

5. **Proyectando el futuro: Modelos climáticos**

J. Fidel González Rouco, Félix García Pereira,
Cristina Vegas Cañas, Nagore Meabe Yanguas
*Instituto de Geociencias (IGEO), Consejo Superior de
Investigaciones Científicas - Universidad Complutense
de Madrid (CSIC-UCM), 28040 Madrid*

1. INTRODUCCIÓN

Desde una perspectiva general, un modelo climático es a la vez un modelo matemático y un modelo numérico. El primero proporciona una representación matemática del sistema climático o de una parte de este, basado en el conocimiento de los procesos físicos y, en general, biogeoquímicos. El conjunto de ecuaciones resultante es tan complejo que ha de ser resuelto por aproximación con métodos numéricos y su uso depende, por tanto, de los requerimientos y capacidades de computación disponibles. La solución se proporciona espacialmente en una red o malla tridimensional de puntos caracterizada, con frecuencia, por la distancia entre nodos (brazo de red) que define resoluciones horizontales y verticales. Temporalmente, la solución evoluciona en intervalos definidos por el paso de tiempo de las simulaciones. Ambos intervalos, espaciales y temporales se seleccionan por conveniencia. Esta discretización espaciotemporal hace que se puedan obtener estimaciones de las variables climáticas con un determinado grado de detalle en la representación de la realidad y su evolución. Sin embargo, incluso los modelos climáticos de mayor resolución no pueden reproducir de forma realista procesos de menor escala como la turbulencia en la capa límite atmos-

férica u oceánica o, por ejemplo, procesos de convección y microfísica de nubes.

La complejidad de los modelos climáticos ha aumentado con la inclusión de un número progresivamente mayor de componentes que representan, con el mayor grado de realismo posible, cada una de las diferentes partes del sistema climático, así como las interacciones entre ellas. Por ejemplo, la modelización del papel de la estratosfera, las interacciones aerosol-nube, la criosfera y los ciclos biogeoquímicos, entre otros, se han incluido progresivamente en las fases más recientes del proyecto de inter-comparación de modelos acoplados CMIP (del inglés, *Coupled Model Intercomparison Project*; p. ej. Eyring et al. 2016). Las componentes que adquirieron un desarrollo inicial mayor fueron los modelos de circulación general (del inglés, *General Circulation Models*, GCMs; Washington y Parkinson, 2005), atmosférica (del inglés, AGCM) y oceánica (del inglés, OGCM), y el desarrollo del acoplamiento entre las mismas, dando lugar a los modelos acoplados de circulación atmosférica y oceánica (del inglés, AOGCM). Los modelos climáticos actuales, evolución de los AOGCM, se conocen como modelos del sistema terrestre (del inglés, *Earth System Models*, ESMs) y se corresponden con el mayor nivel de complejidad en la representación de la realidad, incluyendo esquemas o submodelos de atmósfera, suelo, océano y hielo marino, así como una simulación dinámica de la vegetación, química atmosférica y del ciclo del carbono. Estos modelos han evolucionado para representar de forma realista muchos de los procesos que contribuyen a generar la variabilidad climática, siendo en última instancia la herramienta clave para entender las causas del cambio climático, para evaluar los riesgos asociados al mismo (IPCC 2021), y para explorar sobre posibles vías de mitigación y de adaptación en el futuro (IPCC 2023).

En este texto se incluye una descripción de una variedad de modelos utilizados para el estudio de la variabilidad y el cambio climático. Se desarrolla la idea de complejidad y utilidad centrándonos primero en modelos cognitivos, importantes para la interpretación posterior de los

modelos climáticos cuasi-realistas. Se discute la evolución de éstos y su interpretación desde el punto de vista del caos. Finalmente se discute la utilidad y relevancia de los modelos cuasi-realistas desde el punto de vista de las aplicaciones en la realización de diferentes tipos de experimentos con cierto énfasis en la evaluación de los riesgos asociados al cambio climático antropogénico. Nótese que en este capítulo las referencias a los seis informes del IPCC se denotarán como AR (del inglés, Assessment Report, ver <https://www.ipcc.ch/>): AR1 a AR6.

Tabla 1. Resumen de los distintos modelos climáticos descritos a lo largo del capítulo. Se indica el nombre de cada tipo de modelo, su clasificación en cuanto a nivel de complejidad, su función y una valoración del coste computacional.

Modelo	Complejidad	Aplicación	Coste computacional
EBM (Sección 2.1)	Baja	Estimación del equilibrio radiativo y la temperatura resultante. Proporcionan promedios globales o resolución espacial relativamente baja.	Bajo
Modelos cognitivos (Sección 2.2)	Baja	Representación de uno o varios procesos físicos de manera sencilla para entender la influencia de los mismos en la variabilidad climática.	Bajo
EMICs (Sección 3.1)	Media	Simulación de todos los componentes del sistema climático. Cada componente puede representarse de forma simplificada. Resolución espacial baja o media.	Intermedio
AOGCMs (Sección 3.2)	Alta	Incluyen submodelos de circulación oceánica y atmosférica acoplados. Resolución espacial comparativamente alta.	Alto
ESMs (Sección 3.2)	Alta	Extensión de los AOGCMs para incluir todas las componentes del sistema climático. Incluyen ciclos biogeoquímicos como los EMICs.	Muy alto

2. ¿CÓMO DE COMPLEJO HA DE SER PARA SER ÚTIL?

El rango posible de escalas a simular es enorme y va desde perturbaciones en la micro-escala del tamaño de centímetros, que duran segundos, hasta procesos del tamaño de la Tierra que se desarrollan a lo largo

de millones de años, como los asociados a los intercambios de carbono entre los diferentes subsistemas climáticos. Todos los modelos han de ser, por tanto, una simplificación de la realidad, y el grado de realismo con el que la representan solo puede ser limitado (Oreskes et al., 1994), pero todos pueden ser útiles para el propósito para el que fueron concebidos. Los modelos menos complejos suelen tener menor resolución espacial, es decir, un brazo de red mayor, y pasos temporales más largos. Esto los hace menos demandantes computacionalmente y permite analizar procesos asociados a escalas temporales largas como la evolución de uno o varios ciclos glaciales. El grado de simplificación en los modelos responde no solo a la discretización, sino también a una selección de los procesos que son relevantes para el tipo de estudio en cuestión; otros son excluidos por ser considerados irrelevantes, inasequibles computacionalmente o se ignoran simplemente por ser desconocidos. Por ejemplo, en el desarrollo de una simulación de un período glacial es fundamental incluir el forzamiento orbital y las interacciones entre el océano, la atmósfera y la criosfera, todos ellos procesos que operan en escalas espaciotemporales largas, y no es prioritario reproducir con mucho realismo la dinámica tridimensional de la circulación atmosférica. Por tanto, en el diseño de un modelo se priorizan los procesos relevantes para el tipo de estudio que se quiere realizar y constituye una habilidad el saber qué procesos se pueden excluir para el análisis del problema de interés con el fin de disponer de un modelo dimensionado con relación a los recursos computacionales existentes.

En los siguientes apartados se presenta una secuencia de modelos de diferente nivel de complejidad (ver Tabla 1). Todos han permitido y permiten en un modo u otro avanzar en el conocimiento de la variabilidad y el cambio climático o generar productos útiles a la sociedad. En cada caso se proporciona una síntesis acomodada a las dimensiones de este capítulo. El lector puede profundizar en cada apartado siguiendo la bibliografía proporcionada.

2.1 Modelos de balance de energía

Si un factor que caracteriza los modelos es el número de procesos que representan, el nivel más bajo de complejidad corresponde a los modelos de balance de energía (del inglés EBM, Tabla 1), en los que se estiman los cambios en el sistema climático a partir del equilibrio entre los términos que contribuyen a la ganancia o pérdida de energía del planeta. Este desequilibrio, en la práctica, puede formularse en función de la diferencia entre la energía solar de onda corta, entrante, y la emisión en onda larga de la Tierra:

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha_p) \frac{S_0}{4} - \tau \epsilon \sigma T_s^4 \quad (1)$$

donde T_s es la temperatura en la superficie; C es la capacidad calorífica efectiva del sistema, la Tierra si se considera el caso global; α_p es el albedo planetario; S_0 es la constante solar o irradiancia solar total (del inglés, TSI), que indica la energía solar extraterrestre recibida por unidad de tiempo y por unidad de superficie normal a la radiación y a la distancia anual promedio Tierra-Sol; τ es la transmisividad de la atmósfera; y ϵ es la emisividad de la superficie terrestre. De S_0 se refleja un porcentaje α_p sobre el disco terrestre eficaz a la radiación, el hemisferio iluminado (pR_T^2 ; siendo R_T el radio de la Tierra), y se proratea para toda la superficie terrestre ($4pR_T^2$), teniendo en cuenta su rotación. El último término representa la emisión en onda larga de la Tierra, proporcional a T_s^4 siguiendo la ley de Stefan-Boltzmann. En condiciones de equilibrio, la diferencia entre los dos términos de la derecha es cero y la temperatura puede obtenerse, en el caso más sencillo, a partir de los valores de S_0 y α_p , asumiendo que la Tierra se comporta como un cuerpo negro en el que τ y ϵ son iguales a 1. En ese caso, si se consideran valores actuales del albedo (ca. 30%), la T_s resultante es de aproximadamente -18 °C, lo que representa el equilibrio radiativo de un planeta sin atmósfera, aunque poco realista ya que en tal caso el albedo sería diferente debido a no existir atmósfera con posibilidad de albergar agua. Si se consideran

situaciones algo más realistas, puede asumirse que la emisividad de la Tierra no es 1, sino la de un cuerpo gris y que la atmósfera tiene una transmisividad t , considerándose incluso una discretización vertical en varias capas. Esto conduce a valores más realistas de la temperatura de la superficie, cercana a los 15 °C.

Al contrario que en el caso anterior, en el caso real existe un desequilibrio radiativo en el que las energías entrantes y salientes, en la parte derecha de la Ec. 1, cambian con el tiempo generando variaciones en la T_s , que podemos describir teniendo en cuenta la capacidad calorífica del planeta. Nótese que la Ec. 1 no es lineal pues las variaciones de temperatura dependen de la cuarta potencia de esta, supuestos los demás términos constantes. Sin embargo, para un mundo más cálido (frío), la extensión de la criosfera disminuye (aumenta) y la cantidad de agua en la atmósfera aumenta (disminuye), cambiando el albedo superficial y atmosférico y generando la posibilidad de retroalimentaciones. Por tanto, a_p y τ pueden además parametrizarse en la Ec. 1 en función de T_s , contribuyendo a una mayor no linealidad del sistema.

El planteamiento anterior se correspondería con el de un EBM a escala global 0-dimensional, útil para representar la temperatura de diferentes estados de equilibrio del planeta en función de posibles valores de S_0 , C , a_p , τ y ε . No obstante, la Ec. 1 puede extenderse también a casos 1- y 2-dimensionales considerando promedios en diferentes franjas latitudinales y longitudinales e incluyendo términos de transferencia energética entre ellas que aseguran la conservación de energía en el sistema. Algunos EBMs incluyen también una estructura con varias capas con diferentes propiedades termodinámicas y radiativas, que permiten analizar los intercambios verticales de energía. Finalmente, algunos casos incluyen un océano profundo con una representación de una capa de mezcla que simula intercambio de energía con la atmósfera y consideran así el almacenamiento de energía en el océano. Un ejemplo de este tipo se usa en la Figura 1, en la que se representa el cambio en los forzamientos naturales (actividad volcánica y solar; Figura 1a-b) y antropogé-

nicos (gases de efecto invernadero y aerosoles; Figura 1c) a lo largo del último milenio. Los cambios en los factores de forzamiento radiativo se introducen en cada paso temporal como *condiciones de contorno* en el EBM. Gracias a la simulación resultante (curva negra en la Figura 1d) se pueden vincular los principales cambios en las reconstrucciones de temperatura a lo largo del último milenio (zona sombreada) con cambios en la energía del sistema climático: valores mayores en los primeros siglos del milenio, seguidos de temperaturas más bajas, en consistencia con los cambios en variabilidad solar y volcánica, justo antes del aumento de temperatura asociado a la industrialización y la emisión de gases de efecto invernadero a lo largo de los dos últimos siglos. Nótese que la simulación con el EBM coincide aproximadamente con el centro de la distribución de probabilidad producida con las reconstrucciones de temperatura, y tanto estas como las reconstrucciones del forzamiento externo son generadas a partir de datos y métodos independientes. Volveremos a discutir esta figura en las siguientes secciones al considerar modelos más sofisticados.

2.2 Modelos conceptuales o cognitivos

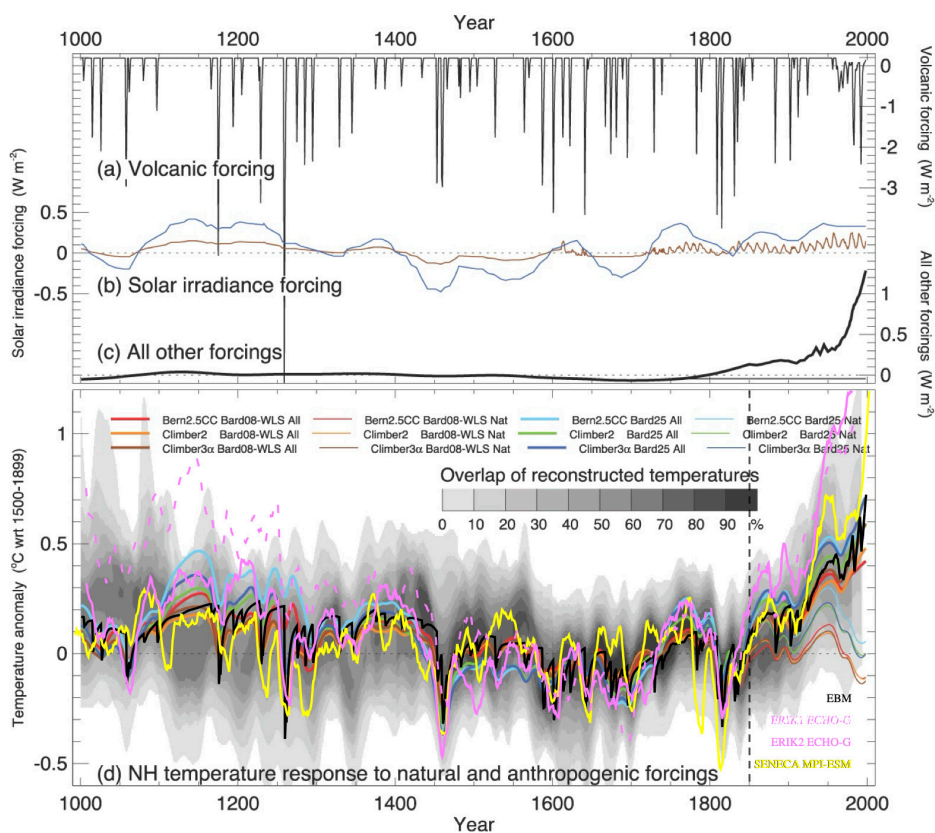
Estos modelos intentan representar una parte de la realidad haciendo uso de uno o unos pocos procesos físicos de la forma más sencilla posible (Tabla 1). A continuación, introduciremos tres ejemplos de diferente naturaleza.

2.2.1 Ejemplo 1: modelo idealizado o de umbrales

Paillard (1998) utilizó un modelo conceptual de límites o umbrales para mostrar la ocurrencia y secuenciación de períodos glaciales relativamente largos en comparación con los interglaciares, más cortos, a lo largo del último millón de años y, con ello, que el clima global podía mostrar diferentes estados de equilibrio. Para ello adoptó algunas

hipótesis como que la insolación estival en latitudes altas del hemisferio norte controla el volumen de hielo continental, modulando así el clima global. Los cambios de insolación en verano, obtenidos a partir de un EBM sencillo incluyendo cambios en los parámetros orbitales (excentricidad de la eclíptica y nutación y precesión del eje de rotación de la Tierra), pueden considerarse como el factor fundamental de forzamiento externo y, al sobrepasar ciertos umbrales, podrían disparar cambios climáticos a largo plazo que harían que el sistema climático transitase entre diferentes estados de equilibrio. En este modelo de umbrales se adoptaron tres estados diferenciados (Figura 2): interglacial (I), glacial (G) y un estado glacial intermedio o suave (g). Se asume que: la transición I-g ocurre cuando la insolación disminuye por debajo de un umbral i_0 ; la transición g-G ocurre cuando se supera un umbral mínimo de volumen de hielo o si permanece en el estado g durante un tiempo mínimo para alcanzarlo y si, además, el último máximo de insolación no fue muy alto (menor que i_3 en la figura); y la transición G-I ocurre cuando se supera un nivel de insolación i_1 . El volumen de hielo es alto al final de un G y bajo al final de un I, de modo que las transiciones G-g e I-G no se pueden dar. La Figura 2a muestra la evolución de la insolación y los valores de temperatura a lo largo de casi el último millón de años, y el resultado de este modelo idealizado representando la ocurrencia de glaciaciones e interglaciares en las observaciones. Nótese la consistencia de este sencillo modelo idealizado con la ocurrencia, desarrollo y finalización de las glaciaciones (curva negra; REC). Volveremos a esta figura en la Sec. 3.

Figura 1. Forzamiento radiativo (Wm^{-2}) estimado para el último milenio debido a factores naturales y antropogénicos: (a) la actividad volcánica e (b) irradiancia solar (reconstrucción de alta variabilidad en azul, y baja variabilidad en marrón), y (c) todos los demás forzamientos antropogénicos, incluyendo gases de efecto invernadero y aerosoles. (d) Anomalía de temperatura media anual del hemisferio norte ($^{\circ}\text{C}$) con respecto a 1500-1899 simulada por modelos climáticos de distinta complejidad (líneas) y comparada con la distribución de probabilidad generada por la superposición de reconstrucciones de temperatura (escala de grises). La figura original incluye las simulaciones de tres EMICs (ver Jansen et al., 2007) para variabilidad solar alta (colores cálidos) y baja (colores fríos) y teniendo en cuenta todos los forzamientos (líneas gruesas) o solamente los naturales (líneas finas). Sobre esta se han superpuesto con la misma escala las anomalías de una simulación con el MPI-ESM (SENECA, García-Pereira et al., 2024; línea amarilla), dos simulaciones con el AOGCM ECHO-G y usando diferentes condiciones iniciales (ERIK_{1,2} González-Rouco et al., 2009; líneas rosas) y un EBM (Crowley, 2000; línea negra). La simulación con el EBM y ERIK_{1,2} comparten los mismos forzamientos (a-c), incluyen el forzamiento solar de alta variabilidad y no incluyen aerosoles antropogénicos. La simulación SENECA incluye forzamientos según AR5 y el forzamiento solar es comparable al de baja variabilidad en (b).



2.2.2 Ejemplo 2: modelo de cajas

El modelo idealizado anterior, inductivo, estaba inspirado en la idea de que la circulación oceánica termohalina podía tener múltiples estados de equilibrio. Stommel (1961) llegó a esta conclusión al desarrollar un modelo conceptual de cajas de tipo deductivo, es decir, partiendo de leyes fundamentales consiguió describir la circulación oceánica en el Atlántico Norte como el resultado de diferencias de densidad (ρ), dependiente de la temperatura (T) y salinidad (S):

$$\rho = \rho_0 - \alpha (T - T_0) + \beta (S - S_0) \quad (2)$$

siendo α y β los coeficientes de expansión para ambas variables, y donde el subíndice 0 indica un estado de referencia, de modo que la densidad aumenta con el descenso (aumento) de temperatura (salinidad). En el Atlántico Norte la circulación oceánica se caracteriza por un transporte en superficie de aguas relativamente cálidas y salinas hacia latitudes altas en donde se produce convección y un retorno en profundidad hacia el sur. Si la densidad disminuye como resultado de una perturbación (p.ej.: aporte de agua dulce en latitudes altas), se produce una realimentación advectiva positiva con una disminución del transporte hacia el norte, que reduce la salinidad y debilita la circulación. Este comportamiento puede ilustrarse con un sencillo modelo de dos cajas (Figura 2b) en el que el transporte (q) es proporcional a la diferencia de densidad entre ellas, utilizando Ec. 2:

$$q = \kappa [\rho_1 - \rho_2] = \kappa [\alpha (T_2 - T_1) - \beta (S_2 - S_1)] = \kappa [\alpha \Delta T - \beta \Delta S] \quad (3)$$

donde κ es una constante hidráulica y para $q > 0$, el flujo es hacia el norte (sur) en superficie (profundidad) como en el clima actual y está dominado por el gradiente de temperatura ($\alpha \Delta T > \beta \Delta S$). En la Ec. 3 se puede asumir que la diferencia de temperaturas entre latitudes altas y bajas es estable. En cuanto a las diferencias de salinidad podemos considerar variaciones en la misma asociada a transporte por el océano o por aportes

de agua dulce en latitudes altas (p.ej.: aporte de ríos o fusión de hielo) y bajas (p.ej.: evaporación); que pueden describirse como flujos H (Figura 2b) de salinidad, entrantes (evaporación) en latitudes bajas y salientes (aportes de agua dulce) en latitudes altas. De este modo, las variaciones de salinidad en cada latitud y el equilibrio entre ambas pueden describirse por:

$$\frac{dS_1}{dt} = |q| \Delta S - H, \frac{dS_2}{dt} = |q| \Delta S + H, \frac{d\Delta S}{dt} = -2 |q| \Delta S + 2H, \quad (4)$$

Considerando la Ec. 3 podemos expresar las variaciones del transporte en función de las de salinidad:

$$\frac{dq}{dt} = -\kappa\beta|q| \frac{d\Delta S}{dt} \quad (5)$$

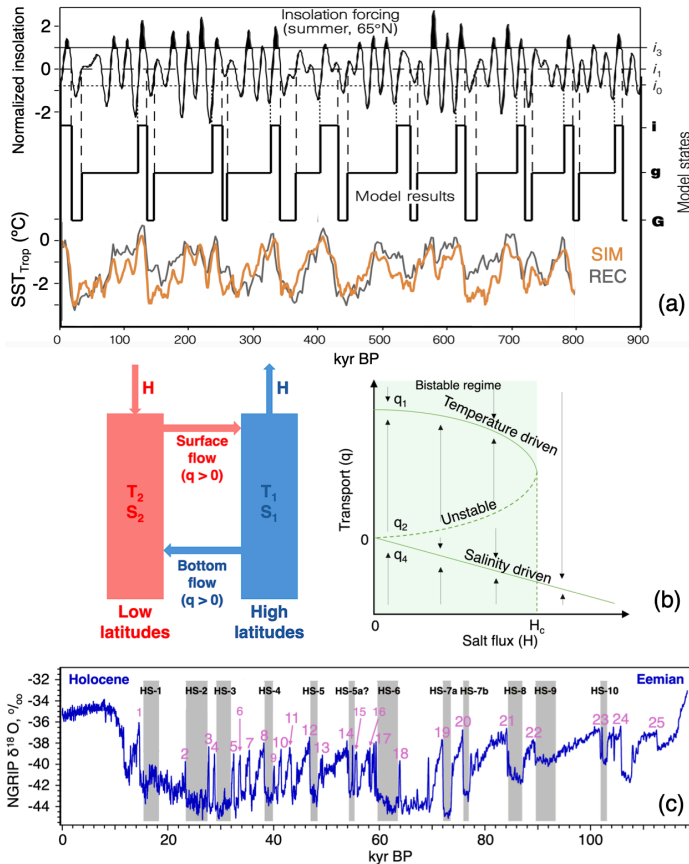
A partir de las Ecs. 4 y 5 se obtiene una ecuación cuadrática de equilibrio, cuyas cuatro soluciones son (Figura 2b, derecha):

$$\begin{aligned} q_{1,2} &= \frac{\kappa\alpha\Delta T}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{\kappa\alpha\Delta T}{2}\right)^2 - H\kappa\beta} \quad q > 0 \\ q_{3,4} &= \frac{\kappa\alpha\Delta T}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{\kappa\alpha\Delta T}{2}\right)^2 - H\kappa\beta} \quad q < 0 \end{aligned} \quad (6)$$

La solución q_1 está inducida por el gradiente de temperatura meridional, ΔT , y representa transporte hacia el norte en superficie ($q > 0$) y la q_4 por variaciones temporales de salinidad e indica el transporte hacia el sur ($q < 0$); la solución q_2 es inestable porque cualquier perturbación en H genera una realimentación positiva que refuerza la perturbación inicial hasta que el sistema alcanza otro equilibrio en q_1 o q_4 . Para valores superiores al crítico, $H_c = \kappa(\alpha\Delta T)^2/4\beta$, en el que el flujo es la mitad del valor máximo, es inviable la existencia de un transporte $q > 0$ y un pequeño aumento en H llevará a un nuevo estado representado por q_4 , con transporte hacia el sur. Por otro lado, la solución q_3 se excluye porque

contradice la suposición de que $q < 0$. Por tanto, por debajo de H_c existen dos posibles estados de equilibrio: con transporte en superficie hacia el norte y convección en latitudes altas (q_1) o hacia el sur, controlada por anomalías de salinidad, y convección en latitudes más al sur (q_4).

Figura 2. (a) Valores normalizados de insolación diaria en el solsticio de verano a 65°N. Los umbrales están en unidades de desviación típica $i_0 = -0.75$, $i_1 = 0$, $i_3 = 1$; resultados del modelo idealizado asignando estados climáticos I, g y G en función del nivel de insolación y el volumen de hielo; y reconstrucción (REC) de temperatura de la superficie del mar con respecto al presente en la zona tropical (adaptación de Paillard, 1998) y simulación con CLIMBER-2 (SIM; adaptación a partir de Ganopolski y Calov, 2011). (b) Representación del modelo de dos cajas de Stommel (1961) y diagrama indicando las soluciones del mismo; las líneas continuas representan las soluciones estables. (c) Registro isotópico a partir de testigos de hielo en Groenlandia en las localizaciones NGRIP indicando las variaciones de $\delta^{18}O$. Las bandas grises indican los 12 eventos Heinrich y los números en morado los 25 eventos Daangard-Oeschger de mayor envergadura en los últimos 120.000 años. Adaptación de Guillevic et al. (2014).



La Figura 2c muestra un ejemplo de la relevancia de este modelo de cajas. Durante la última glaciación hubo eventos de calentamiento abrupto en el Atlántico Norte, conocidos como eventos Dansgaard-Oeschger (D-O), e intervalos más fríos entre eventos D-O conocidos como eventos Heinrich, asociados estos últimos a grandes descargas de icebergs y una extensión hacia el sur de las aguas polares frías. Los mecanismos que contribuyen a estos cambios abruptos a lo largo de la última glaciación se siguen investigando. No obstante, el modelo de Stommel, temporalmente olvidado, se recuperaría décadas más tarde para explicar la existencia de diferentes estados de equilibrio resultantes de variaciones en el transporte de salinidad y energía hacia el norte, que a su vez son modulados por aportes de agua dulce.

2.2.3 Ejemplo 3: modelo dinámico de Lorenz

Otro ejemplo de modelo cognitivo es el modelo de Lorenz (1963), quien generó un conjunto de ecuaciones para describir la convección en un tanque lleno de agua a la que se aplica una fuente de calor en su superficie inferior; podemos imaginar una olla de cocina calentada en un fogón. Este modelo tan sencillo tendría implicaciones conceptuales muy importantes para nuestra interpretación de los experimentos con modelos meteorológicos y climáticos. En el tanque de Lorenz, el gradiente de temperatura vertical genera convección y circulación de agua caliente ascendente, y agua descendente, comparativamente más fría. La propia circulación modifica la distribución de temperatura en el tanque. Se trata de un sistema que describe cómo el flujo caótico evoluciona con el tiempo, es decir, un sistema dinámico:

$$\begin{cases} \frac{\partial x}{\partial t} = \sigma(y - x) \\ \frac{\partial y}{\partial t} = rx - y - xz \\ \frac{\partial z}{\partial t} = xy - bz \end{cases} \quad (7)$$

donde las variables (x, y, z) son adimensionales: x describe la intensidad de la circulación vertical; y caracteriza el gradiente horizontal de temperatura, entre corrientes ascendentes y descendentes; y finalmente la variable z describe el grado de mezcla vertical ($z = 0$ para un gradiente vertical lineal, estratificado y $z > 0$ si existe cierto grado de mezcla). Los parámetros σ , r y b son parámetros que generan diferentes tipos de solución: σ es el número de Prandtl (conductividad térmica), r es el número de Rayleigh (diferencia de temperatura entre base y tope) y b es la razón entre longitud y altura del tanque. El sistema de la Ec. 7 no es lineal porque incluye productos de variables y las soluciones no cumplen el principio de superposición.

Los sistemas no lineales, también como los de las Ecs. 1 y 4 en su forma más compleja, no tienen una solución analítica, de modo que no se puede describir el comportamiento de sus variables fundamentales en función del tiempo mediante una expresión algebraica. Una alternativa muy común a este problema es encontrar soluciones numéricas aproximadas. A estas soluciones se las denomina simulaciones o experimentos de simulación numérica. Para realizar estas simulaciones se transforman y discretizan temporalmente las ecuaciones por métodos numéricos, transformando derivadas en incrementos que permiten calcular los valores de las variables en un determinado momento de tiempo a partir del instante (paso de tiempo) anterior. El sistema de Lorenz se reduce espacialmente a esas tres variables, pero en modelos en los que las variables dependen de dimensiones espaciales se puede discretizar el comportamiento espacial en una red de puntos separados por una distancia (brazo de red) y tener en cuenta las transferencias de energía y masa entre ellos (volveremos a estos conceptos en la Sec. 3.2.1). Las ecuaciones pueden escribirse en códigos usando un determinado lenguaje de programación. La mayor parte de los modelos climáticos están en código fortran, pero otros lenguajes se han ido abriendo paso con el tiempo (C, R, Python, Julia, etc) y forman parte constituyente del código del *modelo numérico*. La solución numérica se calcula entonces

considerando unas condiciones iniciales, a partir de las cuales se puede obtener el valor de las variables de estado en el siguiente paso de tiempo y así iterativamente. La Figura 3a muestra dos ejemplos para la variable y de la Ec. 7 en el que se representa su evolución temporal a partir de dos conjuntos de valores iniciales, uno para cada experimento, muy similares entre sí, tanto que son indistinguibles en la figura. A partir del segundo 25 las diferencias entre las soluciones han crecido lo suficiente como para empezar a ser visibles y en el segundo 30 las trayectorias de cada experimento son completamente diferentes. La Figura 3b muestra una representación tridimensional de la trayectoria de las soluciones en un diagrama de fases de las tres variables (x, y, z) , partiendo de puntos iniciales indistinguibles (circunferencia roja) hasta generar posiciones diferentes a los pocos segundos (círculos rojo y azul). La evolución del sistema (línea gris) muestra dos zonas preferentes en las que se concentran, sin cortarse, las trayectorias. Estas dos zonas, similares a las alas de una mariposa representan el atractor del sistema, el *extraño atractor de Lorenz*. Partiendo de condiciones iniciales tan próximas como se desee, las soluciones se separan, y describen trayectorias entre estas dos zonas, comportamiento característico de los sistemas caóticos. Además de la sensibilidad a las *condiciones iniciales*, el sistema muestra sensibilidad a los valores de los parámetros σ , r y b . Cuando estos cambian, cambian las soluciones y también la forma del atractor. Podemos entender también esta *sensibilidad a los parámetros* como una sensibilidad a las *condiciones de contorno*.

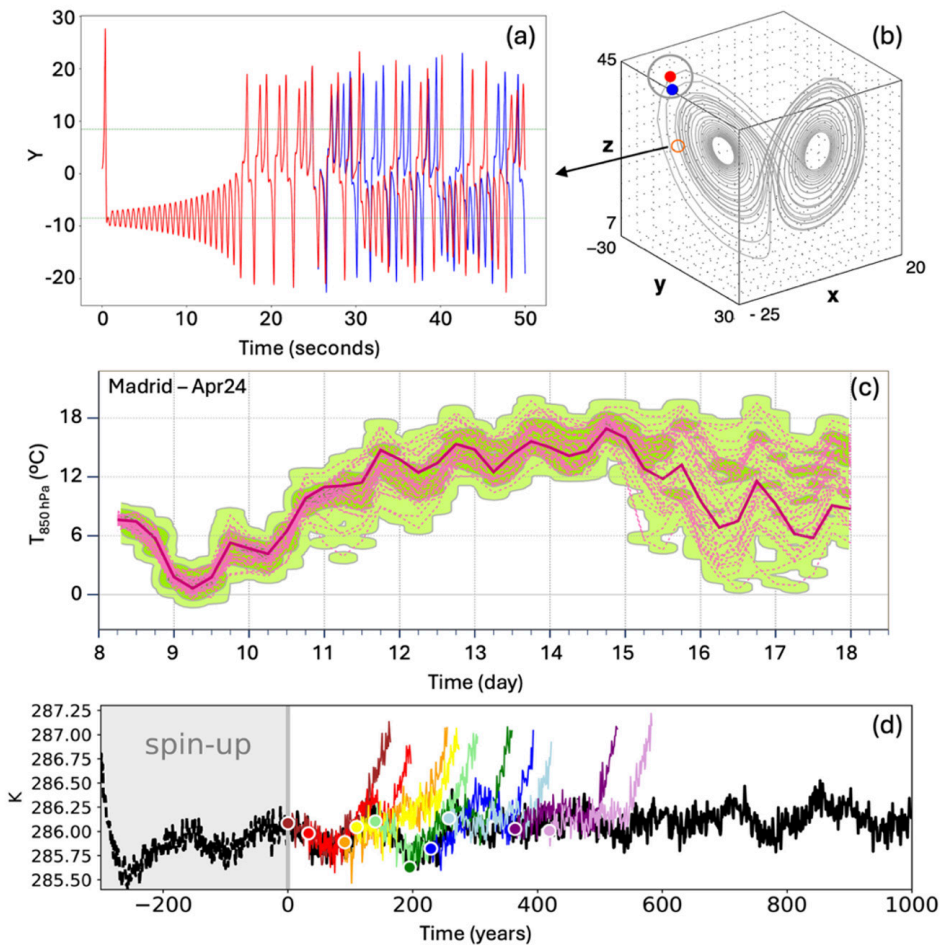
El caos (Figura 3a,b) tiene implicaciones inmensas para nuestro entendimiento de los modelos de predicción meteorológica y los climáticos. Teniendo en cuenta el comportamiento del atractor de Lorenz, resulta claro que sistemas caóticos más complejos como los usados en los modelos de predicción meteorológica mostrarían un comportamiento similar: por muy exactas que sea la representación de las condiciones iniciales que alimentan al modelo, pequeños errores en las mismas se amplifican hasta generar al cabo de unos cuantos días trayectorias di-

ferentes a la que ocurre en el mundo real. Esto establece un límite en la fiabilidad de las predicciones meteorológicas que es intrínseco a la naturaleza del problema. Un ejemplo del mismo se ilustra en la Figura 3c, donde se muestran los resultados de un sistema de predicción por conjuntos (un *ensemble* de experimentos partiendo de condiciones iniciales ligeramente diferentes) para la temperatura en Madrid: al cabo de unos cuantos días las trayectorias de las simulaciones se separan perdiendo valor predictivo. Este efecto se conoce como el efecto mariposa de Lorenz y condena los experimentos de predicción a la dependencia de las condiciones iniciales; la predicción meteorológica es un problema de condiciones iniciales, no así en general los experimentos de simulación con modelos climáticos; volveremos a discutir esta figura en el contexto de los AOGCMs y ESM más adelante.

3. ¿CÓMO DE COMPLEJO PUEDE LLEGAR A SER? MODELOS CUASI-REALISTAS DEL SISTEMA CLIMÁTICO

Los modelos anteriores han tenido una influencia decisiva en nuestro conocimiento del clima y del sistema climático, así como en la interpretación de lo que conocemos como modelos cuasi-realistas. Normalmente este calificativo se reserva para los modelos que intentan alcanzar los niveles más alto de realismo en la simulación de la realidad, los ESMs, incluyendo para ello una representación lo más completa posible del sistema climático. En este capítulo aplicamos este calificativo no solamente a los ESMs, como es habitual, sino también a los modelos de complejidad intermedia (del inglés *Earth system Models of Intermediate Complexity*; EMIC).

Figura 3. (a) Evolución temporal de la variable y (en s) para dos simulaciones provenientes del atractor de Lorenz (b) con parámetros $r=28$, $\sigma=10$, y $b=8/3$, coincidentes con el modelo original de Lorenz. La simulación en azul se inicializa desde valores idénticos a la roja para x y z y una pequeña perturbación de escala 10^{-10} en y . Paneles adaptados a partir de Shen et al. (2022) y Donner et al. (2011), respectivamente. (c) Predicción meteorológica a diez días de la temperatura a un nivel de 850 hPa (ca. 1500 m) en Madrid realizada a 8 de abril de 2024. Los miembros del ensemble se representan con líneas punteadas, la salida determinista (HRES) con línea continua, y el rango de incertidumbre está sombreado en verde. Fuente: ECMWF. (d) Temperatura media global del aire a 2 m (en K) para una simulación de control (negro) con el modelo CNRM-CM6-1 utilizando condiciones de forzamiento externo preindustriales constantes. Se indica el período de *spin up* de 200 años, a partir del cual se seleccionan 10 momentos (puntos de colores) como condiciones iniciales para un conjunto de simulaciones históricas en las que el forzamiento cambia de acuerdo con el observado en el período 1850-2014.

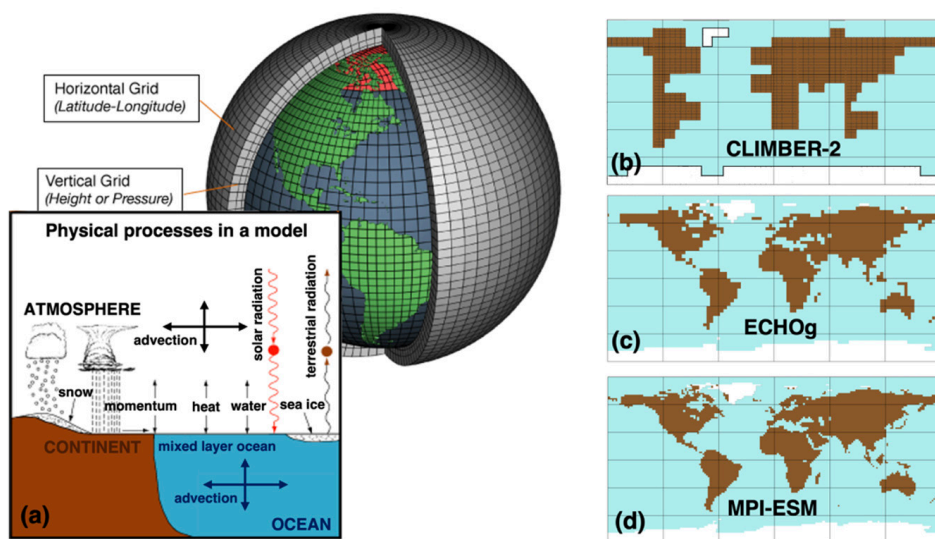


3.1 Modelos de complejidad intermedia, EMICs

Los EMICs (Tabla 1) constituyen un nivel superior a los EBMs en la modelización del clima global e incluyen una representación de la diversidad de componentes del sistema climático, así como la dinámica y física de cada uno de los mismos. Consideran la mayor parte de los procesos descritos en los ESMs, aunque en una forma más reducida o parametrizada; en ocasiones incluyen algunos que no tienen en cuenta los ESMs, como la modelización dinámica de los mantos de hielo. Simulan explícitamente la interacción entre varias componentes del sistema climático, incluyendo ciclos biogeoquímicos. Incluyen siempre una representación de la geografía, que puede ser bastante simplificada, pero es lo suficientemente realista para caracterizar las diferentes cuencas oceánicas y su diferente dinámica atmosférica y oceánica. Pueden resolver la circulación atmosférica en dos dimensiones y parametrizar la dinámica en altura y el transporte meridional. Como la componente atmosférica es la más demandante computacionalmente, esto hace que requieran un coste computacional bajo en comparación con los ESMs y permite realizar experimentos a largo plazo, desde varios miles de años hasta de incluso varios ciclos glaciares. La Figura 4 muestra un ejemplo de la resolución horizontal del EMIC CLIMBER-2, usado en las Figuras 1 y 2, y puede apreciarse la gran simplificación de la geografía. No obstante, versiones más recientes de este modelo llegan a resoluciones de ca. 500 km x 500 km. Podemos volver a la Figura 1b para discutir simulaciones con varios EMICs del último milenio en las que se incluyeron para cada paso de tiempo los valores de los factores de forzamiento mostrados en la Figura 1a; a partir de 1850 las simulaciones se realizaron con forzamientos naturales solamente (líneas finas) o incluyendo también forzamientos de origen antrópico (líneas gruesas). En el AR4 existían pocas simulaciones con AOGCMs y la disponibilidad de estas simulaciones con EMICs permitió evaluar la influencia del cambio climático en el período industrial en el contexto del último milenio. La diferente respuesta entre los EMICS se debe a las diferencias en la sensibilidad climática (cambio de

temperatura asociada a un cambio en el forzamiento externo) de cada modelo. Las simulaciones demuestran que el aumento de temperatura observado en las últimas décadas no se puede explicar solamente con forzamientos naturales. En escalas temporales más largas, la consistencia entre la evolución de las temperaturas reconstruidas y simuladas con un EMIC para los últimos 8 ciclos glaciales (Figura 2a; REC y SIM), demuestra el mecanismo de generación de glaciaciones a partir de los cambios de insolación y los diferentes procesos de retroalimentación comentados en la Sec. 2.2.1 con un modelo idealizado. Este tipo de simulaciones son imposibles de realizar todavía hoy en día con un ESM.

Figura 4. (a) Ilustración conceptual de un modelo de clima acoplado tridimensional. Resolución y distribución continental-oceánica para el EBM Climber-2 con ca. 800 km en longitud (b, Claussen et al., 2002), el AOCGM ECHO-G con ca. 400 km lat x lon (c, González-Rouco et al., 2009), y el MPI-ESM en su versión de baja resolución con ca. 200 km lat x lon (d, García-Pereira et al., 2024). Fuente para (a): NOAA.



3.2 ESMs

El nivel más alto de realismo en la modelización climática se encuentra en los ESMs desarrollados en la última fase del CMIP (CMIP6; Eyring

et al., 2016) como evolución relativamente reciente de los AOGCMs (ver Tabla 1). La Figura 4a muestra una representación tridimensional de un AOGCM/ESM, en los que actualmente la resolución horizontal llega a los 100-200 km y la vertical incluye típicamente entre 50 y 100 niveles. Se muestran también (Figura 4b-d) tres ejemplos de resoluciones para un ESM, un AOGCM y un EMIC, utilizados en las Figs. 1 y 2.

La resolución establece la separación entre dos partes conceptuales en un modelo climático: lo que se puede resolver en una red como la de la Figura 4a y lo que no. Los procesos descritos por las ecuaciones fundamentales se resuelven en estas mallas o redes de puntos del modelo y se conocen como la *dinámica del modelo*. Sin embargo, un gran número de procesos ocurren en escalas inferiores que no pueden ser resueltas por las ecuaciones fundamentales. No obstante, estos procesos han de tenerse en cuenta y evaluar sus efectos en la escala de la red del modelo utilizando información proporcionada por la dinámica en los puntos de la misma. Por tanto, ya que no puede modelarse se recurre a leyes teóricas, como para el caso de la condensación del vapor de agua, o bien, en la mayor parte de los casos, sus efectos se parametrizan con relaciones empíricas (Washington y Parkinson, 2005). Este es el caso de la transferencia radiativa, los esquemas de formación de nubes, la microfísica de formación de precipitación, la convección, los intercambios atmósfera-suelo-vegetación, etc. El conjunto de parametrizaciones se conoce como *física del modelo* y su número depende de la resolución; mayor (menor) para los ESMs (EMICs).

3.2.1 Lo que podemos resolver y lo que no

Consideremos, por ejemplo, la dinámica de un AGCM. Las leyes fundamentales se pueden formular como un conjunto de siete ecuaciones, ecuaciones primitivas, con siete incógnitas que incluyen las tres componentes de la velocidad \vec{v} (u, v, w), la presión p , la temperatura T , la hu-

medad específica q y la densidad r , para una parcela de aire que sigue la ecuación de estado para los gases ideales de constante R_g :

$$p = \rho R_g T \quad (8)$$

Las tres siguientes ecuaciones describen la conservación de la cantidad de movimiento en una parcela que se acelera como resultado de ejercer una presión; en su forma vectorial (siguiendo a Goosse 2019):

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - \vec{g} + \vec{F}_{roz} - 2 \vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (9)$$

donde todos los términos representan aceleraciones o fuerzas por unidad de masa, los de la derecha, resultantes del gradiente de presiones, la gravedad, la fuerza de rozamiento y la de Coriolis resultante de considerar como referencia un sistema, la Tierra, en rotación con velocidad angular $\vec{\Omega}$.

La conservación de la masa y la conservación del vapor de agua proporcionan dos ecuaciones adicionales que describen las variaciones locales de masa y humedad del aire en función de los intercambios con parcelas vecinas y las fuentes y sumideros (E , evaporación; C , condensación) de humedad:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) \quad (10)$$

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v} q) + \rho(E - C) \quad (11)$$

Finalmente, la conservación de la energía (primera ley de la termodinámica), que describe cómo la variación de la temperatura de la parcela (relacionada con la energía interna) cambia por los intercambios de calor, Q , por unidad de tiempo y masa, dependientes del calor específico a presión constante y el trabajo involucrado en expansiones y contracciones de la misma:

$$c_p \frac{dT}{dt} = Q + \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (12)$$

Al igual que en el caso de la Ec. 7, representan el comportamiento de un sistema no lineal y caótico, y no se conoce solución analítica para el mismo. Para resolverlo, se necesitan aproximaciones, es decir, parametrizaciones, numéricas y físicas, así como también simplificaciones. Por ejemplo, en la resolución típica de los ESM, no así en modelos regionales de mayor resolución, se suele asumir equilibrio hidrostático en la componente vertical de la Ec. 9. Se suelen despreciar también las variaciones temporales de la densidad (aproximación de Boussinesq), así como la fricción asociada a la viscosidad molecular. Los intercambios de calor asociados a condensación y evaporación en las Ecs. 11,12 se relacionan con los calores latentes respectivos y, en general, los intercambios de calor requieren evaluaciones de los flujos de onda corta y larga en la columna atmosférica para el equilibrio radiativo. Por tanto, lo descrito en la Sec. 2.1 forma parte de las parametrizaciones del modelo radiativo, dentro del AGCM, incluyendo las funciones de transferencia espectrales para los componentes atmosféricos, que modulan la energía recibida y emitida. La potencia solar por unidad de superficie (vector de Poynting o constante solar), la orientación relativa del eje de rotación de la Tierra con respecto a la eclíptica, que regula la recepción de insolación a cualquier latitud y las concentraciones de gases de efecto invernadero, entre otros, la distribución espaciotemporal de profundidades ópticas de aerosoles naturales y antropogénicos, o la relación con las propiedades ópticas de la superficie (albedo) se parametrizan en el submodelo radiativo. Estos son algunos ejemplos que indican que en una componente atmosférica de un ESM se incluye mucha información en parámetros y bases de datos que, al igual que la geografía del modelo (Figura 4), constituyen las *condiciones de contorno* que la resolución de las ecuaciones ha de satisfacer. Entre estas condiciones de contorno, hay cantidades que influyen en el equilibrio energético y que, si se modifican con el tiempo, constituyen factores de forzamiento naturales (variabilidad de

la constante solar, actividad volcánica, cambios orbitales) o antropogénicos (cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero, distribución de aerosoles de origen antrópico o cambios en los usos y cobertura del terreno).

Adicionalmente, las Ecs. 9-11 se definen para un continuo espacio-temporal, que se pierde en la discretización espacial de la Figura 4 y en considerar saltos temporales para la solución de las ecuaciones. Para adaptar esto se descomponen (descomposición de Reynolds) todas las variables de las ecuaciones en valores medios que se definen sobre la celda de la red y perturbaciones temporales. Las ecuaciones se utilizan para los valores medios y las perturbaciones temporales generan contribuciones de los procesos en escalas inferiores a la resolución de la red que se parametrizan en función de gradientes espaciales en la red de puntos, utilizando la ley de difusión de Fourier, como un análogo de la contribución turbulenta de las escalas menores a las mayores.

Finalmente, una vez que las ecuaciones del AGCM están planteadas y que son conocidas las condiciones iniciales y de contorno, el modelo matemático ha de transformarse en un modelo numérico que resuelva un programa de ordenador, de forma comparable a lo comentado en la Sec. 2.2.3 sobre la Ec. 7. Existen diferentes métodos para poder discretizar las ecuaciones y encontrar soluciones en una malla, lo que esencialmente se traduce en resolver las derivadas en las ecuaciones anteriores. Estas suelen transformarse en incrementos usando métodos de diferencias finitas o bien se pueden usar métodos espectrales usando transformadas de Fourier y Legendre, que permiten encontrar soluciones analíticas para las derivadas en el espacio y elegir la resolución espacial para las soluciones al truncar las transformadas en un cierto número de términos (Washington y Parkinson 2005; Goosse 2015).

El ejemplo de un AGCM como componente de un ESM permite caracterizar un modelo climático como un modelo matemático y un modelo numérico, como dinámica y física; también como un código de programación. No obstante, los ESMs incluyen otras componentes. Para

entender cómo y por qué se han desarrollado los AOGCMs y finalmente los ESMs, e interpretar los experimentos que se realizan con ellos, conviene tener en cuenta lo discutido en las secciones anteriores, y también hacer un poco de historia.

3.2.2 Un poco de historia

Los orígenes de la modelización climática se remontan a los de la predicción meteorológica. El desarrollo científico de este ámbito del conocimiento lo permiten los avances en los siglos XVII y XVIII del cálculo diferencial de Newton, Leibniz y D'Alembert y la dinámica de fluidos de Euler. En la primera mitad del XIX Navier y Stokes introducen términos de viscosidad molecular, y von Helmholtz las mejoraría a finales de siglo. En el tránsito al siglo XX, Abbe y Bjerknes establecen el fundamento teórico para el desarrollo posterior de la predicción numérica y la simulación climática. Dentro de la visión científica determinista de la época, Bjerknes plantea que la sucesión de estados atmosféricos está ligada por relaciones de causa-efecto y que la predicción meteorológica sería posible con el conocimiento de las leyes físicas según las cuales un estado de la atmósfera evoluciona a partir de otro, es decir, del sistema de ecuaciones que rigen estos cambios, esencialmente las Ecs. 8-12, y con un conocimiento suficientemente preciso del estado de la atmósfera en el momento inicial, esto es, de las condiciones iniciales para dicho sistema. Las primeras aplicaciones de esta idea las llevan a cabo Exner y Richardson (Schultz y Lynch, 2022). Richardson desarrolló una predicción a 6 horas centrada en Alemania; lo hizo con ayuda de una regla de cálculo y le llevó aproximadamente 6 semanas. Su método era esencialmente correcto y, a falta del tratamiento de las condiciones iniciales con algunas aproximaciones como las indicadas en la Sec. 3.2.1, respaldaba la idea de Bjerknes. Aunque tuvo un impacto significativo en la comunidad científica, la laboriosidad de los cálculos y la imposibilidad práctica de

realizarlos con suficiente rapidez condujo a la comunidad en los años 20 a pensar que el desarrollo de predicciones meteorológicas no era viable.

La visión de Richardson se hizo realidad posteriormente con el desarrollo de la computación en ordenadores capaces de desarrollar cálculos numéricos a partir de los años 50 del siglo XX. A mediados de los años 40 von Neuman y Zworikin proponen desarrollar la predicción numérica del tiempo para mostrar el potencial de los primeros ordenadores. Su objetivo era reproducir la estructura de la circulación atmosférica, de ahí la denominación de GCMs. Las primeras predicciones desarrolladas por Rossby, Charney, Bolin, Philips, Eliassen y otros con los ordenadores ENIAC en Princeton y BESK en Estocolmo llegarían a principios de los 50 y se extenderían progresivamente con el uso de modelos barotrópicos en varios niveles y modelos baroclinos. A partir de ese momento los modelos irían aumentando en complejidad a medida que se incluían diferentes partes del sistema climático y las interacciones entre ellas con un realismo creciente; también a medida que crecían los recursos computacionales.

En los años 60 y 70 se desarrollaría el acoplamiento con los OGCMs y con ello los primeros AOGCMs por Manabe y otros. El sistema de ecuaciones para el océano es comparable al de la Sec. 3.2.1, pero sin la humedad específica e introduciendo la salinidad; también con una ecuación de estado más compleja que en el caso de la atmósfera incluye variaciones en presión, temperatura y salinidad. Las variaciones de temperatura y salinidad se describen de forma similar a la Sec. 2.2.2. El balance de energía es comparativamente más sencillo al deberse solamente a la entrada de radiación solar después de atravesar la atmósfera. Al igual que en la Ec. 9, los OGCMs simulan los movimientos tridimensionales a gran escala asociados de la circulación oceánica. La convección en latitudes altas se parametriza con un esquema que regula la mezcla de capas de la columna oceánica cuando hay inestabilidad por densidad. A lo largo de los 70 se incluirían en los OGCMs componentes de hielo marino que permitían modelar su crecimiento y decrecimiento asociado a procesos

termodinámicos y de transporte. La parte termodinámica se incluiría como un modelo de conducción de calor unidimensional en cada punto de la red, teniendo en cuenta densidades y conductividades térmicas del agua, hielo y la nieve, y la parte dinámica se desarrollaría como un modelo bidimensional considerando la masa de nieve y hielo por unidad de área y su velocidad media en cada celda del modelo. Ambas partes interaccionan generando cambios en la fracción y grosor de la capa de hielo marino y su transporte.

A lo largo de los años 70 progresarían también las componentes de suelo o superficie terrestre (LSM; del inglés *Land Surface Model*) incluidas en los AGCMs. Estas incluirían transferencia de calor vertical, de forma similar a los modelos de hielo, pero teniendo en cuenta las propiedades térmicas de diferentes tipos de suelo. La temperatura de suelo resulta del equilibrio energético en superficie y la conducción rige la propagación vertical de energía hasta una condición de frontera inferior en la que el flujo de calor y materia es nulo para asegurar conservación de estas cantidades. La condición de frontera inferior de los LSMs suele estar entre 3 y 10 m la mayoría, que permite cubrir las primeras capas de suelo orgánico y sedimentario y el inicio de la roca madre. Algunos modelos recientes incluyen profundidades realistas de varios centenares de metros, deseables para la realización de experimentos de cambio climático; desde el AR5 se introduce también el acoplamiento entre termodinámica e hidrología, relevante en procesos de cambios de fase, como en zonas Árticas. El desarrollo de la componente hidrológica incluiría presencia de nieve, densidad y espesor de la misma en varias capas. Se introdujo evaporación, que dependería de las características del suelo y la cubierta vegetal, así como de la disponibilidad de agua en el suelo. La humedad del suelo pasaría de desarrollarse como un modelo de cubeta única a incluir controles biofísicos para la evaporación y más recientemente (desde el AR4) a incluir una representación de la fisiología vegetal, la fotosíntesis y el papel de los nutrientes, y a tener varias capas normalmente con la misma discretización vertical que la termodinámica.

ca. Los usos y cobertura del terreno (del inglés, LULC, *Land Use and Land Cover*) constituyen una condición de contorno por la cual se le facilita al ESM información sobre la vegetación y propiedades físicas (albedo, rugosidad, etc.) en cada punto de la red. Sus variaciones temporales se incluyeron primero en los EMICs y posteriormente en los ESMs. A partir del AR4, se consideraron en algunos modelos variables con el tiempo constituyendo un factor de forzamiento radiativo. Posteriormente, sobre todo a partir del AR5, se incluyen variaciones dinámicas usando tipos funcionales de plantas que varían con el tiempo adaptándose a las condiciones climáticas o la ocurrencia de incendios, por ejemplo.

A partir del AR2 se incluirían en algunos modelos los efectos directos e indirectos de los aerosoles, tanto naturales como, sobre todo, antropogénicos y a lo largo de las siguientes fases del IPCC y CMIP se mejoraría la descripción de su distribución de tamaños, su dinámica, su química y la interacción con la formación y propiedades de las nubes. La química atmosférica y discretización vertical mejoraría también a lo largo de las dos últimas décadas, aumentando específicamente la resolución de la estratosfera, incluyendo una mejor representación de las interacciones de química atmosférica y la variabilidad solar.

Desde el AR4 al AR5 se empezaría a desarrollar la transición de AO-GCMs a ESMs al incluir progresivamente componentes biogeoquímicas en el océano y de ciclos de carbono. Se consideran variables traza cuyo transporte y almacenamiento se calcula en el modelo, como la alcalinidad, los nutrientes relevantes para el plancton (fosfatos, silicatos, nitratos, etc.). Tanto el AGCM como el OGCM calculan las variaciones de carbono cuyas concentraciones no se incluyen como condiciones de contorno, sino que se diagnostican. Se tienen en cuenta las emisiones antrópicas como fuente y los tiempos de vida media, así como las retroalimentaciones asociadas a la contribución oceánica y terrestre como sumidero de carbono de la atmósfera, la fotosíntesis y el almacenamiento en el suelo, o el transporte en el océano.

Finalmente, la dinámica de los mantos de hielo constituye en la actualidad una componente importante incluida en los EMICs, que permite realizar simulaciones largas como las incluidas en la Figura 2, y que llegará a los ESMs en próximas generaciones CMIP. Incorporan, como en el caso del hielo marino, dos componentes: una parte termodinámica que estima los cambios en la temperatura del hielo, la acumulación de nieve y la fusión, tanto como resultado del balance de energía en superficie como del calor geotérmico en la base; y una parte dinámica que incluye el flujo tridimensional de hielo. La parte dinámica interacciona isostáticamente con la roca en la base. La parte termodinámica y dinámica interaccionan con retroalimentaciones de forma relevante en las placas de hielo asentadas parcialmente sobre el océano, en donde la línea del suelo, la pendiente y la superficie de contacto con el agua son relevantes para contener o acelerar la fusión en los márgenes del manto de hielo y producir retroalimentaciones en el flujo de masa hacia el exterior.

A lo largo de todo el proceso de evolución de los modelos climáticos, y en buena medida gracias al uso de los mismos, se ha desarrollado la idea de que el sistema climático es un sistema caótico, un atractor extraño.

3.2.3 De condiciones iniciales a extrañas atracciones

La evolución de la modelización climática parte de una visión determinista a principios del siglo XX con la necesidad del desarrollo de la predicción meteorológica y llega en los años 60 al establecimiento de una visión basada en el entendimiento de los sistemas caóticos (Sec. 2.2.3). Esto contribuiría en esa época a separar la evolución de los modelos de predicción y los modelos de circulación general que darían lugar a los modelos climáticos. Estudios como los de Lorenz mostrarían que existía un límite en la predicción numérica de un sistema como el descrito en la Sec. 3.2.1 asociado a las condiciones iniciales; a partir de entonces los modelos de predicción y los sistemas de observación evolucionarían para alargar ese límite todo lo posible. Por otro lado, ejercicios

como los de la Figura 3 mostraban que a pesar de la divergencia que se producía en los experimentos a partir de condiciones iniciales, las soluciones permanecían en el entorno del atractor extraño de Lorenz, que representa el estado de equilibrio del sistema a las condiciones de contorno. La Figura 3d muestra un ejemplo de una simulación de control con un ESM, manteniendo constantes los valores de los factores de forzamiento externo (constante solar, parámetros orbitales, aerosoles volcánicos, LULC, gases de efecto invernadero y aerosoles antropogénicos) en los niveles, definidos como preindustriales, correspondientes a 1850 CE. En estas condiciones existe equilibrio a largo plazo entre la energía entrante y saliente (Sec. 2.1) y la temperatura es razonablemente estable: la simulación de 1.000 años muestra una temperatura global con variaciones de apenas medio grado en torno a 13 °C. Este tipo de simulaciones muestra el comportamiento de la variabilidad asociada a causas internas en el sistema en ausencia de cambios del forzamiento externo, es decir, constancia en las condiciones de contorno. Esta simulación muestra cambios en escalas temporales muy diferentes, desde variaciones rápidas anuales a seculares y superiores, propias de un sistema caótico en el que sus componentes intervienen con diferentes tiempos de respuesta: los más rápidos para la atmósfera y los más lentos para el océano, la criosfera o los asociados al ciclo de carbono. Esa variación es lo que conocemos como variabilidad interna del sistema. Así, en cualquier experimento con el mismo modelo se obtienen las mismas características estadísticas, aunque su evolución temporal cambia si se usan diferentes condiciones iniciales. Puede entenderse que diferentes simulaciones muestrean diferentes trayectorias en el espacio del atractor de Lorenz o que, estadísticamente, muestrean la distribución de probabilidad de las variables de estado que definen el clima. De hecho, podríamos pensar en definiciones de *clima* y *cambio climático* basadas en nuestro entendimiento de los modelos climáticos como representantes de un sistema caótico: clima es el espacio que define esa extraña atracción, el atractor en torno al cual oscilan las soluciones, y cambio climático es un cambio en la forma del atractor. Pero ¿cómo podemos utilizar esto para el enten-

dimiento del clima y el cambio climático, o para proporcionar información y servicios útiles a la sociedad?

4. UTILIDAD DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS

El valor de cualquier tipo de modelos, como teoría aplicada o materializada en un código informático, es que permiten sintetizar el conocimiento existente, realizar experimentos para contrastar hipótesis y generar deducciones. Los modelos climáticos son tan complejos, en particular los ESMs, que las simulaciones generan una realidad virtual que resulta, en sí misma, objeto de investigación. De este modo, para el análisis de los experimentos con ESMs se necesita tratar los datos con metodologías estadísticas sofisticadas o utilizar modelos cognitivos que nos permitan interpretar las simulaciones y contrastarlas con la realidad. Existen distintos tipos de experimentos que se pueden realizar con los modelos climáticos para distintos tipos de usos o aplicaciones, fundamentalmente: experimentos de equilibrio o transitorios, definidos en atención a que cambien o no los valores del forzamiento externo; experimentos de sensibilidad, definidos en atención a que cambie un factor, parametrización o elemento en el modelo; o experimentos de reanálisis, atendiendo a generar híbridos de modelo y datos que representen la realidad.

En la sección anterior hemos discutido la Figura 3d como un ejemplo de un experimento de control con condiciones de forzamiento constantes y representativas de 1850 CE; este tipo de experimentos se conocen como *experimentos de equilibrio*, en los que se aplica un cambio inicial y después se permite al sistema evolucionar durante el tiempo necesario, hasta alcanzar un equilibrio estable. En la simulación de la figura, se permite al modelo adaptarse a las condiciones de forzamiento externo durante un período de *inicialización o spin up* de 200 años. Al contrario que en un experimento de predicción meteorológica, la inicialización no pretende conseguir un estado que represente un instante concreto, pues

la memoria de las condiciones iniciales se pierde relativamente rápido con el tiempo, sobre todo en el caso de la componente atmosférica, sino que se busca un estado que sea consistente físicamente con los valores de forzamiento externo de 1850 CE; después, la simulación se extiende durante 1.000 años más. En sí misma, esta simulación representa una abstracción, pues, al no incluir cambios en el forzamiento, genera un estado de equilibrio idealizado que nunca encontraremos en la realidad. No obstante, es útil porque nos permite analizar los mecanismos que contribuyen a la variabilidad interna.

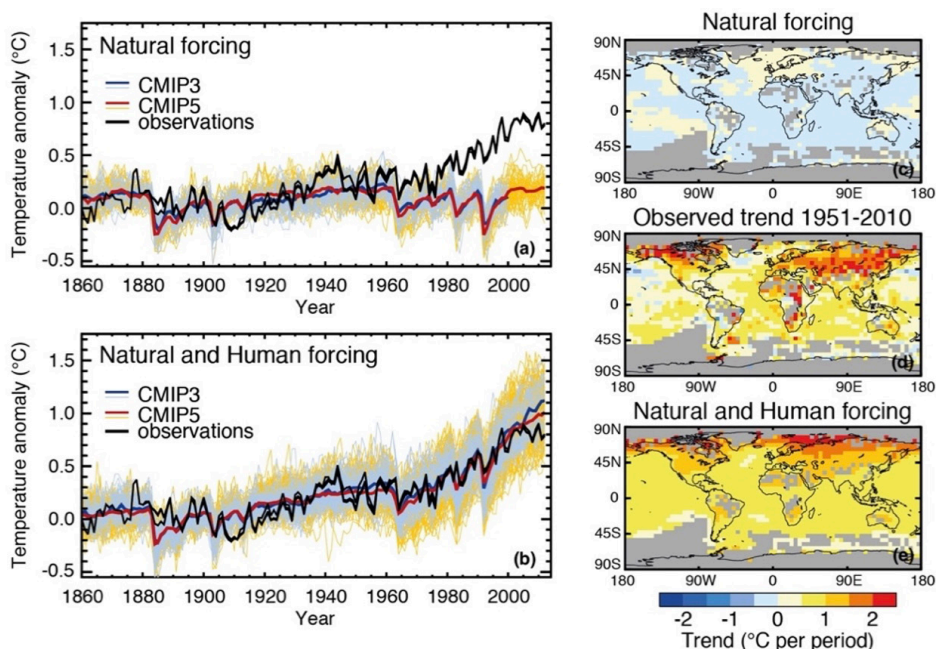
Los experimentos de equilibrio permiten desarrollar algunas métricas útiles para caracterizar algún aspecto de la realidad y comparar modelos entre sí. Un tipo de experimentos de equilibrio consiste en cambiar en un determinado paso de tiempo las concentraciones de CO_2 y duplicarlas o cuadruplicarlas y dejar que la simulación evolucione hasta alcanzar un nuevo estado de equilibrio. Estos experimentos se generan a partir de una simulación de control como la de la Figura 3d y se conocen también como *experimentos de sensibilidad*. Permiten evaluar la sensibilidad a un cambio repentino en un factor. En el caso de experimentos de duplicación de las concentraciones de CO_2 , permiten además definir la sensibilidad de equilibrio del sistema climático (del inglés, ECS, *Equilibrium Climate Sensitivity*). La ECS es una cantidad importante para la que, lamentablemente, no podemos conocer los valores reales. Aunque podemos estimarla gracias a este tipo de experimentos con ESMs. De hecho, las estimaciones que tenemos a partir de modelos climáticos han variado muy poco a lo largo de los diferentes informes del IPCC y están actualmente entre 1.8 y 5.7 °C para una duplicación del CO_2 . Para estudiar la respuesta a cambios graduales, no instantáneos, se desarrollan *experimentos transitorios*. Algunos experimentos permiten definir otro indicador, la respuesta transitoria del clima (del inglés, TCR, *Transient Climate Response*), como el cambio de temperatura global cuando se aumentan las concentraciones de CO_2 un 1% anual hasta conseguir una duplicación o cuadruplicación. Las TCRs actuales en modelos del

CMIP6 se encuentran entre 1.8 y 2.8 °C para una duplicación, inferiores a las de la ECS al no incorporar procesos de retroalimentación que operan hasta alcanzar el equilibrio. Por tanto, aunque este tipo de experimentos no representa estrictamente lo que ocurre en la realidad, permite establecer una métrica homologada para comparar ESMs entre sí e investigar cómo de sensible es el clima a cambios repentinos o graduales en el forzamiento externo.

Los experimentos transitorios más realistas incluyen lo más exactamente posible la evolución temporal de los cambios asociados al forzamiento externo en el pasado y permiten analizar la respuesta esperada en la temperatura y otras variables. Al hacer esto resultan útiles para atribuir las causas que generan variabilidad y cambio climático. Volvamos a la Figura 3d; además de la simulación de control discutida anteriormente, se muestran también 10 experimentos en los que los factores de forzamiento se modifican año a año a lo largo del período histórico 1850-2014 de acuerdo con sus cambios reales (ver Figura 1a). Puede observarse cómo las 10 simulaciones aumentan su temperatura aproximadamente en 1°C y lo hacen con trayectorias distintas en las que un año específico puede tener valores completamente diferentes en cada simulación representando así la influencia de las diferentes condiciones iniciales. Sin embargo, todas comparten cambios muy similares a largo plazo. El cambio en el forzamiento externo representa un cambio en las condiciones de contorno que todas las simulaciones comparten. La Figura 5a,b muestra un gran número de experimentos con diferentes modelos y condiciones iniciales que comparten el forzamiento externo del período histórico, incluyendo solamente factores de forzamiento naturales (Figura 5a), o también adicionalmente los antropogénicos (Figura 5b). De hecho, podemos entender las simulaciones de la Figura 5b como *experimentos de sensibilidad* con respecto a las de la Figura 5a en los que se incluye como factor adicional de forzamiento las emisiones de gases de efecto invernadero y aerosoles asociadas a las actividades humanas. Al igual que en la Figura 3d, puede apreciarse que cada año de simula-

ción puede ser cálido o frío dependiendo del desarrollo de la variabilidad interna en ese experimento. No obstante, existen años que coinciden con erupciones volcánicas y que son sistemáticamente más fríos que los de su contexto climático (p.ej.: el Pinatubo en 1991). Sin embargo, todas las simulaciones siguen los cambios en el forzamiento generando consistentemente a lo largo del siglo XX períodos más cálidos o fríos en función de los cambios en el balance energético. La comparación con la evolución de las temperaturas observadas revela que el aumento de temperatura posterior a 1970 solamente se produce cuando se incluyen las actividades humanas. De este modo podemos atribuir, gracias al uso de modelos climáticos, la evolución climática del siglo XX a cambios en el forzamiento externo y, sobre todo, a cambios en el forzamiento antropogénico. Experimentos de sensibilidad excluyendo los aerosoles antropogénicos, no mostrados aquí, indican que el aumento de temperatura se retrasa al menos una década hasta los años 70 debido al efecto de enfriamiento neto de las emisiones de aerosoles. Nótese que las diferencias en el conjunto de simulaciones se deben a usar diferentes condiciones iniciales y diferentes modelos con diferente física y diferentes formas de resolver la dinámica; el valor de tener un conjunto de simulaciones permite considerar esa incertidumbre y extraer de forma óptima la señal de respuesta.

Figura 5. (a) Anomalías globales de temperatura de la superficie terrestre en 1860-2010 con respecto a 1880-1919 observadas (negro) y para distintas simulaciones forzadas solo con forzamiento natural de los ejercicios de CMIP3 (AR4) y CMIP5 (AR5). Las curvas oscuras y gruesas representan la media del ensemble modelos de cada generación, y las finas claras las de los distintos experimentos de simulación. (b) Ídem que en (a), pero para simulaciones del CMIP3 y CMIP5 forzadas tanto con forzamiento natural como con cambios en los gases de efecto invernadero y aerosoles asociados a las actividades humanas. (Derecha) Patrón espacial medio de las tendencias locales de temperatura superficial en 1951-2010 para un conjunto de simulaciones del CMIP5 con forzamiento natural (c), observaciones en el periodo 1951-2010 (d), y simulaciones CMIP5 con forzamiento natural y antropogénico (e). Fuente: AR5.



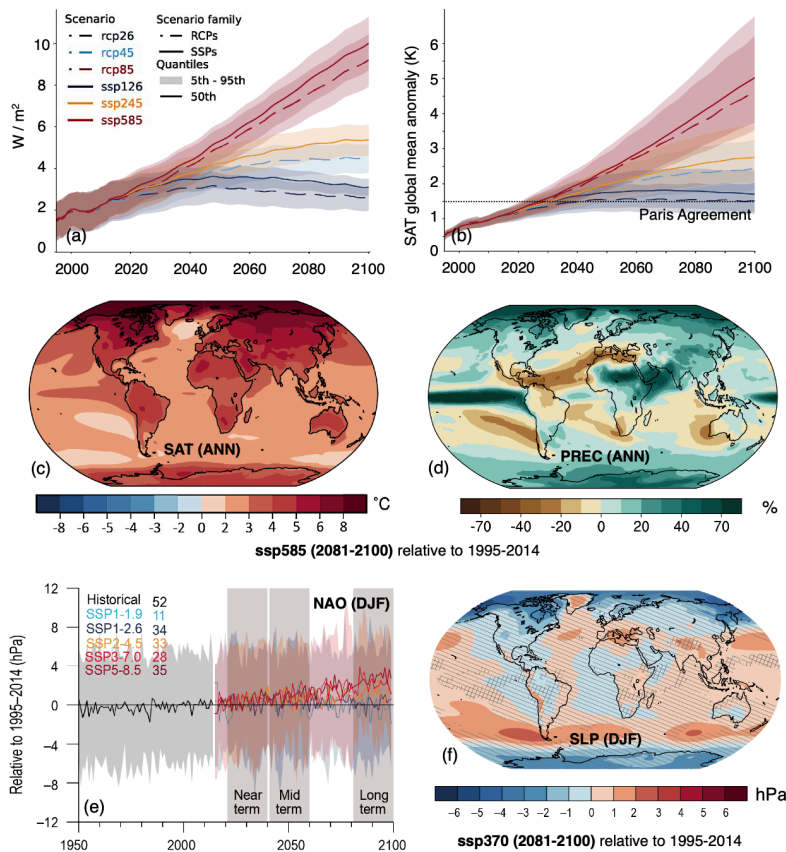
Ahora podemos volver a revisar la Figura 1d y comparar las simulaciones del EBM y los EMICs con las del AOGCM y ESM incluidos en la misma. Puede observarse el mayor grado de variabilidad simulada con el AOGCM y el ESM en escalas interanuales a seculares, fundamentalmente asociada a variabilidad interna generada por procesos que los EMICs y el EBM simplifican o no consideran. Nótese el gran impacto de las diferentes condiciones iniciales en las simulaciones del AOGCM. No obstante, todas las simulaciones muestran consistencia en la reproducción de los grandes intervalos relativamente más cálidos y fríos. To-

dos los modelos, desde el EBM al ESM, representan en sus promedios globales esencialmente el resultado del balance radiativo. No obstante, el valor añadido de utilizar modelos más sofisticados ha de estar en lo que podemos aprender de cómo los ESMs representan aspectos que los otros no pueden resolver. La Figura 5 muestra la comparación espacial de la tendencia en las temperaturas observadas (Figura 5d) y simuladas teniendo en cuenta solamente factores naturales (Figura 5c) o de origen natural y antrópico (Figura 5e). Esto permite extender los argumentos de atribución del cambio climático a las actividades humanas al coincidir la distribución espacial del aumento de temperatura observada con la simulada incluyendo forzamientos antropogénicos, siendo menor en los océanos debido a su mayor capacidad calorífica y superior en el Ártico debido a los procesos de retroalimentación que amplifican el aumento de temperatura.

Los experimentos de simulación tienen también valor deductivo al plantear experimentos transitorios en escenarios de evolución futura del forzamiento radiativo que permiten informar a la sociedad de los riesgos del cambio climático. La Figura 6a muestra diferentes escenarios RCP (del inglés, *Representative Concentration Pathways*) y SSP (del inglés, *Shared Socioeconomic Pathways*) correspondientes al AR5 y AR6, respectivamente. Al usar estos escenarios como condiciones de contorno, se puede estimar respuesta futura del sistema climático, condicionada a cuál sea la evolución de las emisiones. Esto se hace considerando un rango de escenarios, desde los que incluyen cambios más intensos (RCP8.5, SSP5-8.5) con aumentos del forzamiento radiativo a finales del siglo XXI de 8.5 Wm^{-2} con respecto a la era preindustrial, a escenarios que contemplan grandes desarrollos en la tecnología, el modelo energético y la sociedad para mitigar la intensidad del cambio climático (p.ej.: Acuerdo de París). De este modo se puede informar a la sociedad y a los gobiernos de que limitar el aumento de temperatura global por debajo de 2°C es posible si se reducen las emisiones netas a 0 a mediados del siglo XXI (Figura 6b). Nótese que las diferencias entre las respuestas de

temperatura entre escenarios son mayores que el rango de incertidumbre asociado a la variabilidad interna y al uso de diferentes modelos en cada escenario.

Figura 6. (a) Forzamiento radiativo terrestre neto (en Wm^{-2}) en distintos escenarios de cambio climático en el siglo XXI para CMIP5 y CMIP6, utilizados en el AR5 y AR6, respectivamente. Anomalía global de temperatura en el siglo XXI con respecto a 1850-1900 en los distintos escenarios de (a). La línea punteada representa el compromiso internacional adquirido en el Acuerdo de París de limitar de aumento de temperatura a $1.5^{\circ}C$ con respecto al periodo preindustrial (b). Anomalía media anual de temperatura del aire (c) y cambio porcentual en la precipitación anual (d) en 2081-2100 con respecto a 1995-2014 en el escenario de cambio climático SSP5-8.5. Se muestra la mejor estimación ajustada a observaciones (*best estimate*) a partir del conjunto de modelos del CMIP6. (e) Evolución del índice de la NAO en invierno con respecto a 1995-2014 para los modelos del CMIP6 en distintos escenarios. El número mostrado en la leyenda a la derecha de cada escenario indica el número de simulaciones promediadas en cada caso. (f) Diferencias de presión media a nivel del mar en invierno para 2081-2100 con respecto a 1995-2014 en el ensemble del CMIP6 para el escenario SSP3-7.0. Fuente: AR6.



Los experimentos muestran también la respuesta espacial de temperatura y precipitación para el escenario SSP5-8.5 en la Figura 6c,d. Para otros escenarios de menor cambio en el forzamiento, la intensidad del patrón espacial disminuye proporcionalmente a la respuesta temporal en la Figura 6b. La distribución espacial de los cambios para la temperatura es similar a la observada y simulada en el período histórico (Figura 5); para la precipitación se observa una distribución espacial de cambio porcentual similar a la climatología de esta variable, con incrementos de la misma en las zonas en las que más llueve en las regiones subpolares y de latitudes medias y descensos en zonas subtropicales como el Mediterráneo. Este patrón de cambio es consistente con una intensificación del flujo zonal en latitudes medias y altas y un debilitamiento de algunos monzones en Asia y Centro América. La Figura 6e,f ilustra los cambios en la dinámica que explican el patrón de precipitación, mostrando intensificaciones en el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (del inglés, NAO, *North Atlantic Oscillation*) y disminuciones (aumentos) de presión en zonas de latitudes altas (medias) que conducen a un reforzamiento del flujo zonal. En definitiva, estos experimentos nos permiten deducir los cambios esperados en diferentes variables del sistema, no solo aquellas que dependen directamente del forzamiento radiativo como la temperatura. Nótese que en el caso del índice de la NAO la respuesta a diferentes escenarios de forzamiento se solapa, indicando que para este tipo de variables el rango de variabilidad interna es superior a las diferencias en la señal de respuesta entre escenarios.

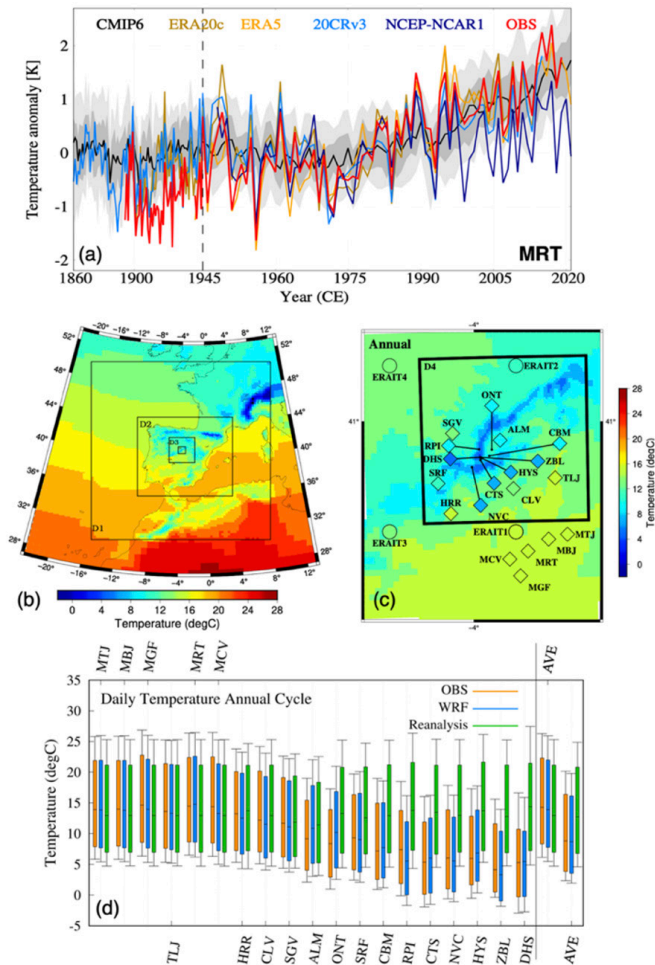
Los ejemplos anteriores se centran en los cambios de algunas variables de estado en diferentes escenarios. Pero se pueden realizar análisis similares para otras variables atmosféricas o de los otros subsistemas y comprobar retroalimentaciones asociadas a las variaciones en la criosfera (p.ej.: Sec. 2.2.1) o el debilitamiento de la circulación termohalina en el Atlántico Norte (Sec. 2.2.2). Por otra parte, todas las simulaciones mostradas en las figuras anteriores comparten con

la realidad la respuesta a los forzamientos externos, pero difieren en su representación de la variabilidad interna, que no coincidirá con la real (Sec. 2.2.3 y 3.2.3). Resulta útil disponer de simulaciones globales que reproduzcan la variabilidad climática observada en todas sus escalas, incluyendo las contribuciones de la variabilidad interna, porque las observaciones disponibles para describir la realidad son limitadas en su distribución espaciotemporal y no están exentas de errores. De hecho, es posible generar productos híbridos que proporcionen la cobertura tridimensional del sistema de un modelo climático y que sean compatibles con la variabilidad observada, interna y forzada, que puedan ser utilizadas con valor casi observacional. Los experimentos de asimilación de datos con modelos permiten adaptar la respuesta de un AGCM, un OGCM o un AOGCM a los datos observados para generar una evolución de la variabilidad climática que es consistente con la física de las ecuaciones y también con las observaciones disponibles. Este tipo de interpolación física utilizando GCMs se conoce como *experimentos de reanálisis*. Una explicación simplificada en exceso, pero conceptualmente útil, es que para realizarlos las simulaciones se guían con las observaciones disponibles. Para ello se calculan en cada paso de tiempo simulado los errores entre la simulación y las observaciones y se incorporan a la simulación correcciones para desviarla en la dirección de variabilidad interna que las observaciones describen del mundo real. La Figura 7a muestra un ejemplo para la simulación de diferentes modelos en el punto más cercano al observatorio de Madrid Retiro (MRT). Las simulaciones del CMIP6 producen una distribución de temperatura cuya variabilidad de alta frecuencia no coincide con la observada salvo en el caso del Pinatubo (1991) y algún que otro volcán. Sin embargo, las tendencias a largo plazo simuladas y observadas son consistentes, indicando un aumento de temperatura de ca. 2 °C desde los años 50. En el mismo sentido que la Figura 5 esto muestra que el aumento de temperatura está asociado a las actividades humanas. Los colores muestran ejemplos de 4 simulaciones de reanálisis que reproducen

la variabilidad observada, aunque en uno de los casos con limitaciones. De este modo podemos estudiar en este tipo de simulaciones los mecanismos concretos que han conducido específicamente a los cambios experimentados en cada región a lo largo del tiempo.

El clima de una determinada región es el resultado de la interacción de la circulación atmosférica a gran escala con las características físicas (orografía, albedo, etc.) a escala regional. La simulación de la variabilidad regional es un reto pues depende de la bondad de las parametrizaciones físicas en reproducir procesos en escalas espaciales y temporales a las que los ESMs actuales no pueden llegar. Sin embargo, proporcionar información útil en esas escalas es importante para una variedad de sectores (salud, agricultura, biodiversidad, energía, transporte, etc.) que necesitan información a la mayor resolución espacial posible, por ejemplo, para desarrollar estrategias de adaptación al cambio climático. Este tipo de productos climáticos, con información convenientemente adaptada a las necesidades de cada sector, constituyen lo que conocemos como *servicios climáticos*. Existe una gran variedad de estrategias de “*downscaling*” o de “regionalización” de tipo estadístico, dinámico e híbridas para alcanzar alta resolución a partir de salidas de ESMs.

Figura 7. (a) Series de anomalías de temperatura en Madrid-Retiro (MRT) en el intervalo 1850-2020 con respecto a 1961-1990: observaciones (rojo); mediana (negro) y dispersión del conjunto de modelos CMIP6 para el punto de rejilla más cercano a MRT (sombreado claro P10-P90, sombreado oscuro P25-P75); ejemplos de series de temperatura de cuatro reanálisis en el punto de rejilla más cercano. (b) Temperatura media anual en el periodo 2000-2018 en el entorno de la península ibérica para una simulación de reanálisis ERA5 (ca. 31 km de resolución horizontal) y para cuatro dominios (D1, D2, D3 y D4) de una simulación de WRF de resoluciones 27, 9, 3 y 1 km. (c) Zoom parcial de los dominios D3 y D4 en el entorno de la Sierra de Guadarrama. Los colores de fondo representan los datos de las simulaciones de WRF, los diamantes son valores obtenidos de observaciones en estaciones meteorológicas y los círculos, valores en los puntos de reanálisis más cercanos a las estaciones. (d) Distribución muestral de los ciclos anuales de temperatura para diferentes emplazamientos en la Sierra de Guadarrama para datos de observaciones (naranja), WRF D3 o D4 (azul) y reanálisis (verde). Las estaciones están ordenadas por altitud creciente (de izquierda a derecha). La media regional está separada por una línea vertical en el lado derecho de la figura. Los paneles (b-d) son adaptaciones de Vegas-Cañas et al. (2020).



Las aproximaciones estadísticas se calibran con observaciones y establecen relaciones entre variables (predictores) a gran escala y variables de interés (predictandos) a escala local y regional. Estas relaciones estadísticas se usan para construir modelos empíricos que se aplican a las simulaciones de ESMs para estimar los cambios en las variables de interés a escala regional y local. La aproximación dinámica se basa en el uso de modelos de área limitada o modelos climáticos regionales (del inglés, RCM; Regional Climate Model). Estos modelos aplican lo que hemos descrito como dinámica y física en un dominio o área limitada (Figura 7b) en la que aumentan la resolución. Para ello necesitan una simulación de un modelo global a partir de la cual toman información de las variables de estado en los bordes del dominio en el que se quiere generar una simulación a mayor resolución. En la Figura 7b puede verse una aplicación con un RCM que toma las condiciones de contorno a partir de una simulación de reanálisis y aumenta secuencialmente la resolución en 4 dominios hasta llegar a una resolución horizontal de 1 km. Este tipo de experimentos suponen un esfuerzo computacional considerable, pero permiten representar de forma más realista zonas con terreno complejo. Véase el ejemplo de la Sierra de Guadarrama en la Figura 7c y el realismo al comparar con las observaciones. Nótese cómo la distribución anual de temperaturas mejora (Figura 7d) para las estaciones a mayor altitud al comparar con la simulación de reanálisis.

Por otro lado, a medida que los recursos de computación han ido aumentando los ESMs se han hecho más complejos y han ido mejorando en resolución espacial. Los ESMs de mayor resolución horizontal en el CMIP6 alcanzan brazos de red por debajo de los 100 km. A medida que la resolución aumenta, hay procesos que se resuelven directamente por la dinámica y se reduce el número de parametrizaciones necesarias. Un ejemplo es el caso de la convección, que ha de ser parametrizada en los modelos actuales pero que en la próxima generación de ESMs, en los que las resoluciones alcancen la escala de kilómetros, se resolverá con las ecuaciones fundamentales (Palmer y Stevens 2019).

5. CONSIDERACIONES FINALES

Sin duda en la próxima generación de ESMs veremos nuevas mejoras en las componentes de vegetación dinámica, ciclos biogeoquímicos, química atmosférica, LSMs y, probablemente, mantos de hielo dinámicos. Esto permitirá no solo alcanzar resoluciones sin precedentes, sino también simular respuestas no lineales con el suficiente nivel de realismo como para evaluar los riesgos asociados a puntos de no retorno en el sistema climático, por ejemplo, el retroceso del Amazonas, el debilitamiento de la circulación oceánica en el Atlántico Norte, o las respuestas del permafrost Ártico y de los propios mantos de hielo en Groenlandia y la Antártida (McKay et al. 2022). Estos avances se están desarrollando generalmente en el contexto de iniciativas *seamless*, en las cuales se generan sistemas de modelización con el objetivo de ser usados desde las escalas de predicción numérica a las de las proyecciones climáticas. En estos sistemas el código del AGCM comparte la misma física en todas las escalas, tanto para el modelo de predicción numérica que se apoya en la calidad de las observaciones (condiciones iniciales), como para el climático dependiente de las condiciones de contorno. En escalas intermedias, desde el AR4 ha avanzado el desarrollo de la predicción climática mensual, estacional y decadal, centradas en el uso de condiciones iniciales que exploten la memoria de componentes lentas del sistema (p.ej.: océano, criosfera). Después de la separación histórica entre modelos de predicción meteorológica y climáticos que hemos relatado en este texto, resulta interesante pensar que en la actualidad ambas líneas pretenden coincidir en el uso de los mismos conjuntos de parametrizaciones y esquemas de modelización.

Finalmente, un aspecto de la mayor relevancia es la comparación entre simulaciones y observaciones, fundamental para generar confianza en la capacidad de los modelos de simular la realidad. La validez, la fiabilidad y la utilidad de las simulaciones generadas por modelos climáticos conduce a discusiones epistemológicas interesantes y útiles (Oreskes et al., 1994). Desde un cierto punto de vista cualquier modelo es válido si

se construye incluyendo leyes físicas conocidas que, en sí, son científicamente válidas. Esta aproximación ha permitido, en no pocas ocasiones, progresos importantes en conocimiento (Sec. 2.2), con independencia del grado de realismo y exactitud alcanzado en la representación de la realidad. Pero para que un modelo sea útil para ciertas aplicaciones, por ejemplo, evaluar los impactos del cambio climático, debe generar confianza en que representa adecuadamente al menos la parte de la realidad que sea objeto de interés. Dado el carácter multidimensional y complejo de la realidad virtual simulada por los ESMs, es imposible evaluar su bondad en representar todos los aspectos del clima real. Sin embargo, es posible evaluar los aspectos relevantes para un propósito específico. En este texto algunas figuras incluyen observaciones que se han usado con esta orientación. No obstante, la evaluación de ESMs merece un texto específicamente dedicado a este tema.

