al final de la trayectoria, puede observarse la conversión en un ciclón extratropical a medida que la vorticidad aumenta con la altura, señalando la presencia de un sistema de núcleo frío.

En la Figura 2(a), mostramos ejemplos de un ciclón tropical a partir del modelo y del proyecto de reanálisis de 40 años del CEPMP (ERA-40). Para ERA-40, hemos seleccionado un ciclón tropical intenso para el período que va del 12 de septiembre al 3 de octubre de 1991. La trayectoria de la tormenta coincide bien con el supertifón 21, aunque hay grandes diferencias en la intensidad. La máxima velocidad del viento en ERA-40 es de 45 m/s, mientras que la máxima velocidad del viento para el supertifón 21 fue de 66 m/s. Además, el viento máximo observado no coincidía con ERA-40, sino que apareció unos pocos días antes.

Aunque hay una amplia coincidencia en el número y la distribución de los ciclones tropicales entre ERA-40 y el modelo ECHAM5, por supuesto que no es posible encontrar ninguna coincidencia en la evolución de ciclones tropicales individuales, a pesar del hecho de que el patrón de las

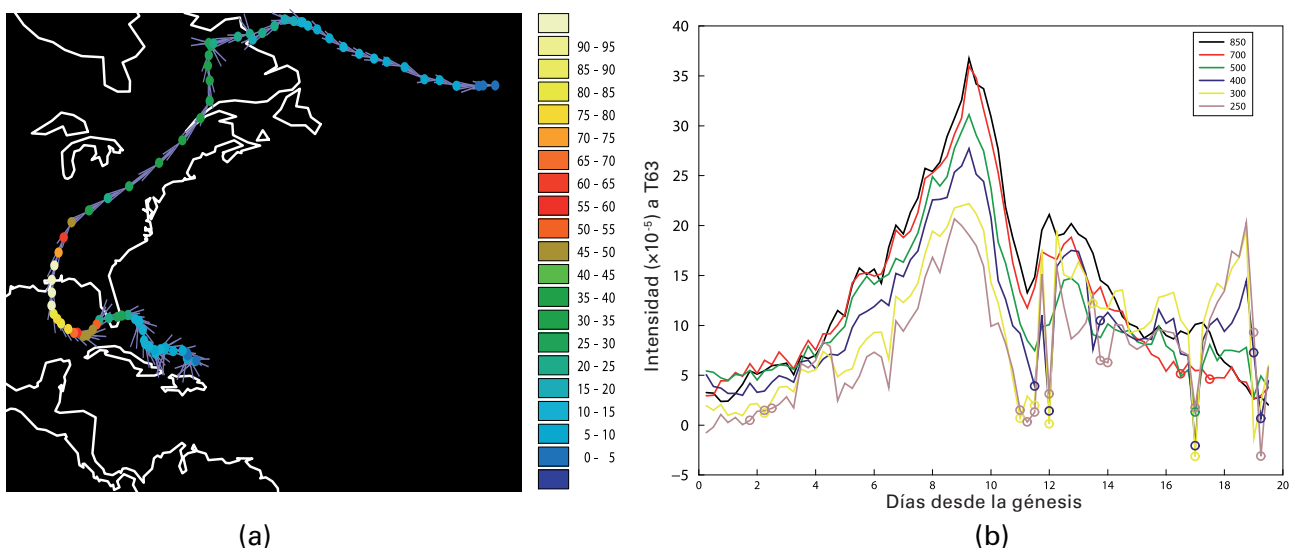


Figura 1 – (a) Trayectoria del huracán Katrina obtenida a partir de los análisis operativos del CEPMMP, identificado por primera vez el 8 de agosto de 2005 a las 20:12; los puntos coloreados indican las intensidades a T159 (vorticidad $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) en la posición cada seis horas; (b) estructura vertical a T63 del huracán Katrina: los círculos blancos indican valores en el centro a T42 al nivel significativo debido a la imposibilidad de encontrar un máximo.

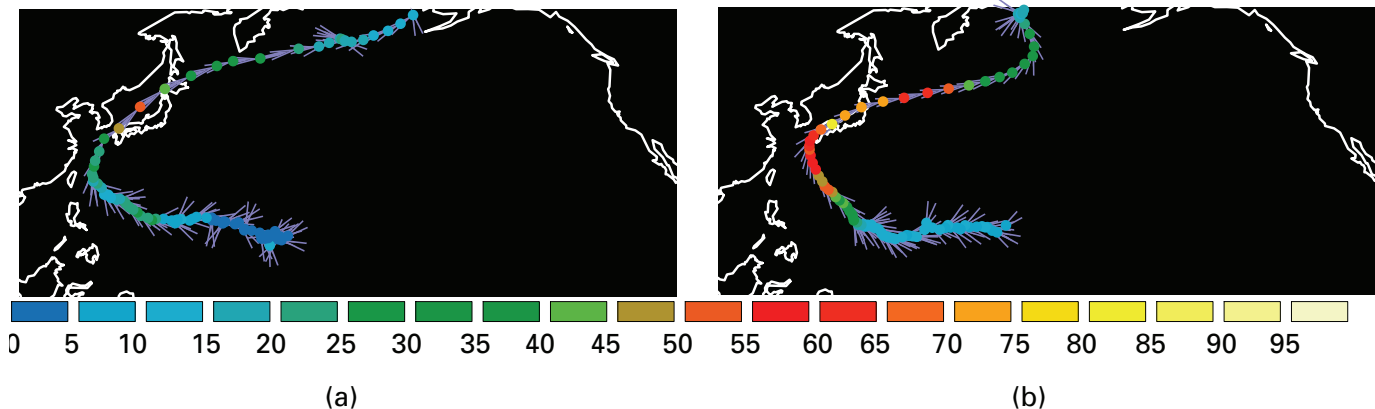


Figura 2 – Ejemplos de tormentas similares a partir de ERA-40 y del modelo ECHAM5; (a) trayectoria del supertifón 21 en ERA-40, identificado por primera vez a las 18:00 h del 12/09/1991; la intensidad es la vorticidad a $T159 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; (b) trayectoria de una tormenta similar en el modelo ECHAM5, identificada por primera vez a las 06:00 h del 24/08/1987, la intensidad es la vorticidad a $T159 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

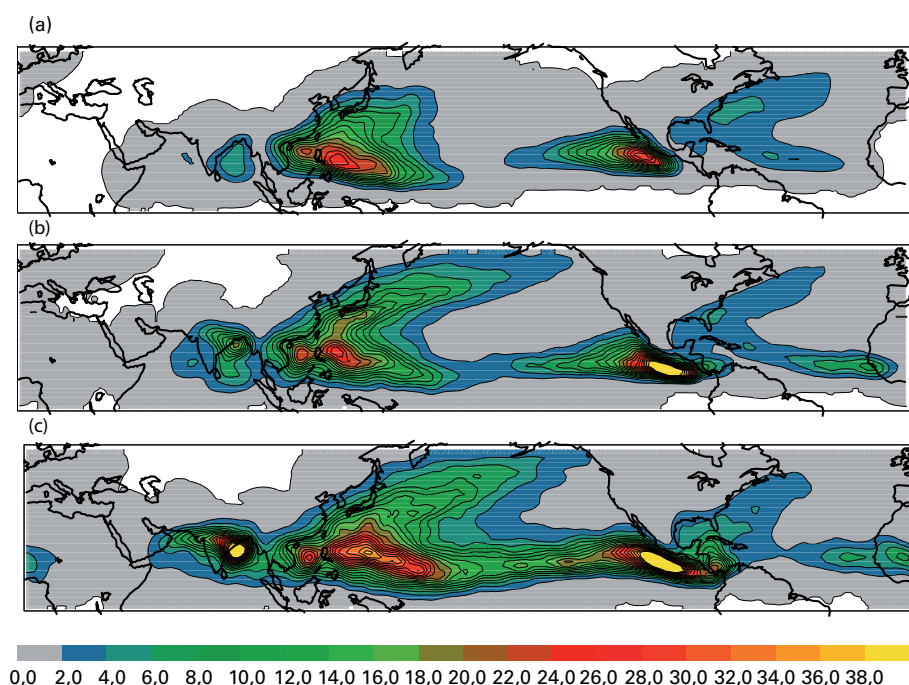


Figura 3 – Densidad de trayectoria como densidad numérica al año por área unidad, en donde el área unidad es equivalente a 5° de casquete esférico ($\sim 10^6 \text{ km}^2$): (a) observaciones; (b) ERA-40; (c) ECHAM5.

TSM (según el protocolo AMIP) sea el mismo en ERA-40 y en ECHAM5, ya que la circulación atmosférica está solo débilmente limitada por la TSM.

En lugar de ello, seleccionamos un típico ciclón tropical generado por el modelo que apareció durante el mismo mes pero en un año diferente en el Pacífico occidental. La Figura 2(b) muestra la trayectoria del ciclón generado por el modelo durante el período que va del 24 de agosto al 14 de septiembre. La intensidad es generalmente mayor en ECHAM5 que en ERA-40. Un estudio más detallado muestra que esta es una diferencia sistemática. Se

da el mismo caso con el gradiente vertical de vorticidad, que es mayor en el modelo asociado a un núcleo caliente más marcado. El tiempo de vida de las tormentas generadas por el modelo es también más largo.

En la Figura 3, mostramos la distribución geográfica de los ciclones tropicales para el hemisferio norte. Hemos representado la densidad de trayectorias como el número de densidad de puntos por año y por área unidad (cinco grados de casquete esférico equivalen aproximadamente a 10^6 km^2). A pesar del hecho de que hay más ciclones tropicales en ECHAM5 y ERA-40

comparado con los ciclones tropicales observados (aproximadamente un 15% más en ERA-40), hay, sin embargo, considerables semejanzas en los patrones de densidad de trayectoria. La comparación más directa puede hacerse entre ERA-40 y ECHAM5, puesto que las trayectorias se han obtenido del mismo modo. Esto muestra una distribución notablemente similar entre los dos, aunque ECHAM5 tiene valores mayores para la densidad de trayectorias extendiéndose a través del Pacífico. Comparado con las observaciones, ECHAM5 subestima los ciclones tropicales muy intensos en todas las regiones, pero menos que ERA-40. Creemos que la reducción sistemática de intensidad es debida, probablemente, a una resolución horizontal insuficiente. Tanto ECHAM5 como ERA-40 emplearon una resolución espectral a T159, correspondiente a un ancho de malla de unos 80 km.

Es de particular interés explorar cuál podría ser la causa de la relativamente grande variación interanual de los ciclones tropicales, en particular sobre un escenario regional. Esta puede ser considerable como ocurrió, por ejemplo, en el Atlántico entre los años 2005 y 2006, donde hubo solo nueve en 2006 comparado con 31 en 2005. En 2006, cuatro de los cinco huracanes con nombre propio aparecieron sobre el Atlántico central lejos de las zonas costeras. Hemos investigado cómo se relacionan los ciclones tropicales del modelo y de los reanálisis con las anomalías de las TSM, el flujo divergente a gran escala y la cizalladura vertical

Cambios futuros en los ciclones tropicales

El Instituto Max Planck de Meteorología ha realizado la simulación del cambio climático para el modelo climático ECHAM5/MPI-OM acoplado de la atmósfera y el océano (Jungclaus y otros, 2006). El cálculo preliminar se produjo mediante el modelo a una resolución atmosférica representada por 63 modos espectrales con truncamiento triangular. El modelo se ha ejecutado teniendo en cuenta los gases de efecto invernadero y aerosoles sulfatados observados desde 1860 hasta el presente, y después de ello, el escenario A1B del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). Este escenario supone que las emisiones de carbono aumentarán constantemente, alcanzando un máximo de 16 000 millones de toneladas al año en 2050 (aproximadamente el doble que en 2006), después de lo cual empezarán a reducirse lentamente. El efecto aerosol tendrá un máximo en 2020 y después de ello disminuirá a solo un 20% de la concentración actual al final de este siglo. En este caso, comparamos dos períodos que representan el final del siglo XX (1980-2000) y el final del siglo XXI (2080-2100). Puede encontrarse información más detallada en Bengtsson y otros (2007(b)).

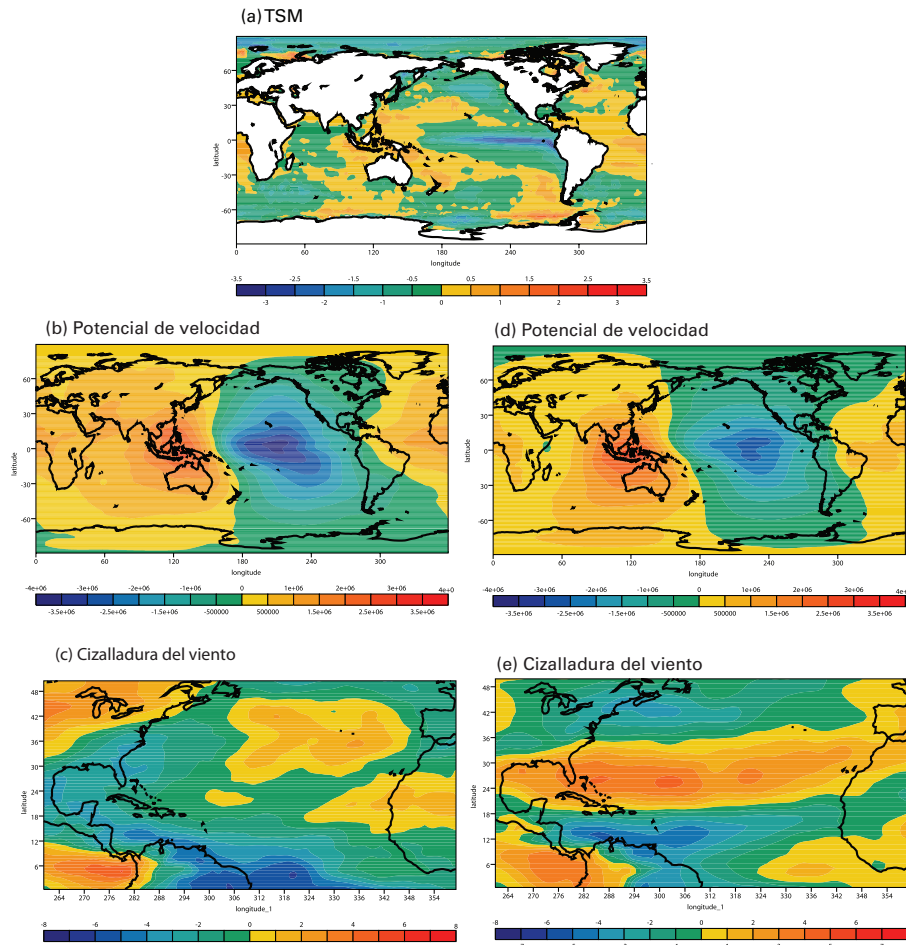


Figura 4 – Diferencia entre los años de alta y baja actividad para la TSM del Atlántico (unidades en $^{\circ}\text{C}$), potencial de velocidad a 850 hPa (unidades en m^2/s) y cizalladura vertical del viento entre 250 y 850 hPa (unidades en m/s). Los años altos en el Atlántico son 1988 y 1995, y los años bajos son 1991 y 1997: (a) TSM para el Atlántico, alto-bajo; (b) potencial de velocidad para el Atlántico, alto-bajo; (c) cizalladura vertical del viento para el Atlántico, alto-bajo (lo mismo pero para ERA-40); (d) potencial de velocidad para el Atlántico, alto-bajo; (e) cizalladura vertical del viento para el Atlántico, alto-bajo. La TSM es la misma en ambos casos.

del viento. Para el Atlántico usamos la diferencia entre los años de alta actividad en ECHAM5 (1988 y 1996) y los años de baja actividad (1991 y 1997), que también se observaron, habiendo un 50% más de ciclones tropicales identificados en los años activos respecto de los años inactivos. La Figura 4 muestra la diferencia en las TSM, el flujo divergente a gran escala y la cizalladura vertical del viento. También incluimos el potencial de velocidad analizado y la cizalladura del viento de ERA-40. A partir de la TSM, se pone de manifiesto que la alta actividad en el Atlántico está relacionada con las bajas temperaturas del Pacífico ecuatorial o, dicho de otro modo, hay menos ciclones tropicales en el Atlántico cuando hay un episodio de El Niño. La circulación dinámica a gran escala tiene un patrón marcado con una subsidencia neta sobre el Pacífico oriental y

movimientos ascendentes sobre el Atlántico, el Pacífico occidental y el Océano Índico. El patrón de divergencia de ERA-40 es virtualmente idéntico al de ECHAM5, señalando un fuerte acoplamiento con las anomalías de TSM. Hay también una reducción general de la cizalladura vertical del viento en el Atlántico tropical y en el Caribe, que favorece el desarrollo de ciclones tropicales. En este caso, el modelo difiere de ERA-40, ya que la banda observada de cizalladura del viento más fuerte entre 20 y 35°N no está prevista por el modelo, lo que probablemente está relacionado con los cambios extratropicales, donde la circulación atmosférica está menos limitada por el patrón de TSM. Para el Pacífico se obtienen resultados análogos, remitiéndose al lector al artículo de Bengtsson y otros (2007(a)) para obtener información adicional.

En los trópicos y subtrópicos del hemisferio norte, el calentamiento de la TSM es generalmente mayor de 2°C , y en algunas zonas, de unos 3°C . Con los resultados de los experimentos de cambio climático, realizamos un experimento denominado “de *time-slice*” (o de “intervalo de tiempo definido”) (IPCC, 2001) usando el patrón de TSM a partir de la integración del modelo acoplado. Esta configuración de TSM con su variación en el tiempo y en el espacio se empleó para ejecutar una versión global de alta resolución de ECHAM5. El experimento que se va a reseñar aquí utilizó 319 modos espectrales equivalentes a una redícula horizontal de unos 40 km. La evaluación detallada muestra que el realismo de los ciclones tropicales mejoró al aumentar la resolución, con rasgos más pequeños y más in-

tenso. Al utilizarse la distancia entre el centro del ciclón tropical y la zona de máxima velocidad del viento, se puso de relieve una reducción por un factor de 2,3 al pasar de T63 a T319, y un aumento en la velocidad máxima del viento de la tormenta más intensa de 59 m/s a 81 m/s.

Dos resultados trascendentales surgen al comparar los resultados en 20C (siglo XX) y 21C (siglo XXI). En primer lugar, hay una reducción general del número de ciclones tropicales en 21C. Este es un resultado algo contrario a lo intuitivo, ya que se esperaría un incremento general del número de tormentas a medida que aumentan las zonas de alta TSM. Sin embargo, existe un debilitamiento general de la circulación atmosférica a gran escala debido al rápido aumento del vapor de agua, como se deduce de la relación de Clausius-Clapeyron. El aumento asciende a un 26%. Al mismo tiempo, el aumento en el ciclo hidrológico global (evaporación y precipitación) es solo de un 6%. Esto alarga el tiempo de residencia del vapor de agua en la atmósfera en más de 1,5 días, y está relacionado con una ralentización de la circulación tropical a

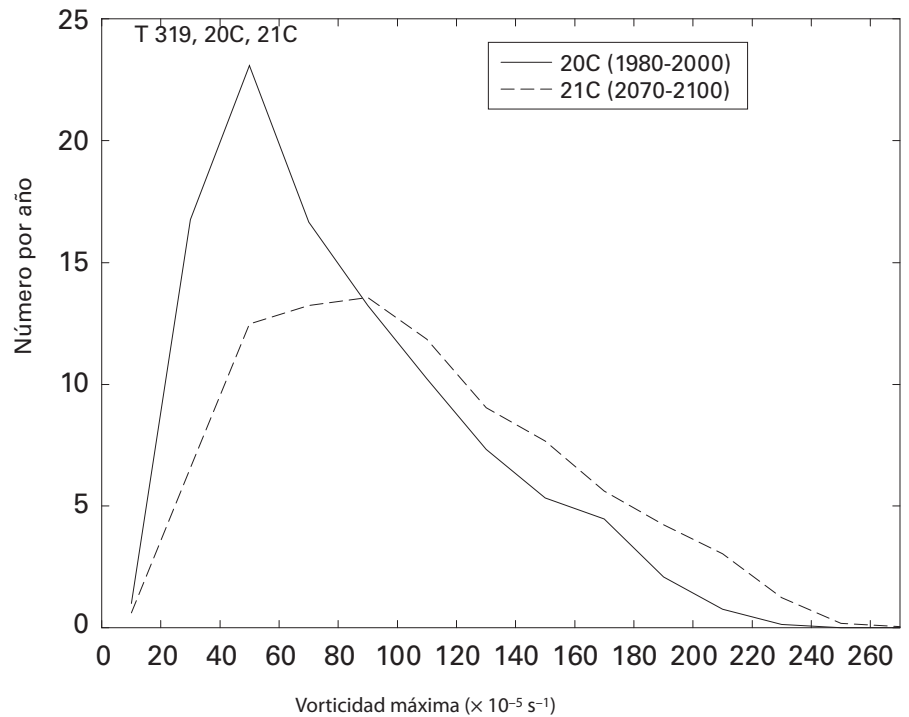


Figura 5 – Distribuciones de la intensidad máxima alcanzada para ciclones tropicales del hemisferio norte, basadas en la vorticidad relativa a 850 hPa para T319 en 20C y 21C

gran escala. Otro modo de observar esta circunstancia es el hecho de que el transporte de energía desde latitudes bajas a altas puede reducirse algo a medida que la densidad de energía es mayor, debido al enorme aumento

del vapor de agua. Argumentamos que es la intensidad reducida de la convergencia y divergencia a gran escala lo que reduce el número de vórtices de partida.

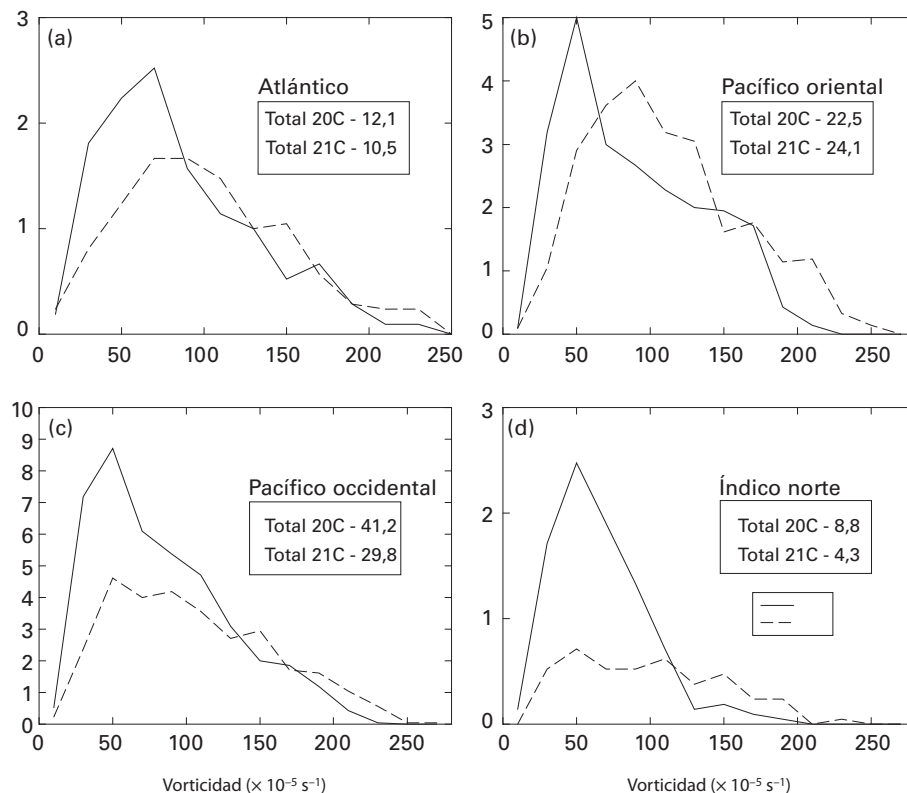


Figura 6 – Distribuciones regionales en T319 de la intensidad máxima alcanzada, basadas en la vorticidad relativa a 850 hPa para 20C y 21C en (a) Atlántico; (b) Pacífico oriental; (c) Pacífico occidental y (d) Índico norte. Las amplitudes de celda son de $2 \times 10^{-4} s^{-1}$. Los recuadros interiores muestran el número total al año para cada región y para 20C y 21C, respectivamente.

En segundo lugar, existe una intensificación de las tormentas existentes, en particular de los ciclones tropicales más potentes. La explicación en este caso es que cuando se dan condiciones dinámicas favorables, la mayor cantidad de vapor de agua resulta beneficiosa para una intensificación extra. Esta intensificación no es observable a la baja resolución original, sino que requiere una alta resolución horizontal para simular apropiadamente la organización de sistemas convectivos y la convergencia de momento. Así, en este caso, los resultados de baja resolución son, de hecho, engañosos. La Figura 5 muestra el cambio en la distribución de ciclones tropicales en 20C y 21C, respectivamente. Hay una reducción global de un 12% del número total de tormentas detectadas, pero un aumento anual de 12 a 17 ciclones tropicales que tienen una velocidad del viento máxima mayor de 50 m/s. El máximo global aumenta de 81 m/s en 20C a 87 m/s en 21C. La tendencia es la misma en todas las regiones, como puede observarse en la Figura



El huracán Emily (julio de 2005) observado desde el espacio

6. La reducción en el Océano Índico septentrional es interesante, a pesar del calentamiento de la TSM, comparativamente grande en esa región, de aproximadamente 3°C.

Comentarios finales

Se han desarrollado modelos climáticos exhaustivos hasta un punto en el que se está haciendo factible explorar cómo pueden comportarse los ciclones tropicales en un clima más cálido. Una condición necesaria es simular el clima actual con un grado razonable de realismo. Hemos mostrado que esto es posible con respecto a la variabilidad temporal y espacial de los ciclones tropicales, su tiempo de vida y trayectorias características. Los resultados sugieren que los modelos de circulación general más avanzados usados ahora en experimentos de cambio climático son capaces de predecir los rasgos típicos de los ciclones tropicales, así como los procesos físicos que están detrás de su desarrollo. Sin embargo queda mucho trabajo por hacer, en particular para simular la intensidad extrema en el centro de la tormenta y el desarrollo a menudo explosivo. Esto va a requerir probablemente importantes mejoras adicionales, incluyendo un aumento de la resolución.

El hecho de que la mayoría de los modelos predigan ahora una intensificación de los ciclones tropicales

en un clima más cálido es probablemente lo que puede esperarse, ya que el aumento del calor latente aportará más energía a las tormentas. La reducción del número de tormentas en un clima más cálido, que predice ahora una mayoría de modelos, resulta menos obvia. Hemos sugerido que la razón principal para esto es la ralentización de la circulación tropical a gran escala. Que esta sea la causa puede observarse a partir del aumento del tiempo de permanencia del vapor de agua en la atmósfera. Se espera que el debilitamiento de la circulación a gran escala sea la causa del número reducido de vórtices de partida que son necesarios para provocar un ciclón tropical. Si observamos la circulación atmosférica como una herramienta para distribuir calor y energía desde zonas de superávit a zonas de déficit, la velocidad de transporte puede relajarse, ya que la alta cantidad de vapor de agua en un clima más cálido es un vehículo de energía más eficiente.

Agradecimientos

El autor está en deuda con su colega Kevin I. Hodges y con sus colegas de Alemania y Japón.

Referencias

BENGTSSON, L., M. BOTZET and M. ESCH, 1995: Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, 47A, 175-196.

BENGTSSON, L., K.I. HODGES & E. ROECKNER, 2006: Storm Tracks and Climate Change, *J. of Climate*, 19, 3518-3543.

BENGTSSON, L., K.I. HODGES & M. ESCH, 2007: Hurricane type vortices in a high-resolution global model: Comparison with observations and Re-Analyses, *Tellus*, 59A (en imprenta).

BENGTSSON, L., K.I. HODGES, M. ESCH, N. KEENLYSIDE, L. KORNBLUEH, J.-L. LUO & T. YAMAGATA, 2007: How tropical cyclones may change in a warmer climate, *Tellus* (en imprenta)

CHAN, J.C.L., 2006: Comments on "Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment", *Science*, 311, 1713b.

CHAUVIN, F., J.-F. ROYER & M. DÉQUE, 2006: Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution, *Climate Dynamics*, 27, 377-399.

DEMARIA, M., M. MAINELLI, L.K. SHAY, J.A. KNAFF & J. KAPLAN, 2005: Further Improvements to the Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS). *Weather and Forecasting*, 20, 531-543.

EMANUEL, K.A., 1988: The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1143-1155.

GRAY, W.M., 1979: "Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation", en *Meteorology Over Tropical Oceans*. D.B. SHAW (Ed.), *Roy. Meteor. Soc.*, James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX, 155-218.

GOLDENBERG, S.B., C.W. LANDSEA, A.M. MESTANUNES & W.M. GRAY, 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*, 293, 474-479.

HODGES, K.I., B.J. HOSKINS, J. BOYLE & C. THORNCROFT, 2003: A comparison of recent reanalysis datasets using objective feature tracking: storm tracks and tropical easterly waves, *Mon. Weather Rev.*, V131, 2012-2037.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC. J.T. HOUGHTON, Y. DING, D.J. GRIGGS, M. NOGUER, P.J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL and C.A. JOHNSON (Eds), Cambridge University Press, 881 pp.

JUNGLAUS, H., N. KEENLYSIDE, M. BOTZET, H. HAAK, J.-J. LUO, M. LATIF, J. MAROTZKE, U. MIKOLAJEWICZ & E. ROECKNER, 2006: Ocean circulation and tropi-

- cal variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM, *J. of Climate*, 19, 3952–3972.
- KNUTSON, T.K. & R.E. TULEYA, 2004: Impact of CO₂-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization, *J. Climate*, 17, 3477–3495.
- KLOTZBACH, P.J., 2006: Trends in global tropical cyclone activity over the past twenty years (1986–2005), *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10805, doi:10.1029/2006GL025881.
- LANDSEA, C.W., B.A. HARPER, K. HOARAU & J.A. KNAFF, 2006: Can we detect trends in extreme tropical cyclones? *Science*, 313, 452–454.
- OOUCHI, K., J. YOSHIMURA, H. YOSHIMURA, R. MIZUTA, S. KUSUNOKI & A. NODA, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: frequency and wind intensity analysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 84, 259–276.
- PALMÉN, E.H., 1948: On the formation and structure of tropical cyclones, *Geophysica*, 3, 26–38.
- ROYER, J.-F., F. CHAUVIN, B. TIMBAL, P. ARASPIN & D. GRIMAL, 1998: A GCM study of impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones, *Clim. Dyn.*, 38, 307–343.
- SCHADE, L.R., 2000: Tropical cyclone intensity and sea-surface temperature, *J. Atm. Sciences*, 57, 3122–3130.
- SRIVER, R.L. & HUBER, M., 2006: Low frequency variability in globally integrated tropical cyclone power dissipation, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11705 doi:10.1029/2006GL026167.
- SUGI, M., A. NODA & N. SATO, 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: an experiment with the JMA global model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 249–272.
- WEBSTER, P.J., G. J. HOLLAND, J. A. CURRY & H.R. CHANG, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*: 309, 1844–1846.
- WGNE, 1996: AMIP II guidelines. Atmospheric Model Intercomparison Project Newsletter, No. 8, AMIP Project Office, Livermore, CA, 24 pp. [Disponible en: AMIP Project Office, PCMDI, L-264, LLNL, P.O. Box 808, Livermore, CA 94550].
- YOSHIMURA, J., S. MASATO & A. NODA, 2006: Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 84, 2, 405–428.