

# El cambio climático y su influencia en la biodiversidad

|

- Javier Loidi
- UPV/EHU



# Sumario

## Parte primera:

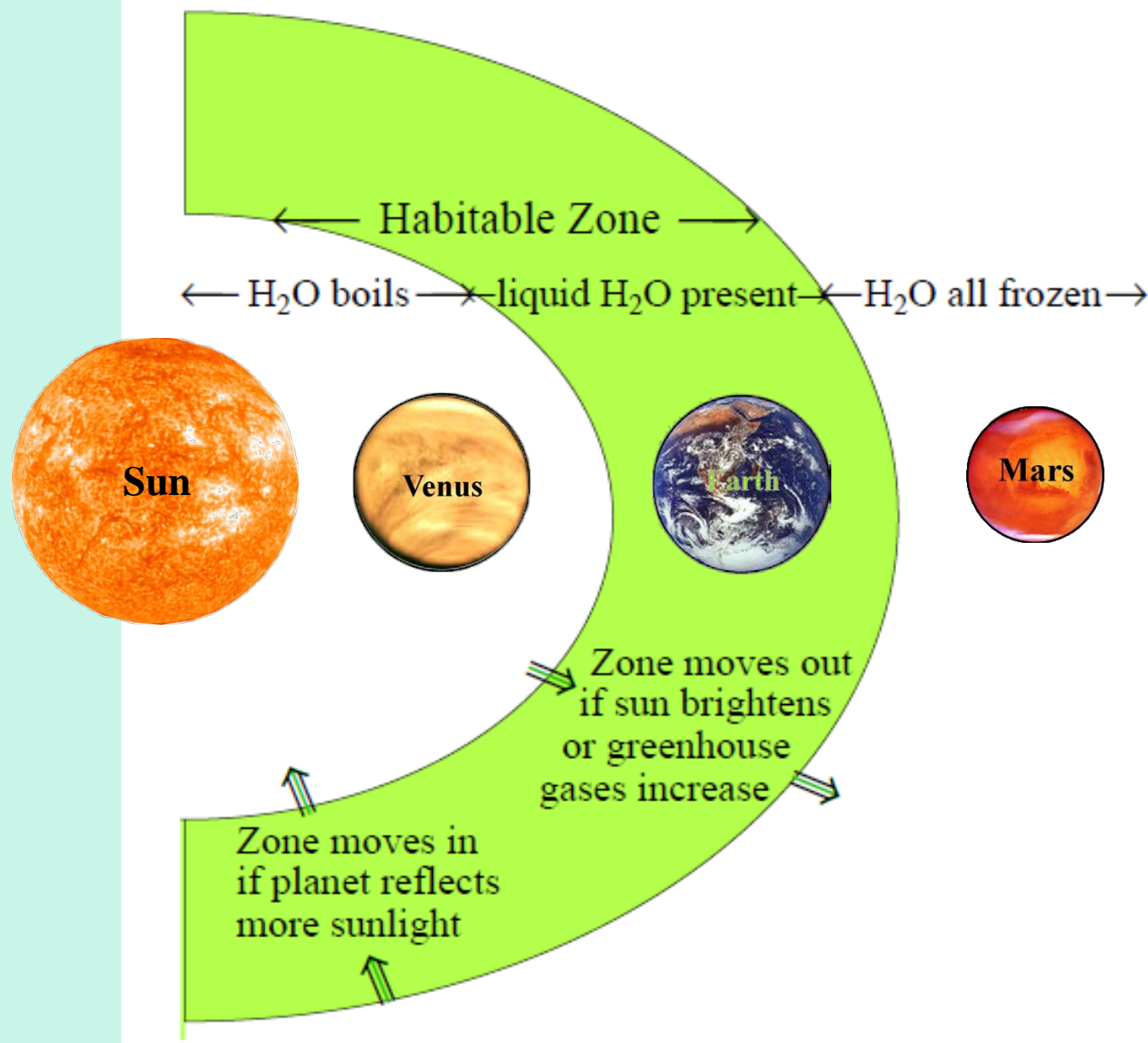
- ☞ El clima: funcionamiento general y el modelo radiativo
- ☞ El efecto invernadero: los gases causantes
- ☞ Paleoclimatología: el estudio del clima en el pasado. Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico
  - \* El clima del tiempo remoto
  - \* El clima del tiempo reciente: el Pleistoceno
  - \* El clima del tiempo reciente: el Holoceno y el tiempo histórico
- ☞ Estimando el CC mediante “proxies”
- ☞ Las causas naturales del cambio Climático
  - \* Los cambios orbitales terrestres
  - \* Las oscilaciones de la actividad solar
  - \* El vulcanismo: aerosoles
- ☞ El actual cambio climático: ¿hasta qué punto es nuestra civilización partícipe?
- ☞ Observaciones del CC
- ☞ Los eventos extremos
- ☞ El hielo y el nivel del mar
- ☞ Los efectos del CC en los ecosistemas terrestres

# Sumario

## Parte segunda:

- ☞ La población humana de la Tierra
- ☞ Los efectos del CC en los ecosistemas terrestres
- ☞ La energía de consumo humano y el ciclo del carbono en la Tierra
- ☞ El estudio del Cambio Climático: el IPCC
- ☞ Las proyecciones hacia el futuro: en el mundo, en Europa y en la Península Ibérica
- ☞ Consideraciones finales, el escepticismo

## El clima de la Tierra: funcionamiento general y modelo radiativo



Cuando se formó el Sistema Solar, el Sol era más tenue que ahora en un 30% y Venus tenía un océano. A medida que Sol incrementaba su brillo, se generó un efecto invernadero que causó que el océano venusiano entrara en ebullición y el agua se evaporara.

Varias veces, cuando la Tierra era más joven y el Sol brillaba menos y había menos CO<sub>2</sub> atmosférico, la Tierra se congeló por completo ("La Tierra bola de nieve").

La Tierra está ahora en la Zona Dulce.



# Nuestros planetas vecinos



**Marte**, muy poco efecto invernadero, atmósfera muy tenue, casi toda de  $\text{CO}_2$  pero prácticamente sin metano ni agua. Temperaturas muy frías, media de  $-63^\circ\text{C}$



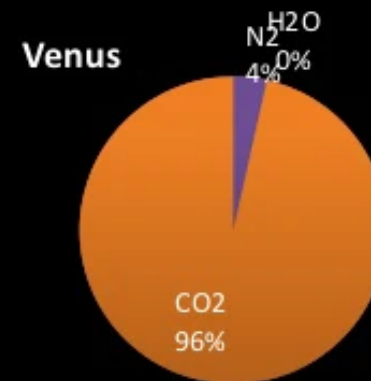
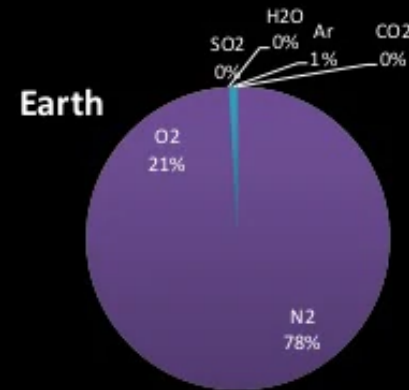
**La Tierra**, con un 0,03 % de  $\text{CO}_2$  y con los otros gases de efecto invernadero, tiene una temperatura de  $15^\circ\text{C}$ , sin esos gases, tendría una temperatura media de  $-18^\circ\text{C}$  y si el  $\text{CO}_2$  alcanzara el 1% (quedando iguales los otros componentes), la temperatura alcanzaría los valores de ebullición del agua: hervirían los mares



**Venus**, fuerte efecto invernadero, atmósfera casi exclusivamente de  $\text{CO}_2$  (69%) y muy densa, con más de 154.000 veces más de dióxido de carbono que la Tierra y 19.000 más que Marte. En sus superficie se alcanzan temperaturas como para fundir el plomo, media de  $463^\circ\text{C}$ . Venus está más cerca del Sol que la Tierra, pero por su cobertura de nubes absorbe apenas un 25% de la radiación solar incidente, mientras que la Tierra absorbe un 70%. Sin embargo, Venus es más caliente porque tiene una gran cantidad de  $\text{CO}_2$  atmosférico que causa por sí solo un efecto invernadero de varios cientos de grados.

# Earth's vs. Venus' atmosphere

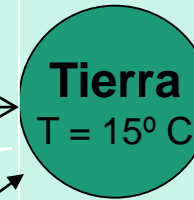
	Earth	Venus
N <sub>2</sub>	78%	3.5%
O <sub>2</sub>	21%	0.000%
Ar	0.93%	0.007%
CO <sub>2</sub>	0.0395%	96.5%
Pressure	1 bar	92 bars



Leyes de **Stefan-Boltzmann** (potencia emisiva de un cuerpo es propor. a la 4ª potencia de su temperatura) y de **Wien** (hay una relación inversa entre la longitud de onda en la que se produce el pico de emisión de un cuerpo negro y su temperatura)

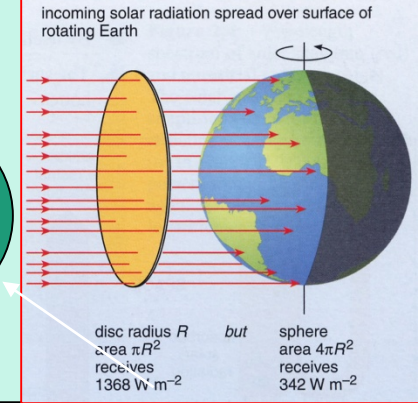


Distancia media del sol a la tierra:  $1,5 \times 10^{11}$  m



Flujo energético total del Sol:  $3,9 \times 10^{26}$  W  
Irradiancia:  $6,4 \times 10^7$  W/m<sup>2</sup>

Al plano perpendicular tangente al exterior de la atmósfera llegan  $1353$  W/m<sup>2</sup>  
(=1,9 cal gr/m<sup>2</sup> min): **constante solar**



Lo que llega al plano tangente ha de repartirse en la esfera terrestre, lo que arroja una radiación solar media de  $342$  W/m<sup>2</sup> en el exterior de la atmósfera;  
el reparto consiste en dividir por 4

El 30% se refleja

Otro 20% ( $70$  W/m<sup>2</sup>) se absorbe en la atmósfera:

- ✘ Un 3% el O<sub>3</sub> y O<sub>2</sub> estratosférico
- ✘ Un 16% el vapor de agua
- ✘ Un 1% el CO<sub>2</sub>, el O<sub>3</sub> y el O<sub>2</sub> atmosférico

La tierra se queda con  $240$  W/m<sup>2</sup>

A la superficie de la tierra llegan  $170$ - $180$  W/m<sup>2</sup> de media, un 50% de lo que llega a la superficie exterior de la atmósfera

**El clima de la Tierra: funcionamiento general y modelo radiativo**

# Undeniable Physical Basis



**Jean Baptiste Fourier**

1824ff: first description of the mechanisms of greenhouse effect



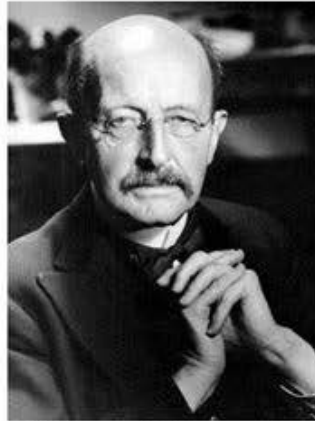
**Josef Stefan & Ludwig Boltzmann**

1860ff: radiation law (black body law)



**Svante Arrhenius**

1895ff: Calculated the temperature increase, if humanity will double atmospheric  $\text{CO}_2$



**Max Planck**

1900ff: "radiation" quantum



**Milutin Milancovics**

1941: Triggering of iceages and interglacials



# ¿Quiénes calientan la atmósfera?

## Los gases efecto invernadero

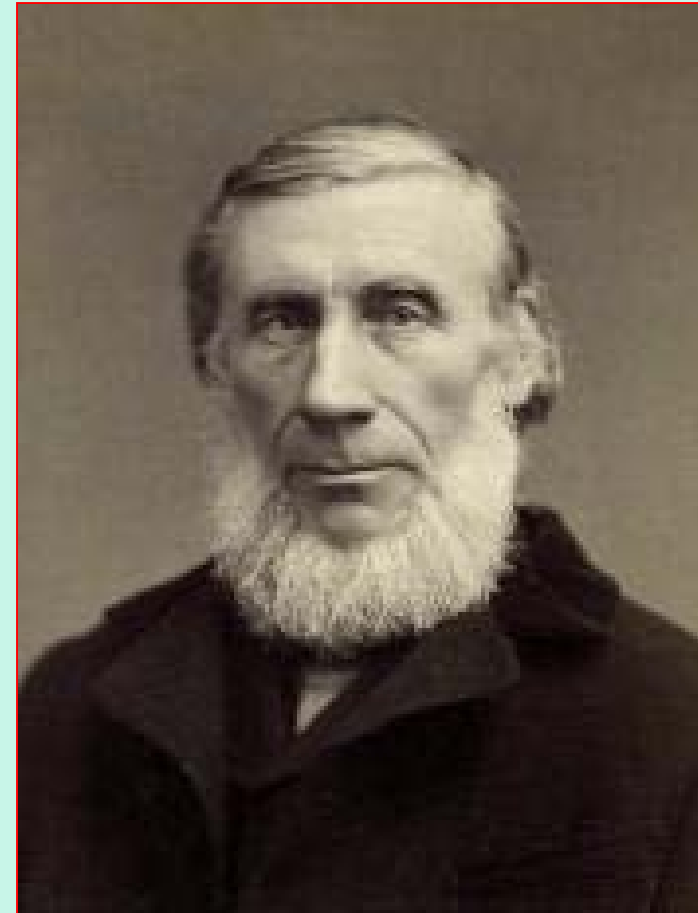
Por orden, los gases efecto invernadero más abundantes en la atmósfera son:

**Vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ )**  
**Dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ )**  
**Metano ( $\text{CH}_4$ )**  
**Óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ )**  
**Ozono ( $\text{O}_3$ )**  
**CFCs**

Si ordenamos estos gases según su contribución al efecto invernadero, los más importantes son:

**Vapor de agua, que contribuye entre 36–72%**  
**Dióxido de carbono que contribuye entre 9–26%**  
**Metano, que contribuye entre 4–9%**  
**Ozono, que contribuye entre 3–7%**

En los 1859, el científico Irlandés John Tyndall, descubrió que moléculas de gases como el [dióxido de carbono](#) , el [metano](#) y el [vapor de agua](#) absorben la [radiación infrarroja](#), lo que no sucede con el [oxígeno](#) y el [nitrógeno](#). Él midió el calor radiante (radiación infrarroja) que estos gases podían emitir y transmitir y halló que estos gases eran buenos absorbentes y emisores de la radiación infrarroja (IR). Se considera a Tyndall como el descubridor del mecanismo de absorción de los [gases de efecto invernadero](#) en la atmósfera que conocemos actualmente como [efecto invernadero](#)



Estos gases tienen moléculas cuya frecuencia vibracional se localiza en la parte infrarroja del espectro

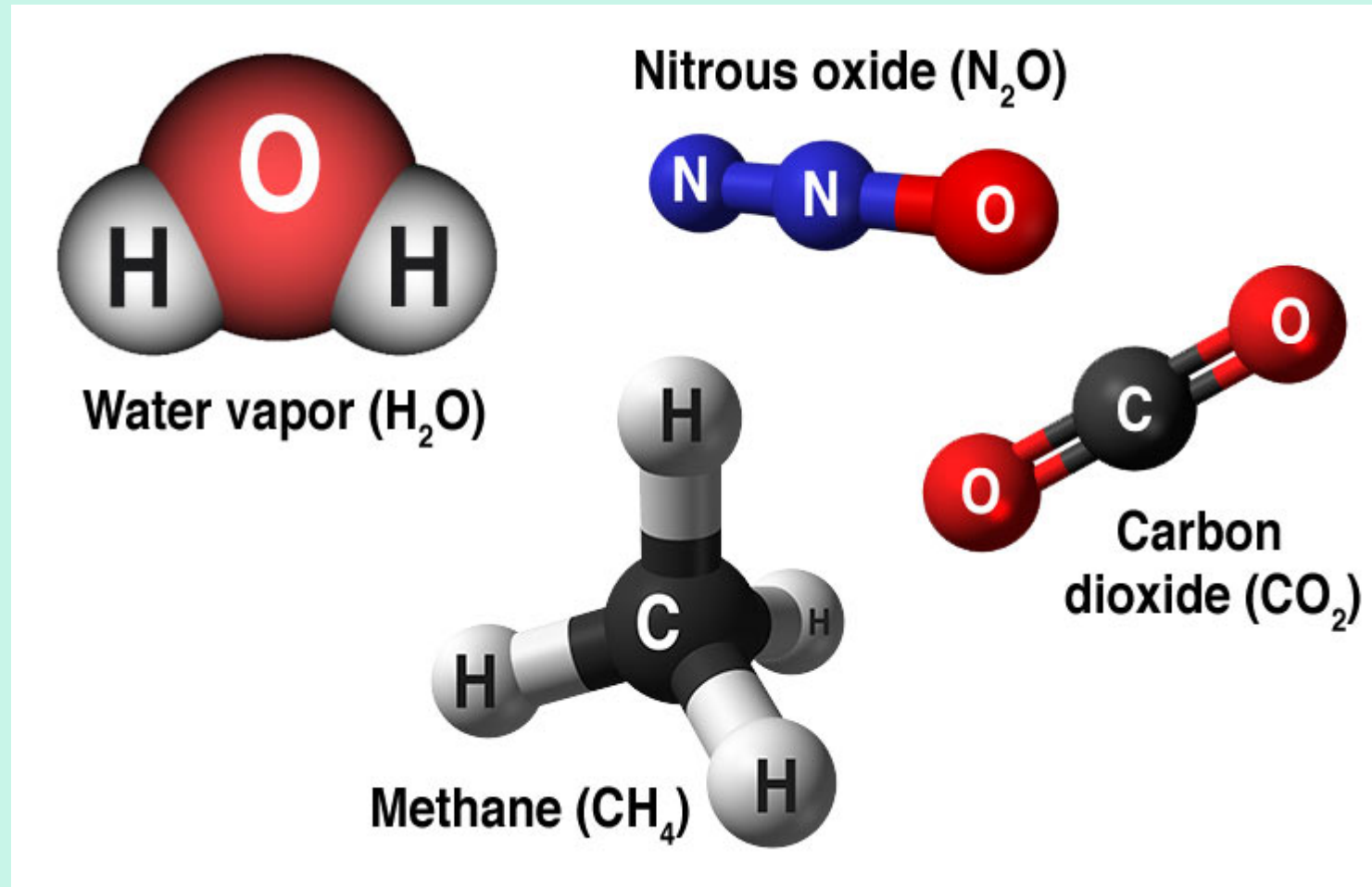


Las moléculas de  $\text{CO}_2$  pueden absorber la energía de la radiación infrarroja (IR). Cada molécula de  $\text{CO}_2$  que absorbe un fotón de infrarrojo adquiere una energía que causa que su vibración aumente. Pasado algún tiempo, la molécula devuelve esa energía extra emitiendo otro fotón infrarrojo, y con ello su vibración vuelve al nivel anterior.

En una masa de gas, las moléculas están en constante movimiento, colisionando entre ellas y con otras de otros gases. En estas colisiones se transfiere energía de unas moléculas a otras. Por eso, una molécula de  $\text{CO}_2$  que ha adquirido energía por medio de IR, muy probablemente chocará con las de otras de otros gases y les transferirá energía antes de que la emita en forma de fotón. Con ello causará un aumento de la velocidad de movimiento de esas moléculas, lo que se traduce en un aumento de la **temperatura** (ya que ésta no es más que una medida de la velocidad media de las moléculas en una masa). Así, los fotones absorbidos causan la elevación de la temperatura de la masa gaseosa.

Así, la atmósfera se calienta o enfría emitiendo energía infrarroja cuando se producen las correspondientes transiciones de estado vibracional y rotacional en las moléculas hacia niveles mayores o menores de energía. Todas esas transiciones requieren cambios en el [momento dipolar](#) de las moléculas (es decir, modificaciones de la separación de cargas eléctricas en sus enlaces polares) lo que deja fuera de este papel a los dos gases principales en la composición del aire, nitrógeno ( $\text{N}_2$ ) y oxígeno ( $\text{O}_2$ ), cuyas moléculas, por estar formadas por dos átomos iguales, carecen de momento dipolar.

Esta capacidad de absorber y re-emitir energía infrarroja es lo que hace al  $\text{CO}_2$  y otros gases causar un eficaz efecto invernadero ya que “atrapan” el calor, jugando un importante papel en el clima de la Tierra. Sin ellos, nuestro planeta estaría helado (de los  $15^\circ$  actuales de media en superficie estaría a  $-20^\circ$  o menos).

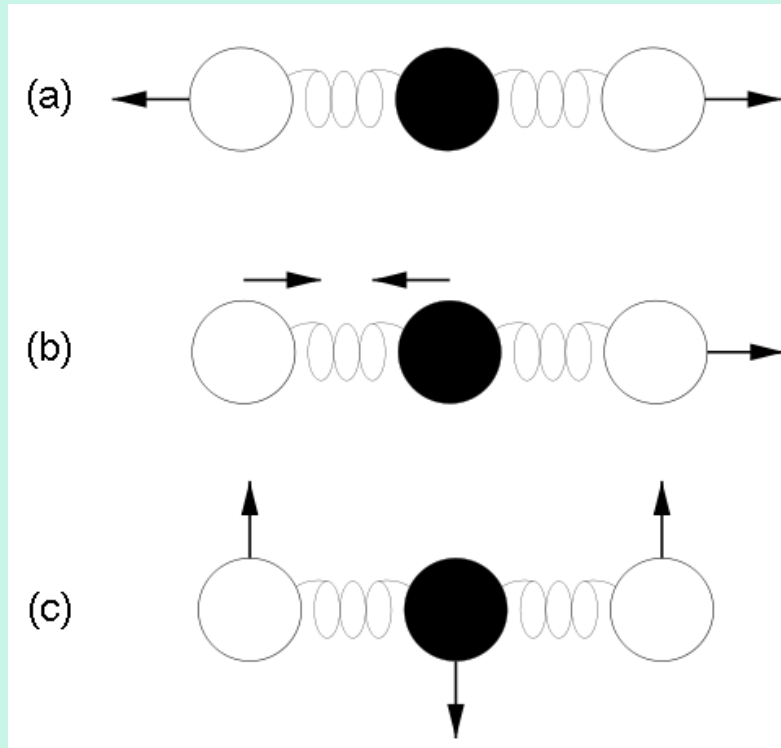


Absorben la radiación infrarroja las moléculas polares y las que tienen enlaces C=O, C-O, C-H y N-H

Las moléculas O<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> , apolares, no absorben la radiación infrarroja

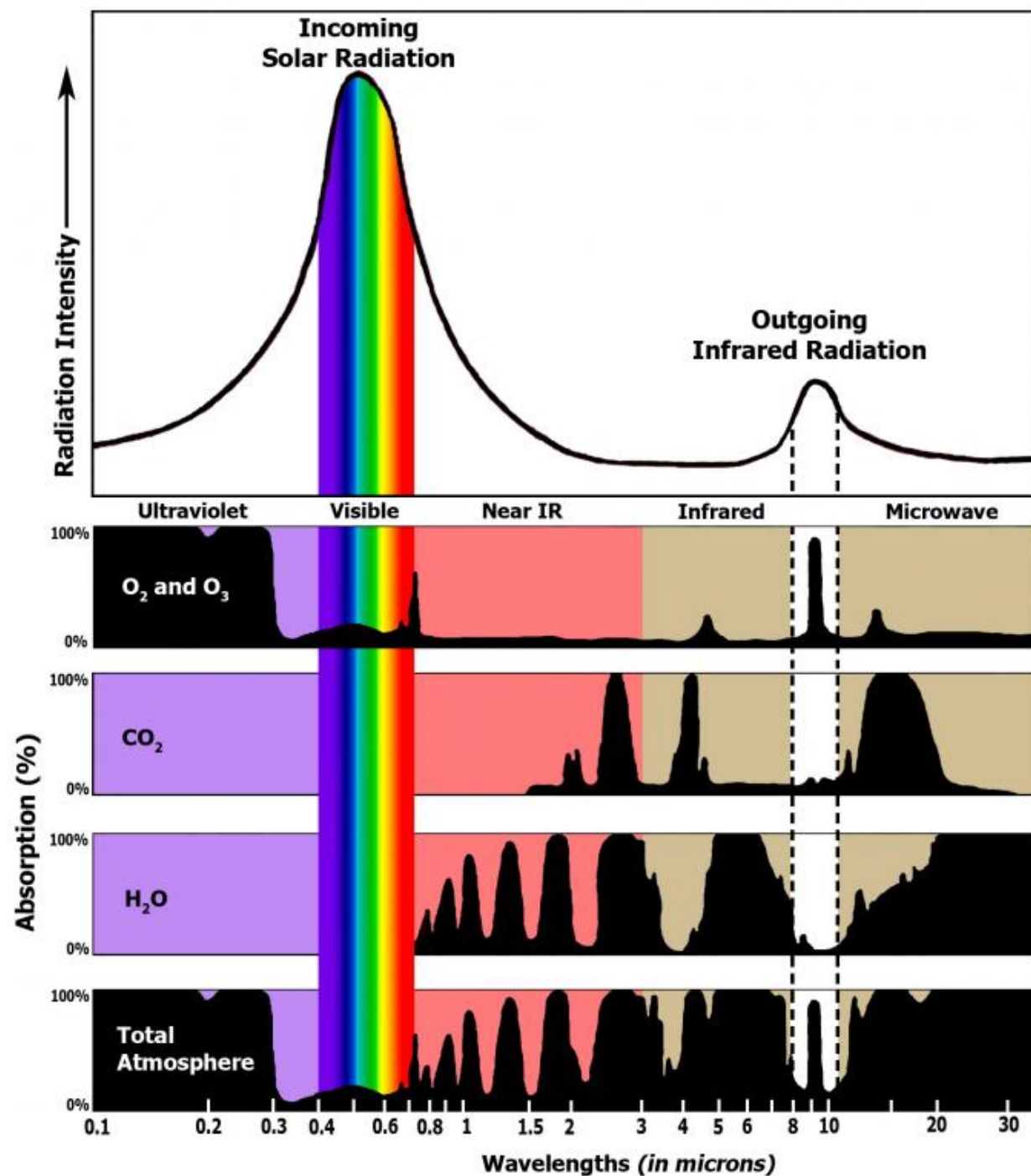


Las moléculas vibran. Las que tienen solo dos átomos vibran de forma simple, acercándose y alejándose ambos átomos. Es el caso de las del nitrógeno ( $N_2$ ) y del oxígeno ( $O_2$ ).



Las moléculas con momento dipolar de 3 o más átomos pueden vibrar de forma más compleja. Una molécula puede hacerlo de varias maneras; cada una de ellas denominada “modo de vibración”. Las moléculas de dióxido de carbono ( $CO_2$ ) tienen tres modos de vibración diferentes. Las moléculas más complejas (y con más modos de vibración) tienen más probabilidad de interactuar con las ondas de radiación electromagnética que las atraviesan. Es por eso que las moléculas de dióxido de carbono absorben la IR, y las de oxígeno o nitrógeno, no. Esta propiedad hace que el  $CO_2$  sea un gas efecto invernadero.

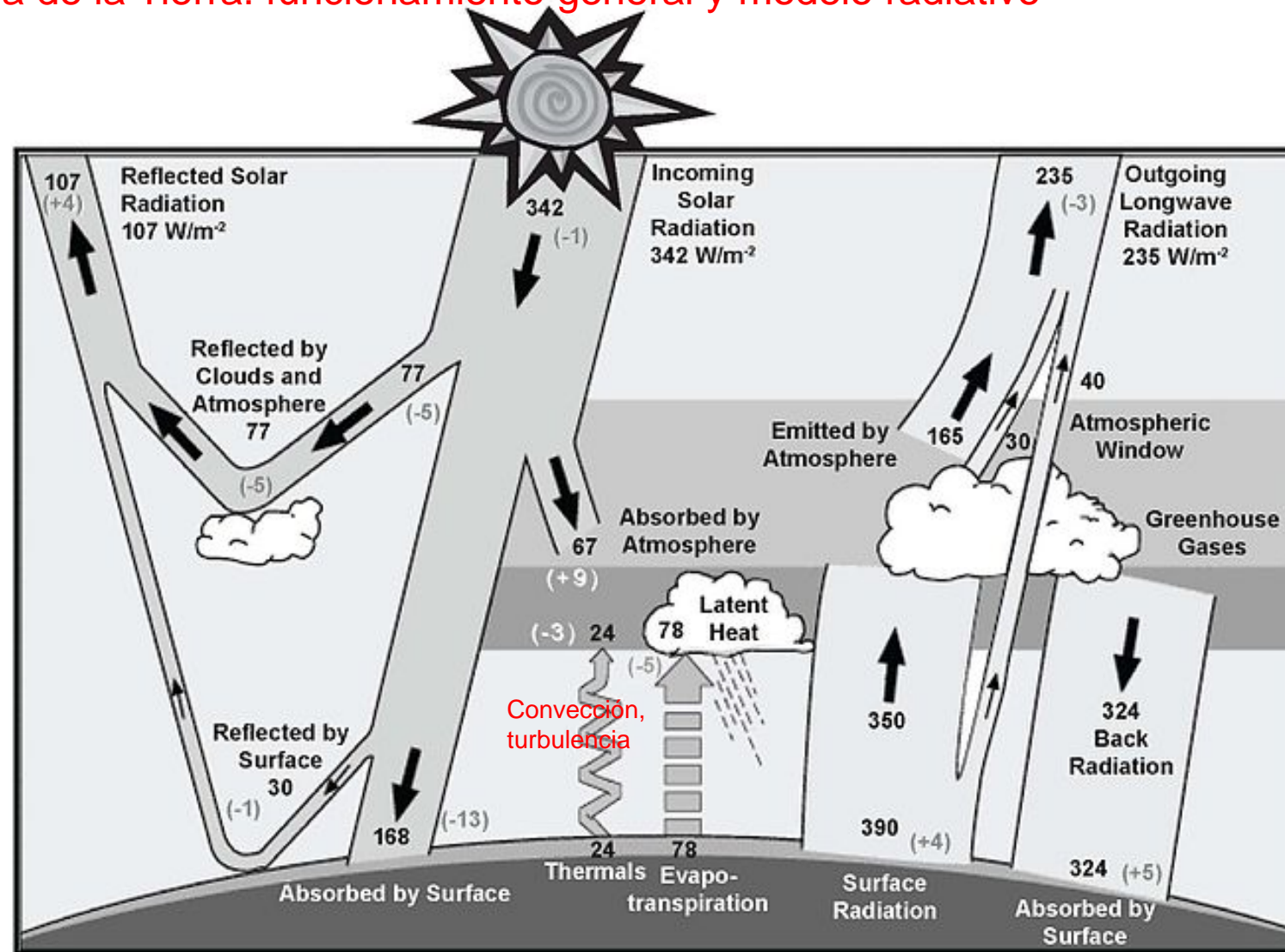
Las moléculas de vapor de agua ( $H_2O$ ) y de metano ( $CH_4$ ) también tienen modos de vibración que les hacen interactuar con las ondas de IR que las atraviesan. Por eso, el metano y el vapor de agua son también gases de efecto invernadero.



La importancia relativa de un gas de efecto invernadero depende de su abundancia en la atmósfera terrestre y en la capacidad de ese gas de absorber radiación de una longitud de onda dentro del espectro infrarrojo.

Un absorbente eficiente de IR tendrá un amplio espectro de absorción. El vapor de agua y el dióxido de carbono pueden absorber en el espectro que va de los 4  $\mu\text{m}$  a los 80  $\mu\text{m}$ , con excepción entre los 8  $\mu\text{m}$  y 12  $\mu\text{m}$ . El ozono puede absorber en longitudes de onda entre los 9  $\mu\text{m}$  y los 10  $\mu\text{m}$ , pero se halla en muy bajas concentraciones en la troposfera. Las ondas de longitud corta, las del espectro ultravioleta, son fuertemente absorbidas por el ozono de la estratosfera.

## El clima de la Tierra: funcionamiento general y modelo radiativo

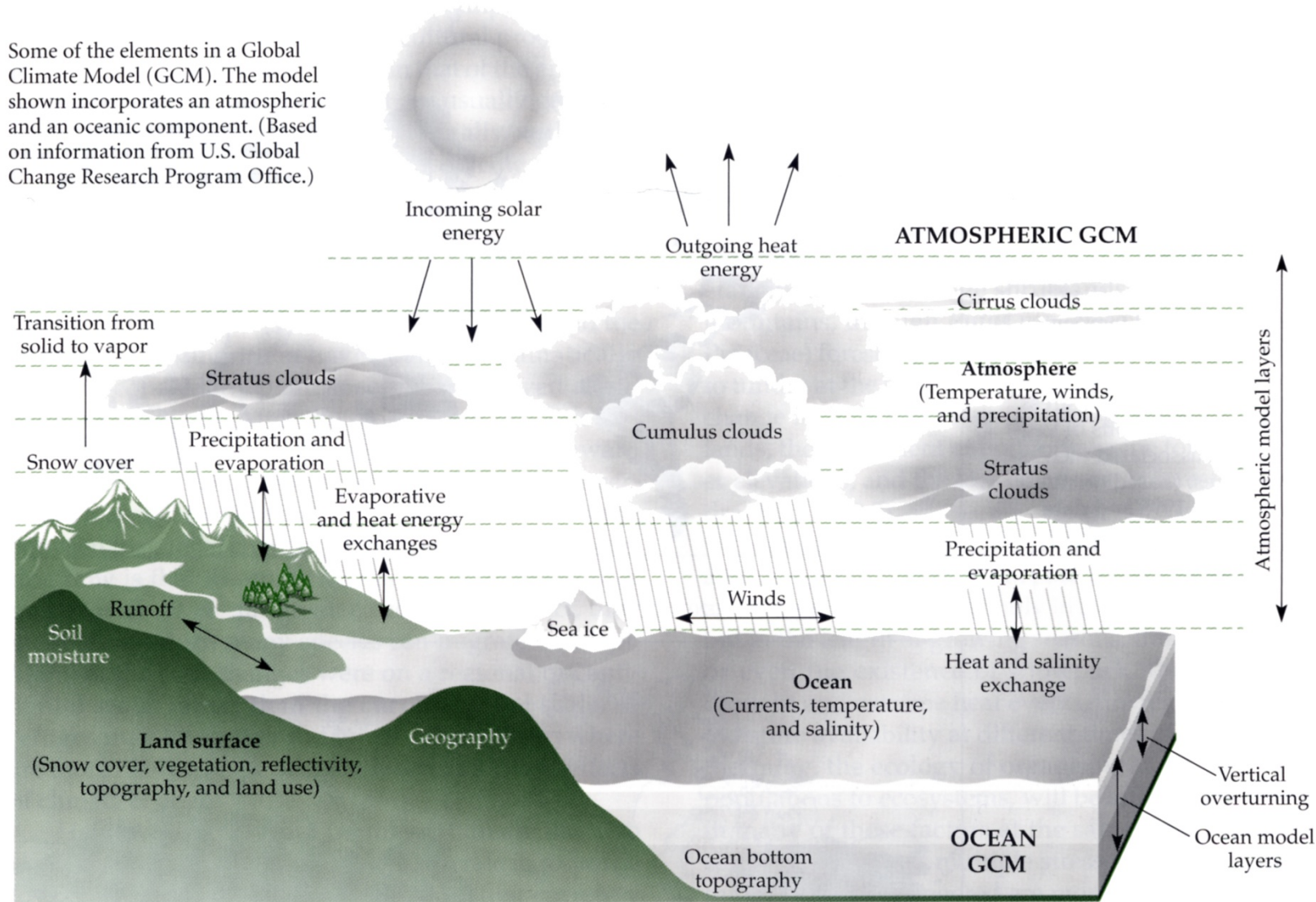


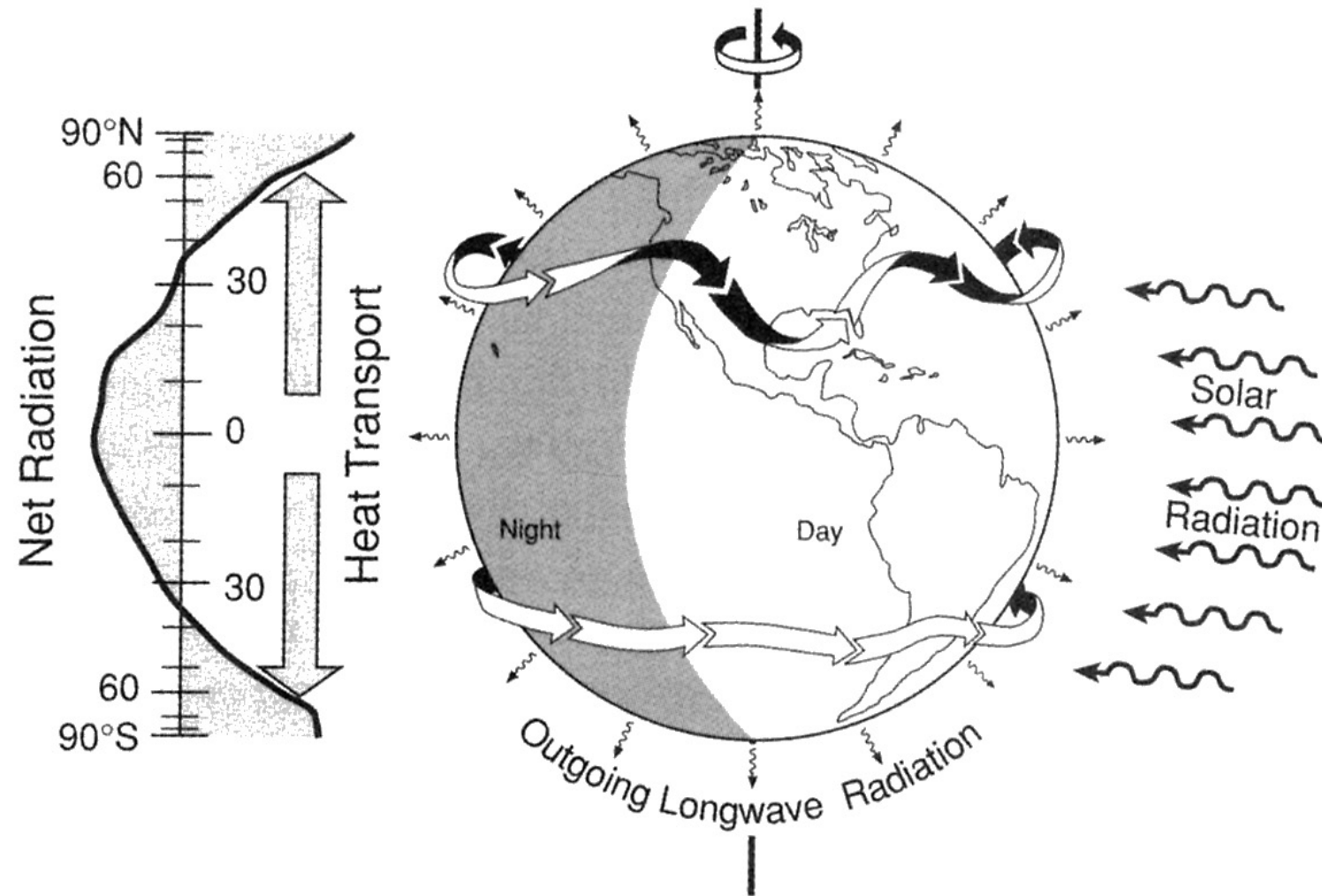
Representación pormenorizada de los flujos de energía entre el espacio, la atmósfera de la Tierra, y el suelo publicada por la NASA, The Earth Observer. November - December 2006. Volume 18, Issue 6. page 38, basado en las mediciones del programa SORCE en [2006](#). Las cantidades entre paréntesis indican la variación de los valores respecto a [1996](#).



## El modelo climático global

Some of the elements in a Global Climate Model (GCM). The model shown incorporates an atmospheric and an oceanic component. (Based on information from U.S. Global Change Research Program Office.)

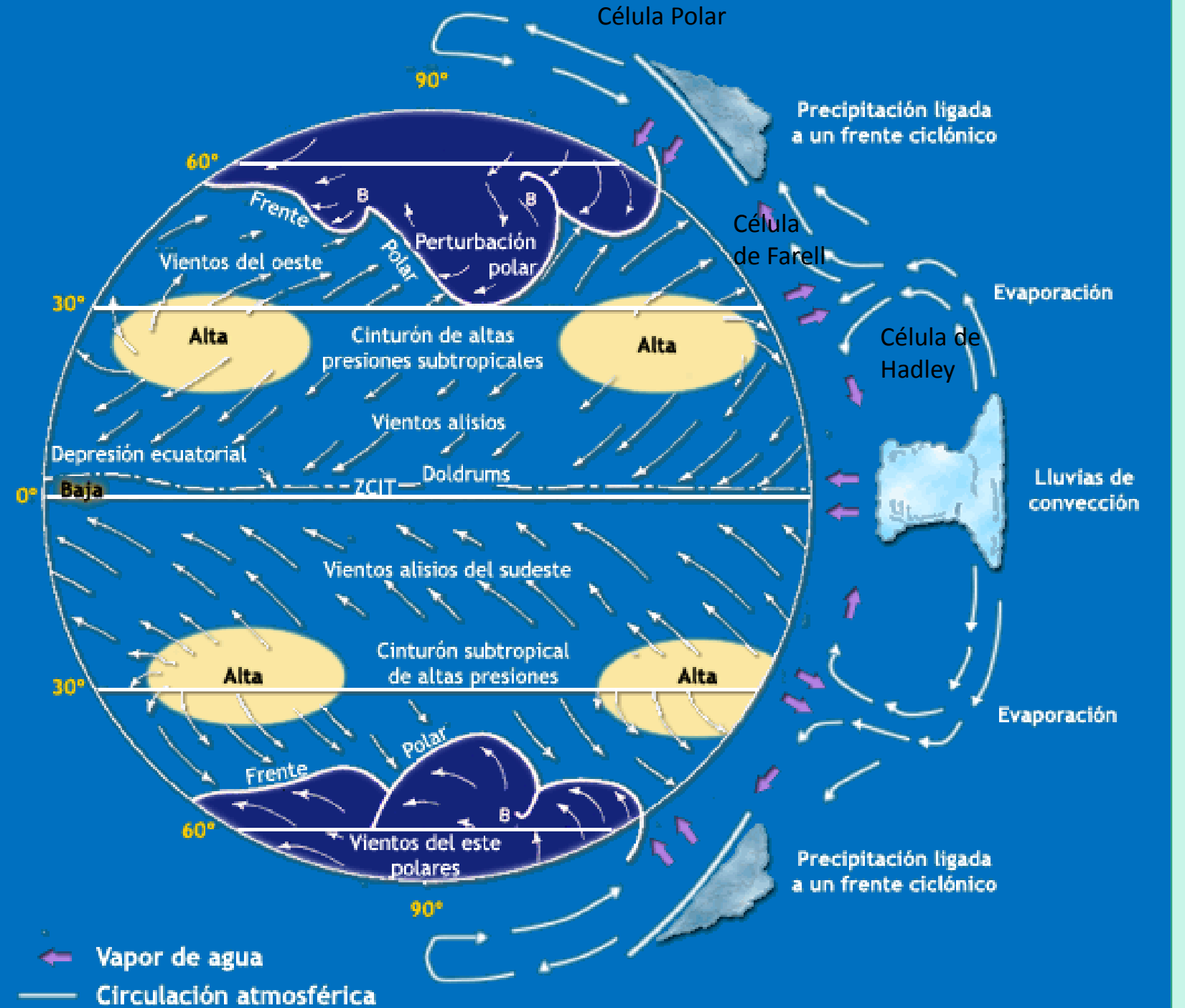




**Figure 2.8** In general, the amount of solar energy absorbed by the Earth at each latitude differs from the amount of terrestrial radiation emitted at the same latitude, and so energy has to be transferred from equatorial to polar regions (IPCC, 1995, Fig. 1.2).

El clima de la Tierra: funcionamiento general y modelo radiativo

La Circulación General de la Atmósfera



# Corrientes marinas

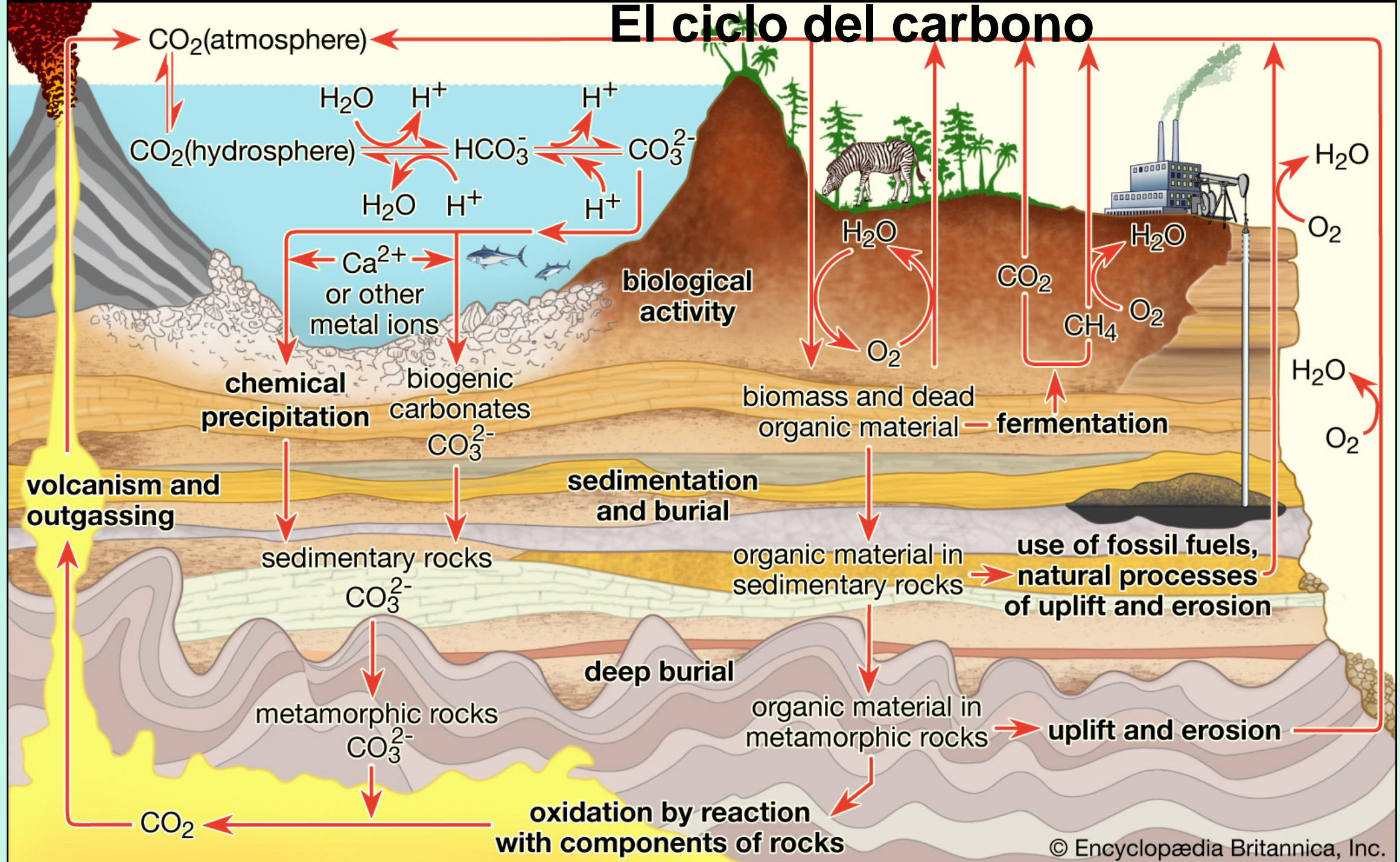


El clima de la Tierra: funcionamiento  
general y modelo radiativo



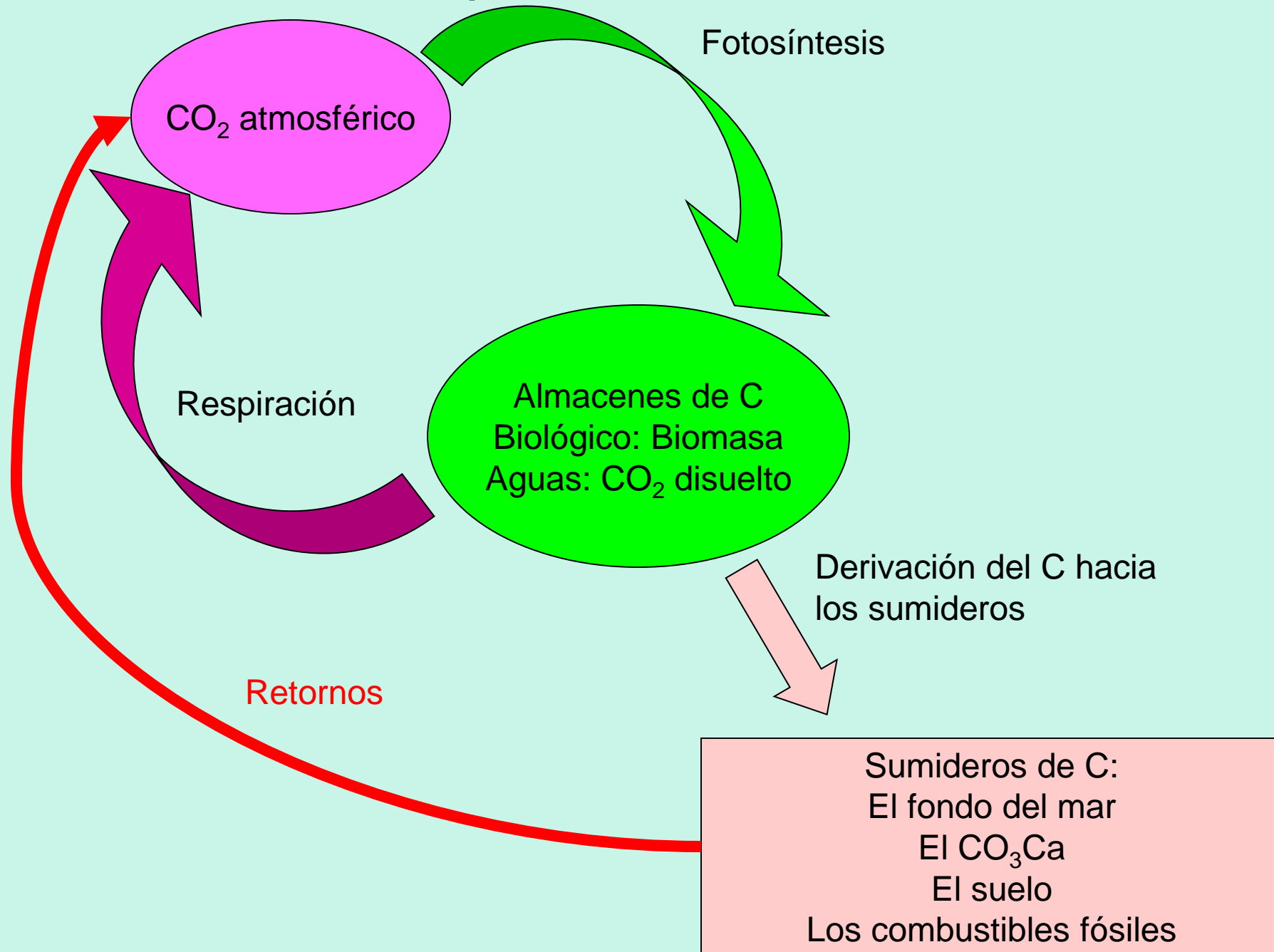


# El ciclo del carbono

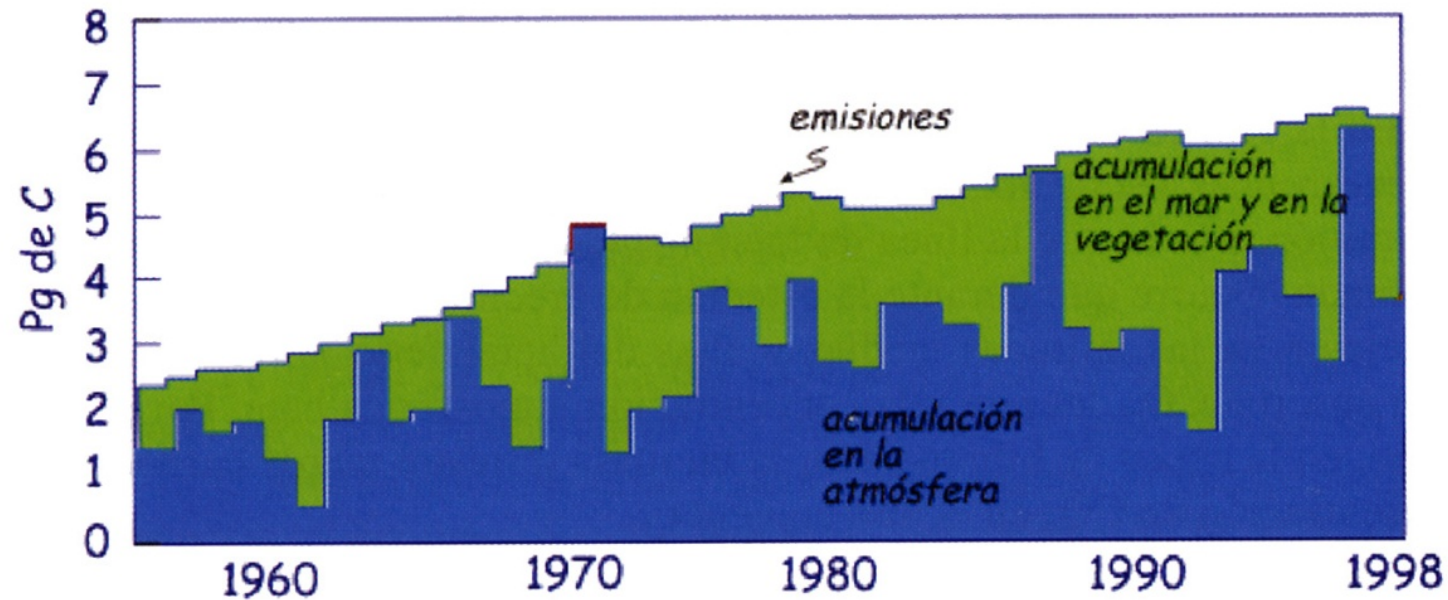




# Esquema básico del ciclo del carbono en la Tierra



Del  $\text{CO}_2$  emitido, gran parte se reabsorbe por la fotosíntesis, pero no la totalidad, de modo que se produce un efecto de acumulación de este gas en la atmósfera



*Figura 83.* Emisiones antropogénicas de  $\text{CO}_2$  (en petagramos de carbono al año). Solamente una parte del  $\text{CO}_2$  emitido se acumula en la atmósfera (en azul) ya que es considerable la parte del  $\text{CO}_2$  que es absorbida fotosintéticamente por el plancton oceánico y la vegetación terrestre (en verde), aumentando así la biomasa terrestre.

# La formación de las calizas

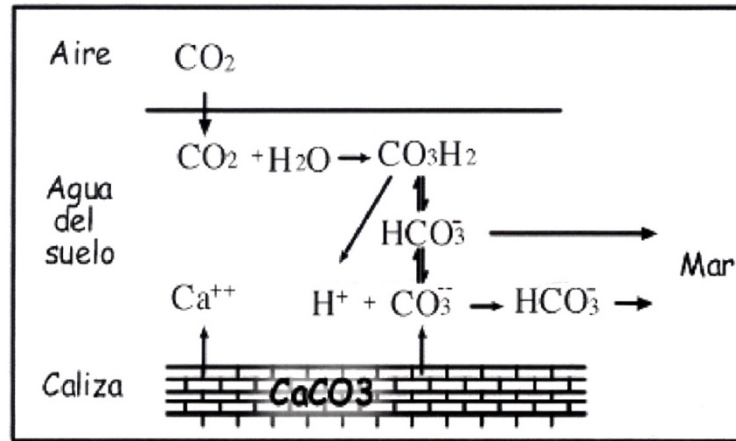


Figura 93. Meteorización de las calizas continentales. El  $\text{CO}_2$  del aire es absorbido y disuelto en el agua del suelo y forma ácido carbónico que produce iones  $\text{H}^+$  que a su vez disuelven al carbonato calcáreo. Los bicarbonatos resultantes y los iones  $\text{Ca}^{++}$  van a parar al mar. La atmósfera pierde una molécula de  $\text{CO}_2$  que de nuevo ganará cuando la caliza precipite.

Hace unos 450 Ma los organismos vivos empezaron a construir esqueletos de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  absorbiendo  $\text{CO}_2$  del agua de mar; esto afectó a los niveles de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera.

Esto parece estar relacionado con algunos períodos fríos (hace 355, 280 y el último de hace 33 Ma).

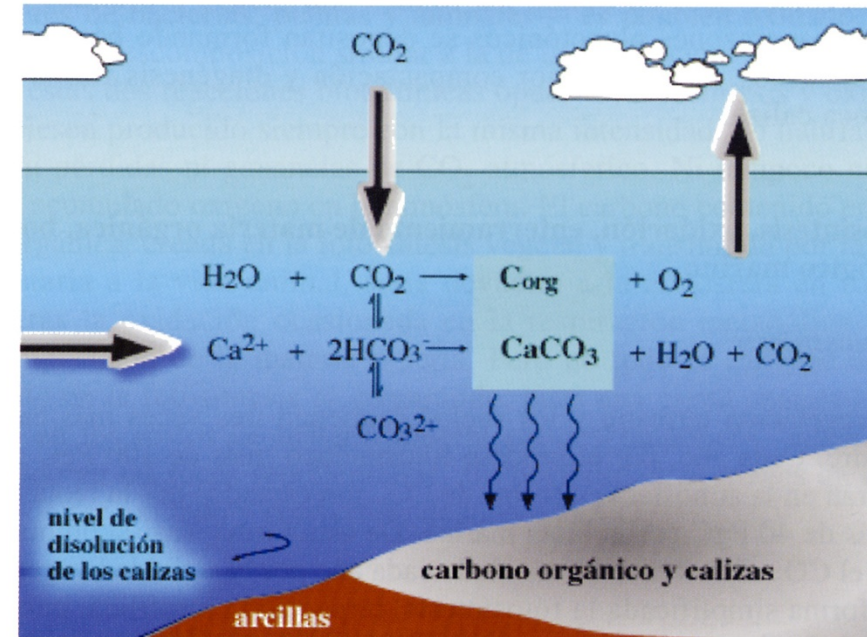
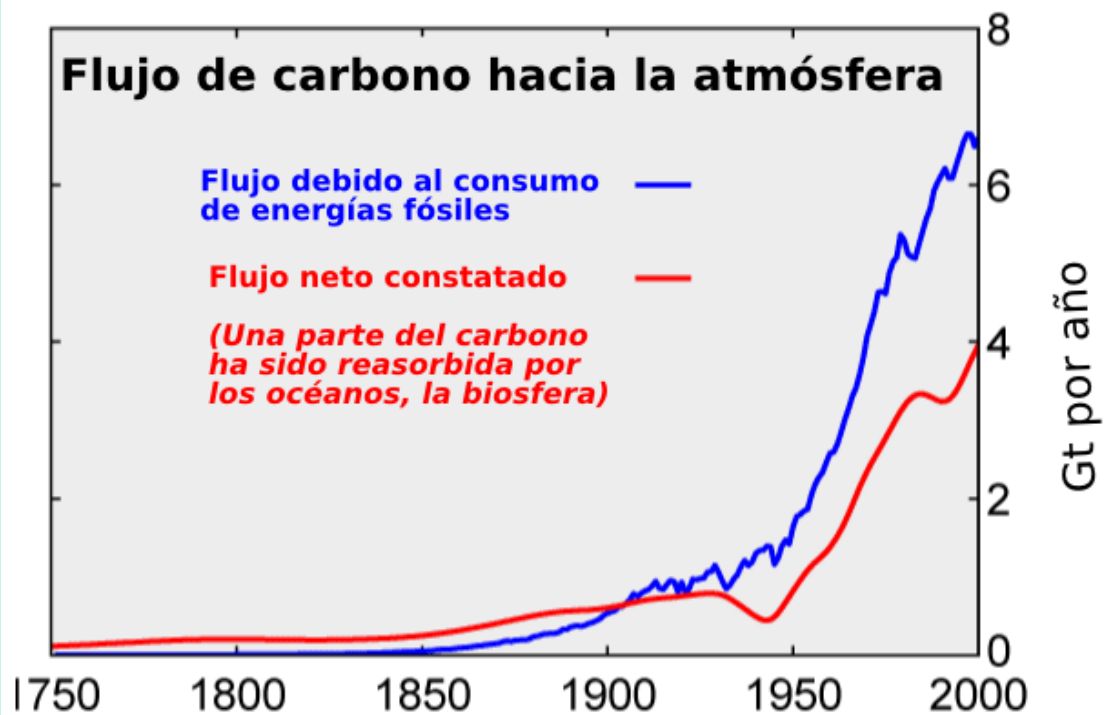
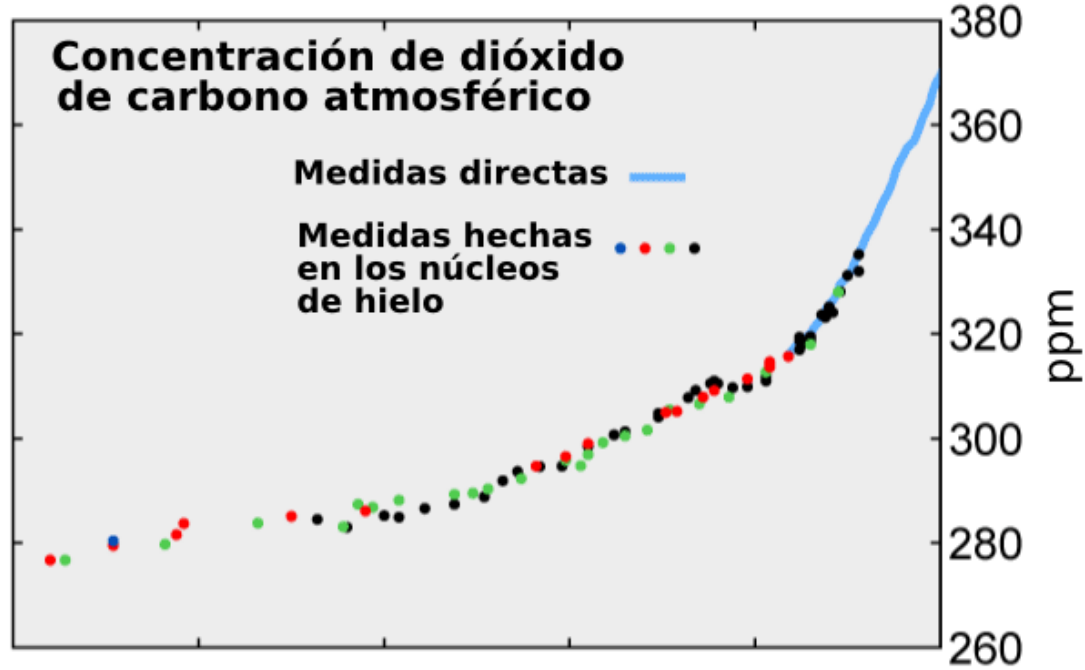
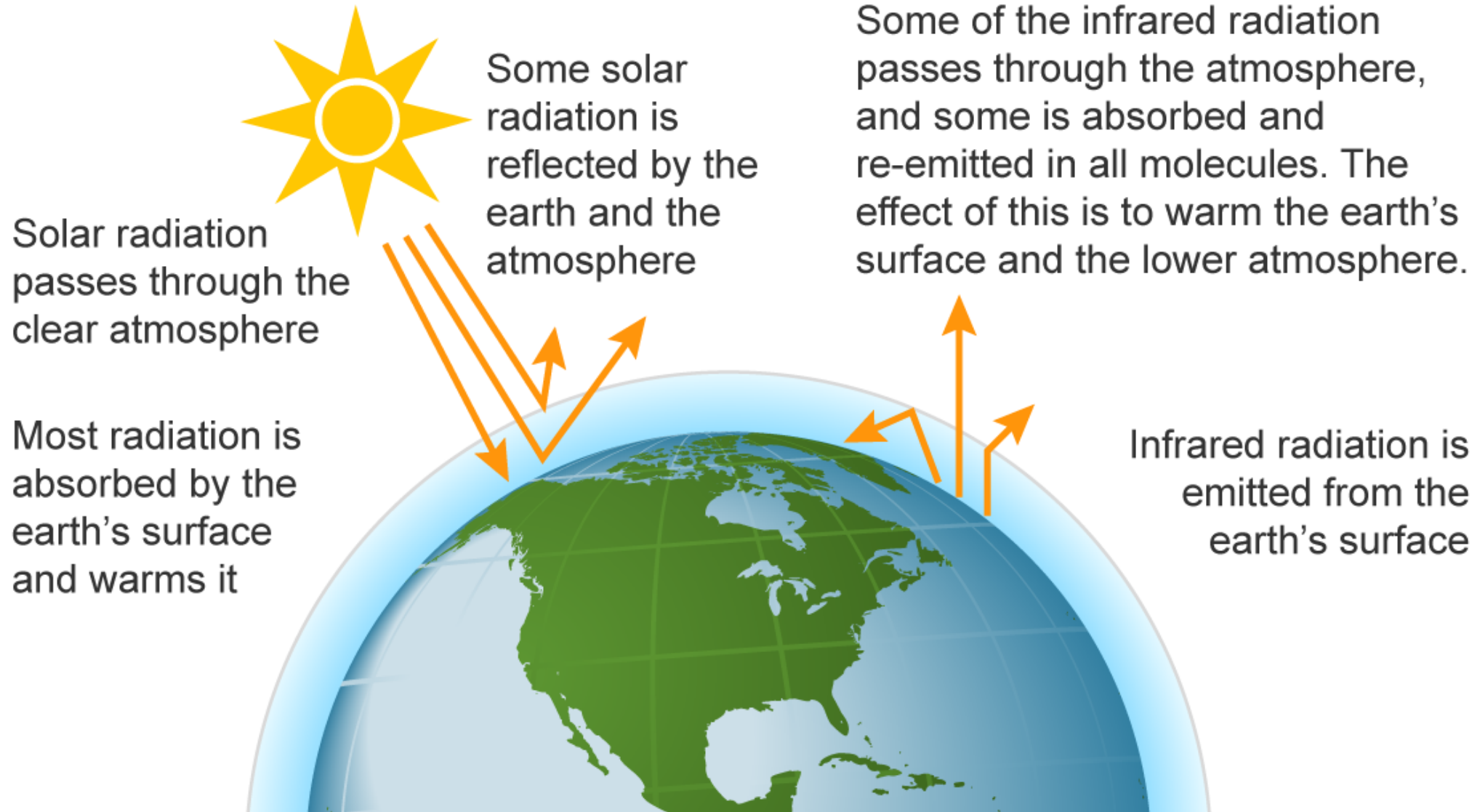


Figura 94. Aspectos del bombeo marino de carbono. El carbono se encuentra disuelto en el agua en forma de dióxido de carbono, bicarbonatos y carbonatos, en una proporción entre ellos que se mantiene en un determinado equilibrio. El carbono precipita en el fondo en forma de carbono orgánico (fotosintético) o bien en forma de caliza (por encima del nivel de disolución de éstas).



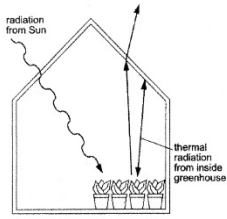
Hay una parte del C que se emite que es reabsorbido

# The greenhouse effect

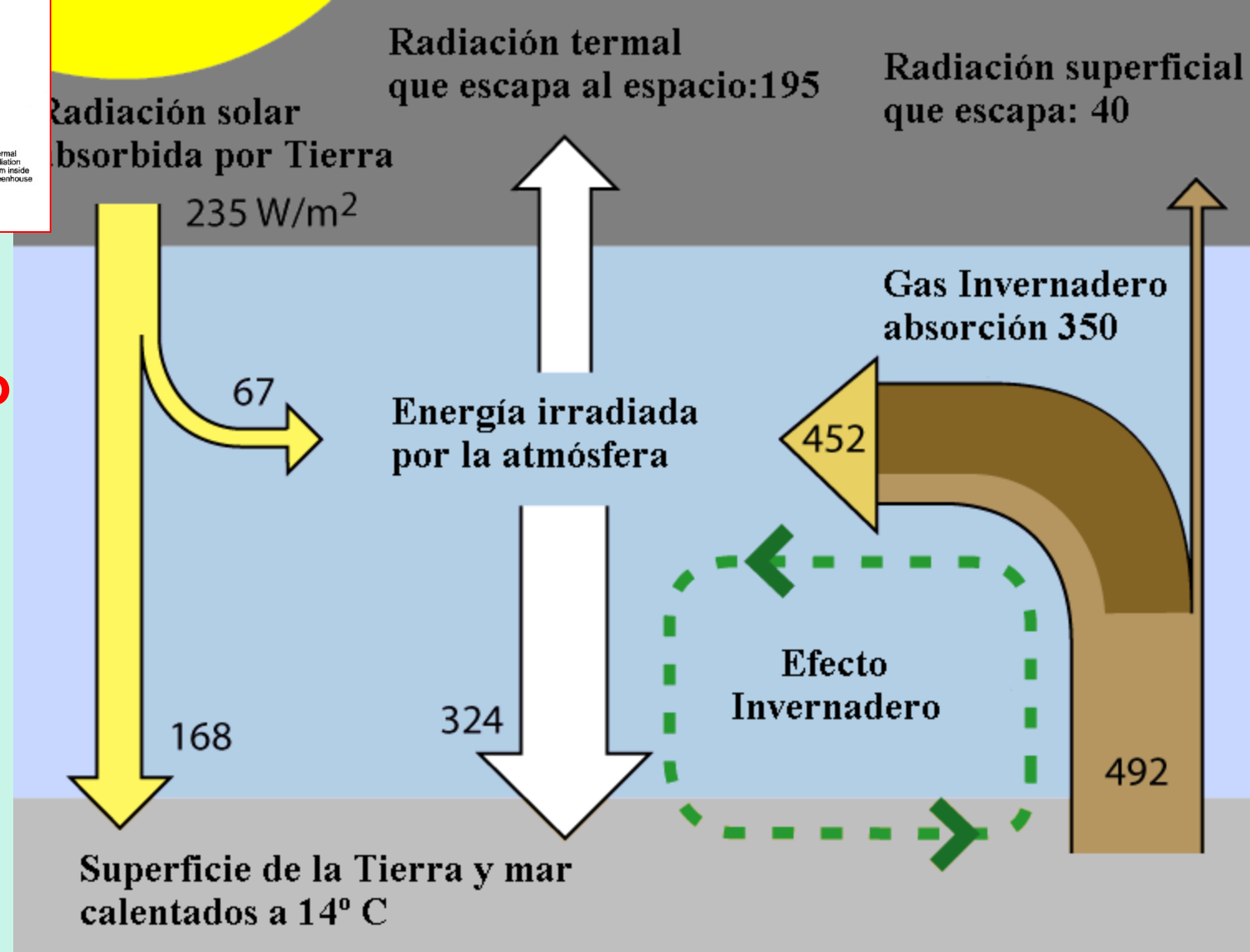




**Figure 2.2** A greenhouse has a similar effect to the atmosphere on the incoming solar radiation and the emitted thermal radiation.

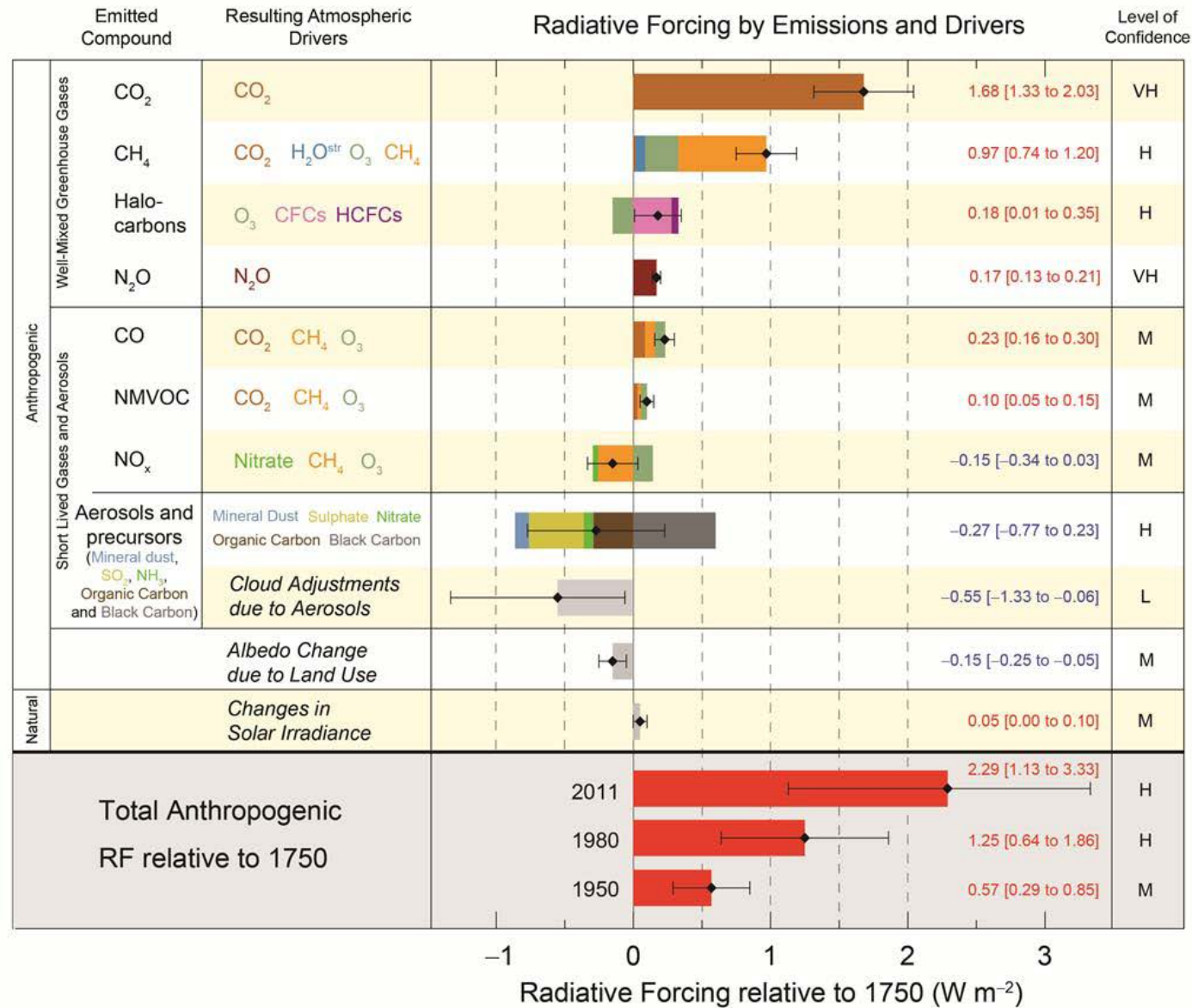


## El efecto invernadero

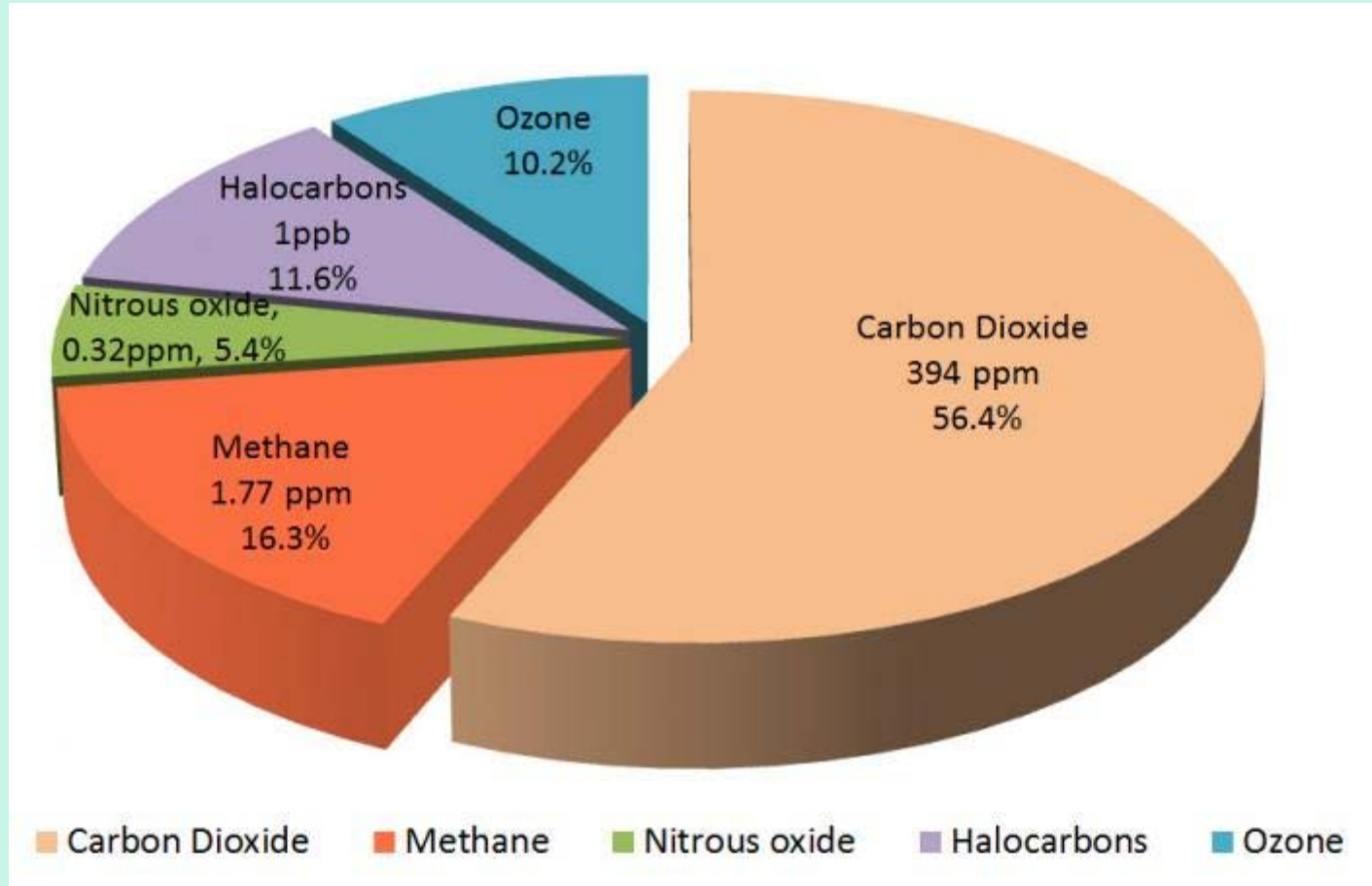


En el seno de la atmósfera se produce una emisión de radiación que en parte escapa al espacio ( $40 \text{ W/m}^2$ ) y en otra parte mayor ( $324 \text{ W/m}^2$ ) incide sobre la superficie terrestre, calentándola por encima de la temp. que el mero equilibrio radiativo del planeta produciría (de  $-18$  a  $+15 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Esta capacidad radiativa de la atmósfera es alimentada por la radiación terrestre (infrarroja) que es capaz de captar.

# Estimación del forzamiento radiativo medio global teniendo en cuenta la contribución humana

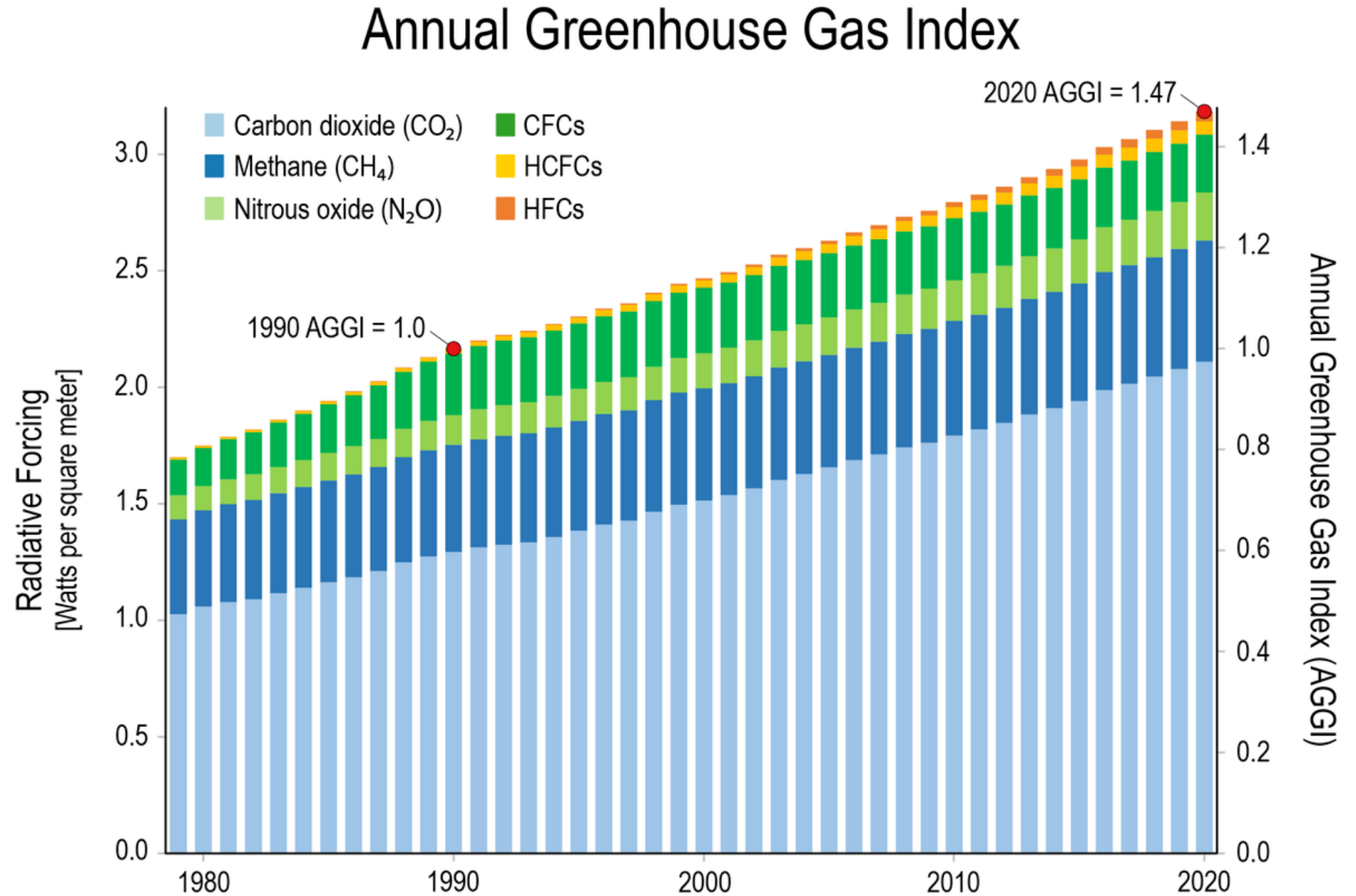


## Contribución al incremento del forzamiento causado entre 1750 y 2000





Incremento anual del  
forzamiento radiativo  
de los GEI

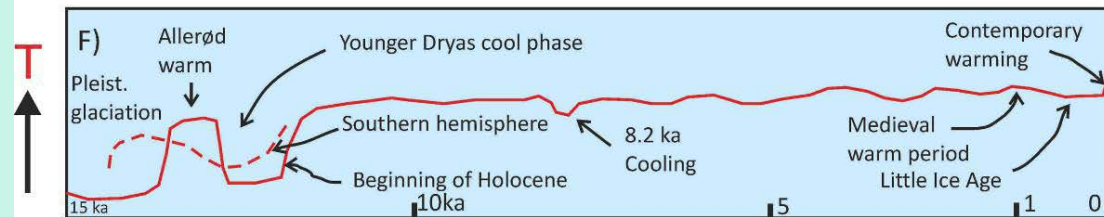
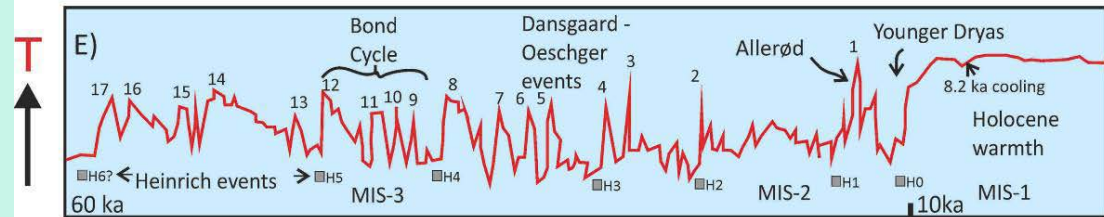
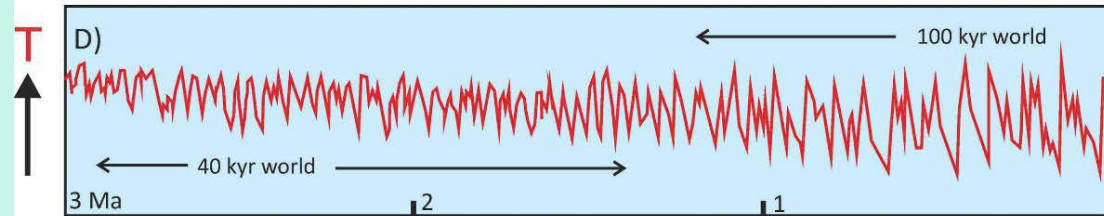
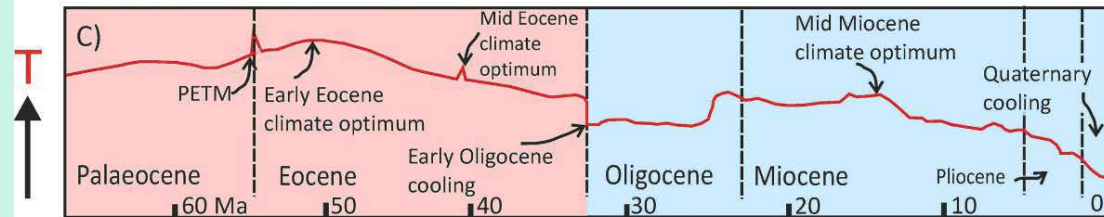
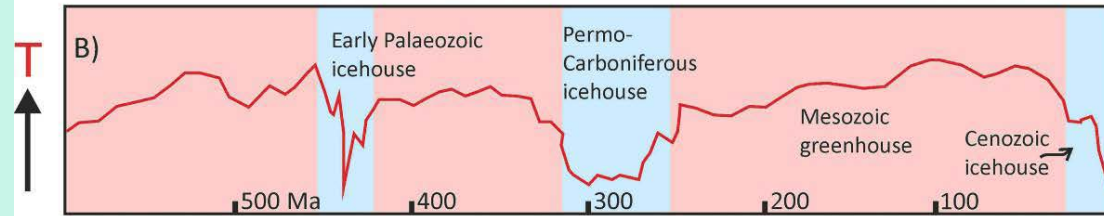
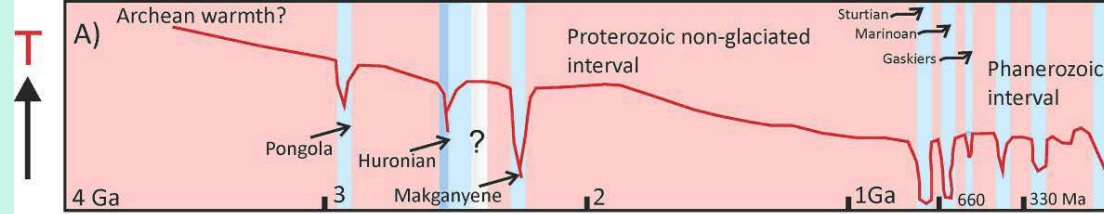


# Paleoclimatología: el estudio del clima en el pasado



**Fig. 11-295:** Reconstrucción de un bosque del Carbonífero. A la izquierda, arriba, ramas con hojas y espigas de esporofilos de *Lepidodendron*, algo más hacia la derecha troncos de los mismos y de *Sigillaria*, entre éstos frondes de *Neuropteris* con formación de semillas y tallos delgados de *Lyginopteris* (ambos pteridospermas); en medio, delante, *Sphenophyllum*; detrás, helechos con una libélula gigante primitiva y otros lycopodiópsidos arborescentes; a la derecha, *Calamites*. – Museum of Natural History, Chicago.

En otras épocas la biota terrestre era muy diferente y los cambios climáticos habidos en el Planeta, junto con las transformaciones tectónicas: deriva continental, orogenias, etc., han ido conduciendo la evolución hasta el momento presente

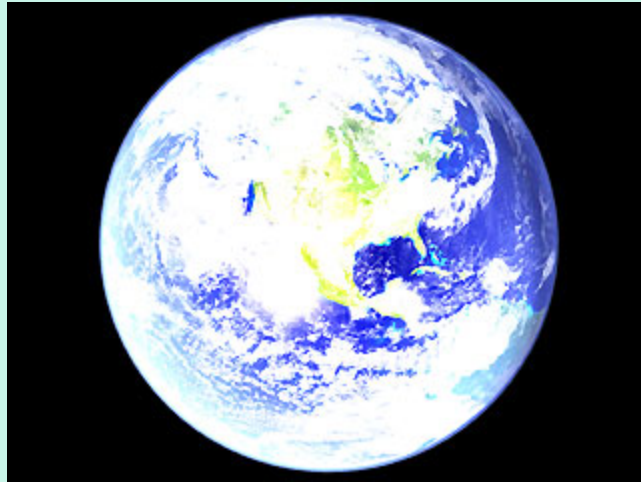




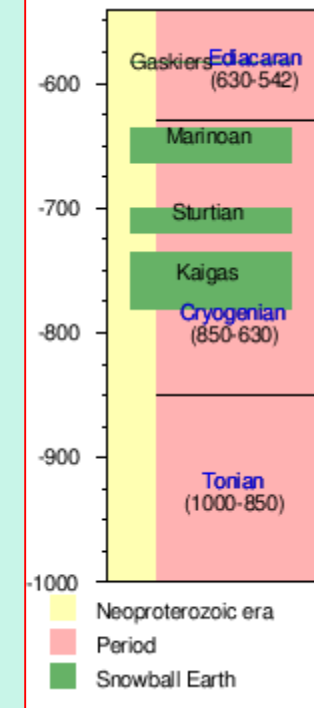
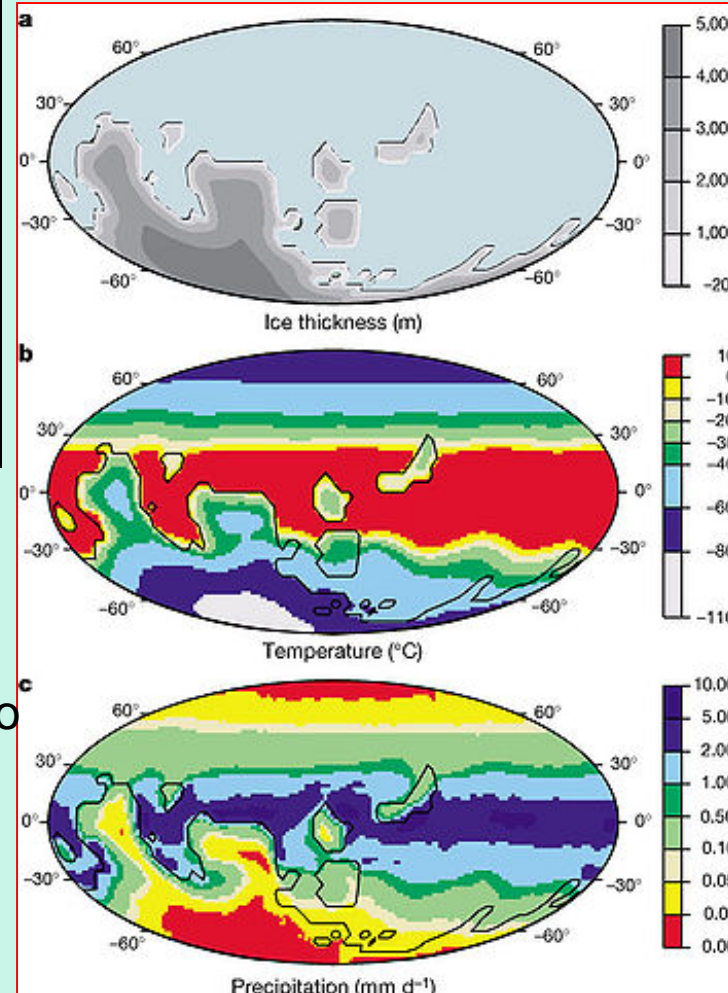
# Los primeros episodios conocidos de grandes cambios climáticos en la Tierra:

## Las glaciaciones planetarias del Pterozoico

### La Tierra “Bola de Nieve”



En el período entre los 800 y 600 Ma, la Tierra se congeló hasta latitudes tropicales varias veces, en un fenómeno que se conoce como “Bola de Nieve” (Snowball), que causó extinciones en masa



Si la zona congelada progresa hasta alcanzar el umbral de los 30° de latitud, se dispara un proceso de retroalimentación a causa del aumento del albedo, que hace progresar el enfriamiento hasta el ecuador: la Tierra totalmente congelada

# Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico

## Paleogeografía

La deriva continental y  
la tectónica de placas  
llevaron aparejada profundos  
cambios en el clima terrestre

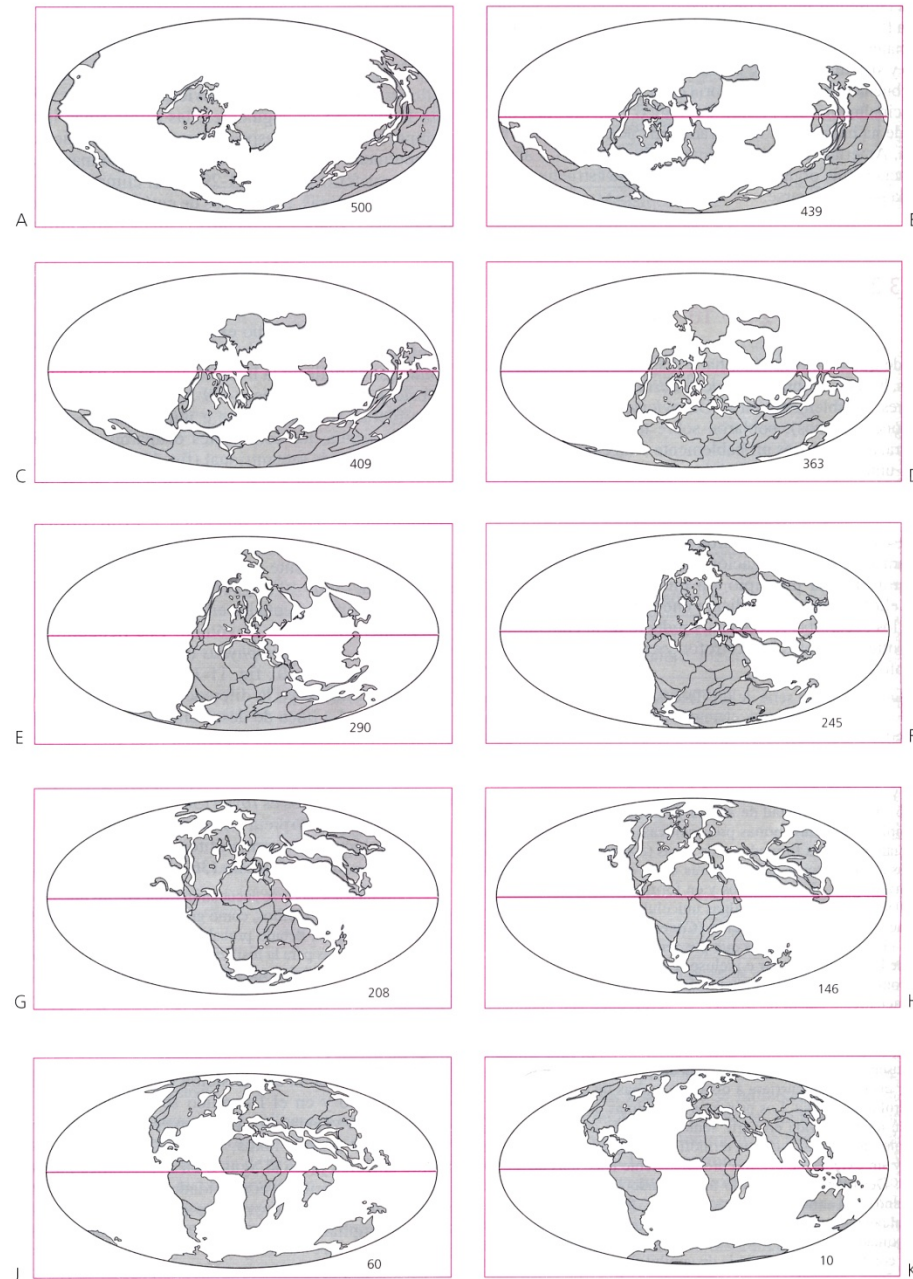
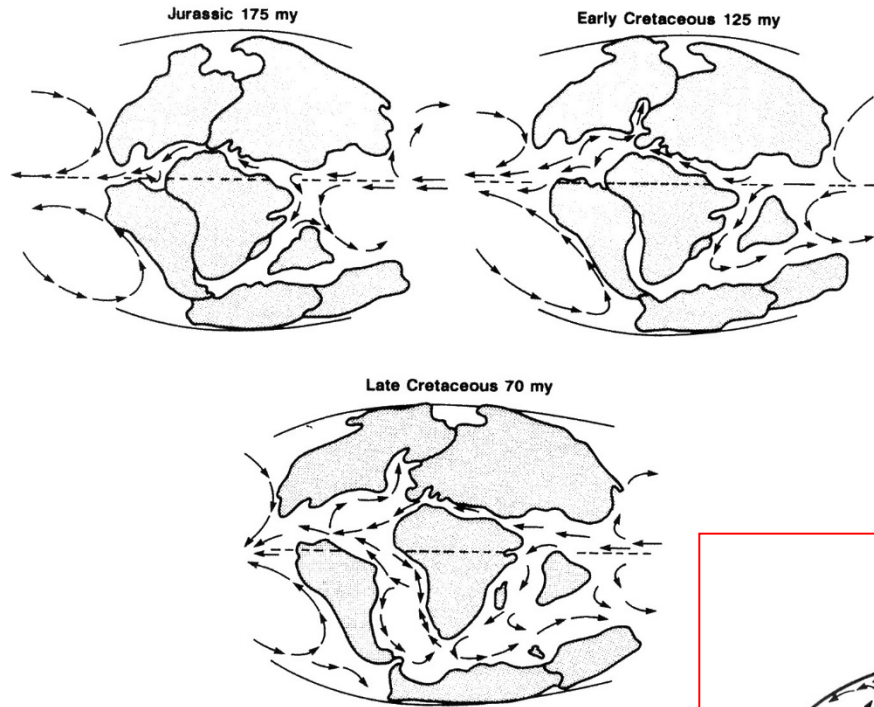


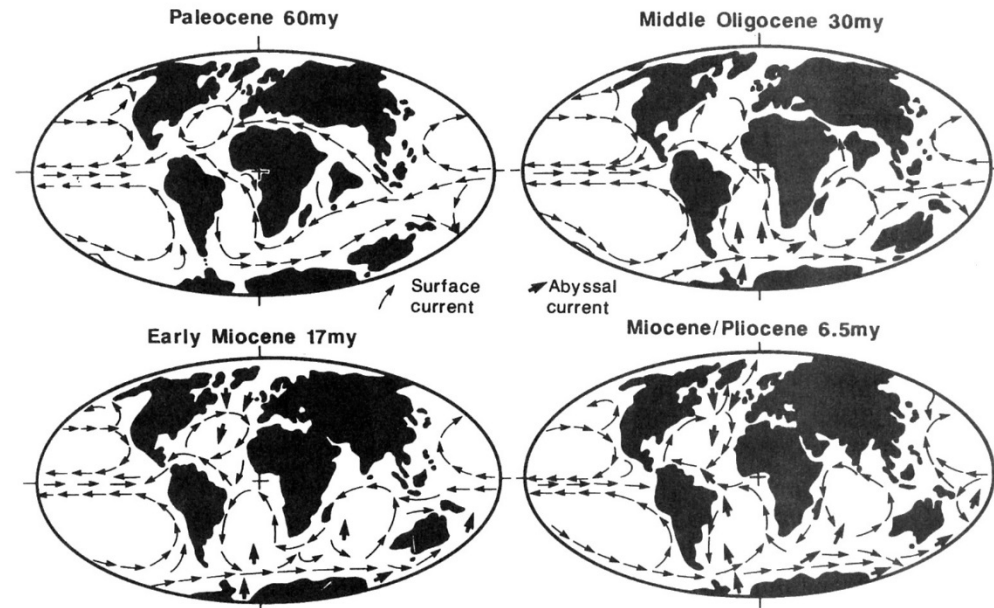
Fig. 11-294: Disposición de los continentes desde comienzos del Ordovícico (cifras: millones de años). – Según C. Scotese y <http://www.ucmp.berkeley.edu/geology/tectonics.html>.

## Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico

Los cambios en las corrientes  
marinas a lo largo del tiempo  
geológico

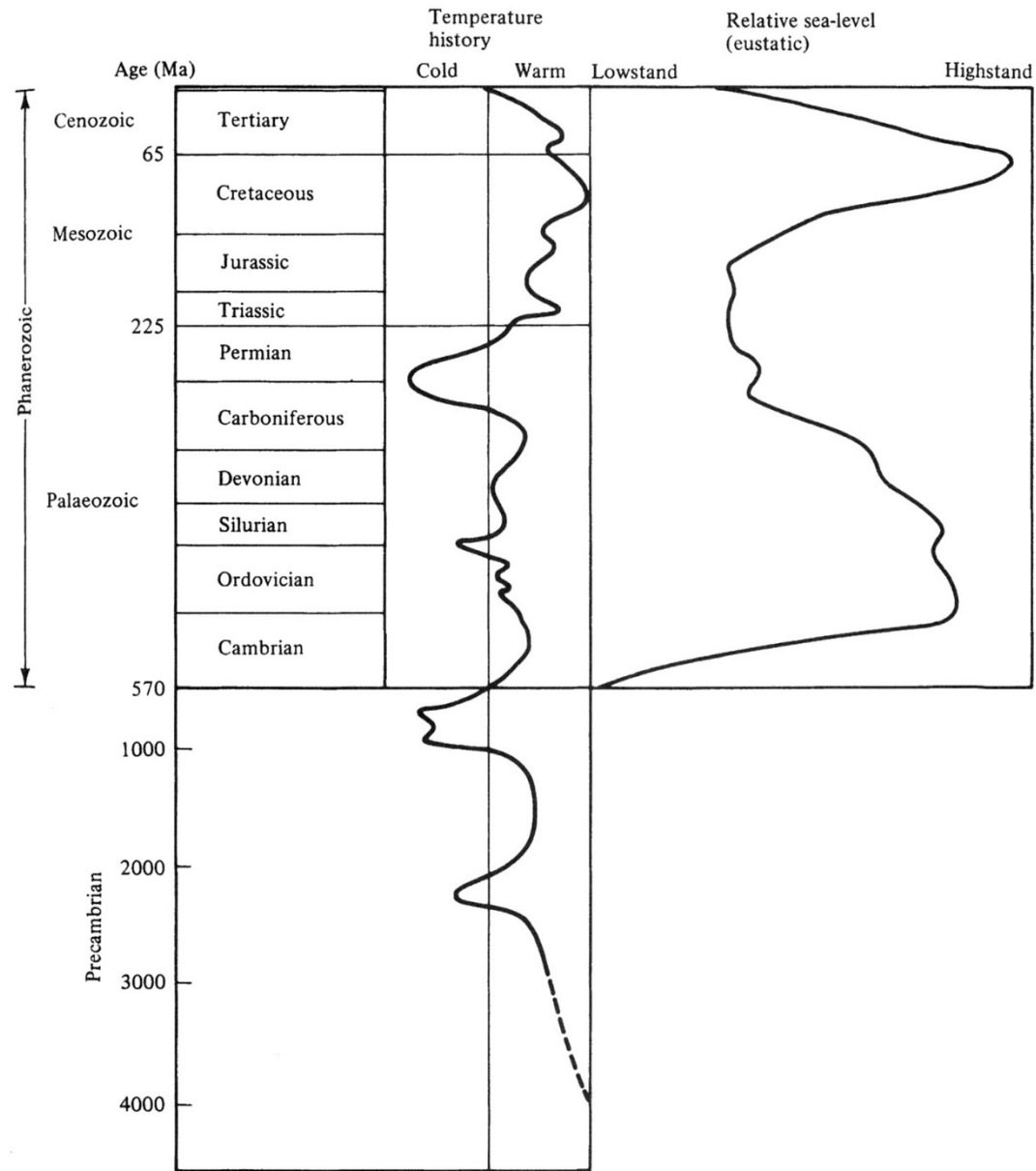


**Figure 4.4** During the Mesozoic the supercontinent Pangaea slowly surface circulation of the oceans evolved from a simple pattern of a single ocean to a more complicated pattern in the new oceans of the combination of the open circum-equatorial path and the absence of currents during this period produced a more even temperature distribution (Van Andel, 1994, Fig. 10.7).



**Figure 4.7** During the Cenozoic the continents moved to the positions we recognise and the climate has been strongly influenced by changes in ocean circulation. Two events matter most: the opening of the Antarctic circum-polar seaway (~25–30 Ma), and the closure of circum-equatorial seaway which was completed in the Pliocene when the Isthmus of Panama emerged (Van Andel, 1994, Fig. 11.1).

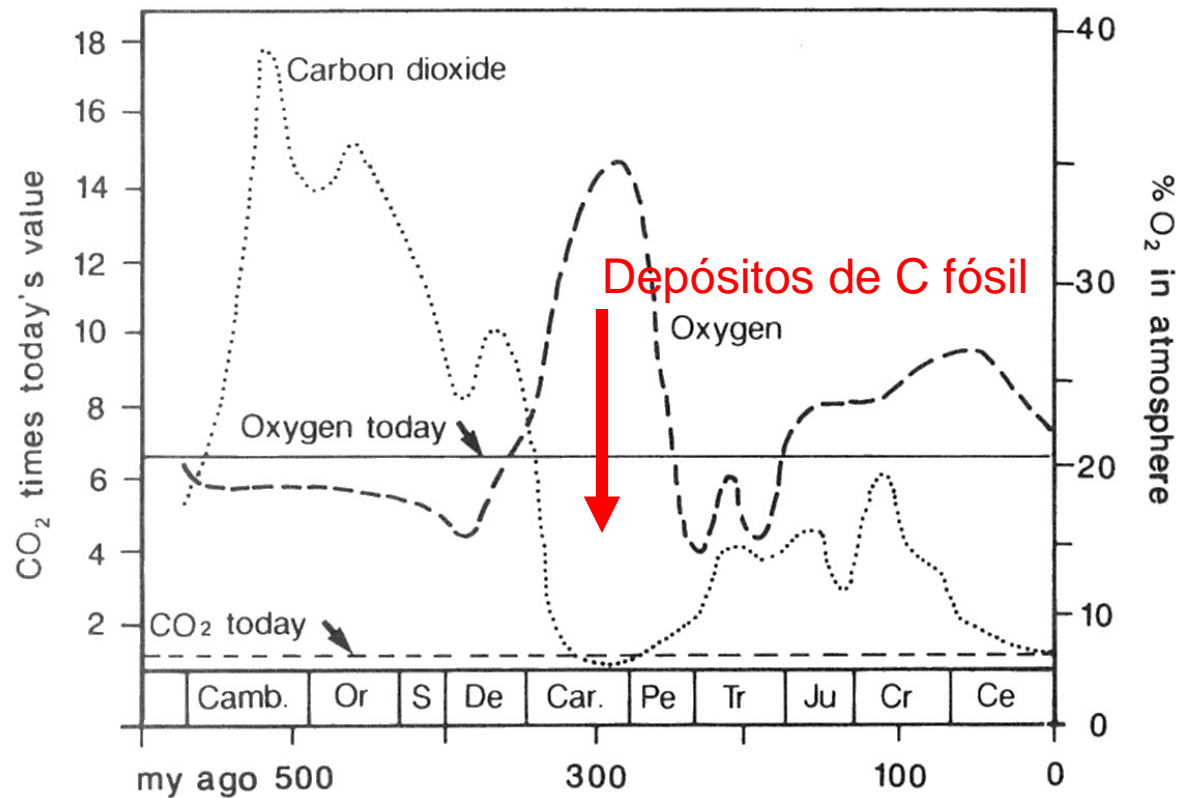




**Figure 4.5** A generalised temperature history of the Earth. The changes in sea level for the Phanerozoic are also shown (Brown, Hawkesworth and Wilson, 1992, Fig. 24.7).

Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico

Generalización de las variaciones de la temperatura y del nivel del mar en la historia de la Tierra

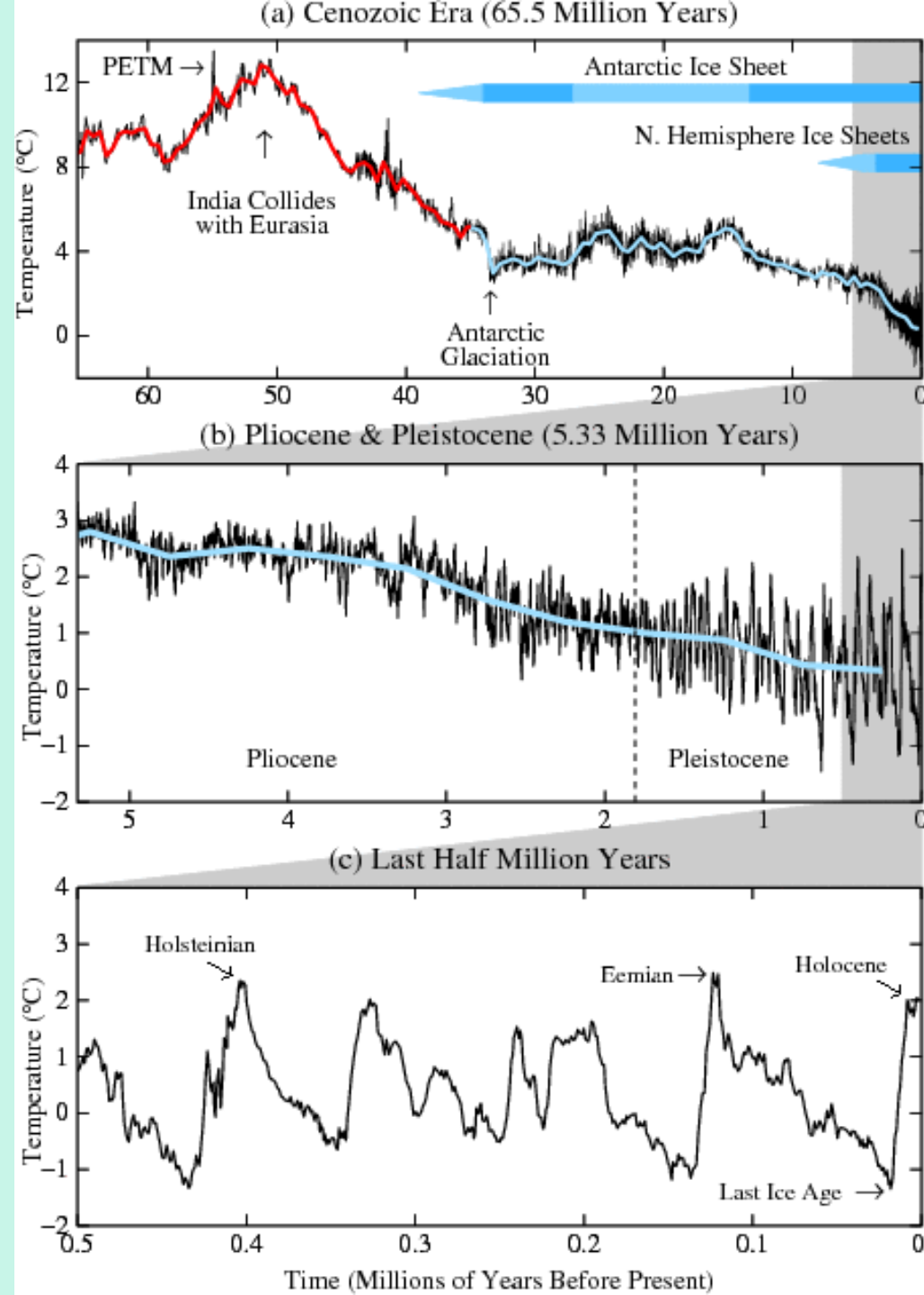


Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico

Generalización de las variaciones de las concentraciones atmosféricas de  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_2$  en la historia de la Tierra

**Figure 4.8** The precise levels of atmosphere constituents carbon dioxide and oxygen depends on interpreting the complex fossil record in terms of the many reservoirs, fluxes and interactions which could lock up or release carbon and oxygen from rocks. The most comprehensive analysis by Robert Berner of Yale University contains two dramatic features. First, the high levels of  $\text{CO}_2$  in the Cambrian and Ordovician and, second, the sharp reduction in  $\text{CO}_2$  and the build-up of oxygen in the late Carboniferous which are linked with the laying down of huge deposits of coal at the time (Van Andel, 1994, Fig. 14.6).



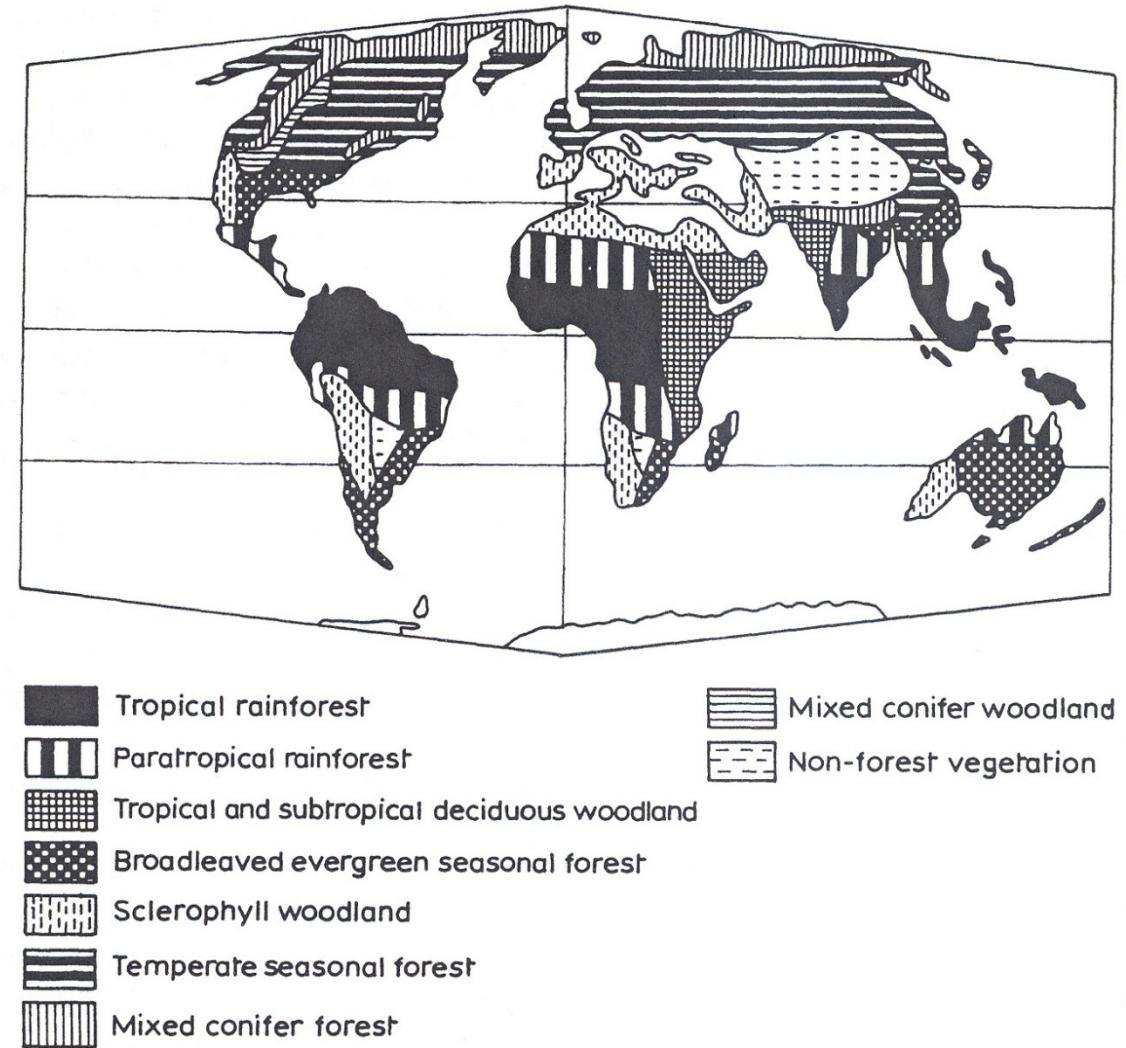


Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico

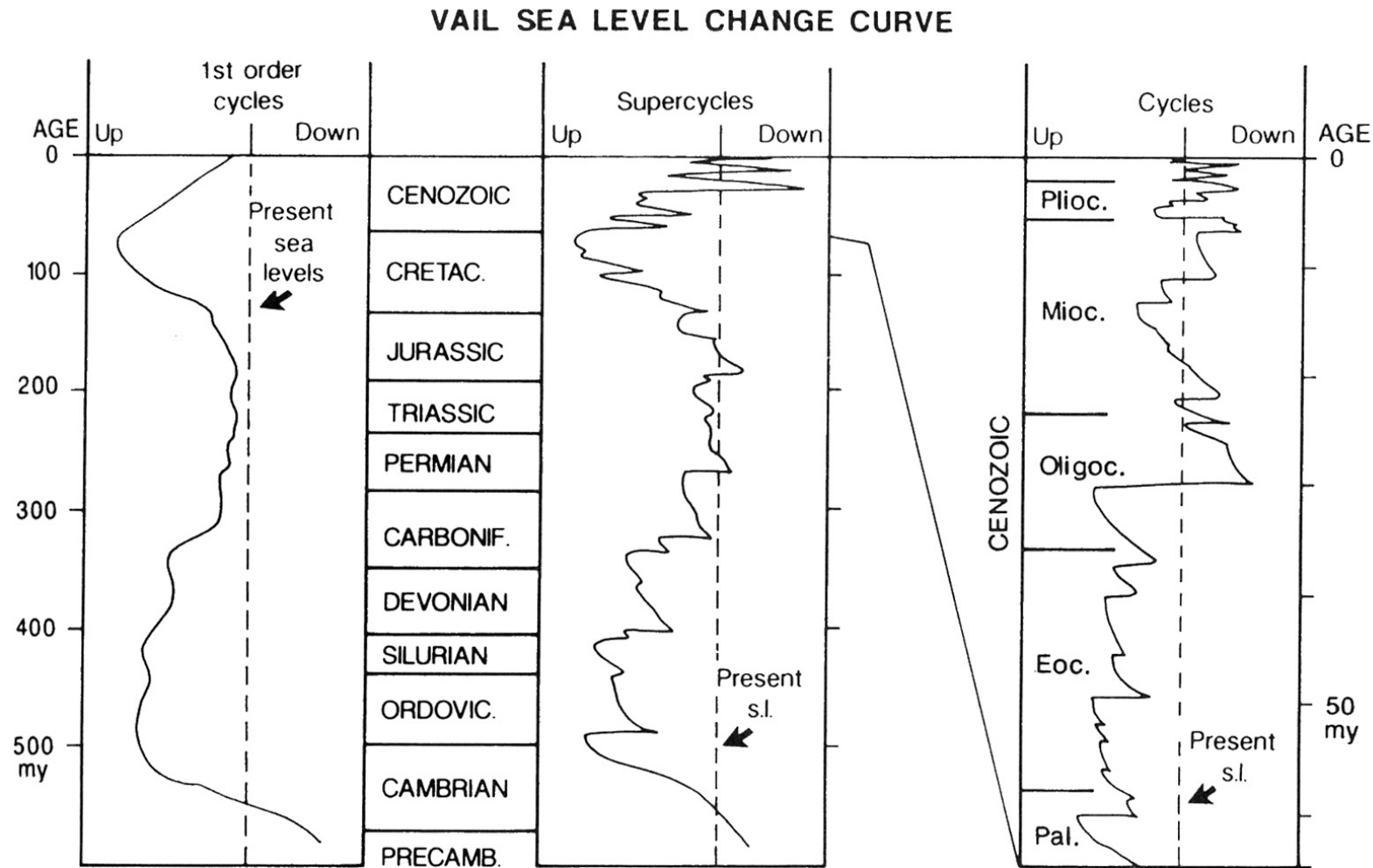
Las variaciones de la temperatura en el tiempo geológico de la Tierra, desde el Terciario hasta nuestro tiempo

## Los cambios climáticos en la Tierra en el tiempo geológico

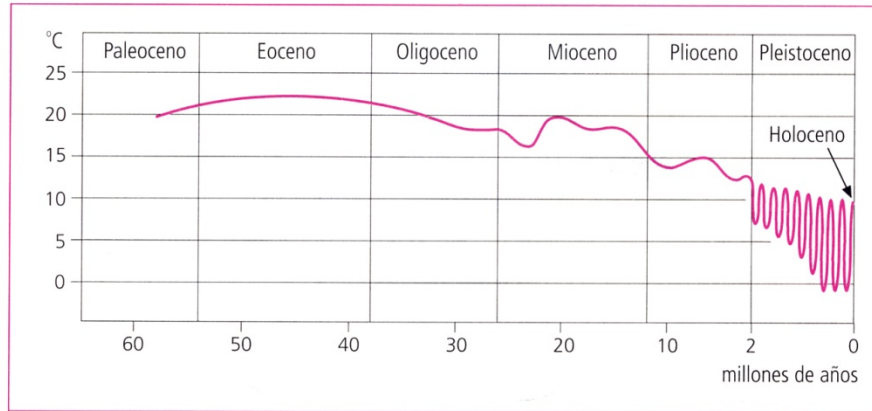
La vegetación del mundo  
en el Terciario



**Figure 9.4** Generalized vegetation map for the Middle Miocene Epoch. Redrawn with modifications from Olson [42], on a base map of continental outlines by Parrish *et al.* [15].

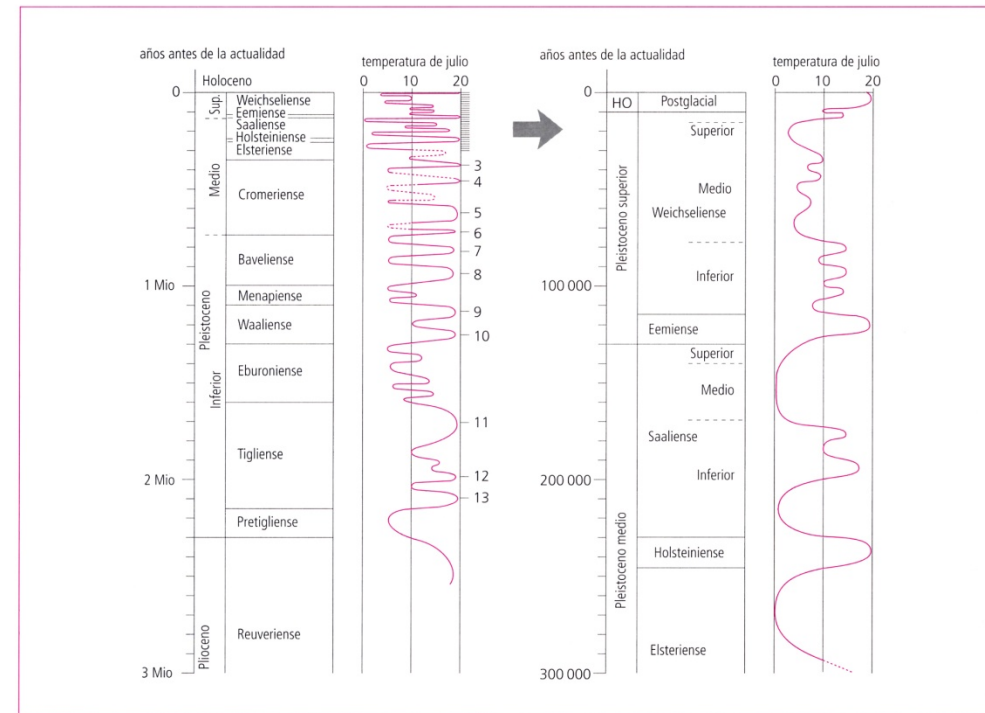


**Figure 4.10** Sequence analysis of global sea level changes during the Phanerozoic on three different scales. The first order changes show the underlying megacycles of several hundred My in duration. Superimposed on these long-term changes are a series of 'supercycles' whose length varies from 20 to 50 My in the Palaeozoic to 4 to 15 My in the Mesozoic and Cenozoic, while more detailed analysis of the Cenozoic shows an increasing number of shorter 'cycles' (Van Andel, 1994, Fig. 9.8).



**Fig. 11-299:** Oscilaciones climáticas del Terciario y del Cuaternario. Temperaturas medias estimadas para Europa occidental y central. La escala temporal del Plioceno y del Holoceno y el número de periodos fríos y cálidos es inferior al número real. — Según P. Wohlstedt y T. Nilsson, de G. Lang.

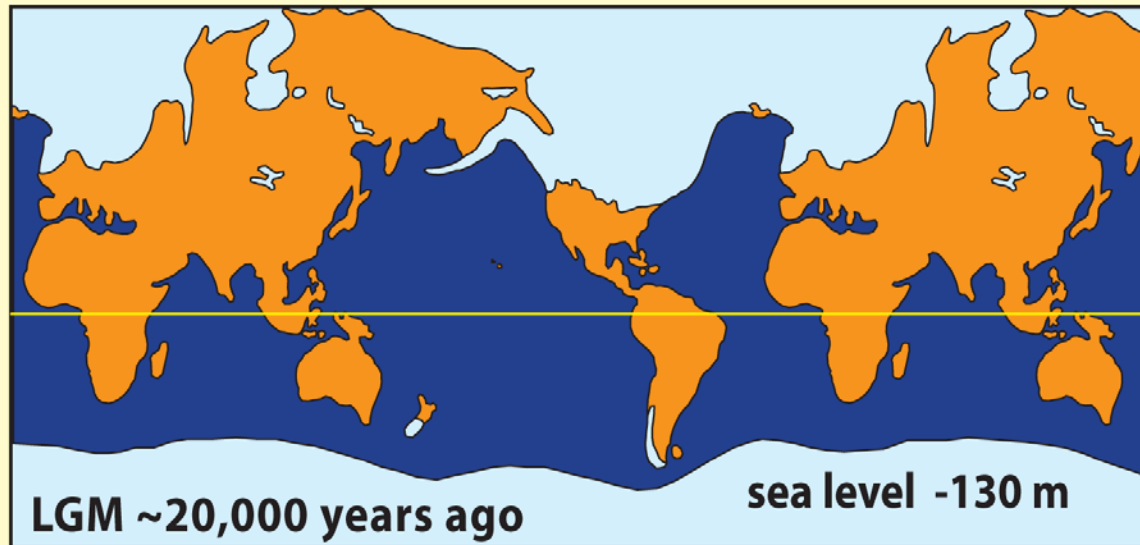
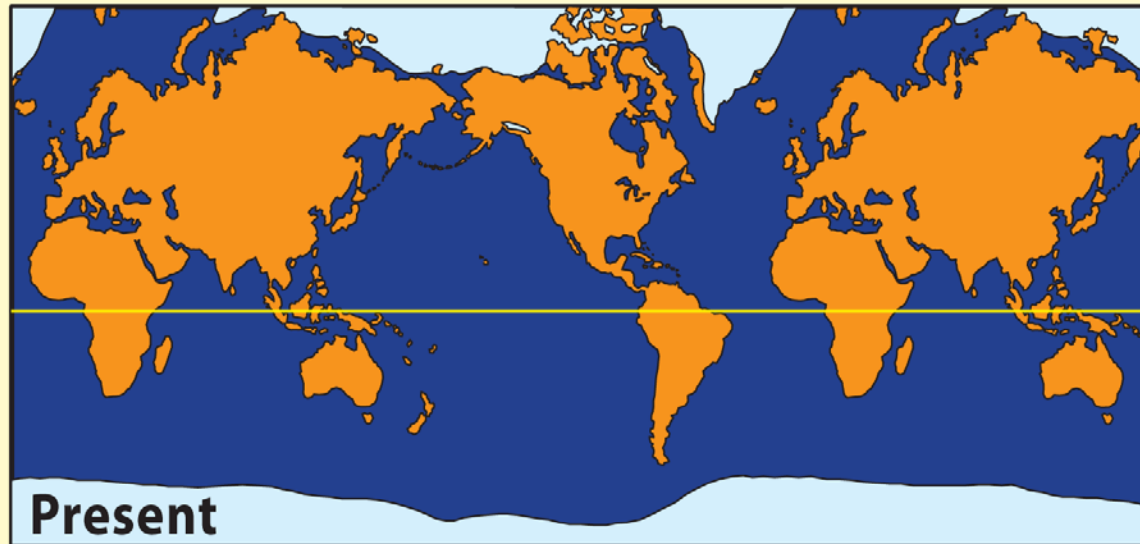
## Las oscilaciones climáticas del tiempo reciente: El Pleistoceno



**Fig. 11-300:** Ejemplo de la distribución estratigráfica del clima y temperaturas medias estimadas para julio de todo el Cuaternario (izquierda), así como del Pleistoceno medio y superior y del Holoceno (derecha). Los números arábigos indican los periodos interglaciales: 3 Cromeriense IV, 4 Cromeriense III, 5 Cromeriense II, 6 Cromeriense I, 7 Leerdamiense, 8 Baveliense, 9 Waaliense C, 10 Waaliense A, 11 Tigliense TC5, 12 Tigliense TC3, 13 Tigliense A (Mio: millones de años). — Según W.H. Zagwijn (izquierda) y J. de Jong (derecha), de G. Lang, ligeramente modificado.

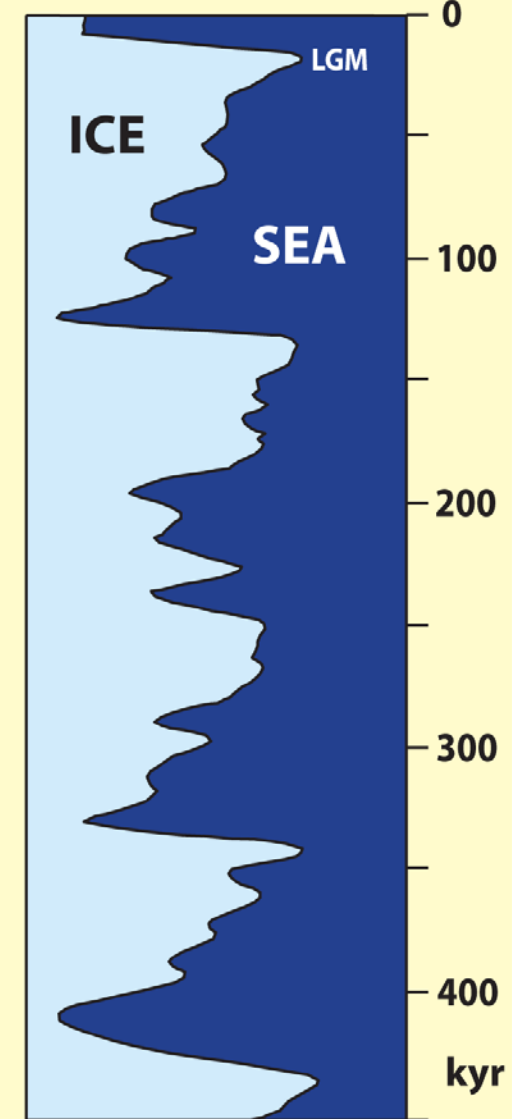


# Pleistocene ice ages



W.S. Broecker (1985) *How to Build a Habitable Planet*.

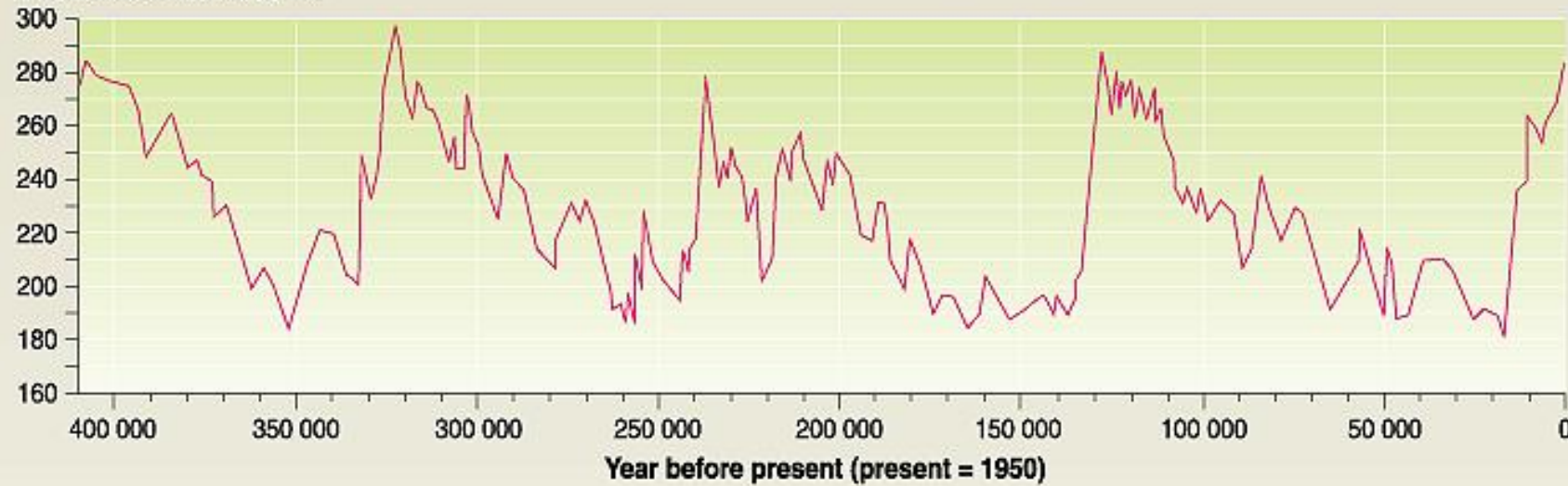
## benthic foram $\delta^{18}\text{O}$



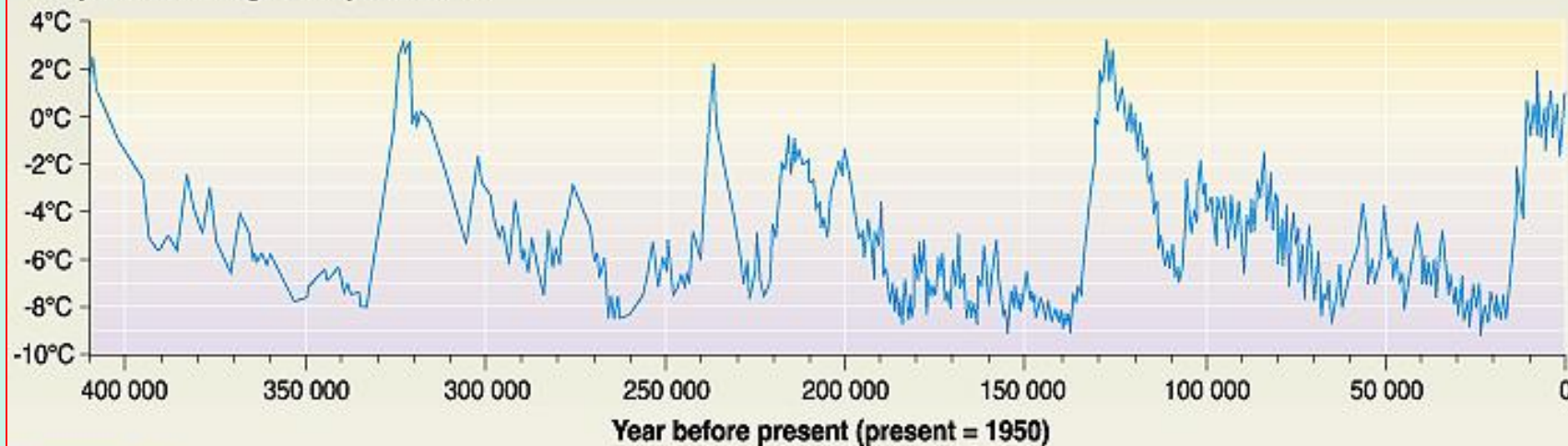
more ice →

## Temperature and CO<sub>2</sub> concentration in the atmosphere over the past 400 000 years (from the Vostok ice core)

CO<sub>2</sub> concentration, ppmv

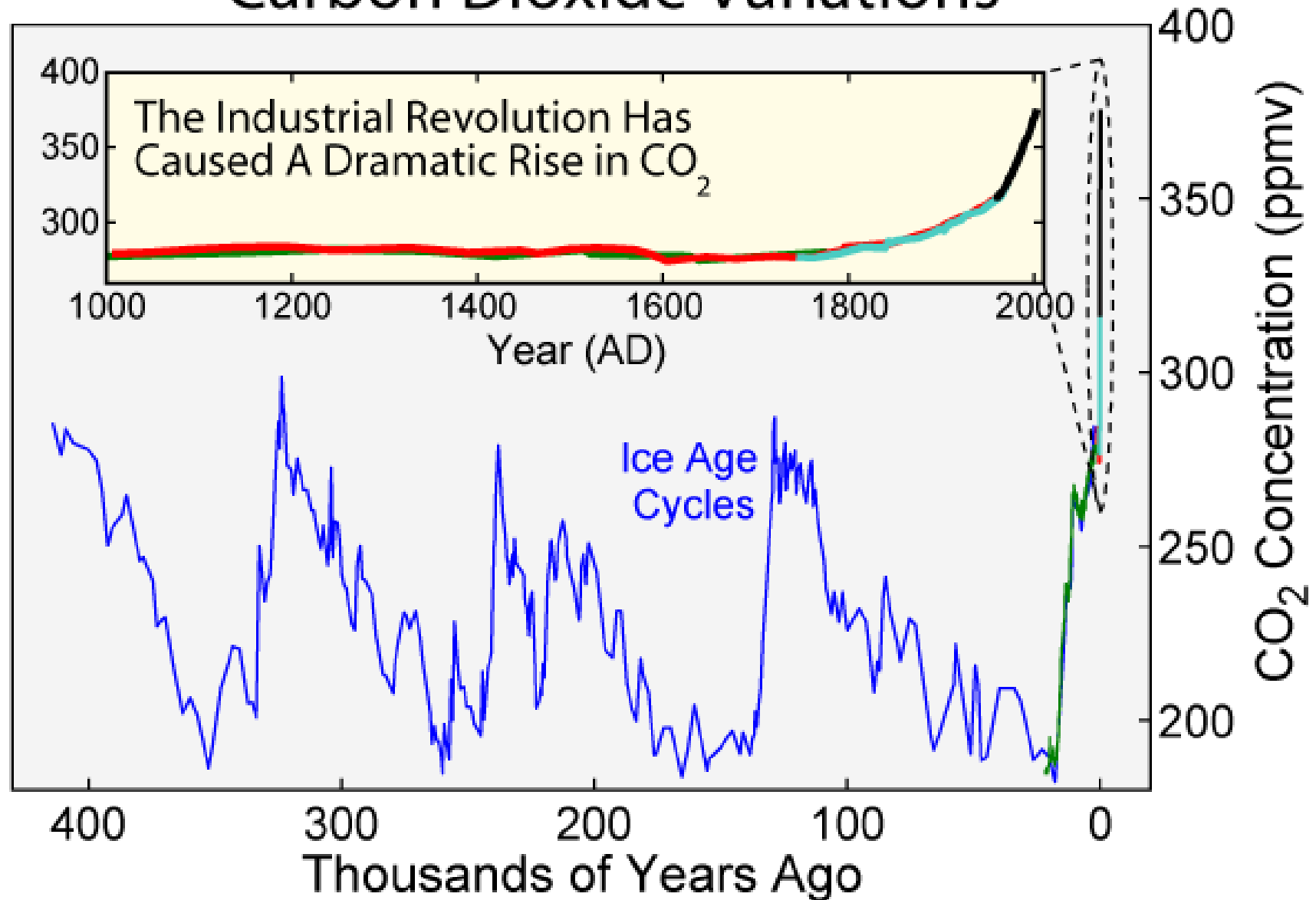


Temperature change from present, °C





# Carbon Dioxide Variations



## El último máximo glacial del Pleistoceno



Figura 33. Europa en el Último Máximo Glacial. El norte quedaba cubierto por los mantos de hielo Finoescandinavo y Británico. Las tierras emergidas en el Mar del Norte y en el canal de la Mancha unían Francia con Inglaterra.

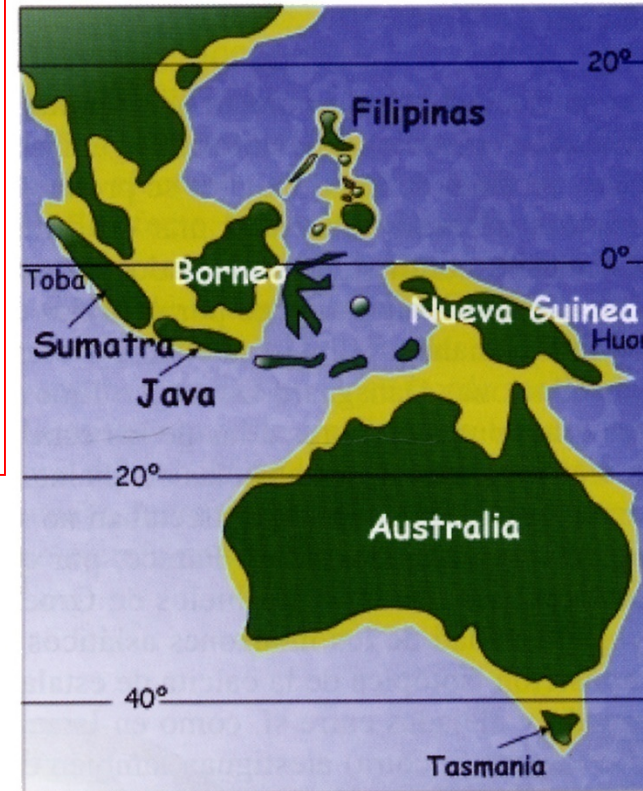
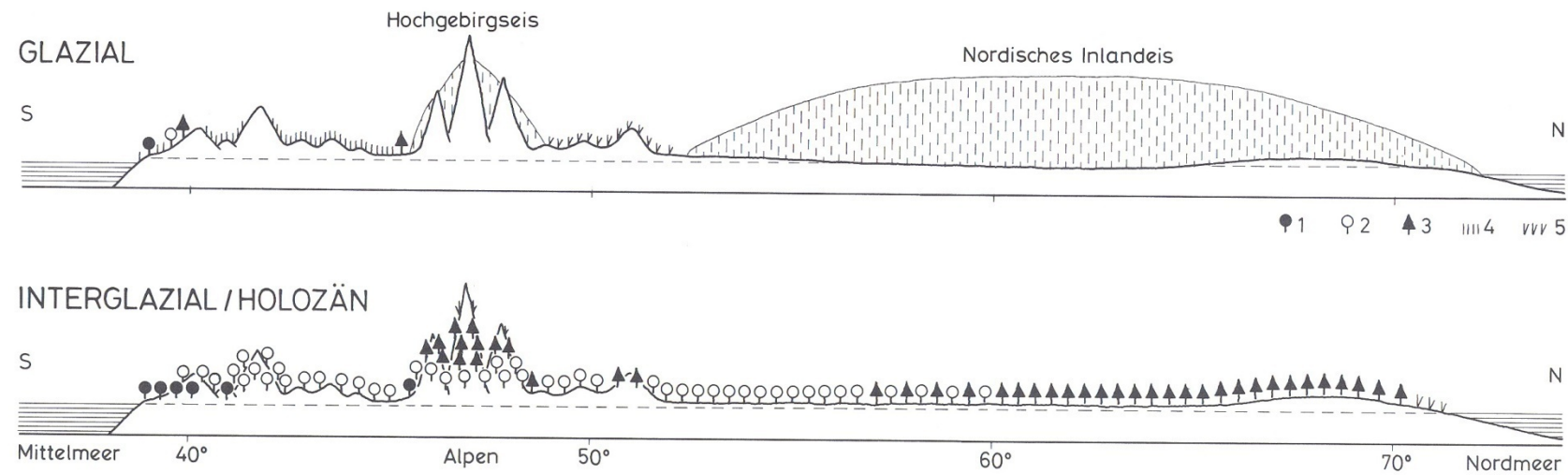
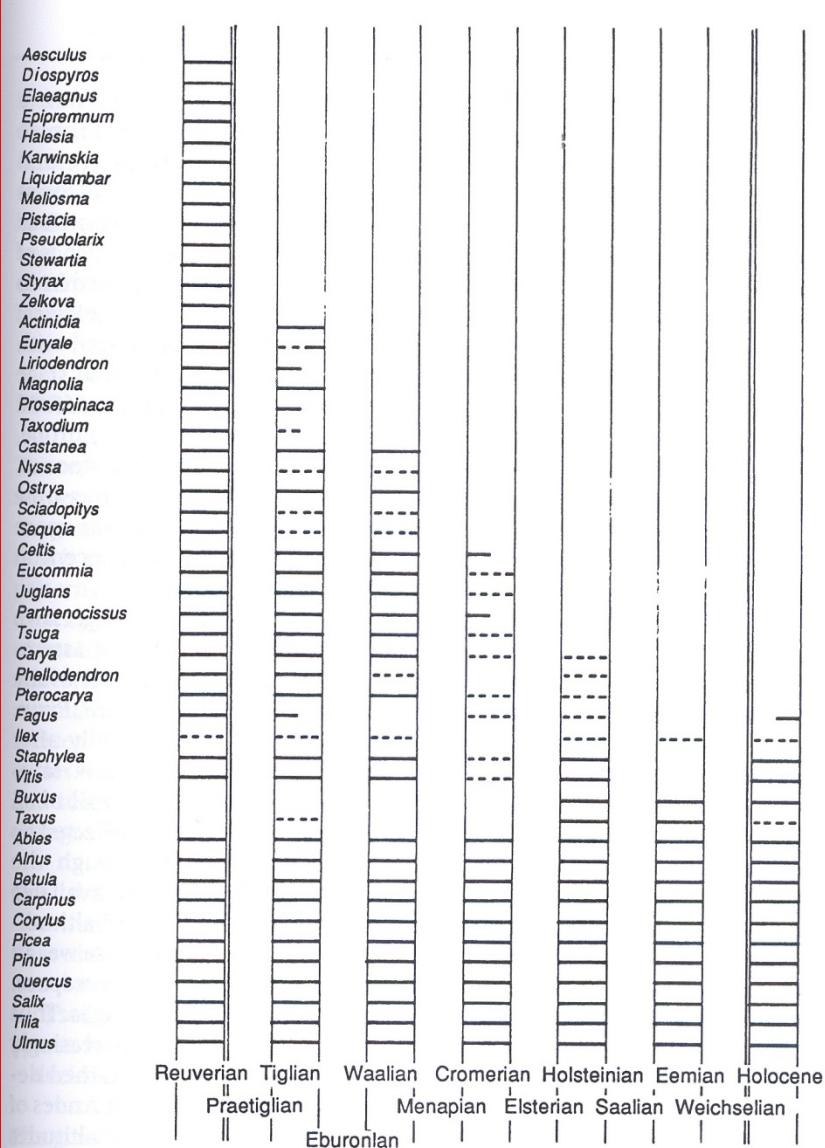


Figura 32. La bajada del nivel del mar en el Último Máximo Glacial (entre hace unos 30.000 y 18.000 años) permitió que se uniesen con el continente asiático las islas de Java, Sumatra y Borneo. Las islas del archipiélago de Filipinas quedaron también reunidas por las tierras emergidas. Nueva Guinea y Tasmania se unieron con Australia.



**Abb 1-5. Vegetationsverhältnisse (schematisch) in den mittel- und jungpleistozänen Glazialen (oben) und in den Interglazialen einschließlich des Holozäns (unten)** entlang eines Nord-Süd-Transektes von Europa. 1: Hartlaubwald; 2: Sommergrüner Laubwald; 3: Nadelwald; 4: Steppe; 5: Steppentundra und Tundra. Gestrichelte Linie: heutiges Meeresniveau. Etwa 100fach überhöht. Man beachte, dass es sich bei den während der Glaziale eisfreien Gebieten mit isolierten Gehölzrefugien vorwiegend um Gebirgsregionen handelt. In Anlehnung an einen Entwurf von VAN DER HAMMEN & al. (1971), verändert.

## Las extinciones del Pleistoceno

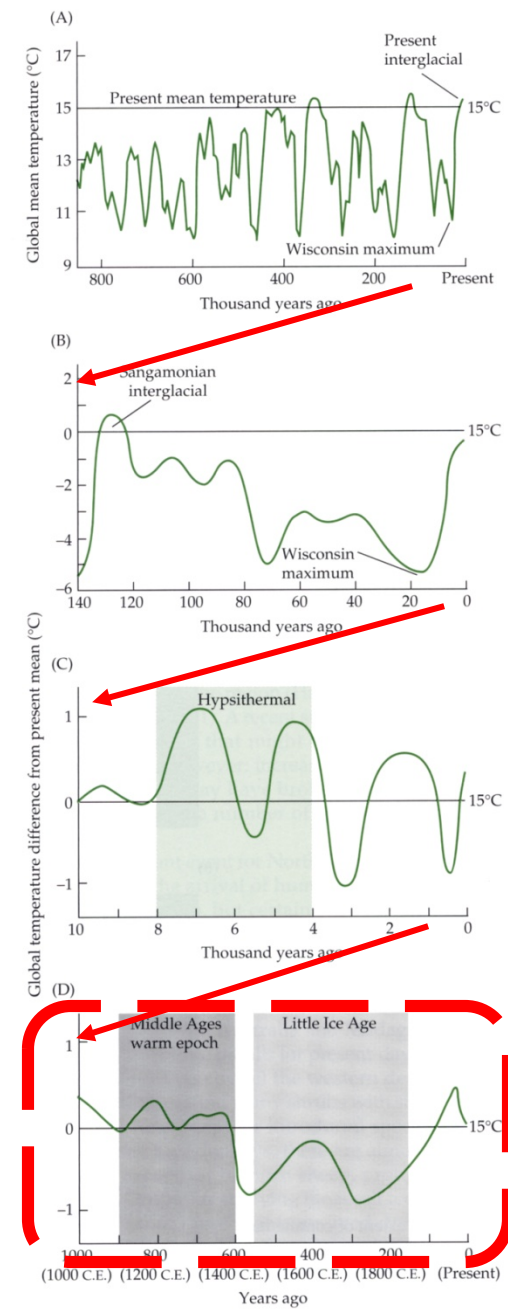


**Figure 10.1** The occurrence of tree taxa in warm stages (Table 5.2) of the Pleistocene in northwest Europe. Adapted from Van der Hammen, Wijmstra and Zagwijn [3] and Straka [4].

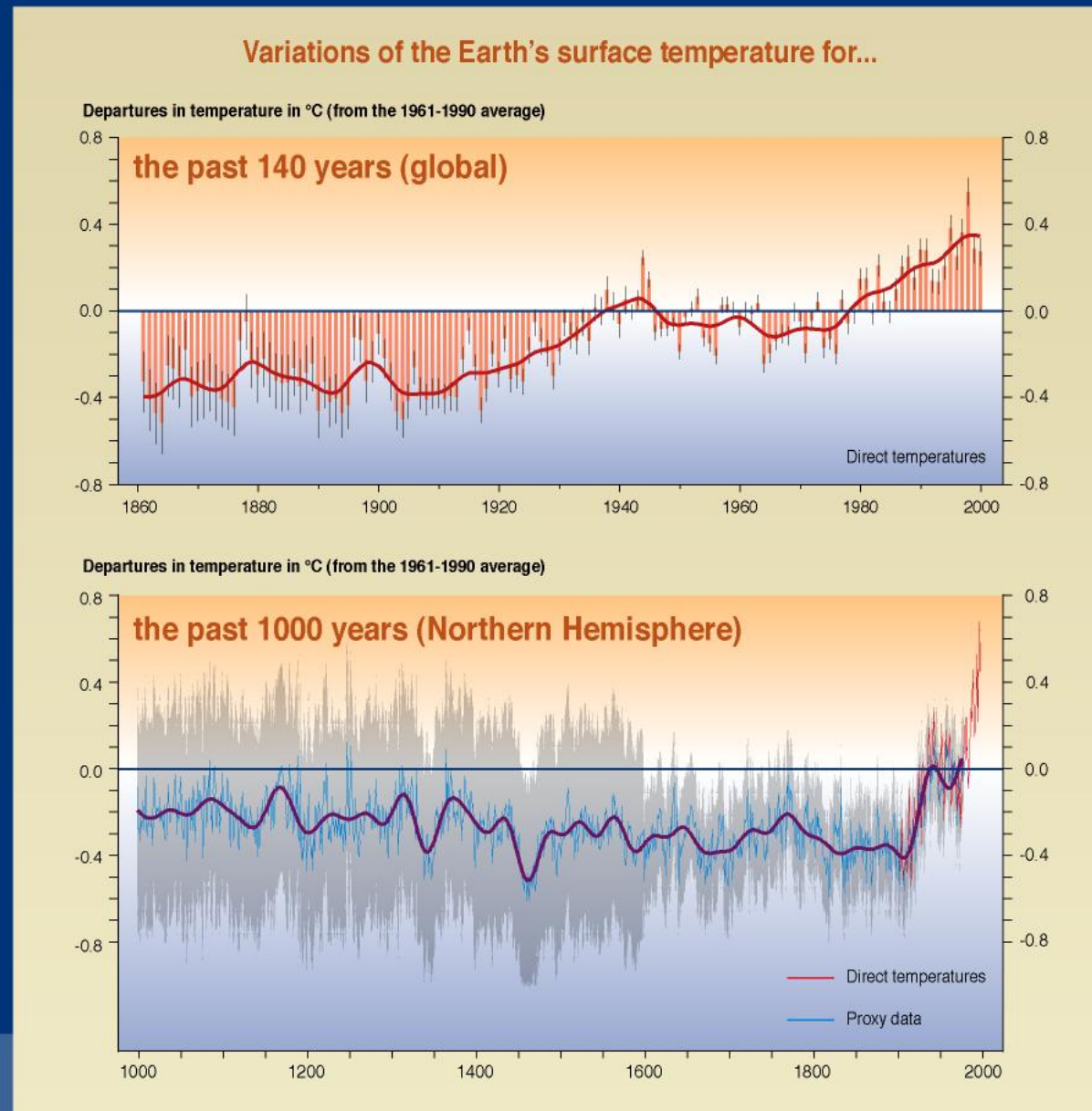


## El Holoceno y el tiempo histórico

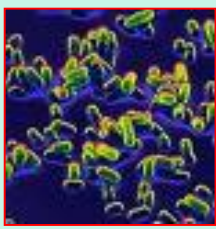
### Resumen de las oscilaciones de temperatura en la última mitad del Pleistoceno a distintas escalas de observación



**Figure 21.8**  
Mean global temperatures over geological time for various periods of time: (A) the past 850,000 years; (B) the past 140,000 years; (C) the past 10,000 years; (D) the past 1,000 years. (After Gates 1993.)



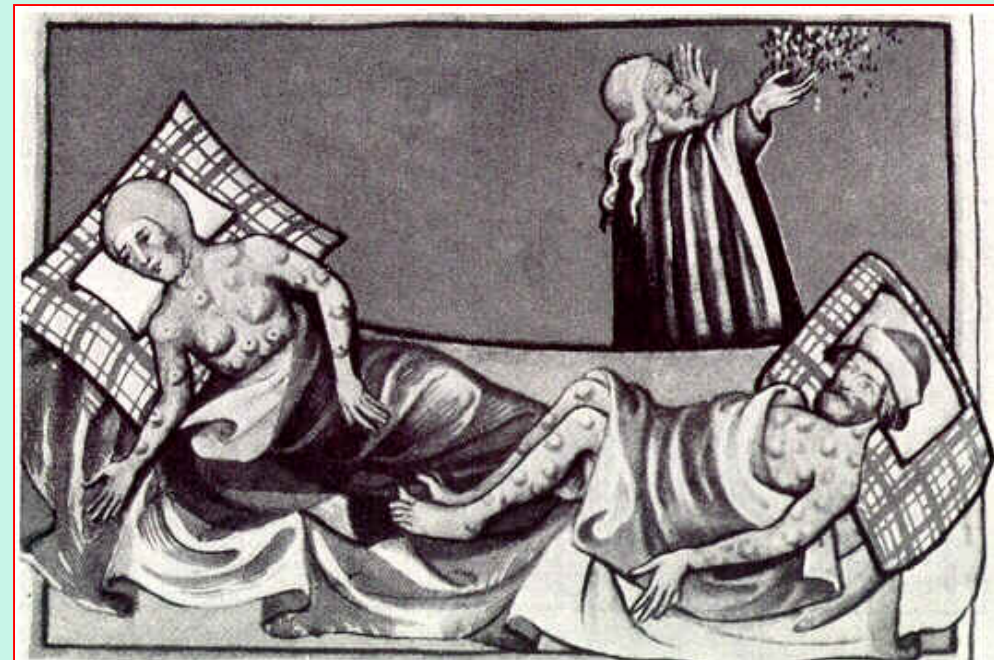
SYR - FIGURE 2-3



## El tiempo histórico

Acontecimientos históricos que pudieron tener influencia en el clima

Las epidemias de peste (*Yersinia pestis*), como la **peste negra** del S. XIV (1347-51) causaron una reducción de la población humana de tal magnitud (1/3 de la europea) que permitió una recuperación de los bosques en los campos que quedaron abandonados, de modo que se absorbió CO<sub>2</sub> atmosférico en una medida de entre 5 a 10 ppm. Las temperaturas globales cayeron y se inició un período de relativo frío en zonas como Europa (Pequeña Edad del Hielo).





La “pequeña edad del hielo”

El tiempo histórico

Pintores holandeses del S XVII

Harlem, Avercamp





### Box 3.1 Proxy data: ways to reconstruct past climates (Stokstad, 2001)

People have recorded the vicissitudes of climate and their impact on human affairs for centuries, so archaeological inscriptions and historical documents (diaries, ship's logs, etc.) are a valuable, if somewhat anecdotal, source of climate information. In addition, a variety of techniques – ranging from counting pollen types in lake sediments to analysis of isotope ratios in ancient ice (recall Figure 2.14) – yields rich, if sometimes ambiguous, climate information from many natural sources.

For example, *dendroclimatology* depends on the fact that trees in many parts of the world experience an annual growth cycle (Figure 3.1). Each year's growth (the thickness and/or density of a ring) depends on the local temperature and moisture conditions, creating a unique record that can then be matched with overlapping records from other trees to produce longer time series. Annual records typically go back 500 to 700 years. In a few cases, the preservation of fossil trees has allowed continuous



**Figure 3.1** Unlocking the secrets of past climates. Each year, a growing tree produces a layer of new cells beneath the bark. If the tree is felled and the trunk examined (or if a core is taken), the growth pattern from year to year appears as a series of rings.

records from 11 000 years ago to the present to be constructed.

In a similar way, cyclical responses lead to annual banding in corals, which can provide information about sea-surface temperatures, sea level and other ocean conditions – typically back to some 400 years ago.

Layered sediments on lake and ocean floors are another rich source. The types of pollen trapped in lake sediments reveal shifting patterns of vegetation, and thus indirect information about temperature and moisture conditions. Records can go back some 100 000 years. In marine sediments, analysis of microfossils can provide data on seawater temperature and salinity (salt content), atmospheric CO<sub>2</sub> and ocean circulation. Less common deposits of coarse debris can point to the break up of ice sheets and the release of detritus from melting icebergs. Marine sediments provide information from time periods ranging from 20 000 years to 180 million years ago.

Finally, long ice cores drilled out of the Greenland and Antarctic ice sheets yield a wealth of information. For example, past temperatures can be determined by *oxygen isotope analysis*. 99% of the oxygen on Earth is the isotope <sup>16</sup>O; most of the rest is <sup>18</sup>O. Because water molecules containing the different isotopes (i.e. H<sub>2</sub><sup>16</sup>O and H<sub>2</sub><sup>18</sup>O) have slightly different physical properties, it turns out that the <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O ratio in ice locked up on land is affected by the ambient temperature at the time when the ice formed. Thus, fluctuations in the oxygen isotope ratio in an ice core provide a proxy for temperature changes back through time (see Figure 3.2). The cores also include atmospheric fallout such as wind-blown dust, volcanic ash, pollen, etc. – along with trapped air bubbles (as discussed in Section 2.5).

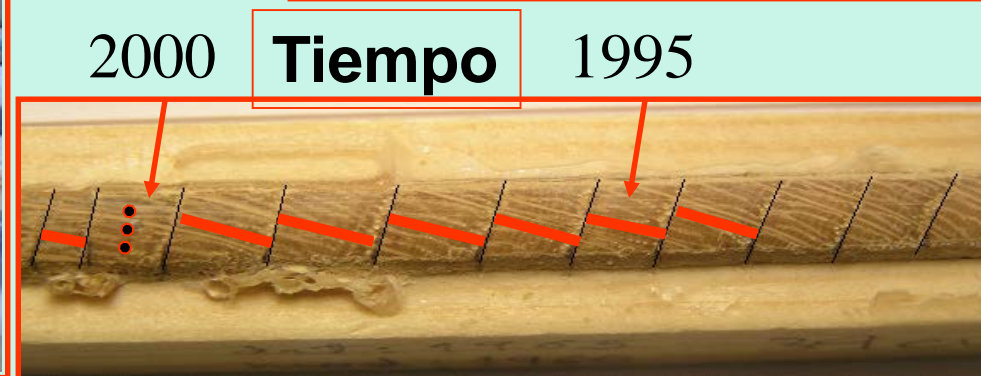
Estimando el CC a través de “proxies”

Dendrocronología

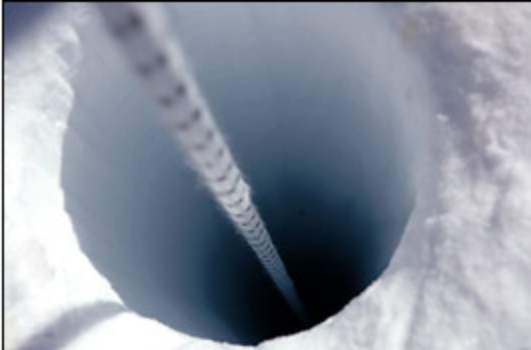




Extracción, preparación  
y análisis de muestras  
en dendrocronología





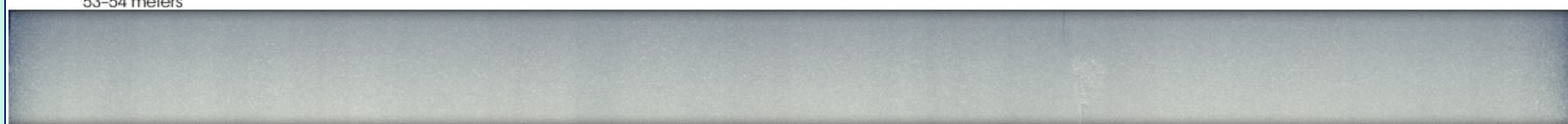


## Estimando el CC a través de “proxys”

Los testigos de hielo o “ice cores”. El hielo contiene burbujas de aire atrapadas que corresponden a la atmósfera que había en el momento de formación del hielo. También quedan los depósitos de cenizas volcánicas, polvo de los desiertos, etc., que aportan información sobre las condiciones del pasado.



53-54 meters

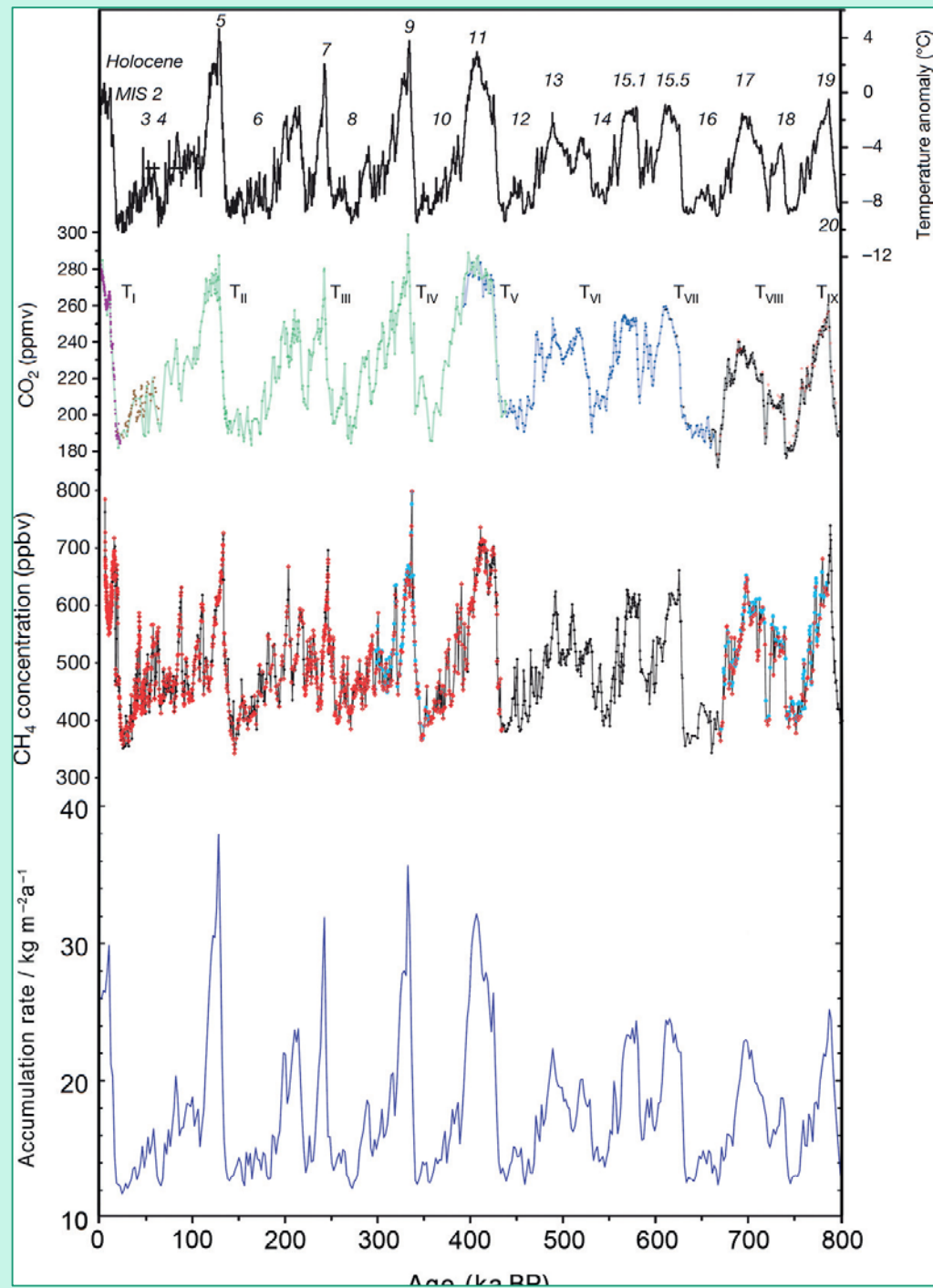


1836-1837 meters

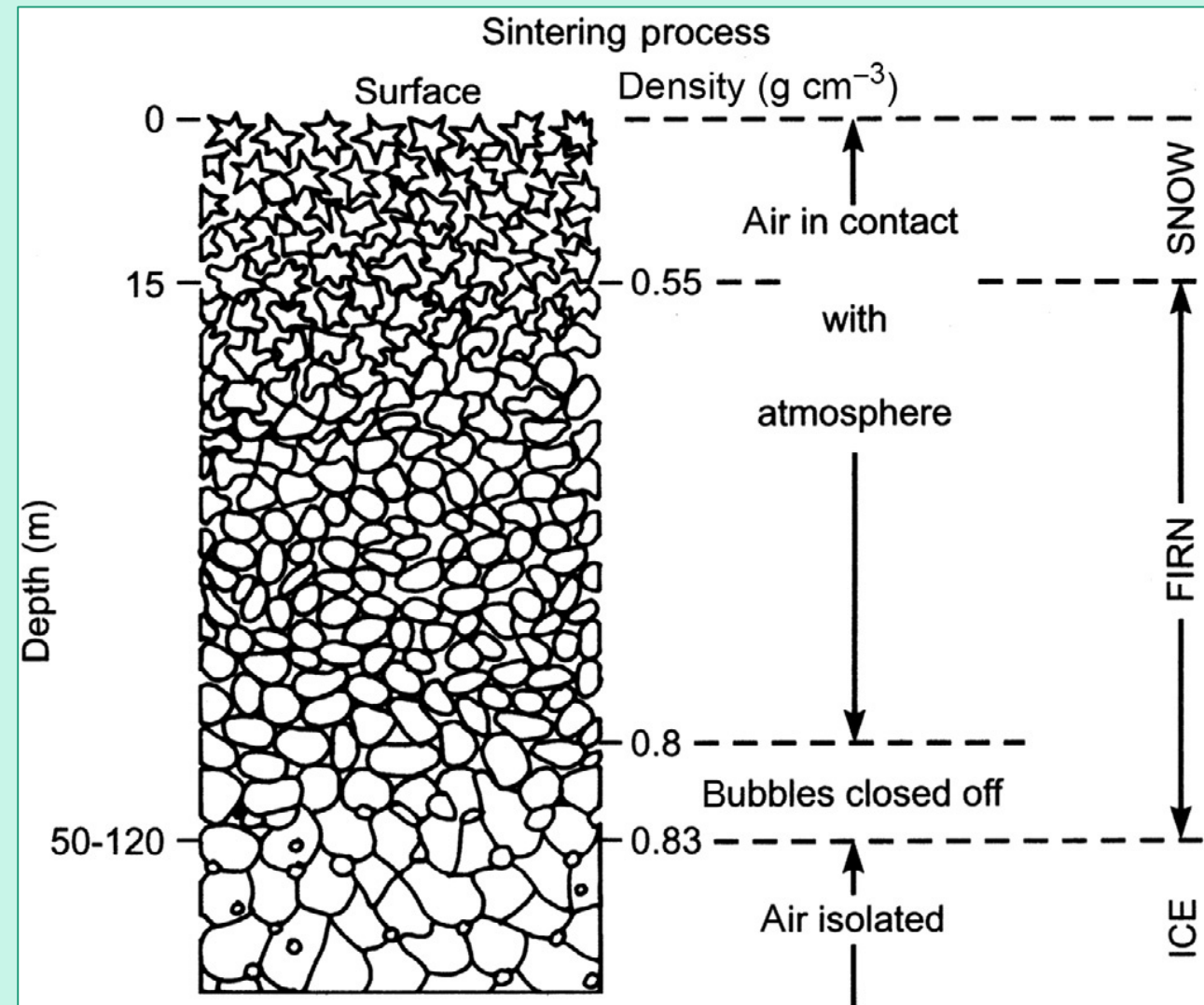


3050-3051 meters



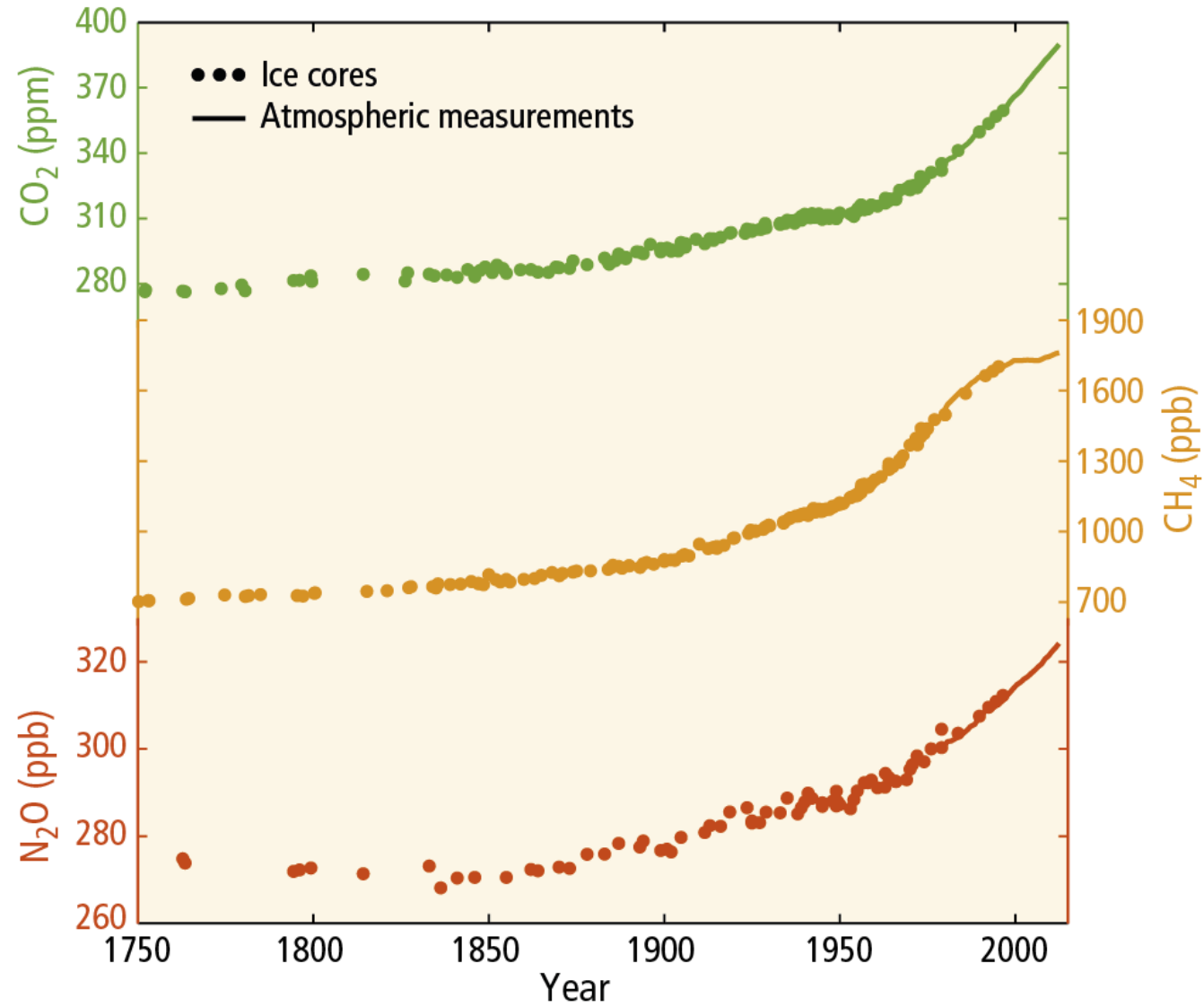


## Burbujas en el hielo



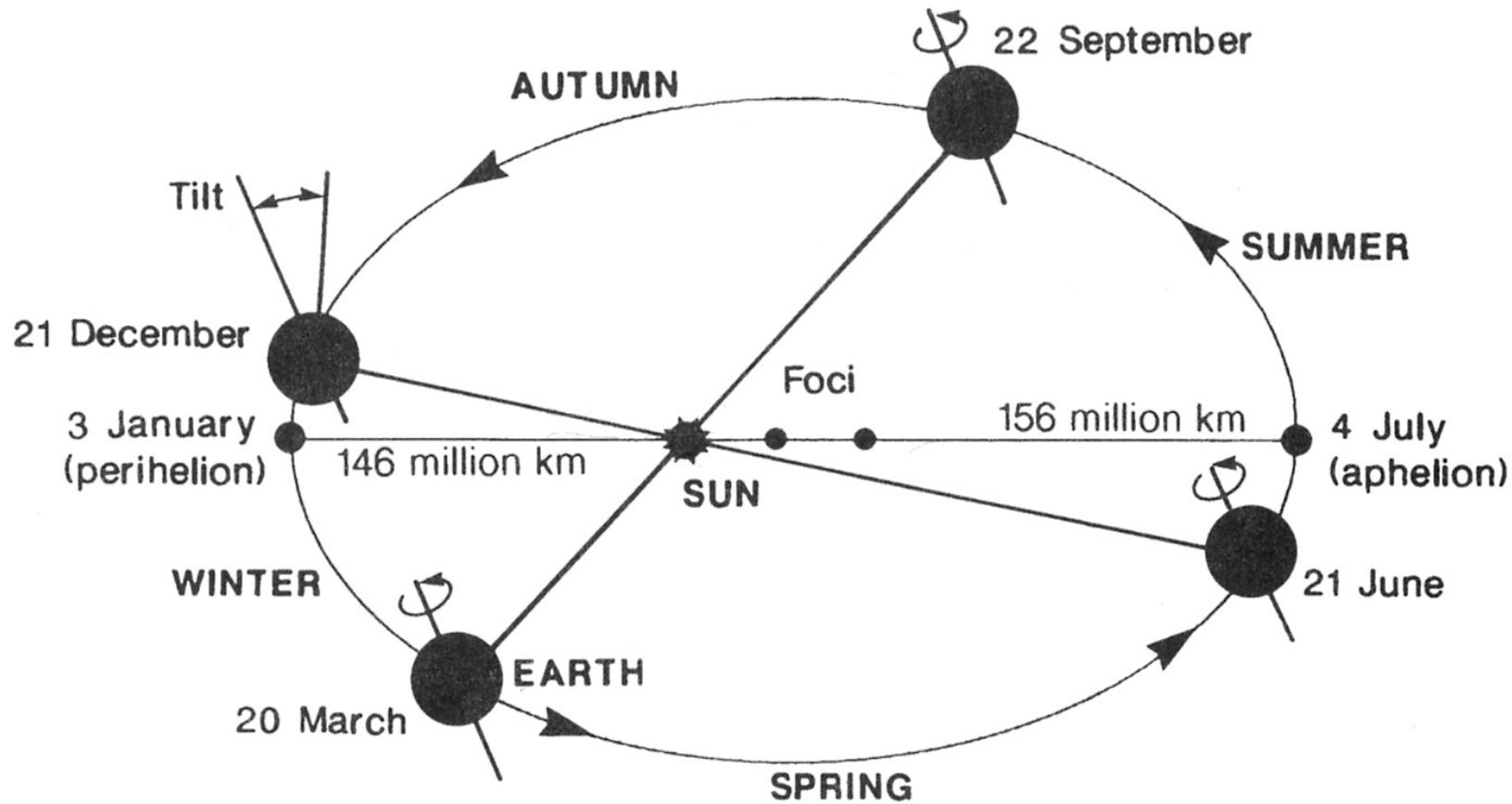


## Globally averaged greenhouse gas concentrations



**GEIs hallados en las muestras de hielo**

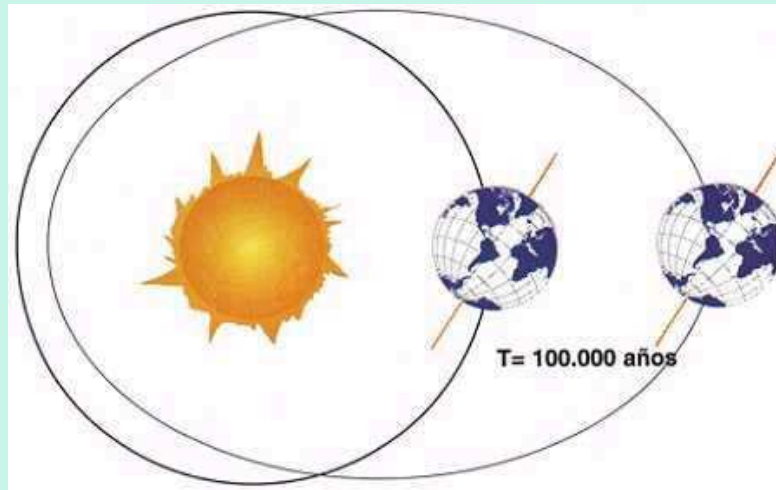
# La órbita terrestre no es siempre la misma



**Figure 2.4** The orbit of the Earth is an ellipse but the Sun is not one of the focal points. As a result the Earth is farther from the Sun (at aphelion) at one end of the long axis and closer (at perihelion) at the other. At present the Earth is closest to the Sun in December (Van Andel, 1994, Fig. 5.1).

## Los ciclos de Milankovitch

Milutin Milankovich, Ingeniero civil del Imperio Austro-Húngaro, nació en la actual Serbia. Publicó sus resultados en 1941.



Cambio en la excentricidad de la elipse orbital de la Tierra, entre 100 y 400 ka

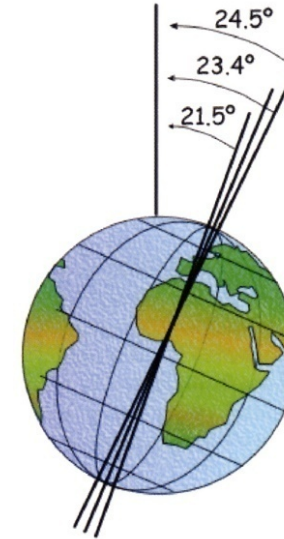
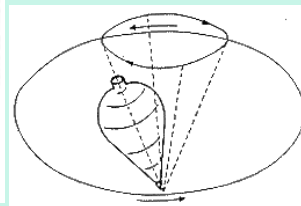
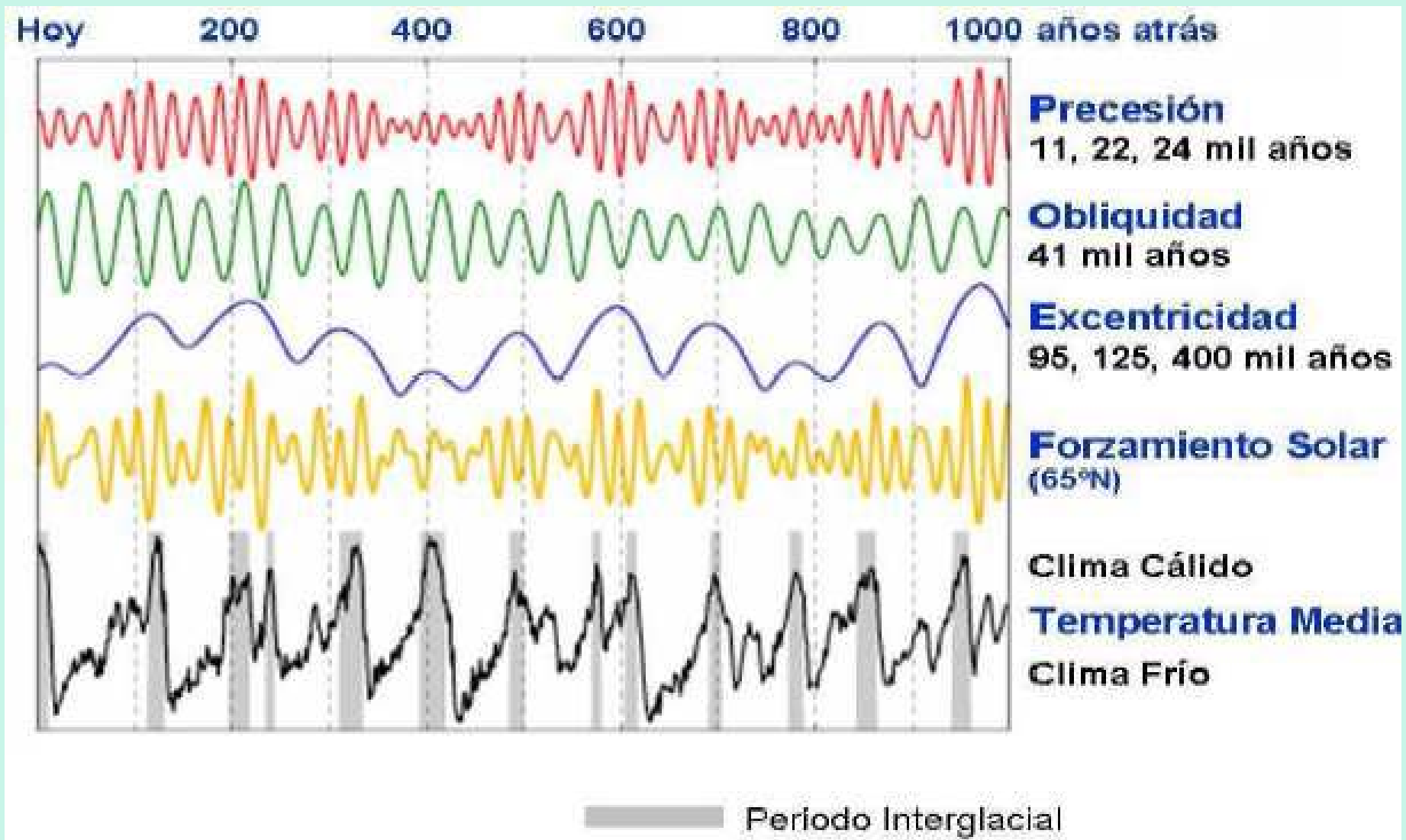


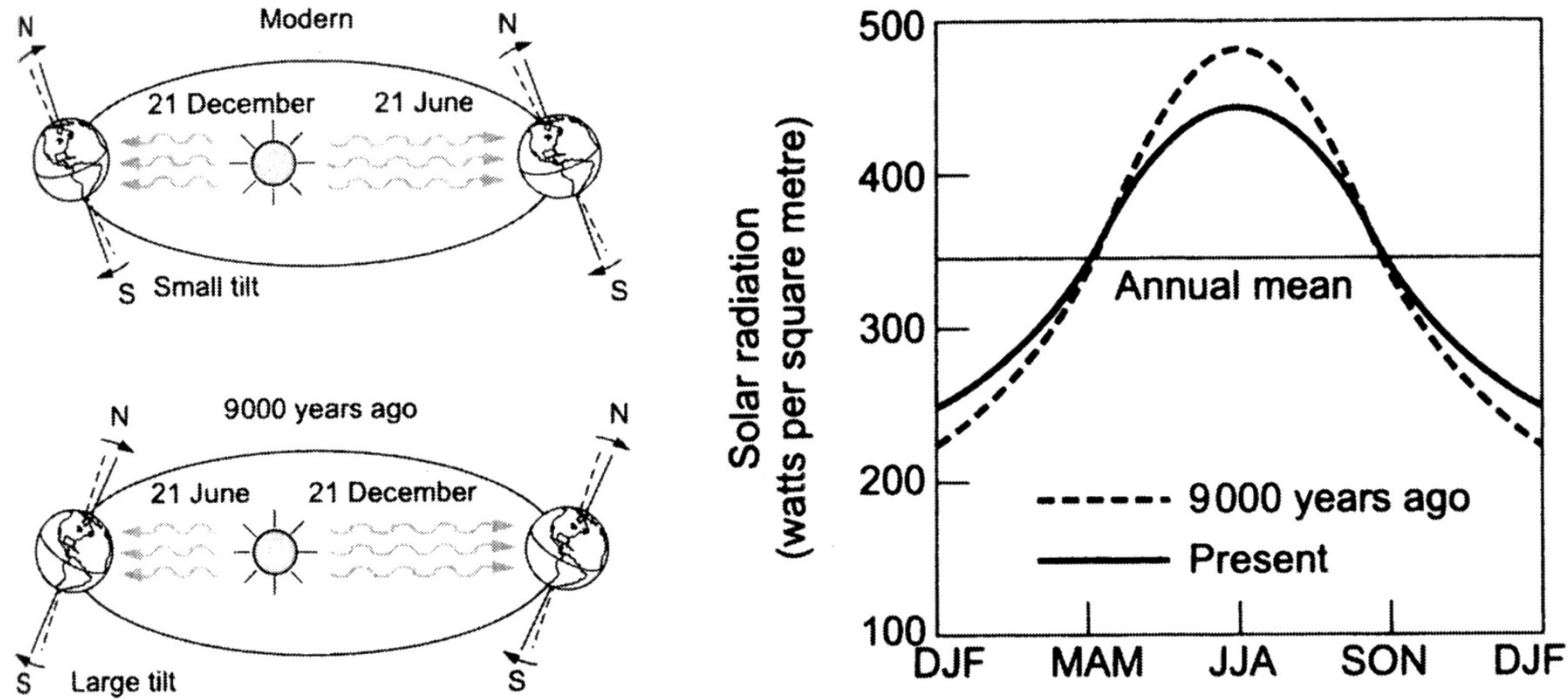
Figura 98. La inclinación del eje terrestre de rotación varía con una periodicidad de unos 41.000 años. Cuando el valor es alto, la diferencia de insolación estacional es grande, y viceversa (si el ángulo fuese cero no habría estaciones). El valor actual es de 23.4° y durante los dos últimos millones de años ha variado entre un valor máximo de 24.5° y un mínimo de 21.5°.

Cambio en la precesión del eje orbital terrestre. Ciclo de entre 19 y 23 ka





El fin de la última glaciación. Hace 9000 años en comparación con la actualidad:  
más radiación en verano y menos en invierno



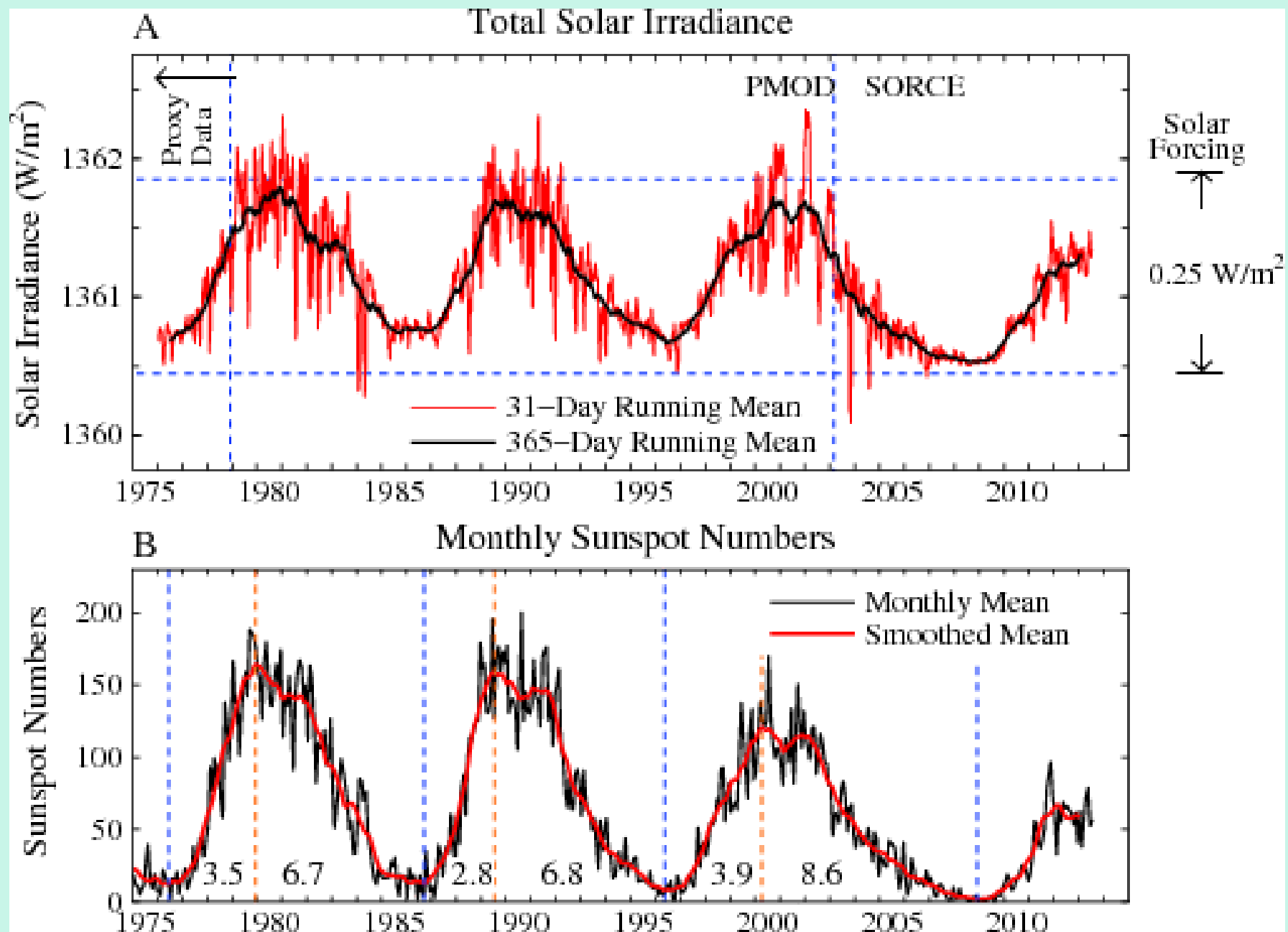
**Figure 5.19** Changes in the Earth's elliptical orbit from the present configuration to 9000 years ago and (right hand side) changes in the average solar radiation during the year over the northern hemisphere.

El fin de la última glaciación: veranos más cálidos e inviernos más fríos



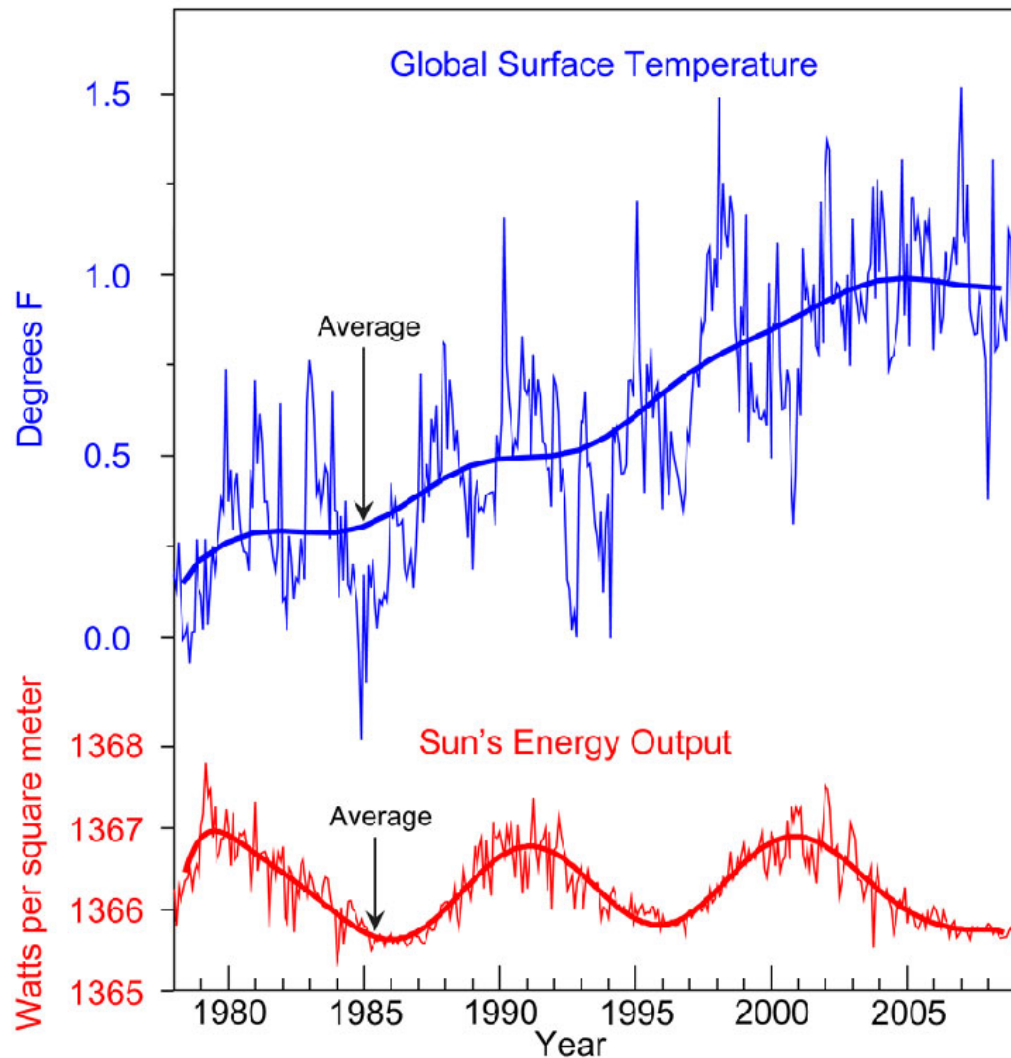
*Figura 51.* Variaciones de insolación con respecto al presente en el hemisferio norte durante el verano y el invierno, en los últimos 18.000 años (fuente Kutzbach).





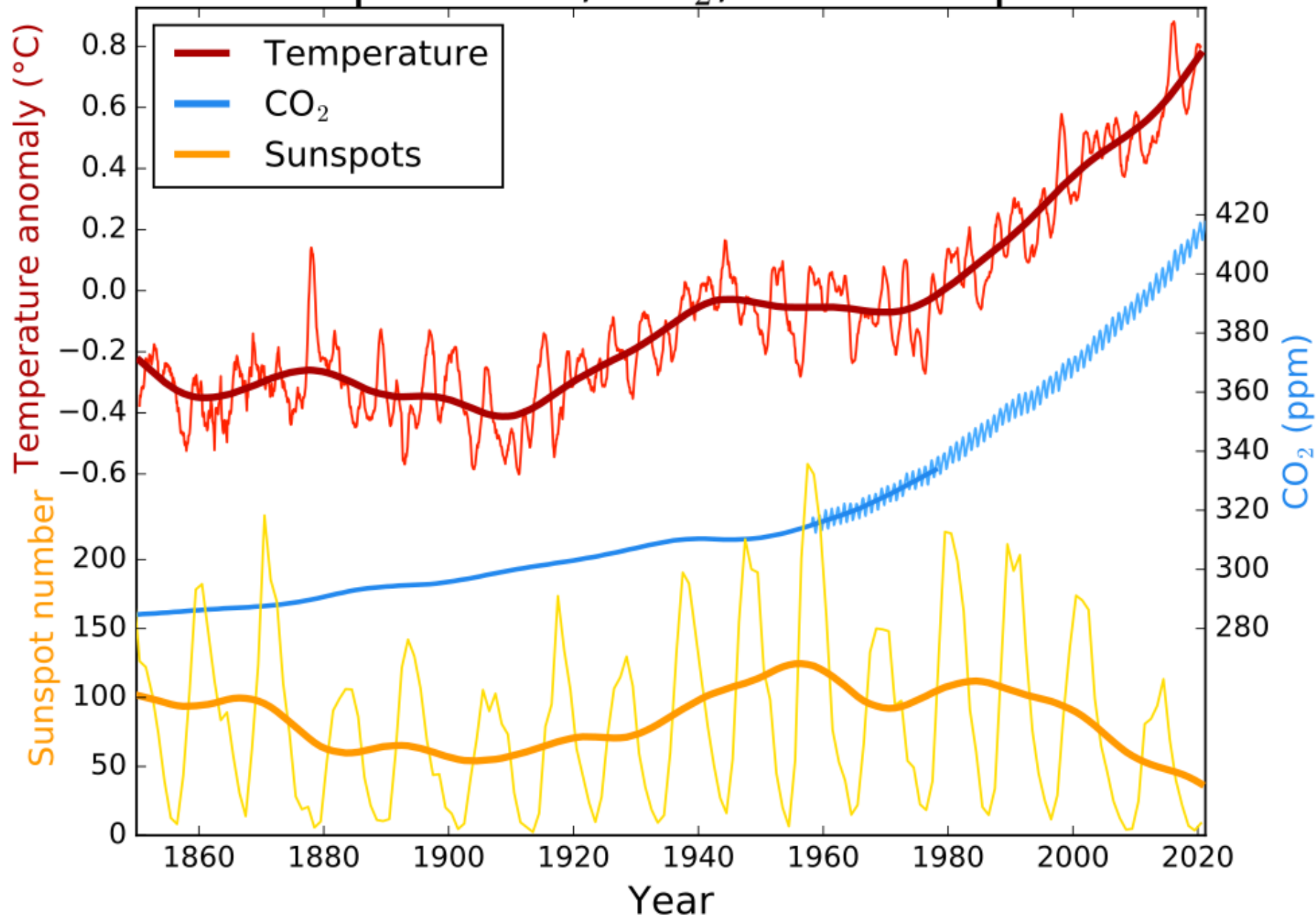
Variación plurianual de la irradiancia solar en relación con las manchas solares



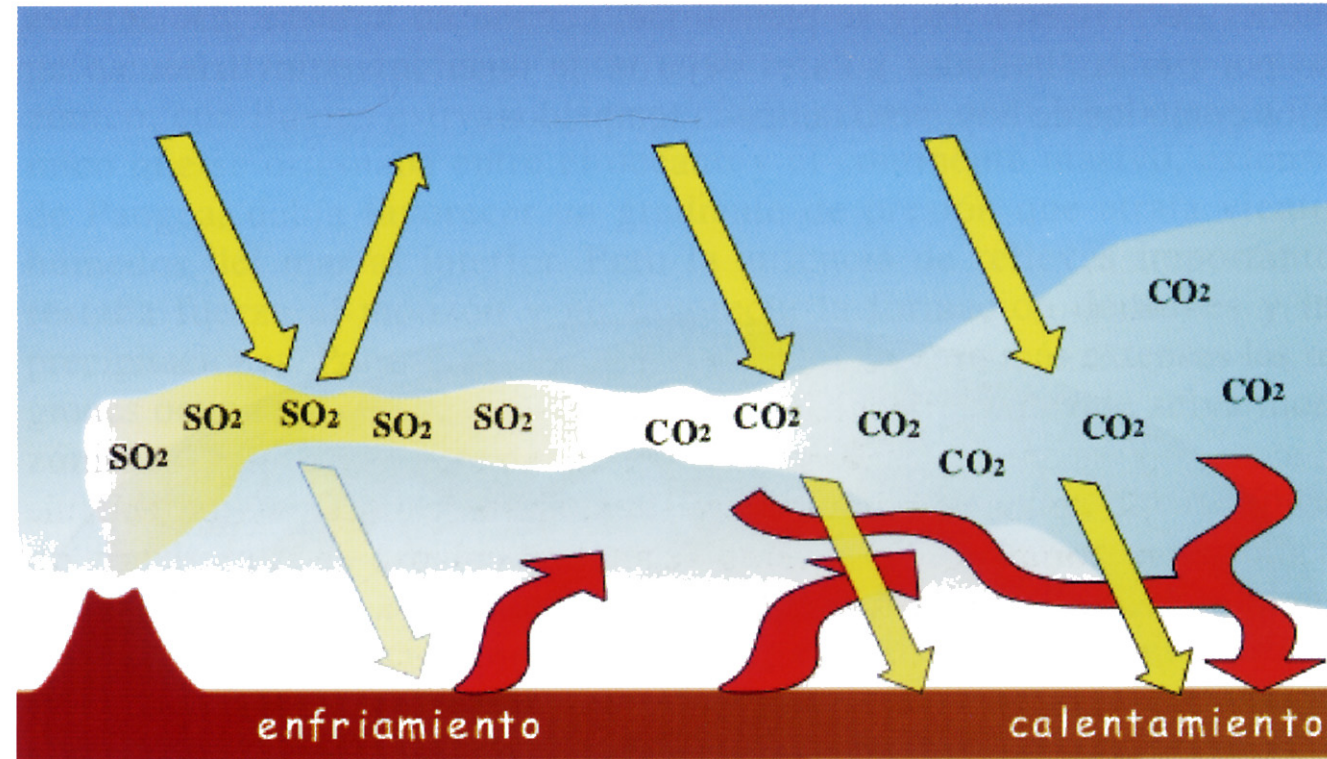


La temperature superficial de la Tierra (arriba en azul) y la energía del sol recibida en la superficie exterior de la atmósfera (abajo en rojo), desde 1978 a 2009. La cantidad de energía solar recibida en la superficie exterior de la atmósfera ha seguido su ciclo oscilatorio natural de 11 años con pequeñas subidas y bajadas, pero sin tendencia al incremento. En el mismo período, la temperature global ha subido notoriamente. Es por tanto extremadamente improbable que el sol esté detrás de las tendencias generales de cambio de las temperaturas que se han constatado a lo largo de varias décadas.

# Temperature, CO<sub>2</sub>, and Sunspots

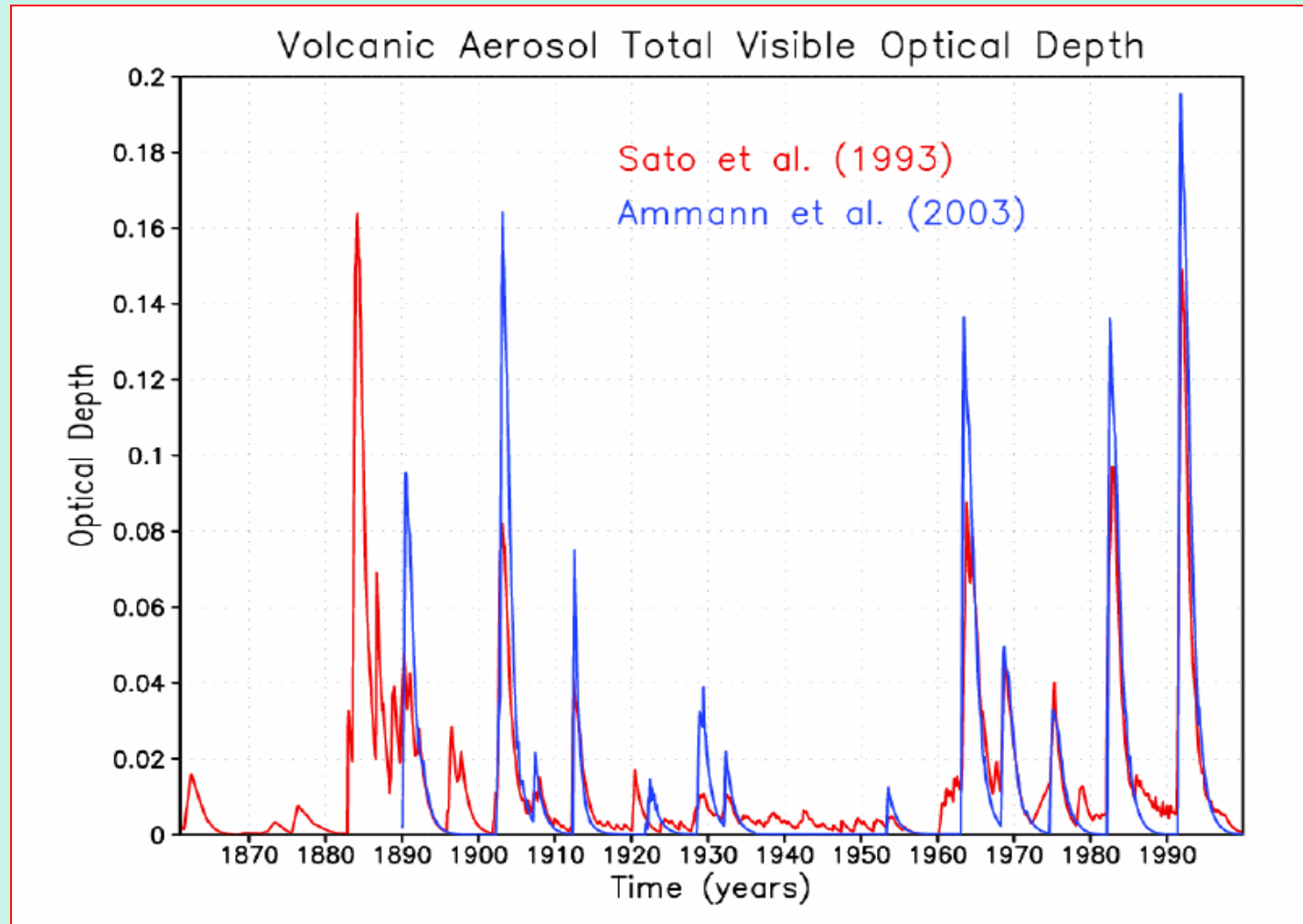


## Enfriamiento El volcanismo



*Figura 9.* El efecto climático de las erupciones volcánicas que arrojan  $\text{SO}_2$  y  $\text{CO}_2$  a la atmósfera es complejo. El dióxido de azufre (izquierda) forma nubes amarillentas que oscurecen el cielo y enfrían la superficie. El dióxido de carbono (derecha) es transparente a la luz solar (flechas amarillas) pero opaco a la radiación infrarroja terrestre (flechas rojas), por lo que calienta la superficie. Tras una erupción importante, la baja atmósfera tiende a enfriarse en una primera fase. Luego, los aerosoles de azufre sedimentan y queda en el aire por mucho más tiempo el dióxido de carbono, que la calienta.

# Enfriamiento Aerosoles volcánicos

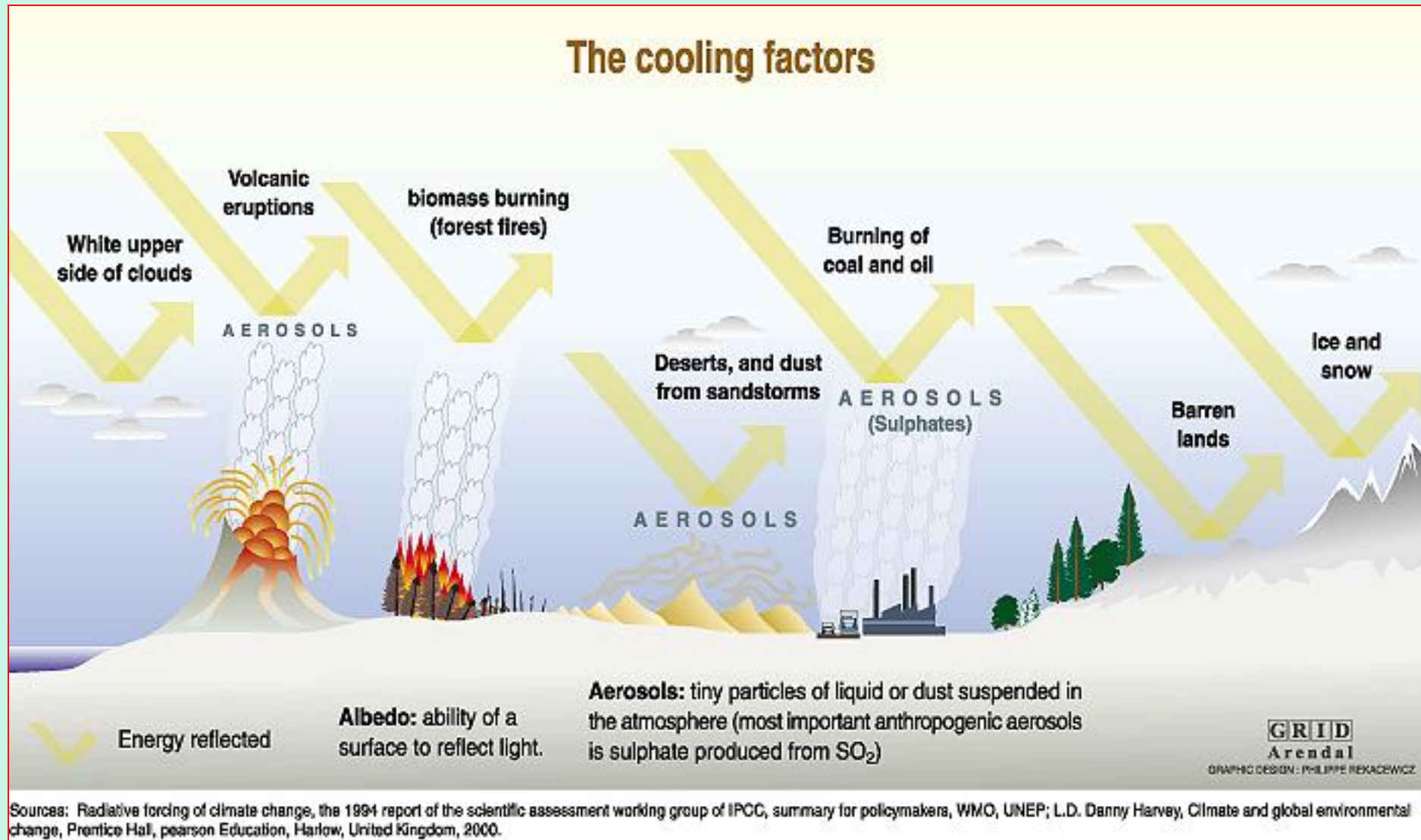


Las erupciones son episódicas y el efecto de los aerosoles transitorio (1-2 años)



# Enfriamiento

Hay factores que enfrían el clima, entre ellos la presencia de aerosoles flotando en la atmósfera



# Enfriamiento

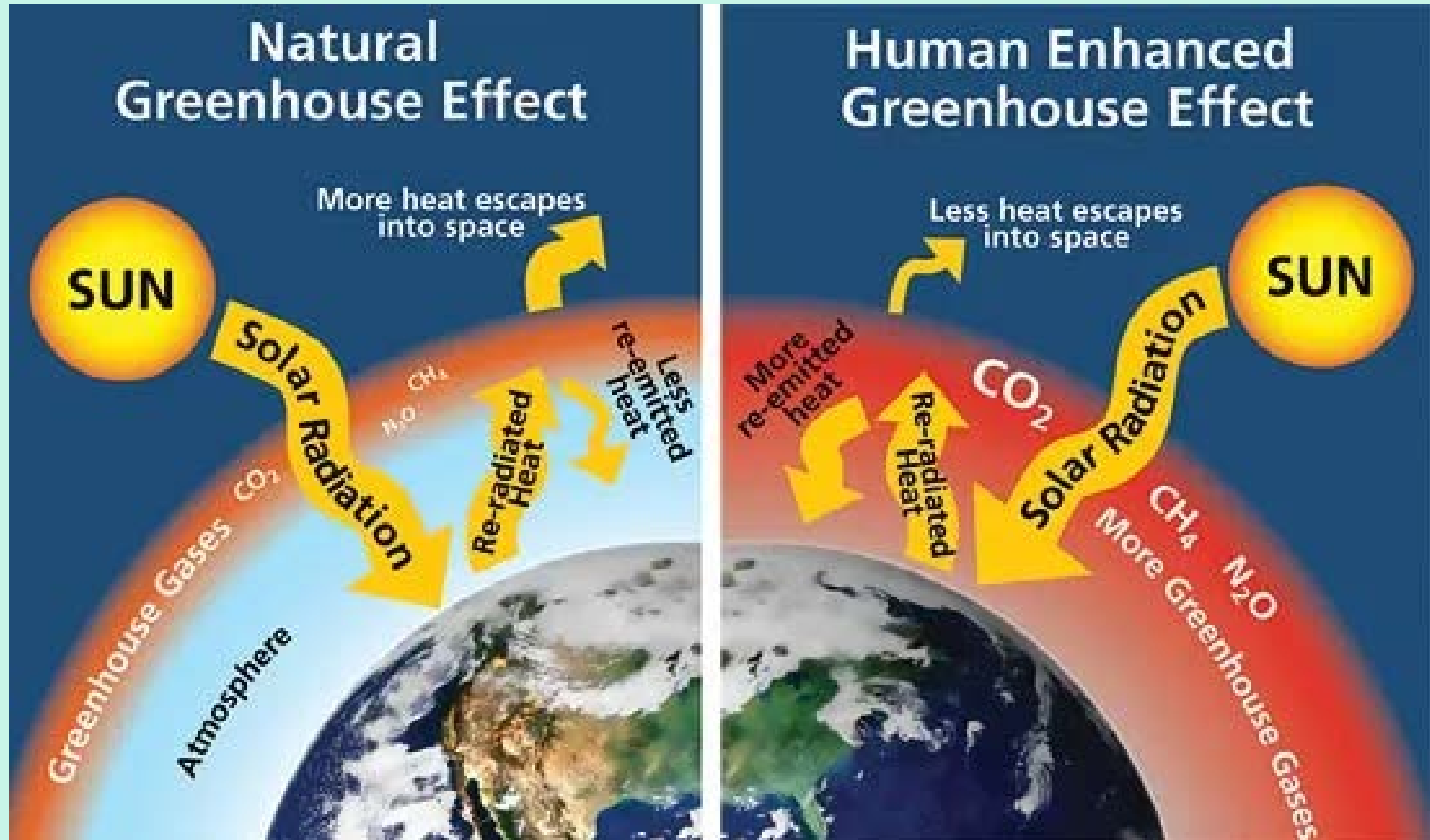
## Global Dimming

### Oscurecimiento global

Los científicos creen que el descenso de temperatura observado entre los 40 y los 70 del s. XX fue causado por el efecto *dimming* de los aerosoles arrojados a la atmósfera, siendo el SO<sub>2</sub> el principal responsable. De ¼ a ½ de los aerosoles son producidos por la actividad humana, en gran parte en el mismo proceso de quema de los combustibles fósiles.

El *global dimming* compensa en gran parte el calentamiento causado por el incremento en [CO<sub>2</sub>], pero el CO<sub>2</sub> reside en la atmósfera del orden de un siglo, mientras que las partículas en suspensión están días o semanas. El *dimming* produce un enmascaramiento del fenómeno. Por eso estamos ante un gran problema en el caso de que disminuyesen las emisiones de aerosoles (caso del 11 Sept. 2001 en EEUU) pues el calentamiento sería mucho mayor.

# El CC es un fenómeno asociado a la actividad humana



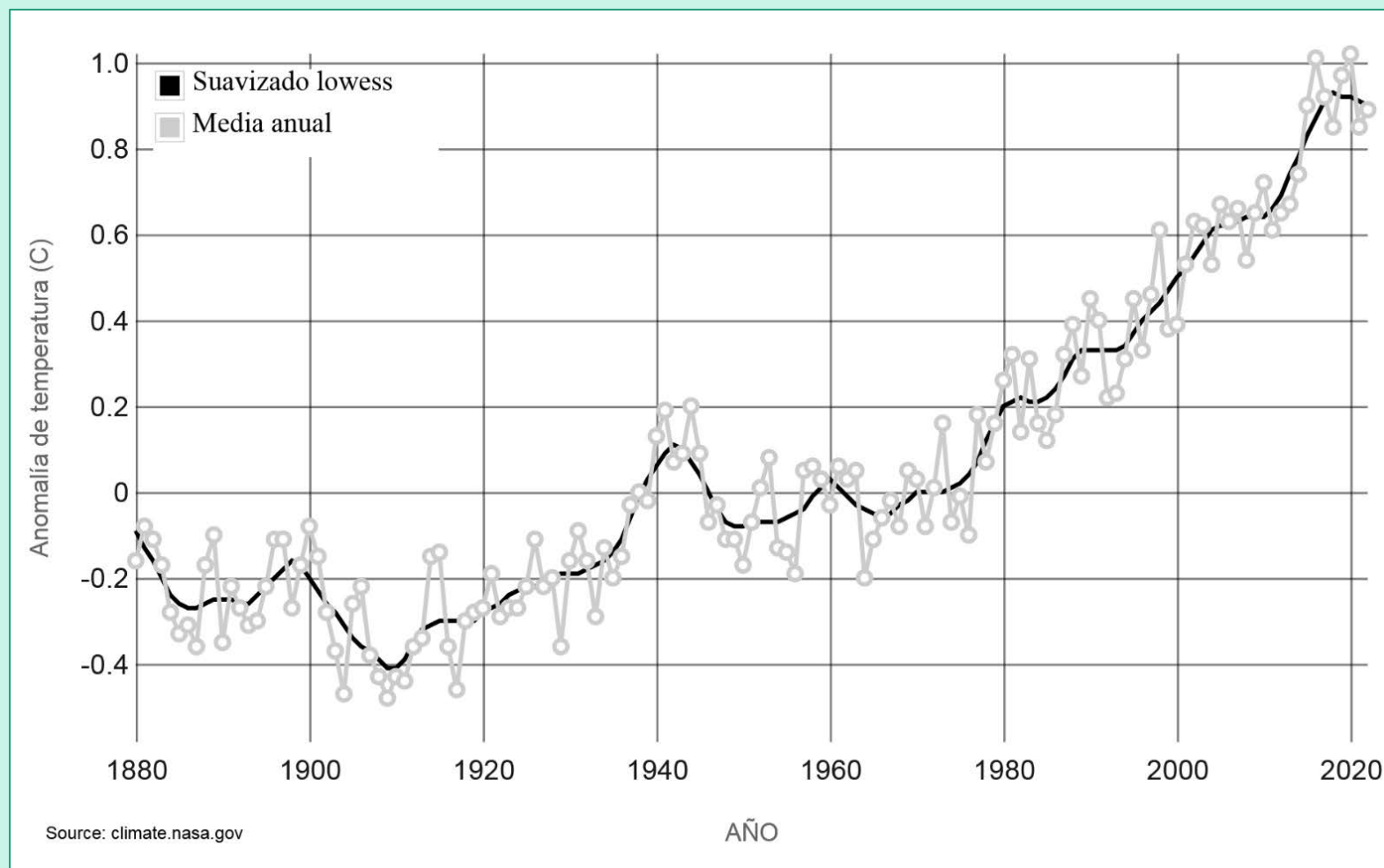
# Observaciones directas del cambio climático reciente

Se ha progresado en la comprensión de cómo el clima está cambiando en el espacio y en el tiempo mediante:

- **el aumento de los datos obtenidos y la mejora en el análisis de los mismos**
- **una mayor cobertura geográfica de esos datos**
- **una mejor comprensión de las incertidumbres, and**
- **una mayor variedad en los datos**



# TEMPERATURA GLOBAL



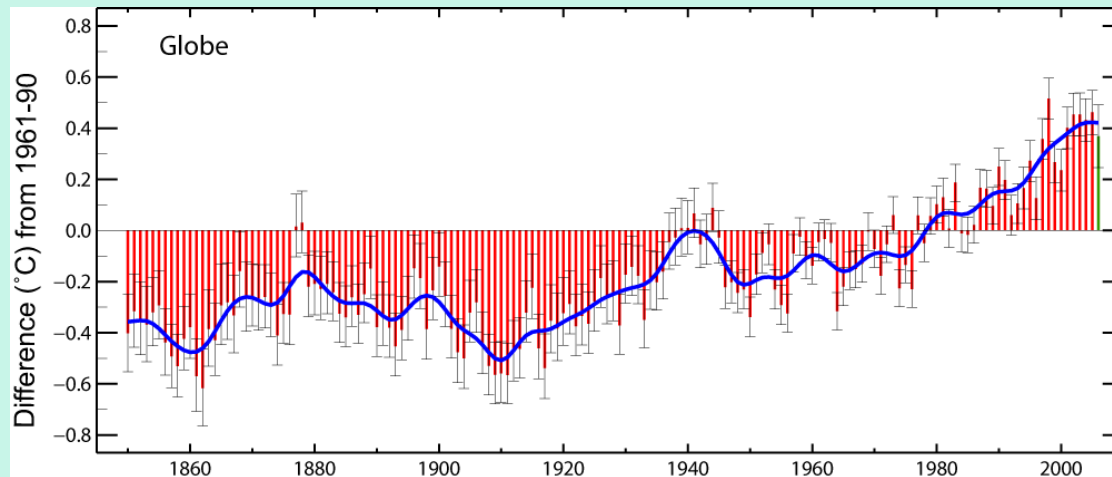
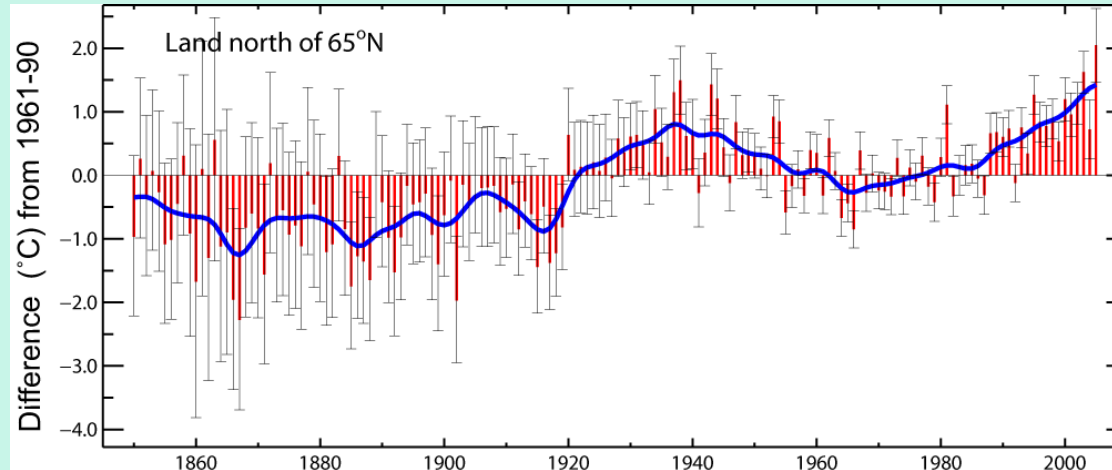
ÚLTIMA ANOMALÍA  
DEL PROMEDIO ANUAL:  
2022: 0.89 °C

Este gráfico muestra el cambio en la temperatura global de la superficie en comparación con el promedio a largo plazo de 1951 a 1980. Diecinueve de los años más calurosos han ocurrido desde 2000, con la excepción de 1998. El año 2020 empató con 2016 como el año más caluroso registrado desde el mantenimiento de registros comenzó en 1880

# El Ártico y las regiones frías

Evidencias: datos

## Anomalías térmicas en el Ártico frente a las globales (°C)

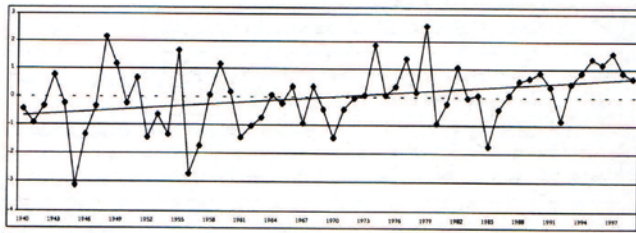


**El calentamiento ha sido mayor en el HN que en el HS**

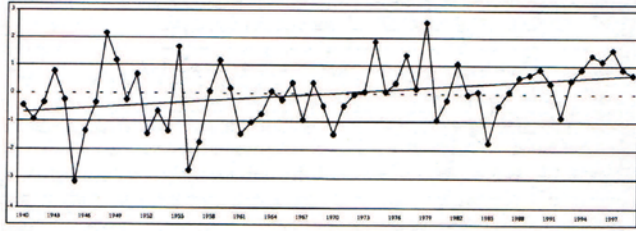
El calentamiento en el Ártico es el **doble** del del globo desde el S XIX al XXI y desde finales de los 60 hasta el presente.

El calentamiento entre 1925 y 1950 en el Ártico no fue tan extendido como el calentamiento global reciente.

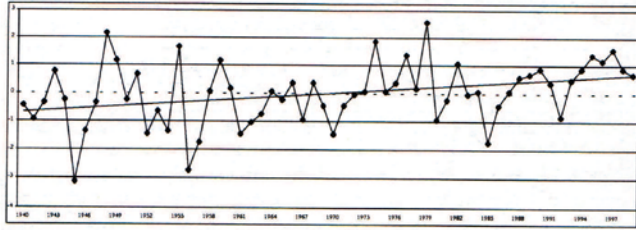
**Atención a las diferentes escalas de temperatura**



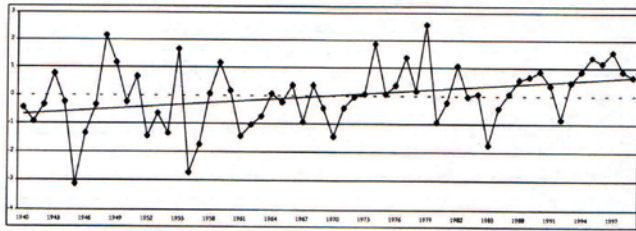
Alcalá de Henares (M)



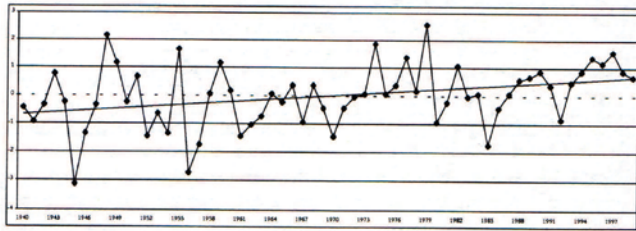
Calatayud (Z)



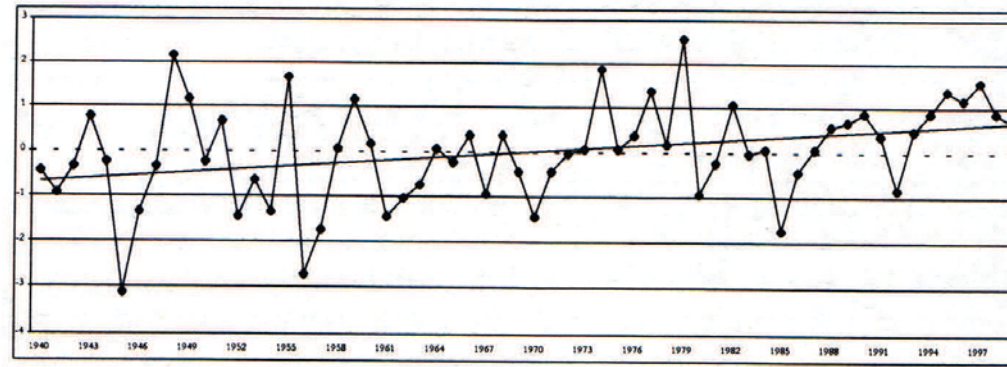
Cambrils (T)



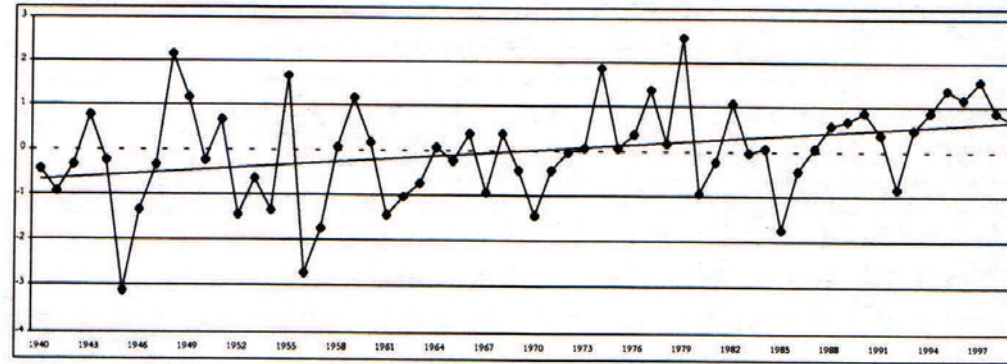
Guadalajara



Madrid



Reus (T)



Zaragoza

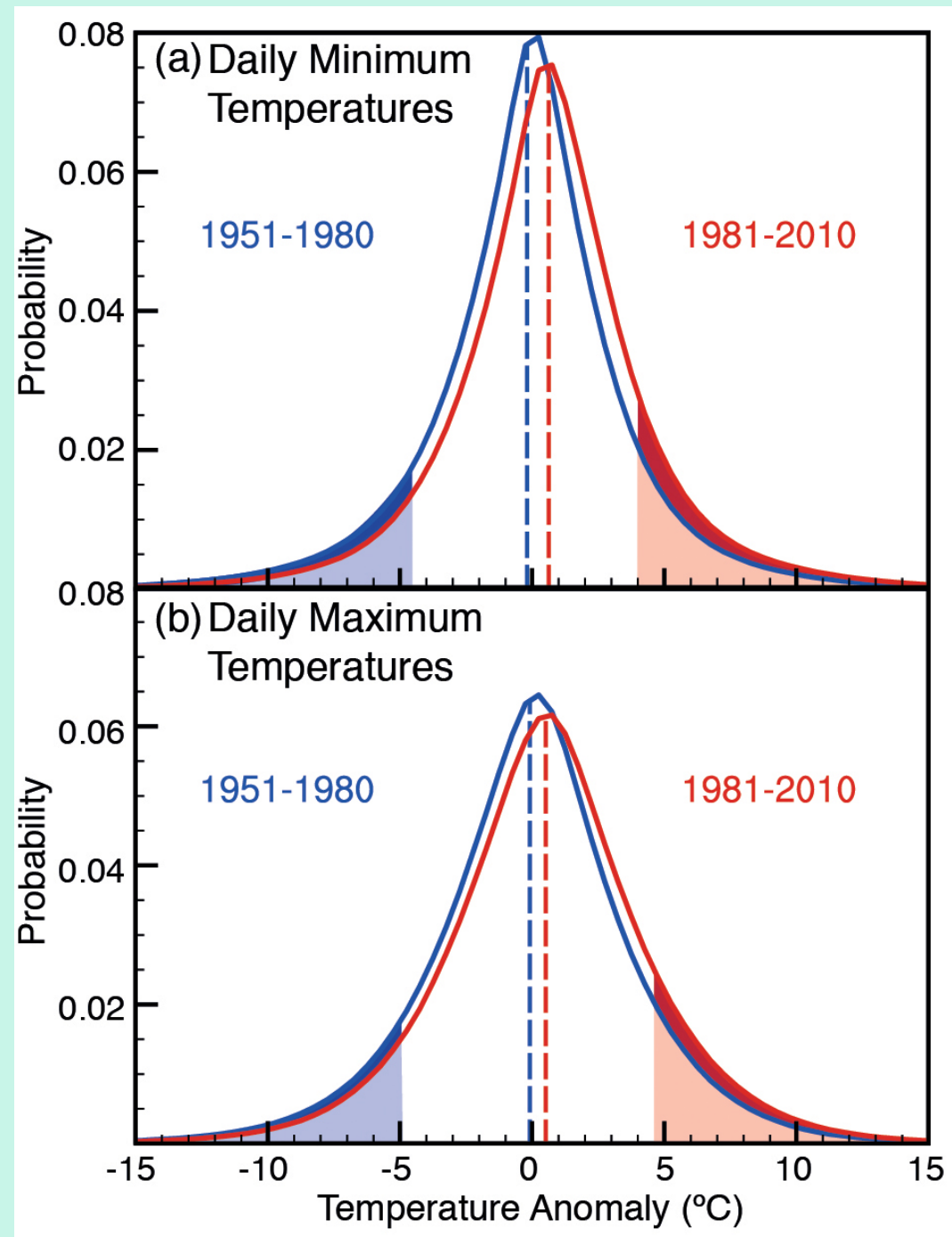
Series de temperaturas y rectas de regresión en varios observatorios de España (Sobrino et al. 2001)

# Observaciones directas del cambio climático reciente: escala global

- ✚ Los datos promediados globalmente de temperatura superficial de mares y tierras muestra una tendencia lineal de 0.85 °C, [de 0.65 a 1.06] en el período de 1880 a 2012, en el que existen datos múltiples producidos independientemente
- ✚ La temperatura media de los océanos registra incrementos en profundidades de hasta al menos 3000 m – los océanos han absorbido el 90% de la energía acumulada causando la expansión del agua de mar y elevación del nivel de los océanos. Este calentamiento oceánico es mayor en las capas más superficiales.
- ✚ Desde el inicio de la era industrial, la absorción oceánica de CO<sub>2</sub> ha causado la acidificación del agua oceánica; el pH del agua oceánica superficial ha decrecido 0.1, correspondiendo a un incremento del 26% en acidez, medida en concentración de protones. Se observa también un descenso en la concentración de O<sub>2</sub> como consecuencia de la estratificación de los mares favorecida por el calentamiento de las capas superficiales.
- ✚ En el período de 1901 a 2010, la media global del nivel del mar subió en 0.19 [de 0.17 a 0.21] m. La tasa de elevación desde mediados del S XIX ha sido mayor que la habida en los dos milenios anteriores.

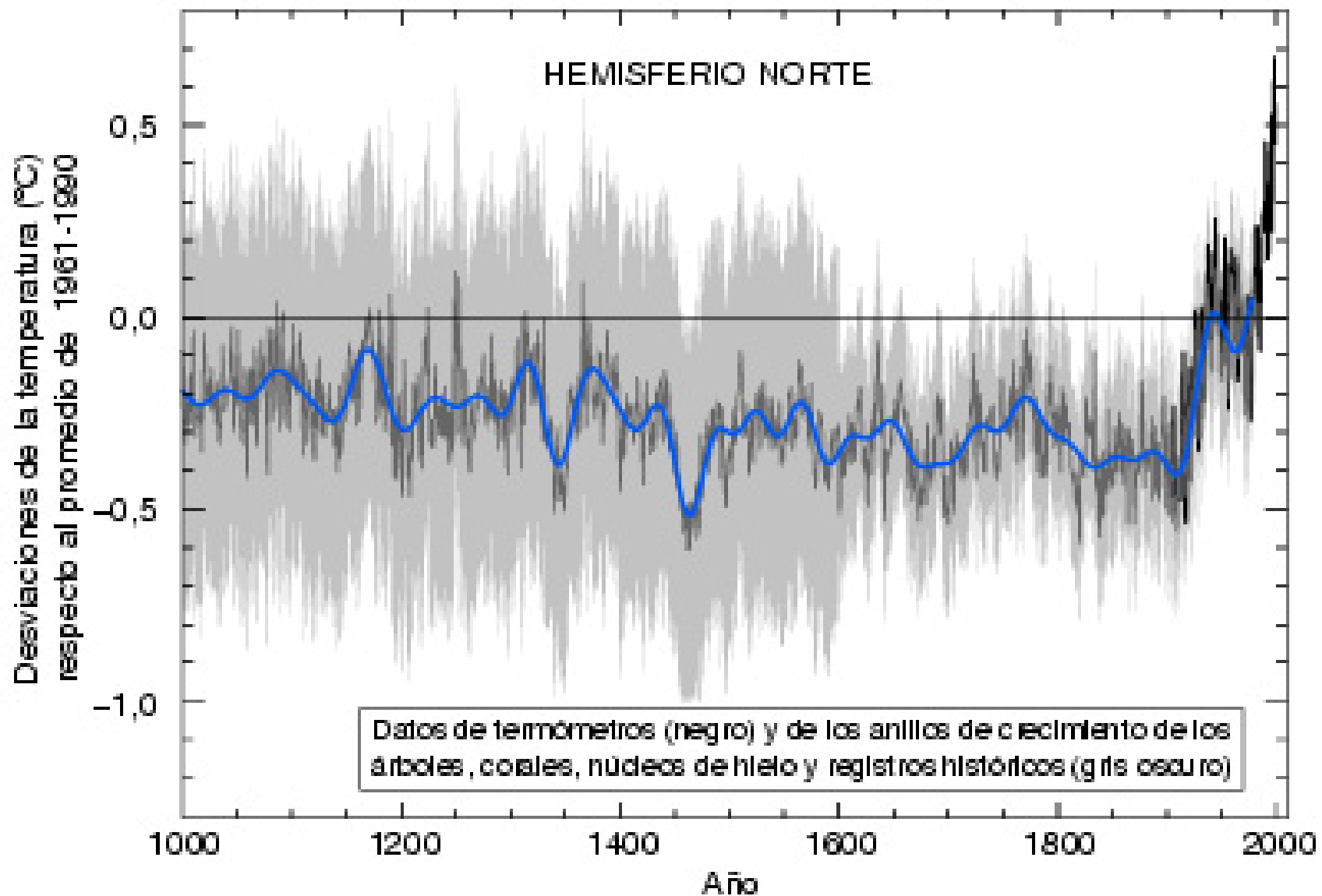


- ⌘ La tropopausa se ha elevado algunos cientos de metros a causa de que la estratosfera se ha enfriado (y por tanto contraído) y la troposfera se ha calentado (y expandido). Eso es porque en el 1er caso la disminución de la capa de O<sub>3</sub> causa una menor absorción de la radiación uv, y con ello un menor calentamiento estratosférico, mientras que la troposfera se calienta más a causa de los gases efecto invernadero.
- ⌘ En el período de 1992 a 2011, los casquetes de hielo de Groenlandia y el Antártico han perdido masa, con una aceleración entre 2002 y 2011. Los glaciares han continuado su retroceso en casi todo el mundo. La cobertura nival en primavera del Hemisferio Norte continúa su reducción y las temperaturas en el permafrost se han elevado en la mayoría de las regiones desde los primeros 1980s en respuesta al incremento de la temperatura de la superficie y del cambio en la cobertura nival.
- ⌘ La extensión media del hielo ártico decreció durante el período 1979-2012 a una tasa de entre 3.5 y 4.1% por década. Desde 1979 se observa una extensión menor en cada verano. Por el contrario, se observa un incremento de entre un 1.2 a 1.8% de la extensión del hielo-sobre-mar antártico, aunque con grandes diferencias regionales con incrementos en algunas zonas y decrecimientos en otras.



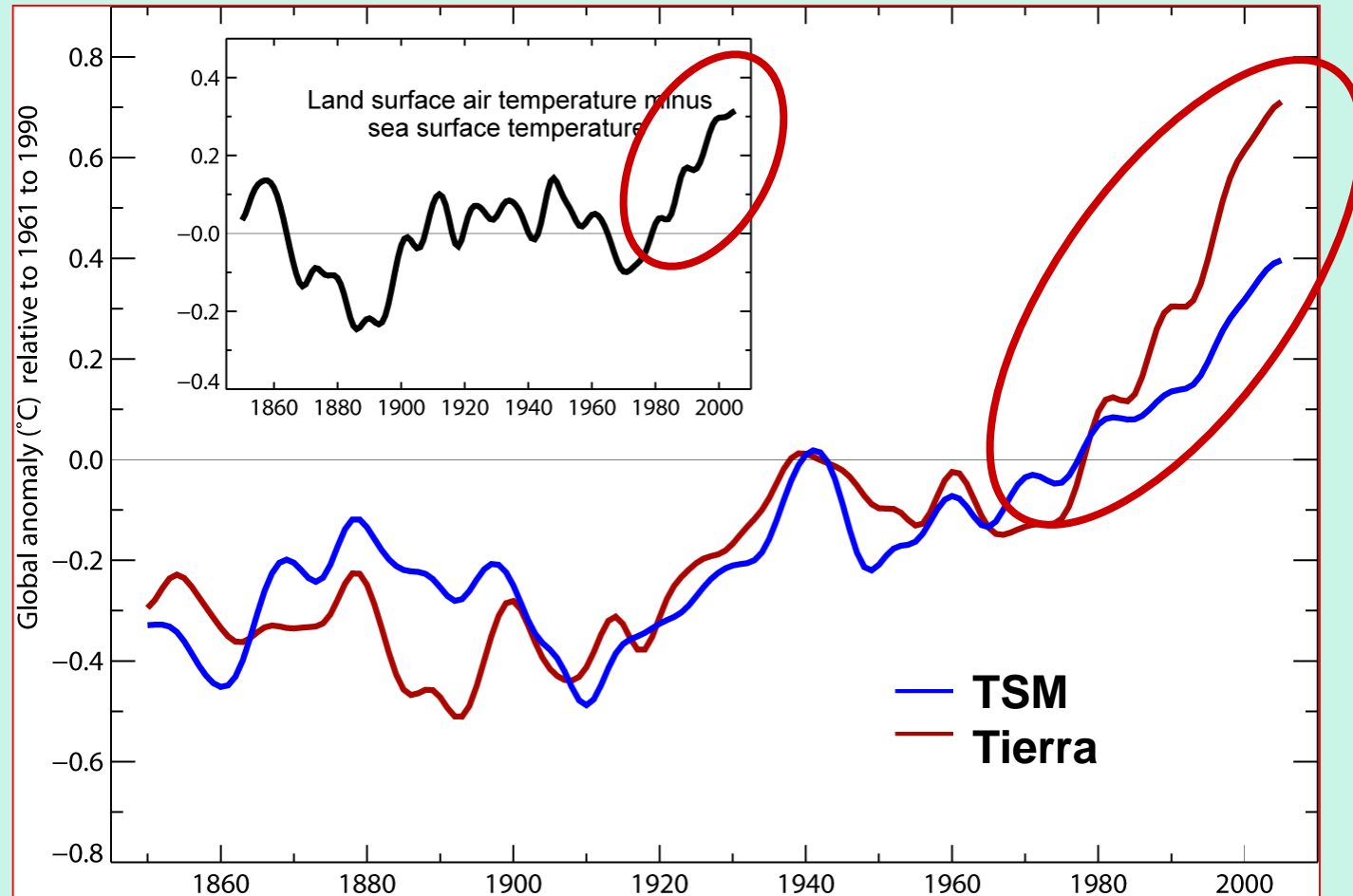
## Comparación de datos termométricos con diversas mediciones de **proxies**

### b) los últimos 1.000 años

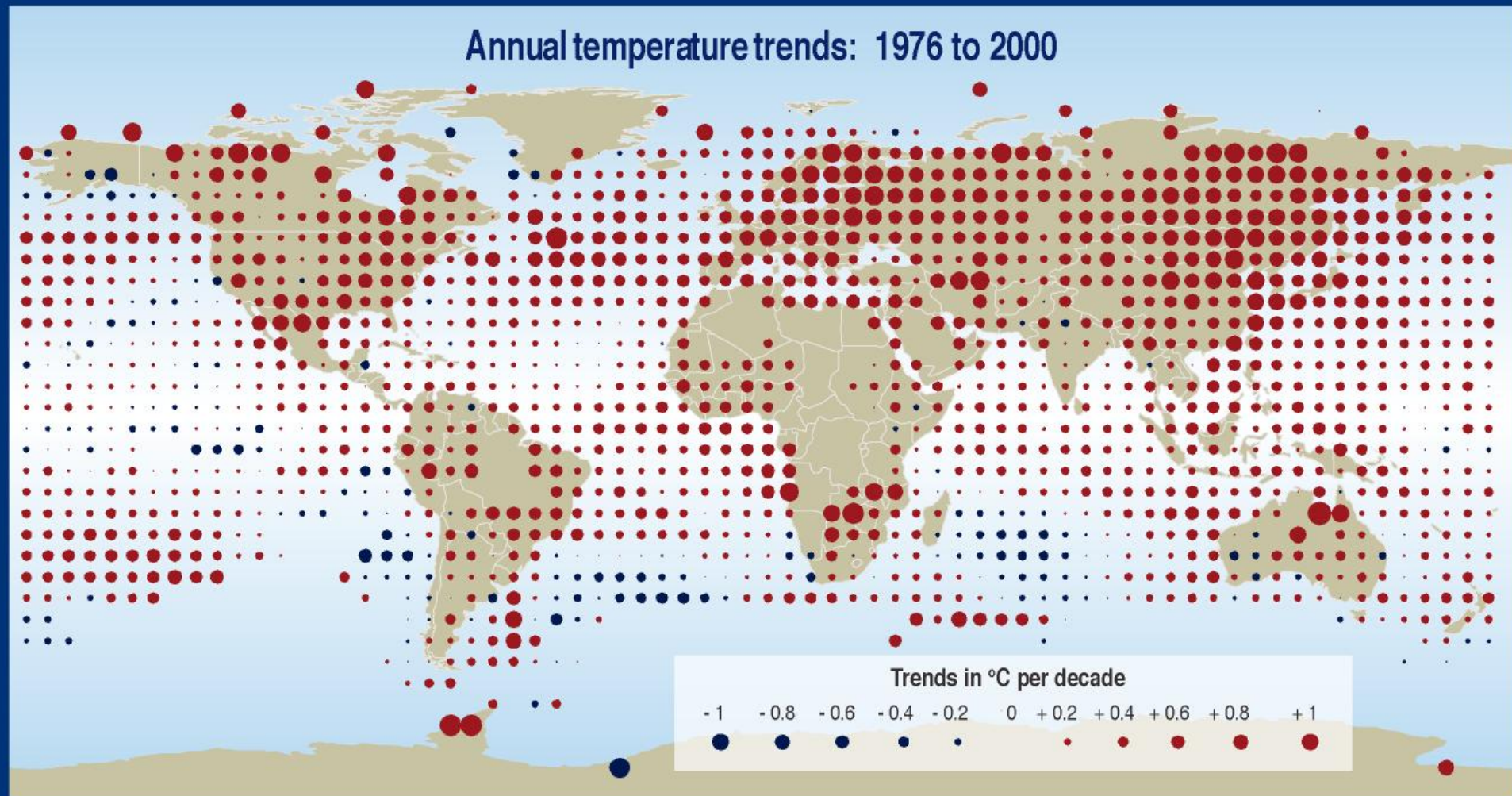


# Las temperaturas de la superficie de los continentes (tierras) están subiendo más aprisa que las Temperaturas de la Superficie Marina (TSM)

De 1850-1900 a 2006-2015 la temp. media de las tierras ha subido  $1,53^{\circ}\text{C}$  y la de los océanos (TSM)  $0,87^{\circ}\text{C}$

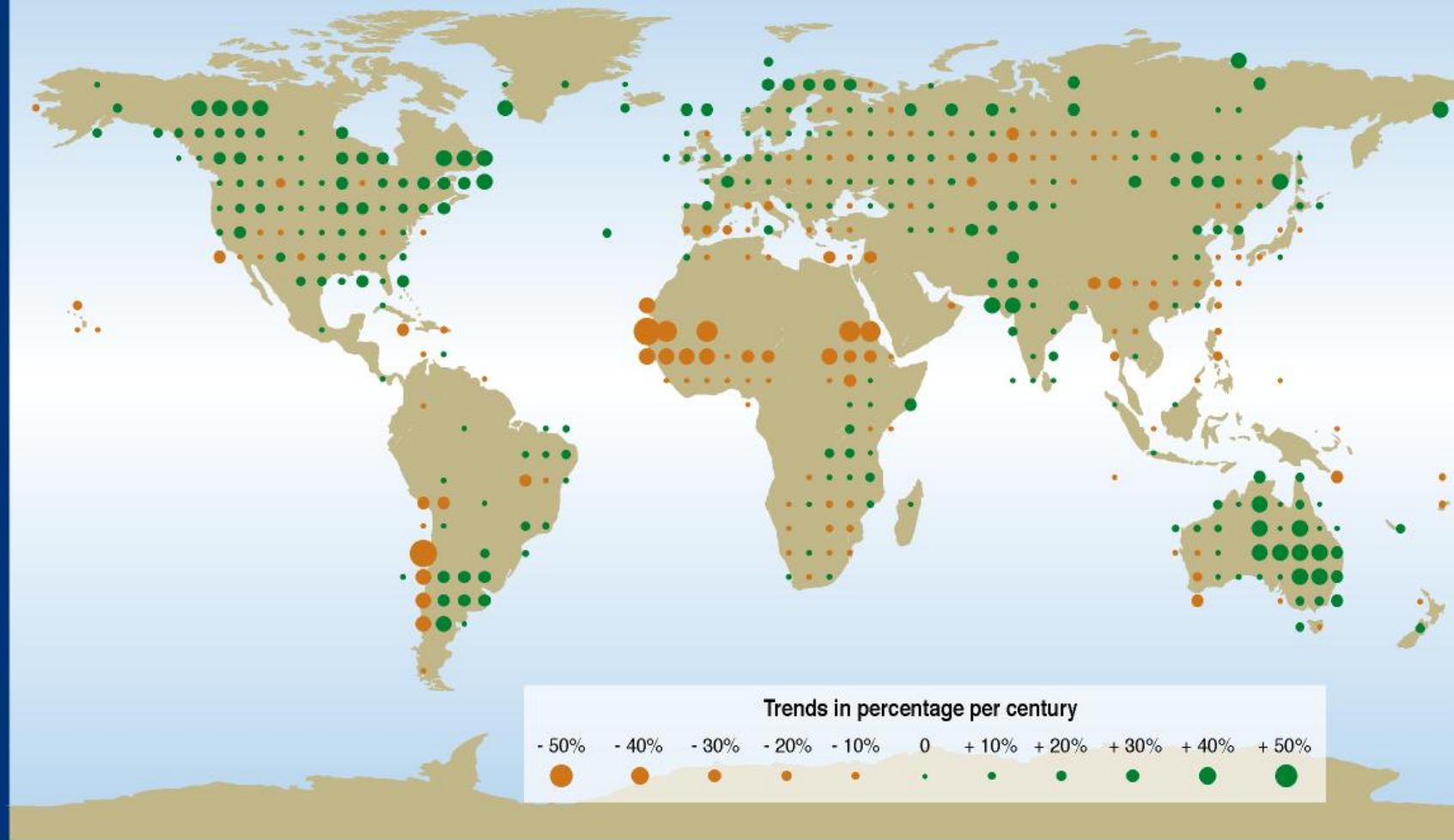






SYR - FIGURE 2-6b

## Annual precipitation trends: 1900 to 2000

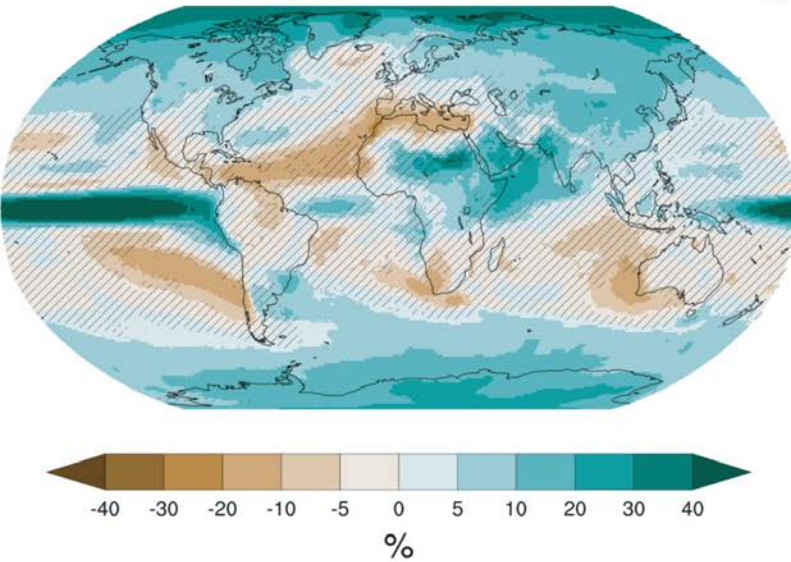


SYR - FIGURE 2-6a



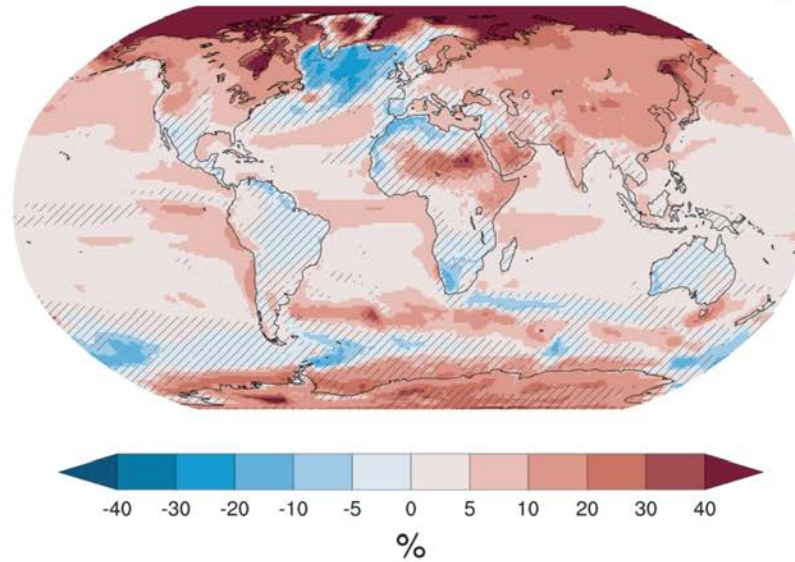
a) Precipitation

38



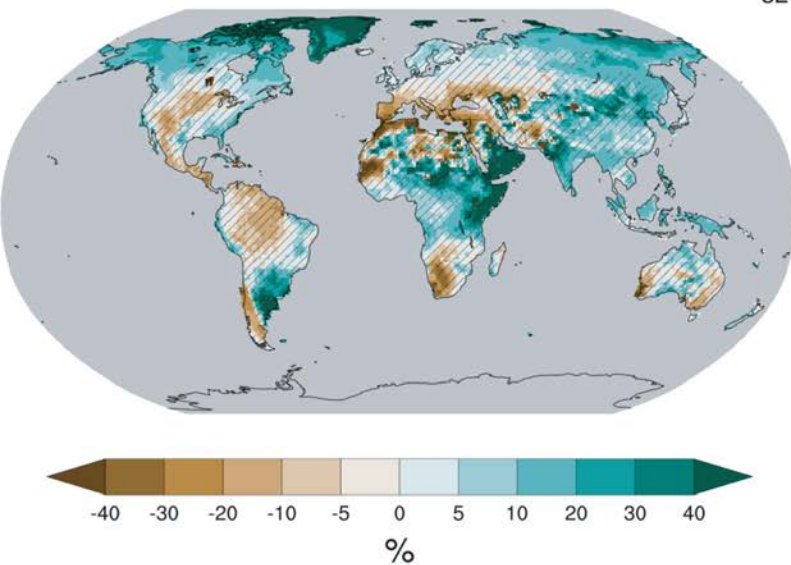
b) Evapotranspiration

37



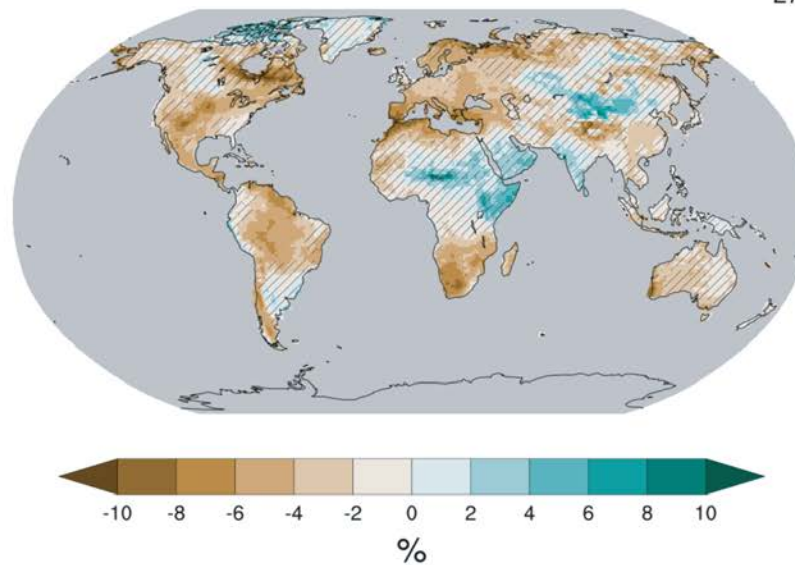
c) Runoff

32



d) Surface soil moisture

27



Color High model agreement ( $\geq 80\%$ )  
Low model agreement ( $< 80\%$ )

## Precipitaciones y disponibilidad hídrica

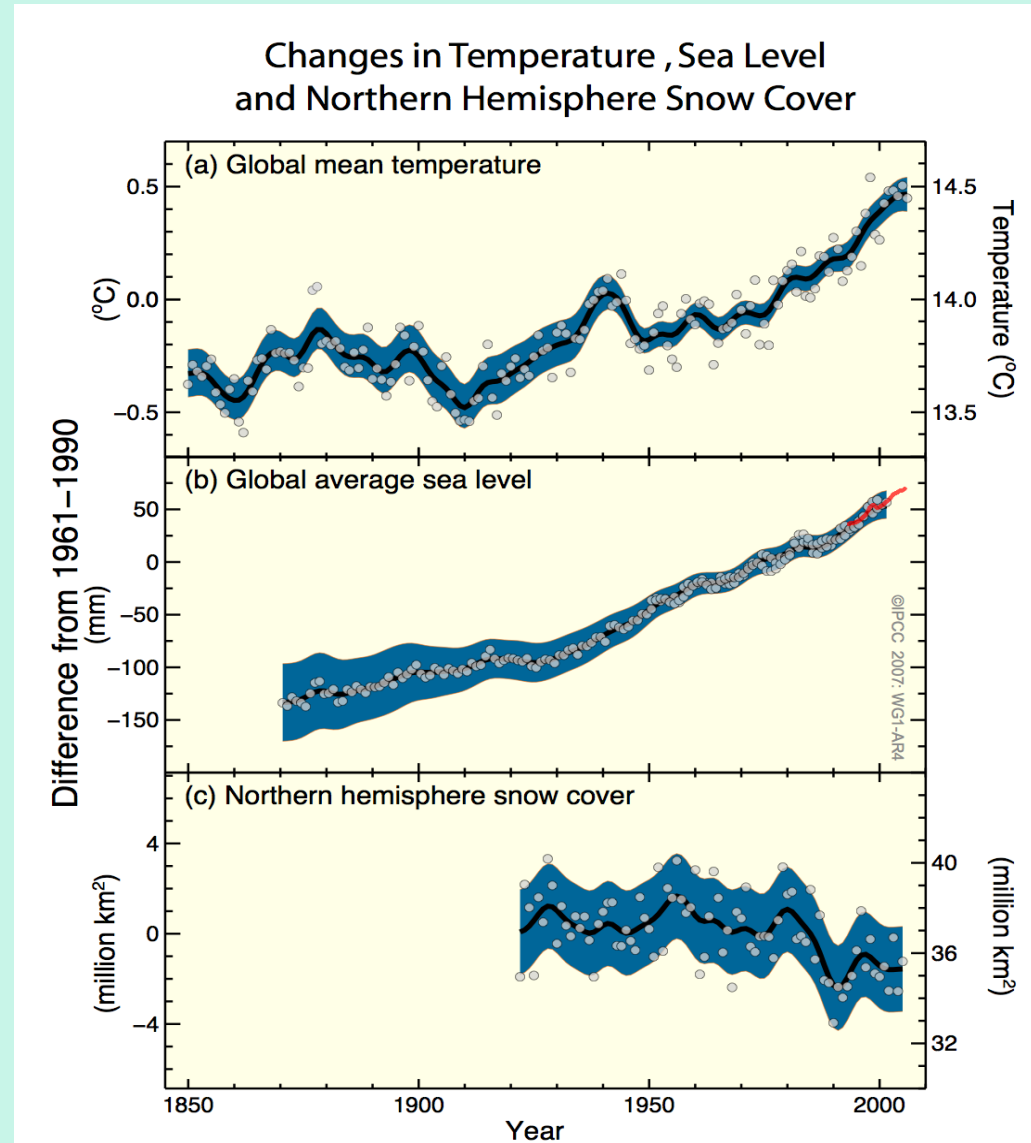
Básicamente, hay un descenso en lluvias terrestres en latitudes tropicales y subtropicales, que se compensa con un incremento en otras zonas. Sin embargo, el efecto de déficit se acentúa a causa del incremento de la demanda atmosférica debida al calentamiento, lo cual resulta en amplias zonas de descenso de la disponibilidad aun cuando aumenten las lluvias.

# Observaciones directas del cambio climático reciente

Temperatura media global

Nivel medio global de los mares

Cobertura nival en el Hemisferio Norte





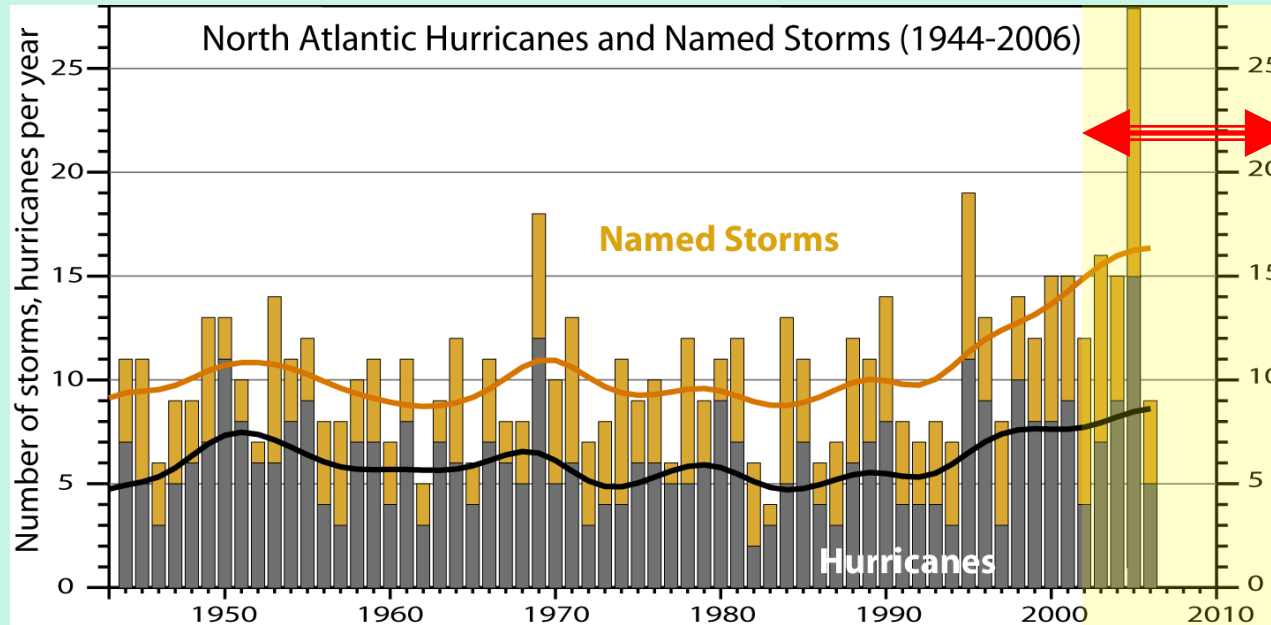
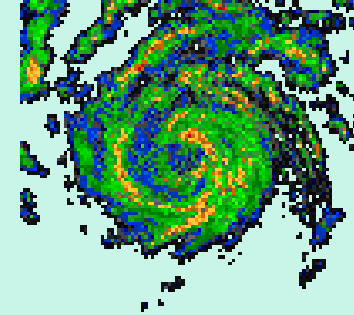
# Otros cambios en eventos extremos

Desde 1950 aproximadamente

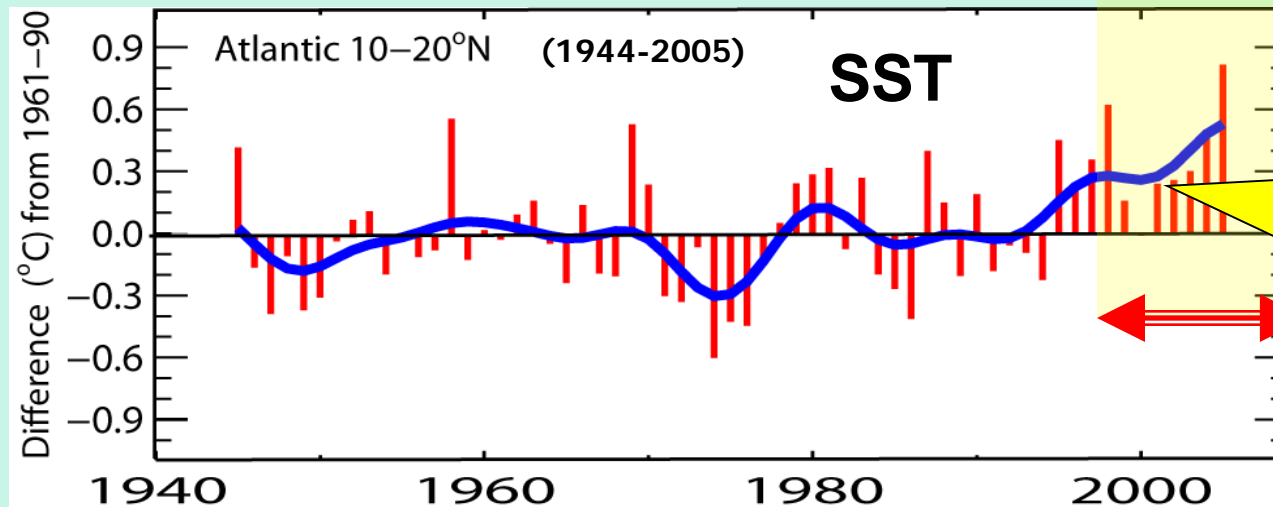
- Cambios generalizados en las temperaturas extremas registradas
- Menor frecuencia de días fríos, de noches frías y de heladas
- Mayor frecuencia de días cálidos, noches cálidas y olas de calor
- Evidencia observada de un incremento de la actividad de ciclones tropicales intensos en el Atlántico N desde 1970, correlacionada con incrementos en las temperaturas superficiales en los mares tropicales
- Sequías más intensas y duraderas se han presentado desde 1970 sobre amplias áreas, particularmente en los trópicos y los subtrópicos.
- Se ha incrementado la frecuencia de precipitaciones más fuertes sobre la mayoría de las áreas continentales.
- Se ha presentado un aumento en la decoloración de los arrecifes de coral, especialmente durante los fenómenos asociados al Niño



# Los huracanes en el Atlántico Norte se han incrementado



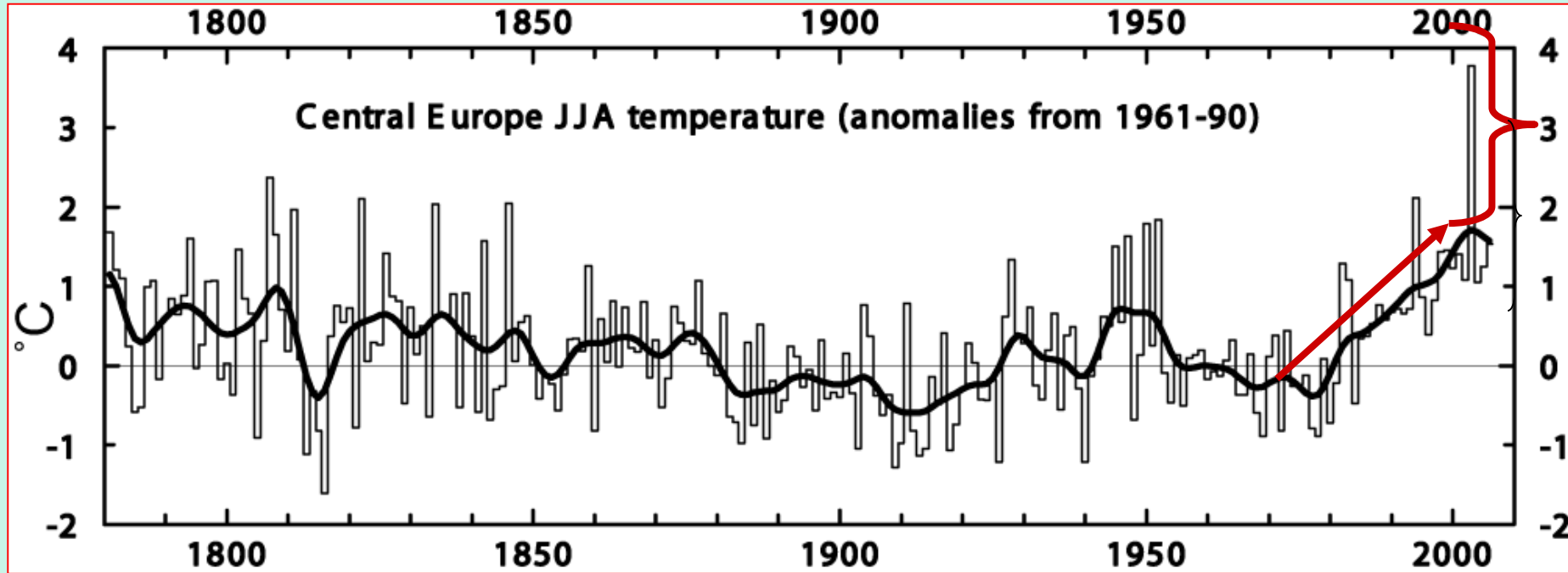
Los huracanes N. Atlánticos se registran mejor a partir de 1944 gracias a la vigilancia aérea.



Marcado incremento después de 1994

El nº total y el % de huracanes intensos está aumentando

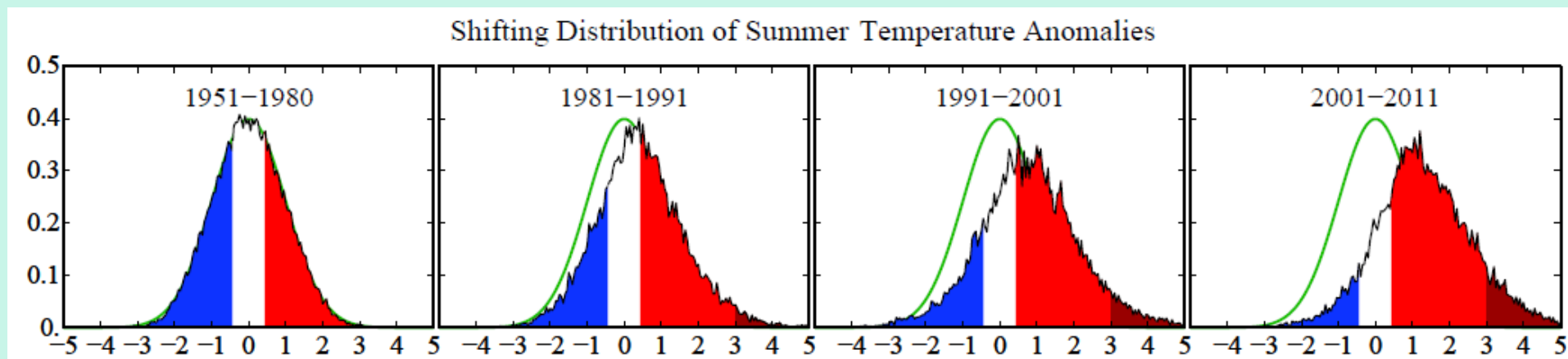
# Las olas de calor están aumentando: el ejemplo europeo



Ola extrema del verano de 2003  
En Europa (verano loco de 2003)

**El calentamiento global está aumentando los eventos extremos de tiempo, principalmente los veranos cálidos.**

**Esto está basado en observaciones, no en modelos.**



La frecuencia de que sucedan (eje vertical) temperaturas anómalas en el trimestre Junio-Julio-Agosto (relativas a la media de 1951-1980) para las tierras del HN en unidades de desviación estándar locales (eje horizontal). Las anomalías en temperaturas en el período 1951-1980 coinciden bien con una distribución normal (en verde, campana de Gauss), en la que se definen las estaciones frías (azul), normales (blanco) y cálidas (rojo), con una probabilidad del 33.3 % cada una. La distribución de las anomalías se ha desplazado hacia la derecha como consecuencia del calentamiento global en las pasadas tres décadas, de manera que lo azul (veranos “fríos”) ahora cubren solo la mitad de un sexto del área de la curva, lo blanco un sexto, el rojo cuatro sextos y el granate (extremadamente cálido) la otra mitad de un sexto..

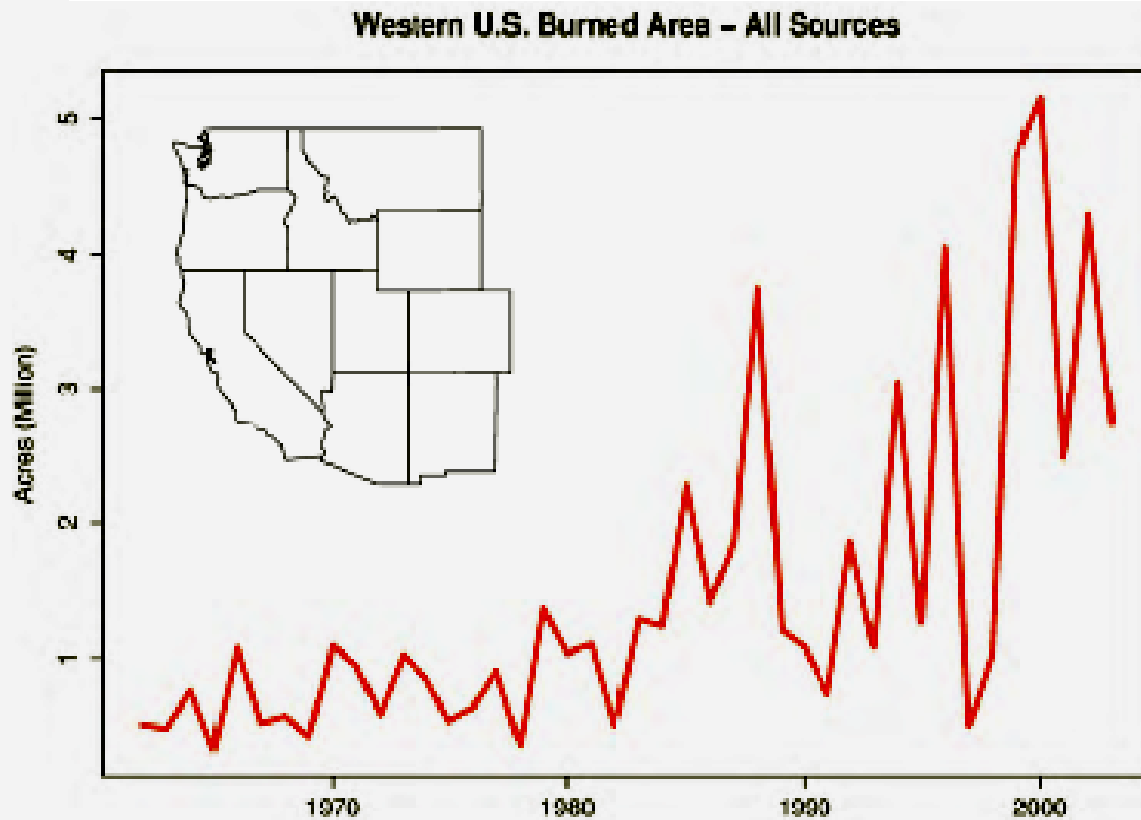
*Fuente: Hansen, J., Sato, M., and Ruedy, R., Proc. Natl. Acad. Sci., 2012.*



## Los Incendios se Incrementan en todo el Mundo

Los incendios en el oeste de los EEUU se han incrementado cuatro veces en 30 años.

Área quemada en el suroeste de los EEUU



Fuente: Westerling et al. 2006

## Los efectos del Cambio Climático en la criosfera y medios marino y costero

- ✱ Los cambios que afectan a la criosfera y los asociados a los sistemas hidrológicos inciden en las áreas de montaña y en las regiones polares: Nuevo suelo antes cubierto de **hielo**, menos innivación y fusión del permafrost: cambios en la estacionalidad, en la abundancia y en la distribución de especies, así como en el funcionamiento de esos ecosistemas.
- ✱ Desde 1950 muchas especies marinas han experimentado desplazamientos en su **distribución** y estacionalidad. Cambios en la composición de especies y **productividad** de esos ecosistemas.
- ✱ Los ecosistemas costeros han sido afectados por el calentamiento oceánico, con olas de calor marinas, **acidificación de las aguas, descenso del oxígeno disuelto**, cambios en la salinidad y ascenso del nivel de los mares.
- ✱ Las comunidades costeras se hallan expuestas a múltiples eventos climáticos extremos como ciclones, inundaciones marinas, etc.

Casquete antártico

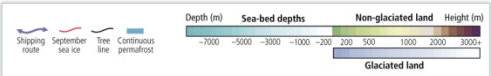
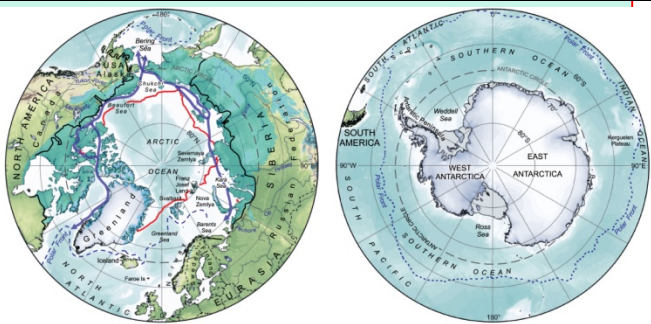


Marr Glacier, Anarctica. © 2000 Gary Braasch. www.worldviewofglobalwarming.org

Banquisa ártica



Greenland © 2001 Gary Braasch • www.worldviewofglobalwarming.org



Hielo

<b>Antártida</b>	<b>13.586.310 km<sup>2</sup></b>
<b>Groenlandia</b>	<b>1.726.400 km<sup>2</sup></b>
<b>Norteamérica</b>	<b>276.100 km<sup>2</sup></b>
Mexico	11 km <sup>2</sup>
USA (con Alaska)	75.283 km <sup>2</sup>
Canada	200.806 km <sup>2</sup>
<b>Sudamérica</b>	<b>25.908 km<sup>2</sup></b>
Patagonia	21.200 km <sup>2</sup>
Argentina (al norte de 47.5°S)	1.385 km <sup>2</sup>
Chile (al norte de 46 ° S)	743 km <sup>2</sup>
Bolivia	566 km <sup>2</sup>
Perú	1.780 km <sup>2</sup>
Ecuador	120 km <sup>2</sup>
Colombia	111 km <sup>2</sup>
Venezuela	3 km <sup>2</sup>
<b>Europa</b>	<b>53.967 km<sup>2</sup></b>
Islandia	11.260 km <sup>2</sup>
Svalbard	36.612 km <sup>2</sup>
Escandinavia (con Jan Mayen)	3.174 km <sup>2</sup>
Alpes	2.909 km <sup>2</sup>
Pirineos/Montes Mediterráneos	12 km <sup>2</sup>
<b>Ex-URSS/Asia</b>	<b>185.211 km<sup>2</sup></b>
Ex-URSS	77.223 km <sup>2</sup>
Turkía/Irán/Afganistán	4.000 km <sup>2</sup>
Pakistán/India	40.000 km <sup>2</sup>
Nepal/Bhutan	7.500 km <sup>2</sup>
China	56.481 km <sup>2</sup>
Indonesia	7 km <sup>2</sup>
<b>Nueva Zelanda/Islas Mares del Sur</b>	<b>7.860 km<sup>2</sup></b>
Nueva Zelanda	860 km <sup>2</sup>
Islas Mares del Sur	7.000 km <sup>2</sup>
<b>Africa</b>	<b>10 km<sup>2</sup></b>
<b>Total</b>	<b>15.861.766 km<sup>2</sup></b>

Tabla 2. Area ocupada por mantos de hielo y glaciares.

# ¿Por qué es importante el hielo?

Las regiones frías del planeta tiene un elevado **albedo** para las radiaciones de onda corta (la mayoría de las que recibimos del sol). Gracias a ellas la temperatura de la Tierra no es más alta.



Si los hielos polares y alpinos se reducen y la tundra retrocede, para ser reemplazada por los bosques de taiga, aparte de los trastornos causados a numerosas especies que habitan estos medios (extinciones, migraciones, etc.), tendrá lugar una notoria disminución del **albedo** terrestre, lo que causará una mayor absorción de la radiación solar por parte de la tierra, acelerando el calentamiento de forma muy sustancial, en un círculo vicioso de sistema de retroalimentación positiva, de modo que ya no serán sólo nuestras emisiones las que impulsen el calentamiento (trigger effect).



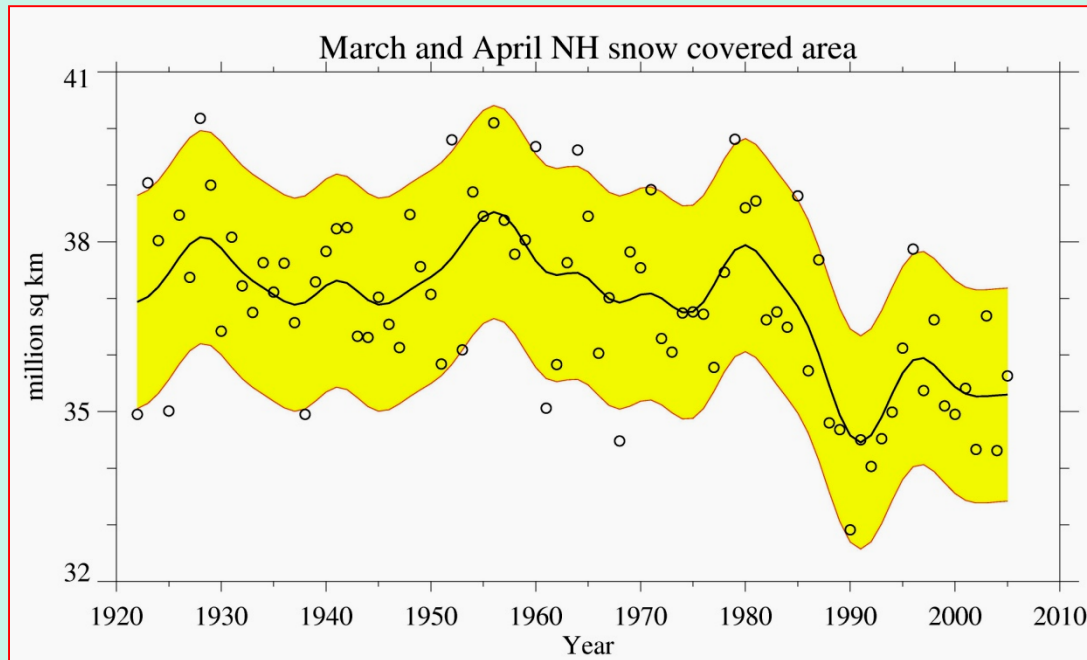
# Cambios en el Ártico y en el suelo helado

- El promedio de reducción del hielo ártico es de 2.7 % por década, y en verano alcanza el 7.4 % ; últimamente (NASA) la reducción de la cobertura mínima ha llegado una tasa de reducción del 12,2 %
- Las temperaturas en la superficie de la capa del permafrost se han incrementado, de forma general, hasta 3°C desde los 80
- Los suelos estacionalmente helados se han reducido en un 7% en el Hemisferio Norte desde 1900, en primavera hasta un 15%.

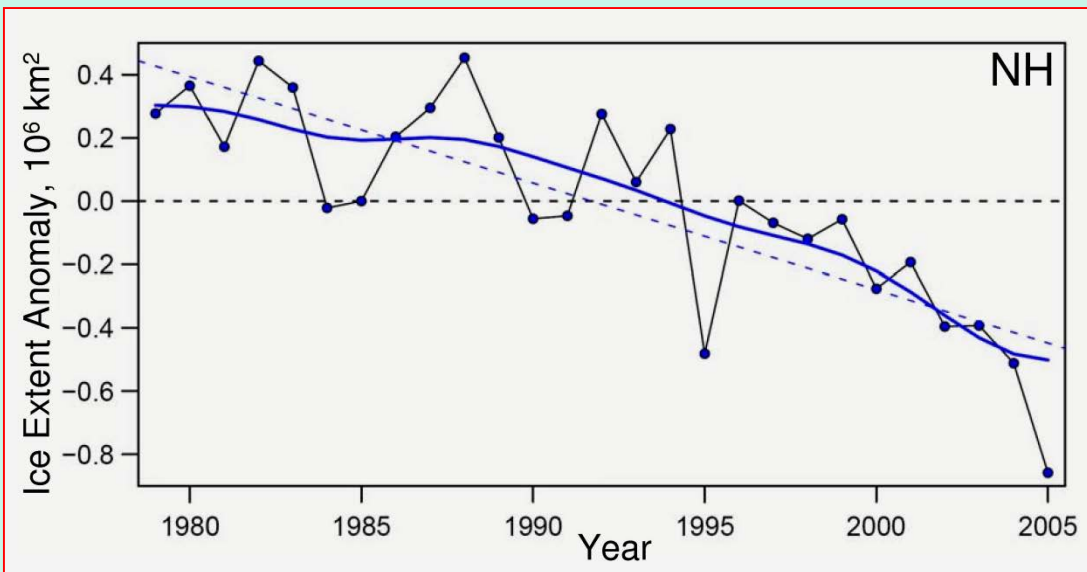


Figura 68. Mapa del Ártico.

# La cobertura de hielo y el mar helado del Ártico están decreciendo



**La cobertura de la nieve primaveral muestra un descenso paulatino del 5% a lo largo de los 80**



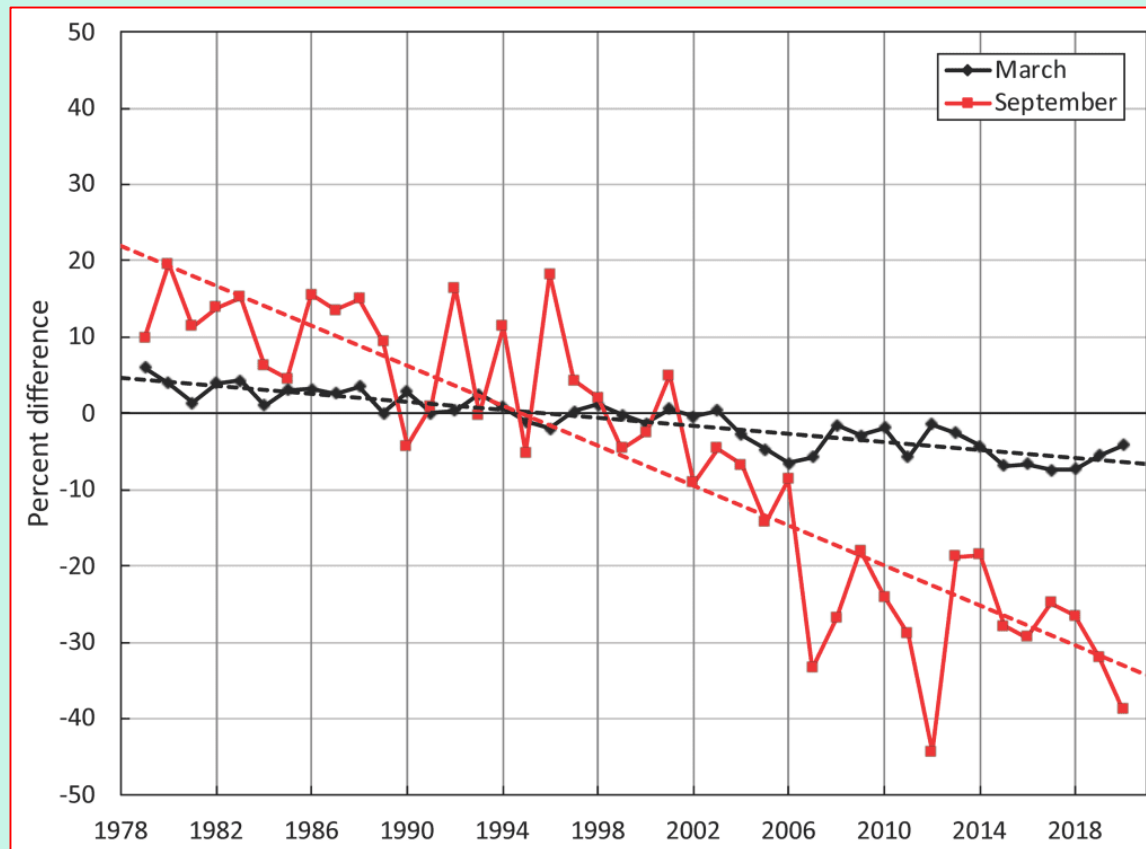
**El área de hielo ártico ha descendido un 2.7% por década (en verano un -7.4%/década)**



Monthly average sea ice extent map for (left) March 2020 and (right) September 2020 in the Arctic

# EXTENSIÓN MÍNIMA Y MÁXIMA DEL HIELO MARINO DEL ÁRTICO

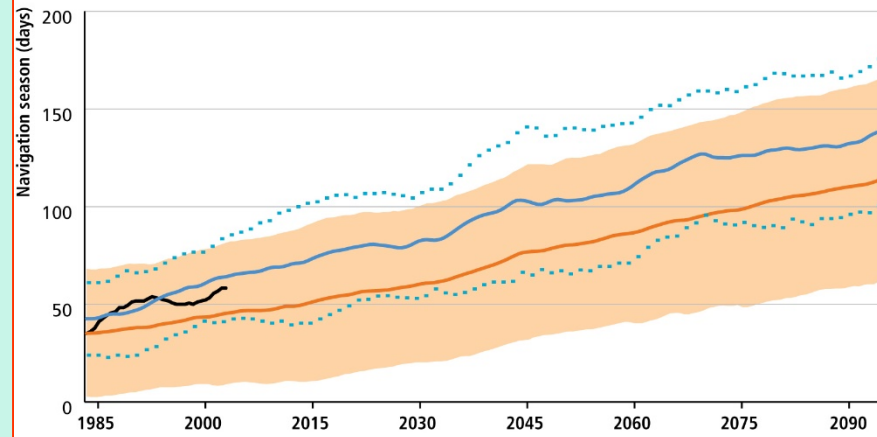
El hielo marino del Ártico alcanza su extensión mínima (el área en la que los sensores satelitales muestran que los píxeles individuales están cubiertos de hielo en al menos un 15%) cada septiembre. El hielo marino de septiembre del Ártico ahora se está reduciendo a una tasa del 12.3% por década, en comparación con su extensión promedio durante el período de 1981 a 2010.



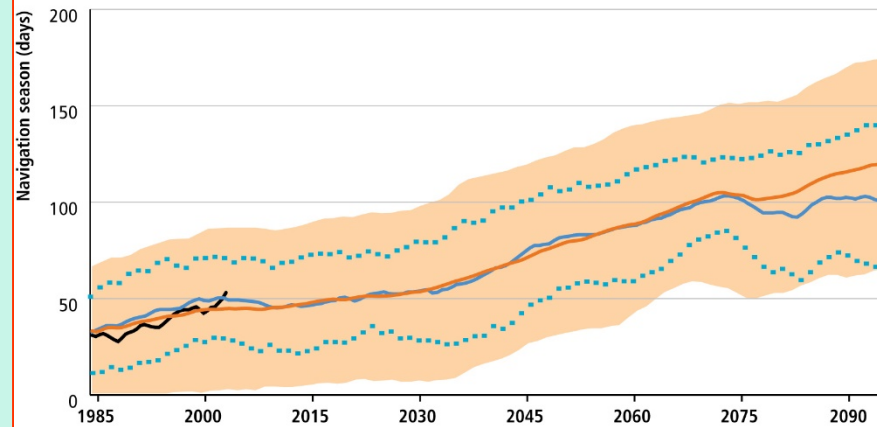
**TASA DE CAMBIO: 12.3 % por década**



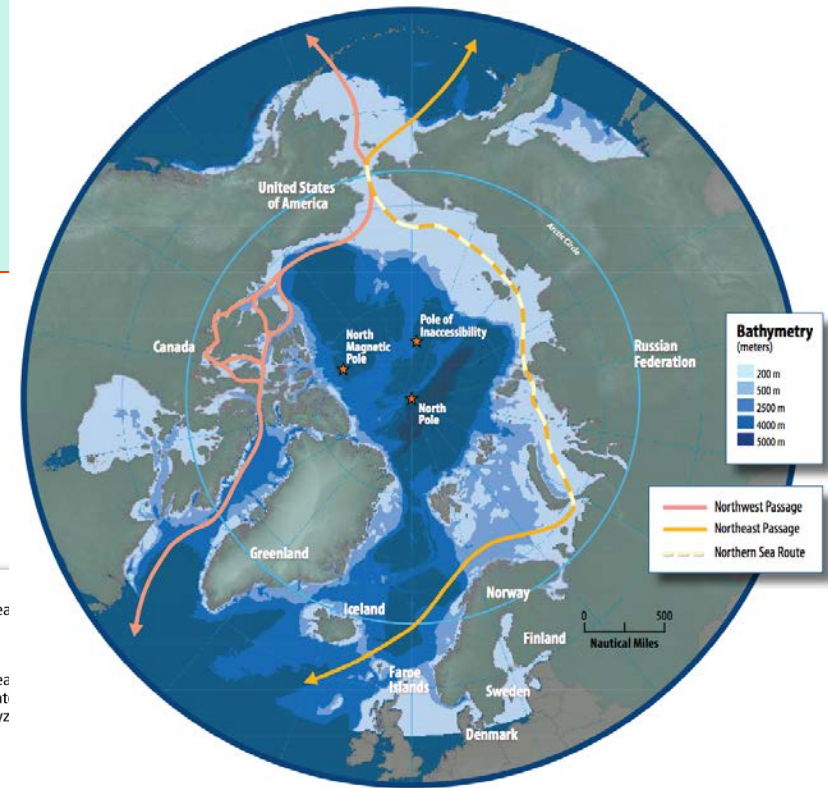
(a) Northern Sea Route



(b) Northwest Passage

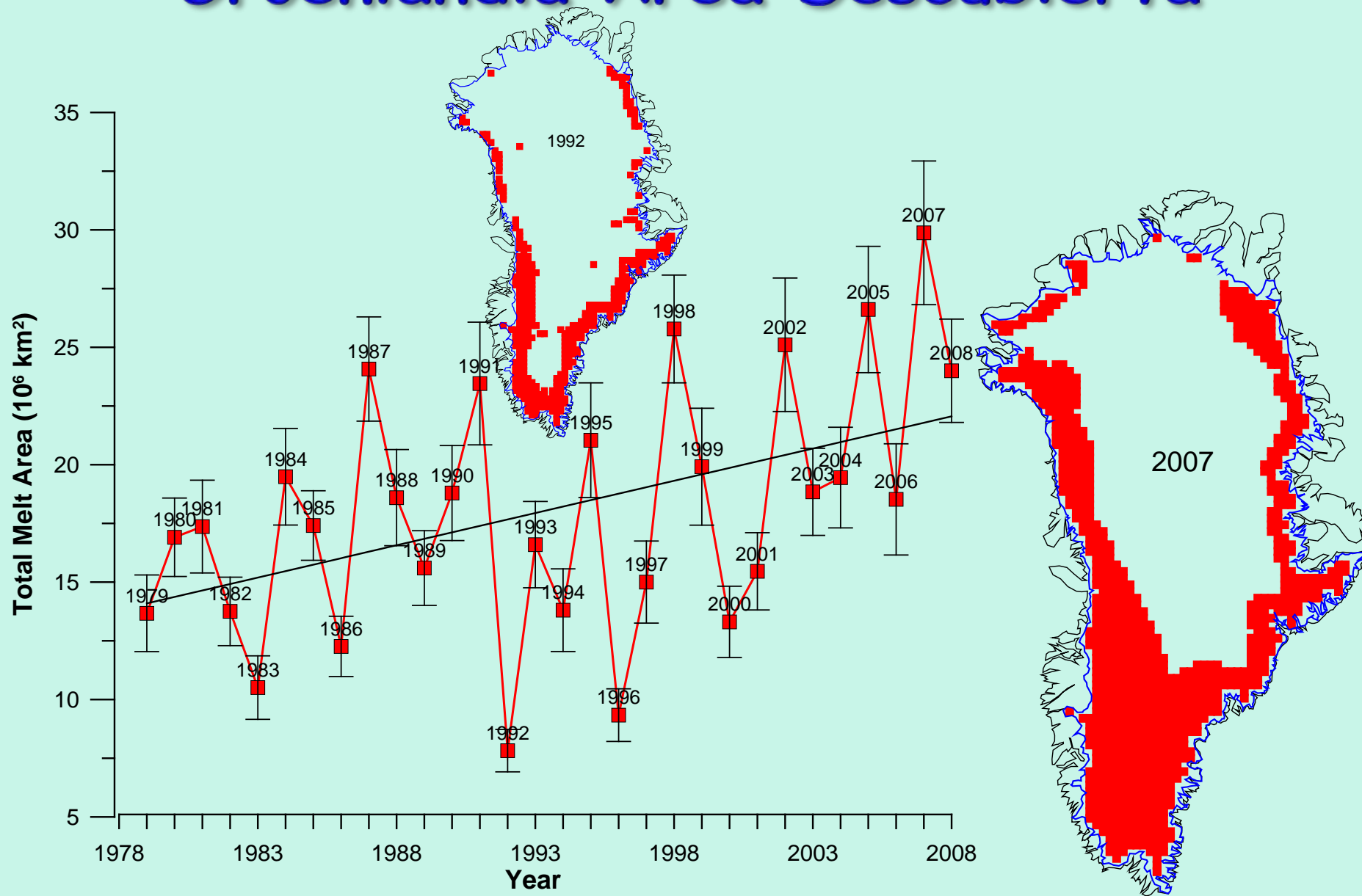


- Navigation sea length from satellite data
- Navigation sea length estimated from all analysis models
- Inter-model standard deviations
- Navigation season length estimated from "best" models
- Inter-model standard deviations



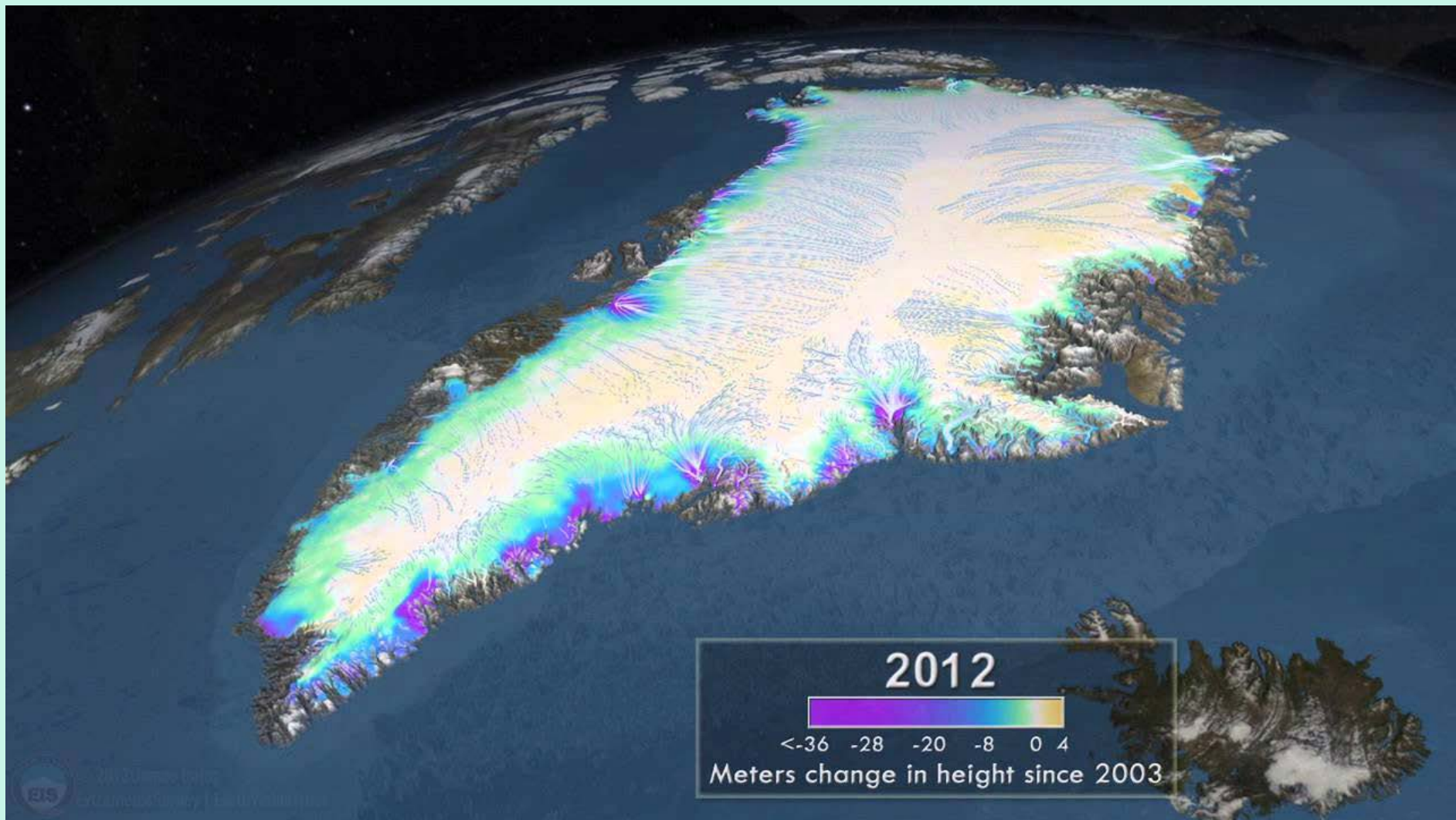
Período de navegación anual en el Ártico: la ruta del Mar del Norte y el paso del Noroeste

# Groenlandia Área Descubierta



Area on Greenland with snowmelt.

Graph credit: Konrad Steffen, Univ. Colorado





# Fusión del hielo superficial en Groenlandia

Agua procedente de la fusión del hielo descendiendo por una canal hacia la base del casquete de hielo.

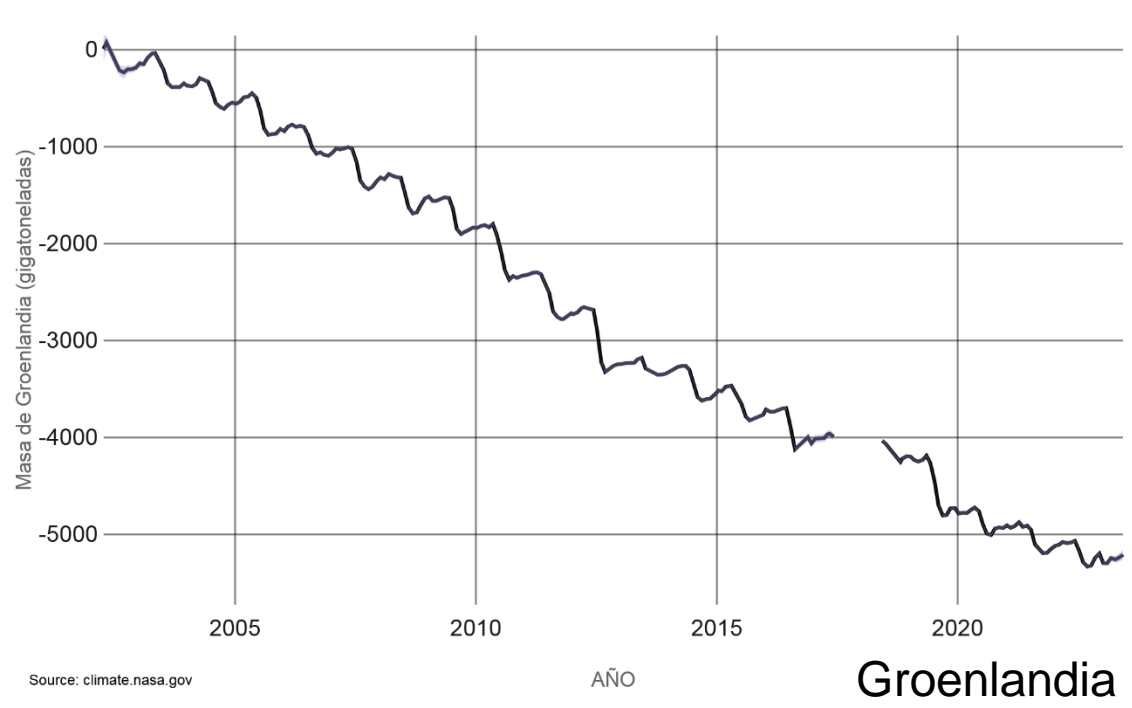
*Fuente: Roger Braithwaite,  
University of Manchester (UK)*





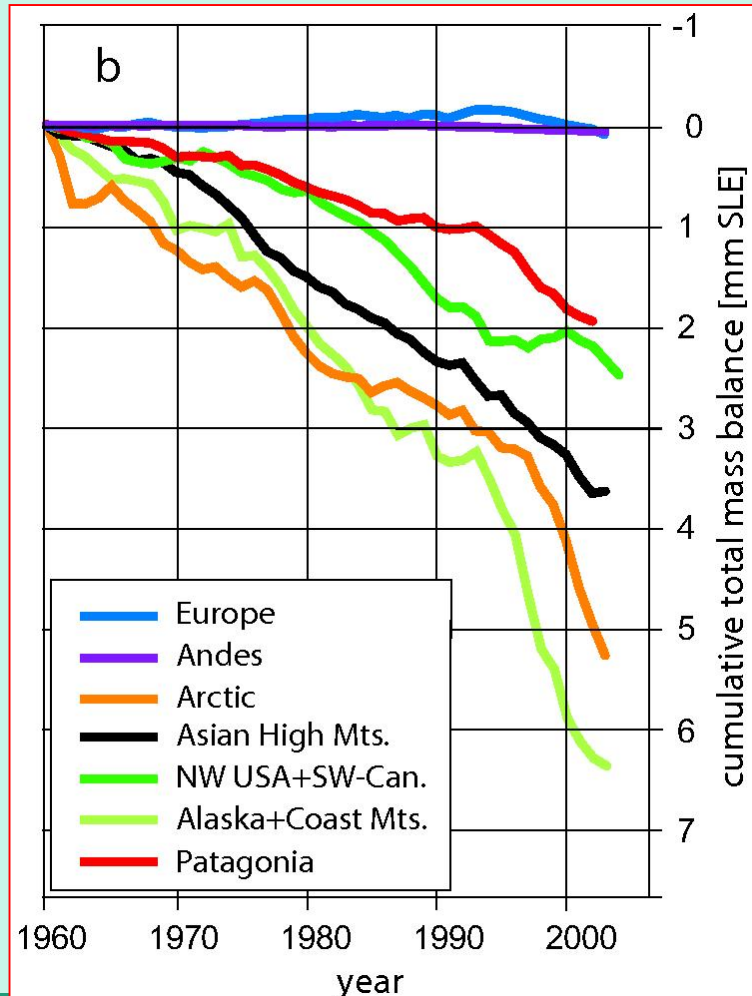


Y más recientemente, las pérdidas de hielo continúan, tanto en la Antártida como en Groenlandia. Esto es importante porque las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida almacenan alrededor de dos tercios de toda el agua dulce de la Tierra.

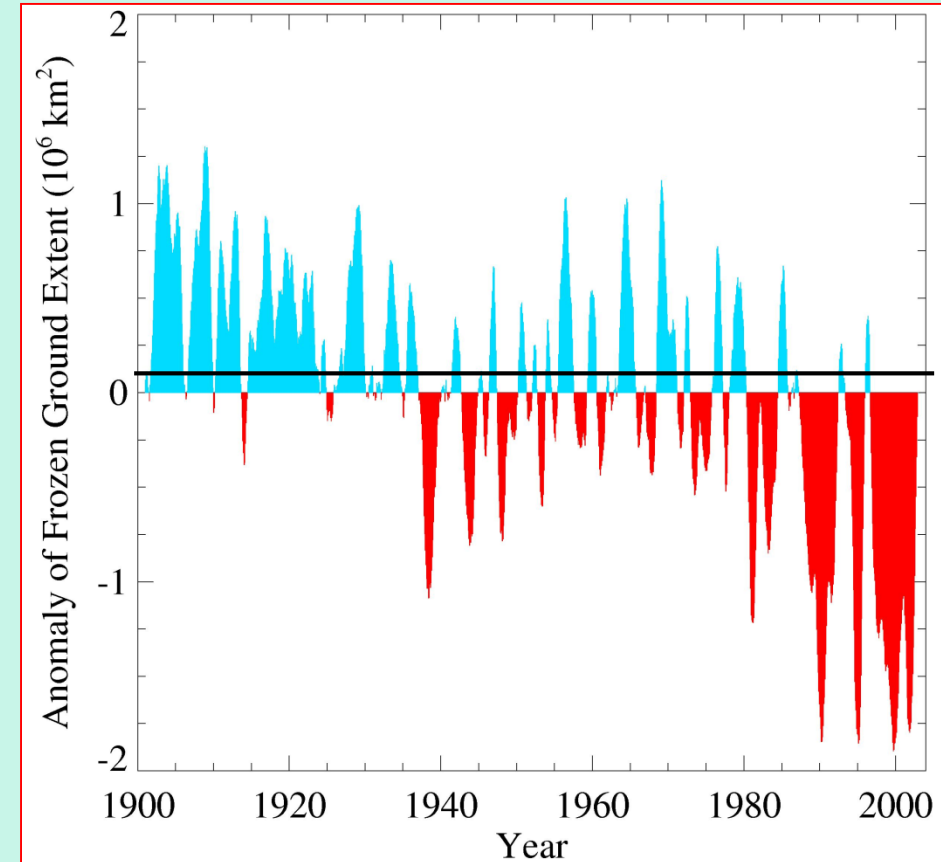


Se están perdiendo anualmente en el período 2006-2015, 278 Gt/año de hielo terrestre en Groenlandia, 155 en la Antártida y 220 en los glaciares del mundo, total: 453 Gt/año, responsables de la elevación de 1,81 mm/año del nivel de los mares. El agua de deshielo proveniente de estas capas de hielo es responsable de aproximadamente un tercio del aumento promedio global del nivel del mar desde 1993.

# Los glaciares terrestres y el suelo helado retroceden



**Aceleración del retroceso  
Glaciar desde principios  
de los 90**



**El área de suelo  
estacionalmente helado en el  
HN ha descendido a un 7%  
entre 1901 y 2002**



Retroceso de glaciares de montaña  
y del permafrost ártico



## Glaciar de Rongbuk (Himalaya)



El de Rongbuk, es el glaciar mayor de la cara norte del Everest: en 1968 (arriba) y 2007 (abajo).

Los glaciares están retrocediendo rápidamente en todo el mundo, incluyendo Las Rocosas, Los Andes, Los Alpes, Los Himalayas.

Los glaciares proveen agua dulce a los ríos en la estación seca y amortiguan las inundaciones de primavera.





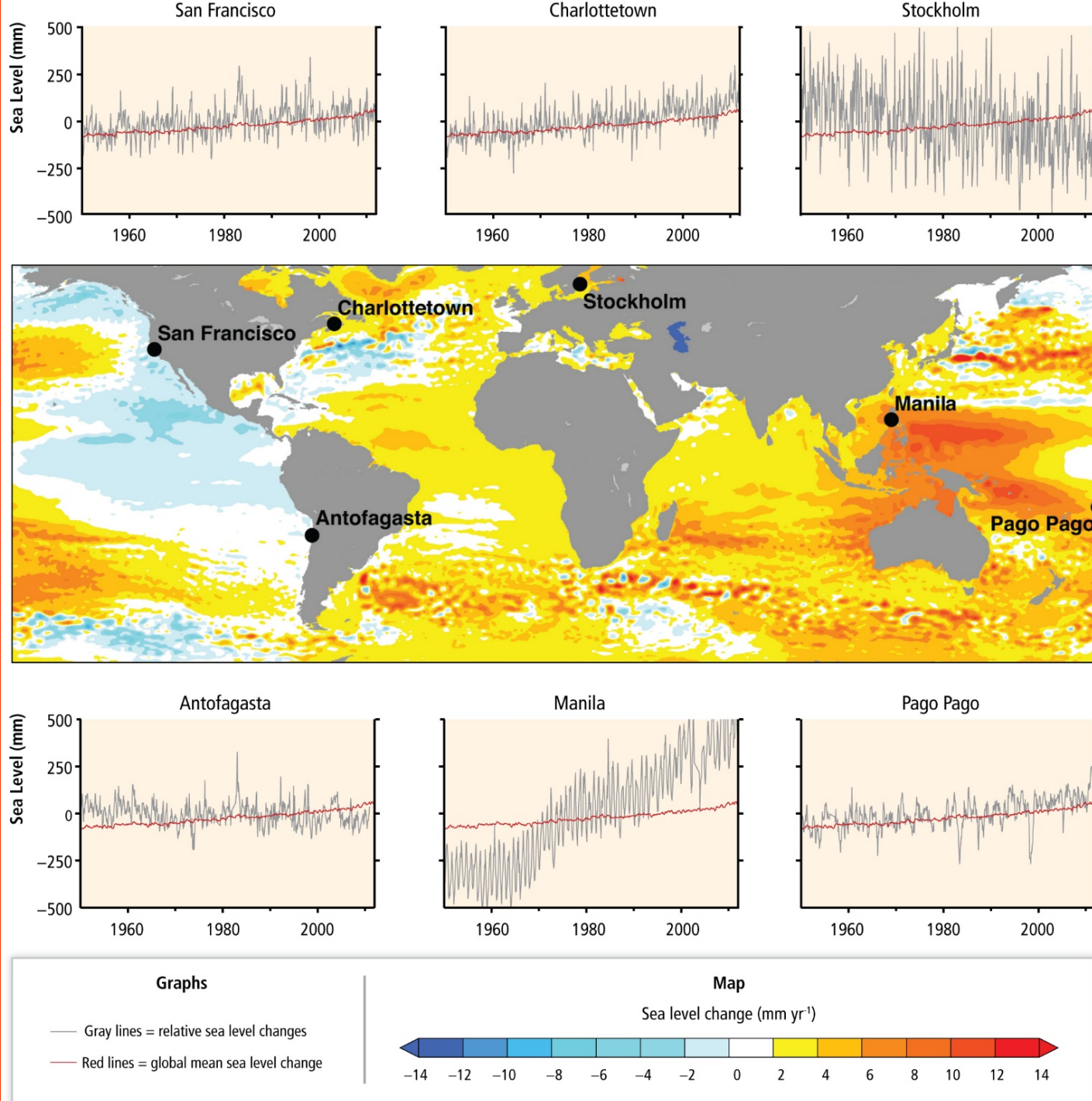
*Cambios observados en el Glaciar de Upsala en la Patagonia argentina.  
Diferencias entre 1928 y enero de 2004.*

# La perspectiva paleoclimática

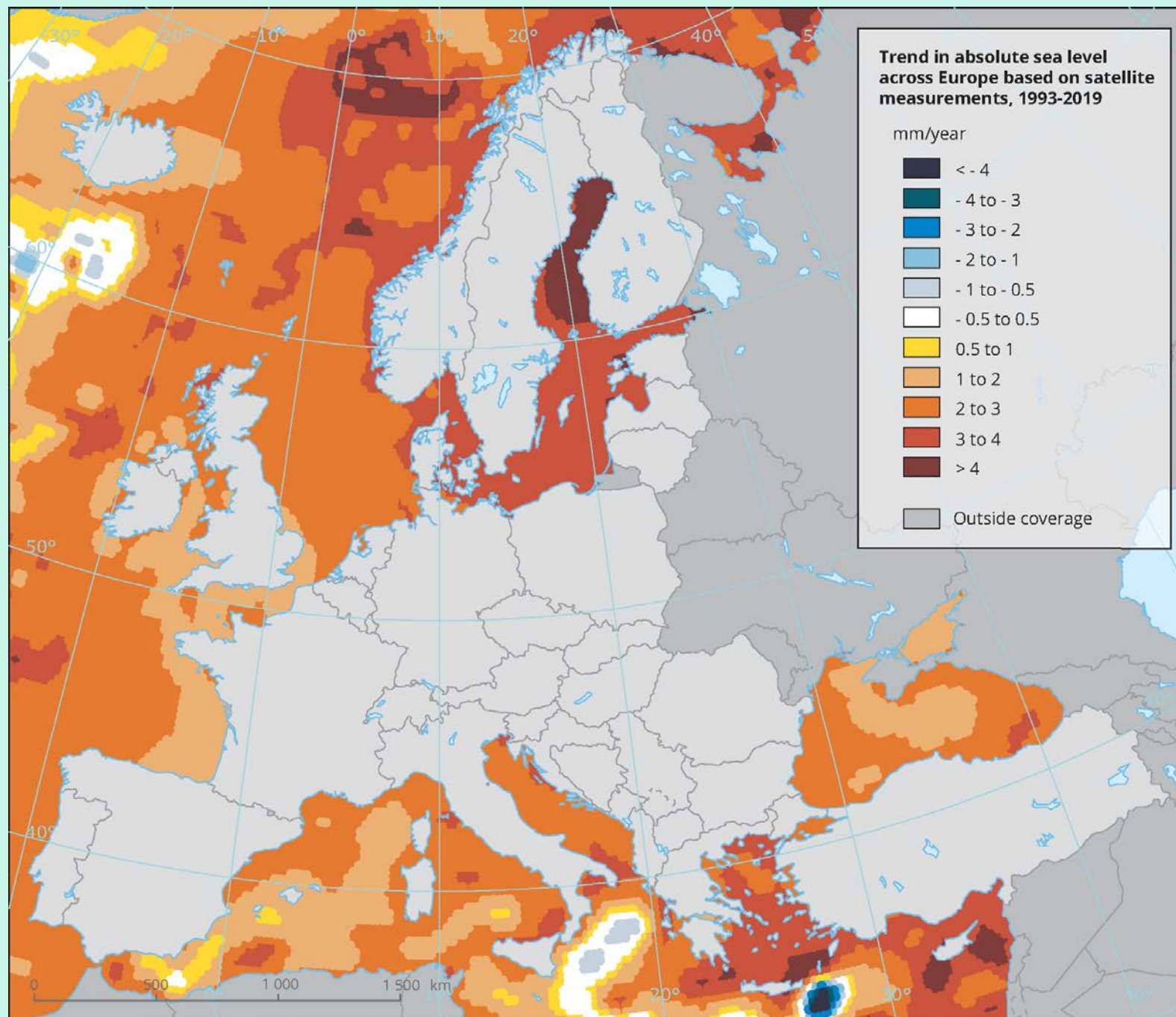
**La información acerca del clima del pasado (paleoclima) sustenta la interpretación de que el calor del último medio siglo es inusual en transcurso de los últimos 1300 años. La última vez que las regiones polares fueron significativamente más cálidas que en la actualidad a lo largo de un tiempo prolongado (cosa que sucedió hace unos 125.000 años), la reducción en el volumen del hielo polar condujo a una elevación de entre 4 y 6 m en el nivel de los mares.**

# El nivel de los mares

La elevación del nivel de los mares es desigual







## El nivel de los mares

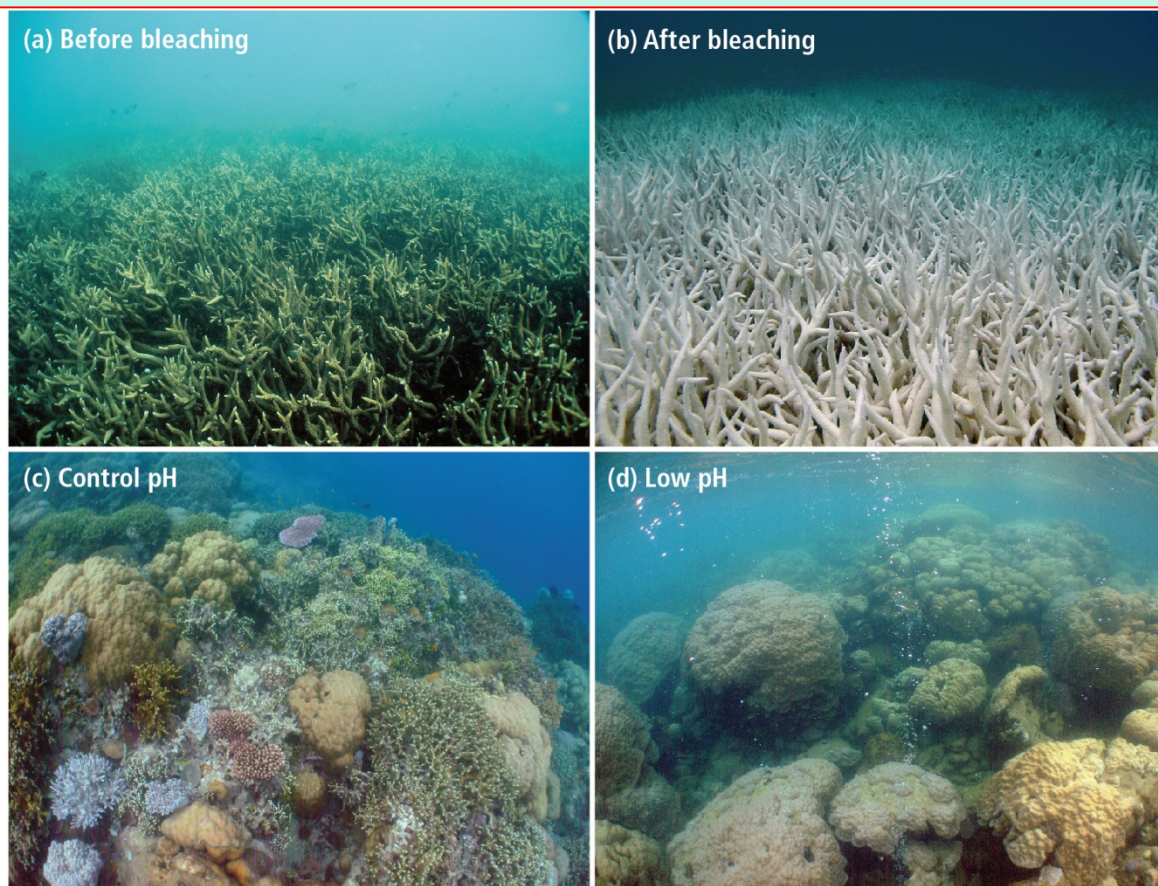
Velocidad del ascenso  
del nivel del mar en  
Europa



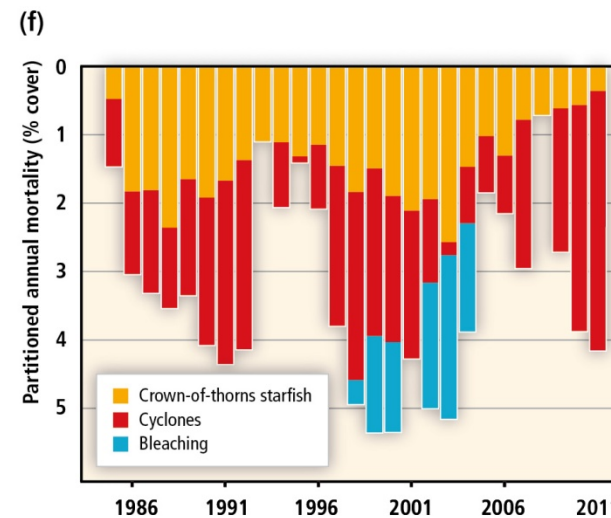
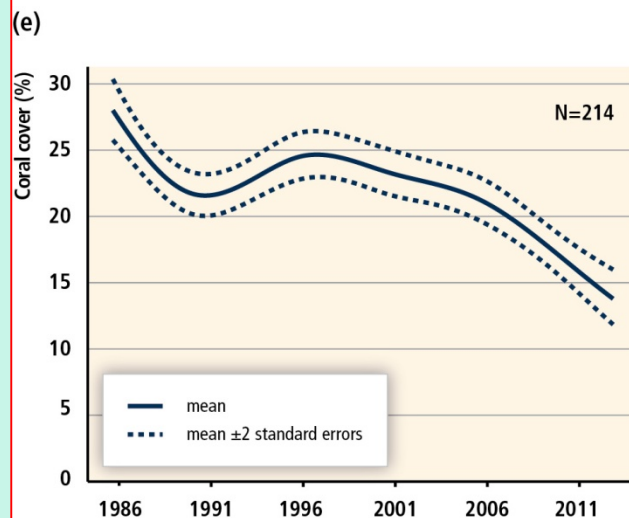
## El pH de los mares

El pH en el mar.  
La disolución de  $\text{CO}_2$  causa acidificación

Se ha observado un aumento en la decoloración de los arrecifes de coral –blanqueo del coral- en parte inducido por la acidificación del agua

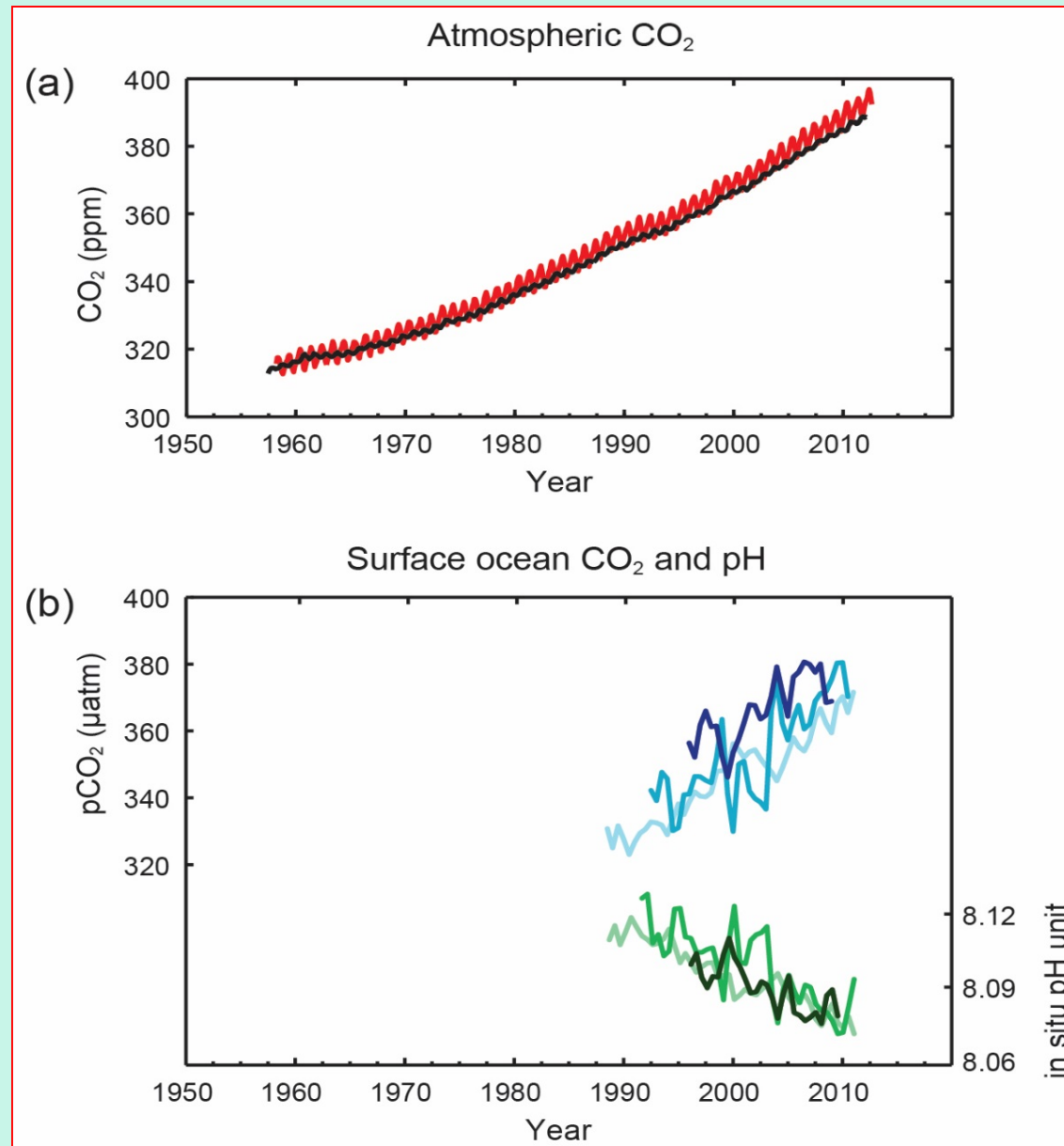


Los océanos superficiales han registrado un descenso de aproximadamente 0,1 unidades de pH desde el inicio de la Revolución Industrial. Aunque no parezca un gran cambio, ya que la escala de pH es logarítmica supone que el agua es un 28% más ácida que antes.



La curva de CO<sub>2</sub> atmosférico, la de CO<sub>2</sub> disuelto en los océanos y su pH

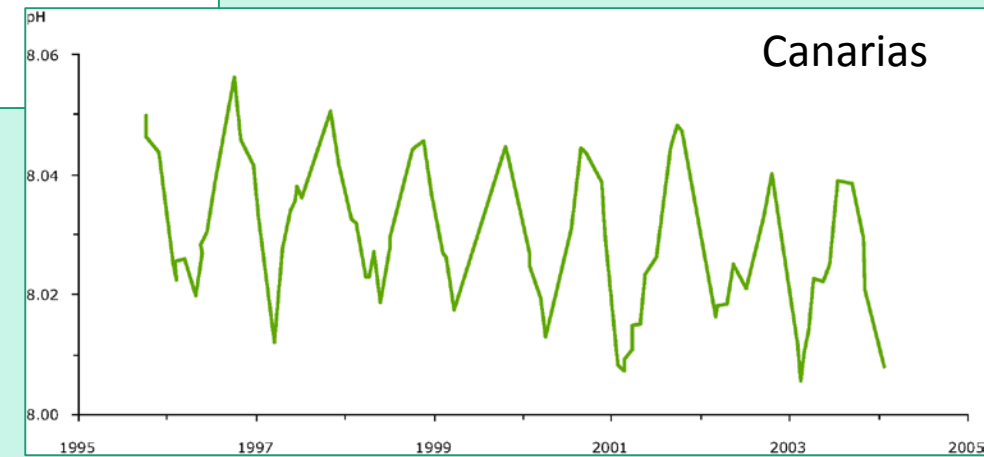
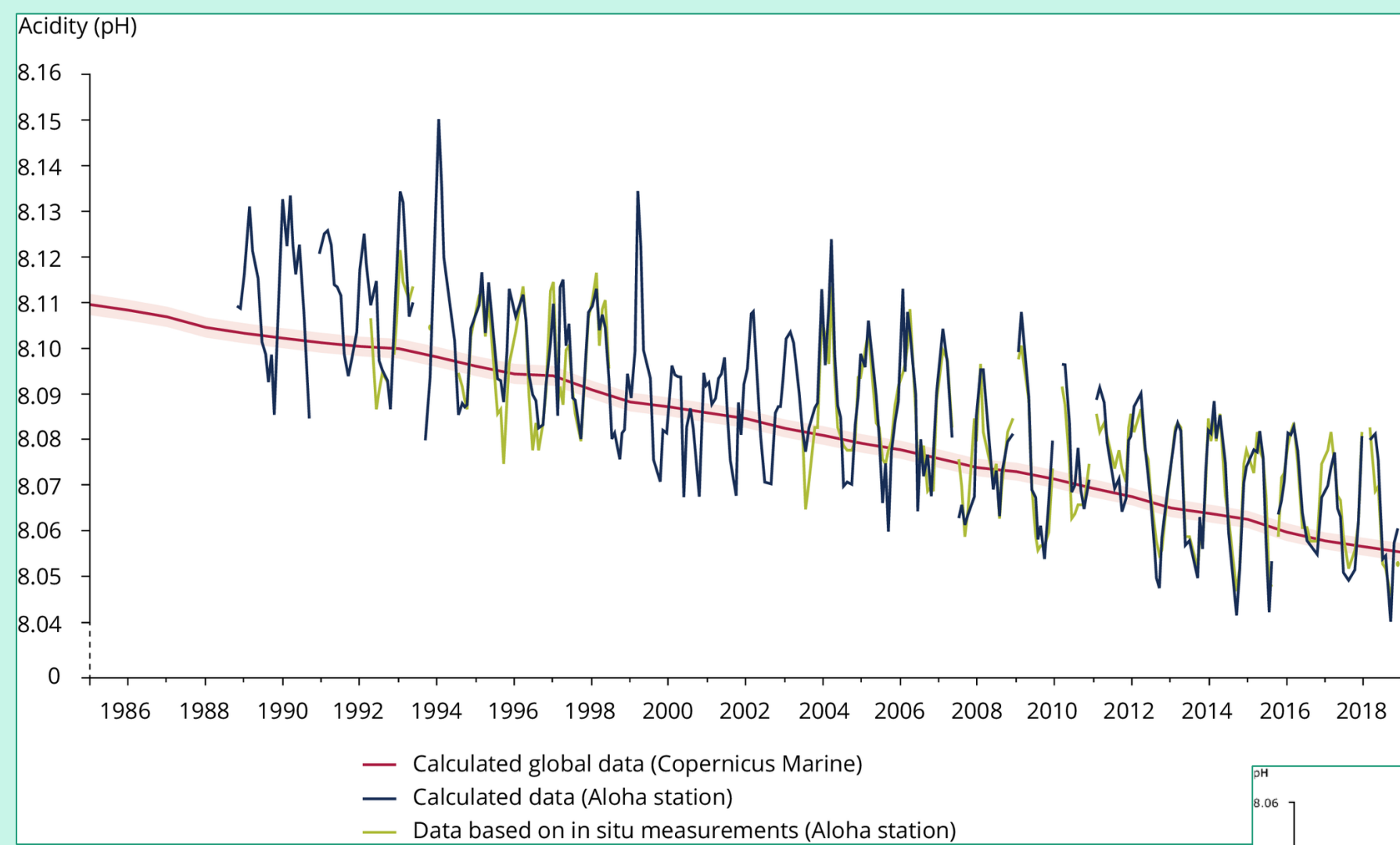
El pH de los mares



Hemos alcanzado los 406,94 ppm de CO<sub>2</sub> en la atmósfera estos días

# El pH de los mares

pH de los océanos



## Los efectos del Cambio Climático en los ecosistemas terrestres

- \* Desde el tiempo pre-industrial las temp. del aire superficial terrestre han subido casi el doble que lo han hecho las globales. Ello ha causado un incremento de la frecuencia e intensidad de los eventos extremos, con un impacto negativo sobre la seguridad alimentaria y los ecosistemas terrestres, habiendo también contribuido a la desertificación y a la degradación de la tierra en muchas regiones.
- \* El calentamiento global implica desplazamientos de las zonas climáticas en muchas regiones del mundo, con expansión de las zonas áridas y cálidas y contracción de las frías. Ello ha causado cambios en los rangos geográficos y altitudinales de muchas especies, así como de sus abundancias poblacionales y de sus fenologías estacionales.

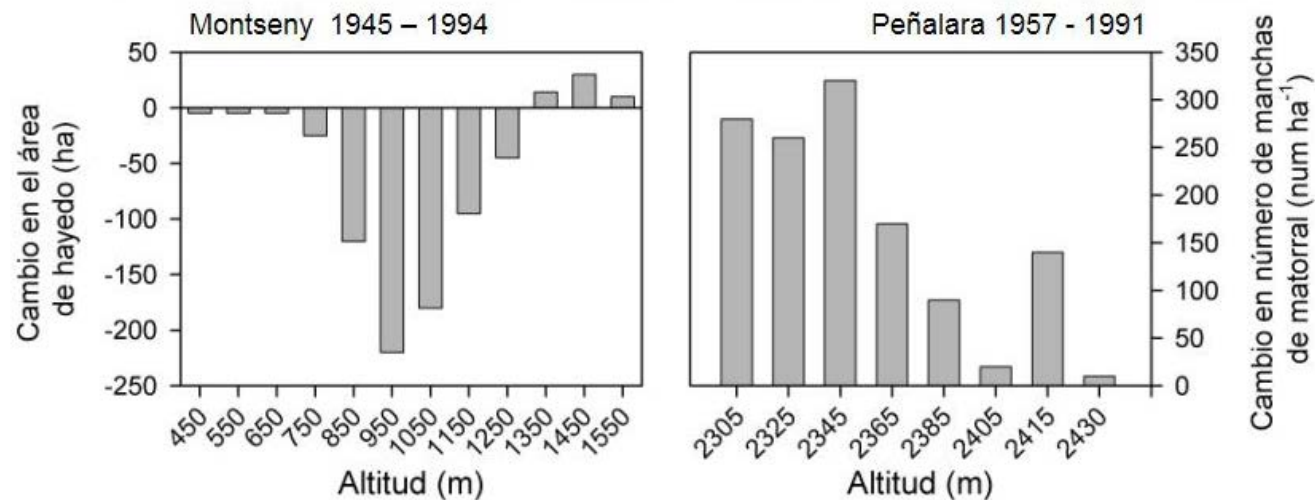
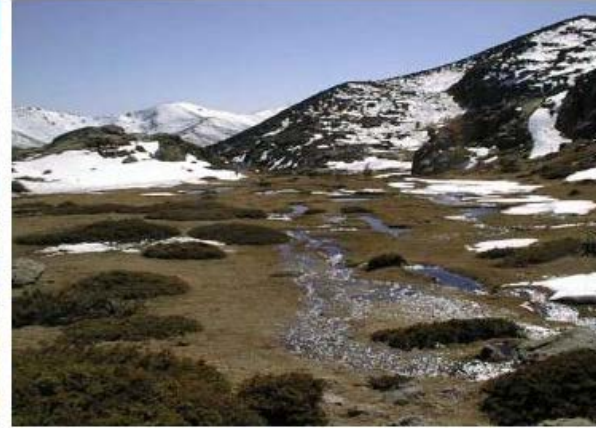


## Los efectos del Cambio Climático en los ecosistemas terrestres

Hayas y brezos en Les Agudes, 1703 m



Piornos en las Lagunas de Peñalara, 2200 m



### Alta montaña:

- \* Fuerte amenaza por CC
- \* Desplazamientos altitudinales

Migración altitudinal de formaciones vegetales en dos montañas (Macizo del Montseny, Barcelona, y del Peñalara, Sierra de Guadarrama, Madrid) durante la segunda mitad del siglo XX. En Montseny se muestran los cambios en la superficie de los bosques de hayas para un periodo de 49 años de progresivo calentamiento y cambios en los usos del suelo (tomado de Peñuelas y Boada 2003), mientras que en Peñalara se muestra el incremento en el número de manchas de arbustos por hectárea tras 34 años (elaborado a partir de promedios de los transectos SW-NE y W-E de Sanz-Elorza *et al.* 2003).

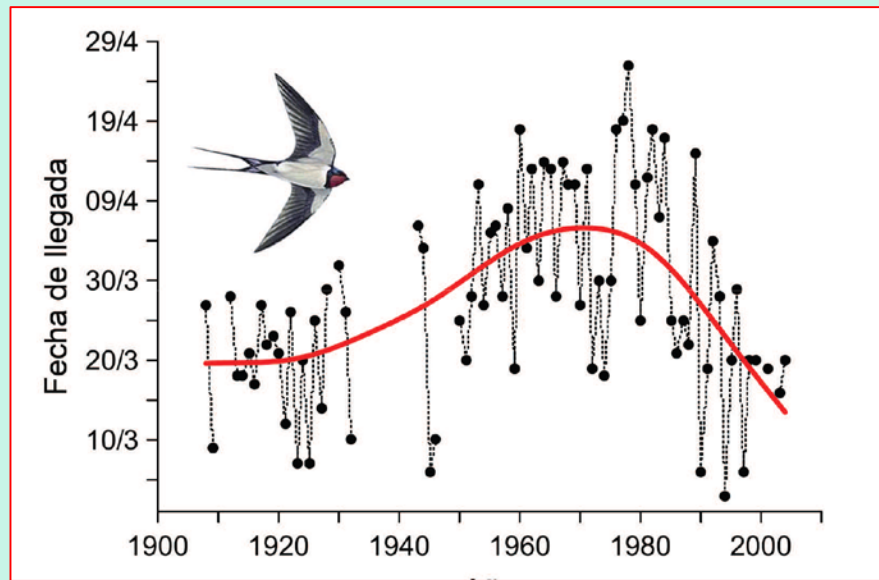


## Los efectos del Cambio Climático en los ecosistemas terrestres

Avance de la comunidad  
arbustiva (principalmente *Cytisus  
oromediterraneus* y *Adenocarpus  
hispanicus* sobre los pastos  
psicroxerófilos del pico del  
Nevero (2200m), Sierra de  
Guadarrama. Fuente: Alfredo  
García Fernández

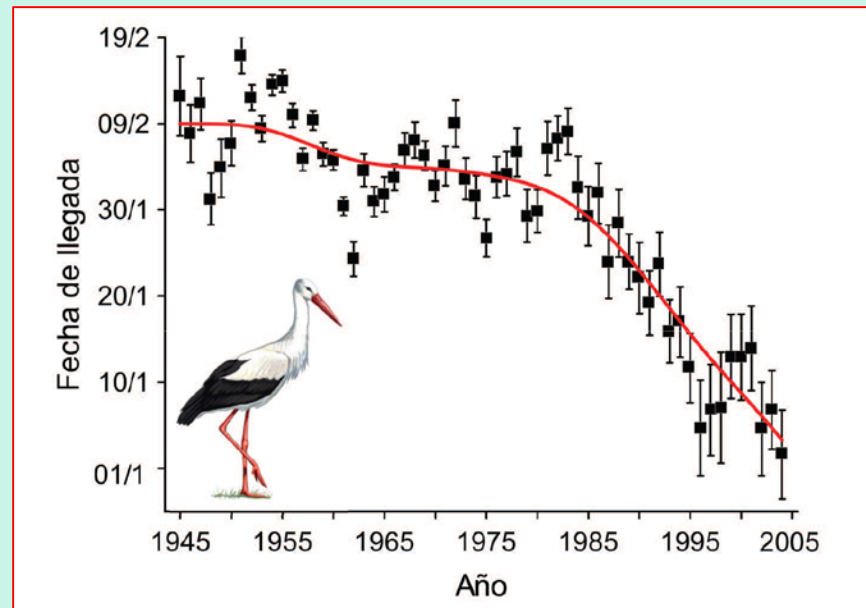




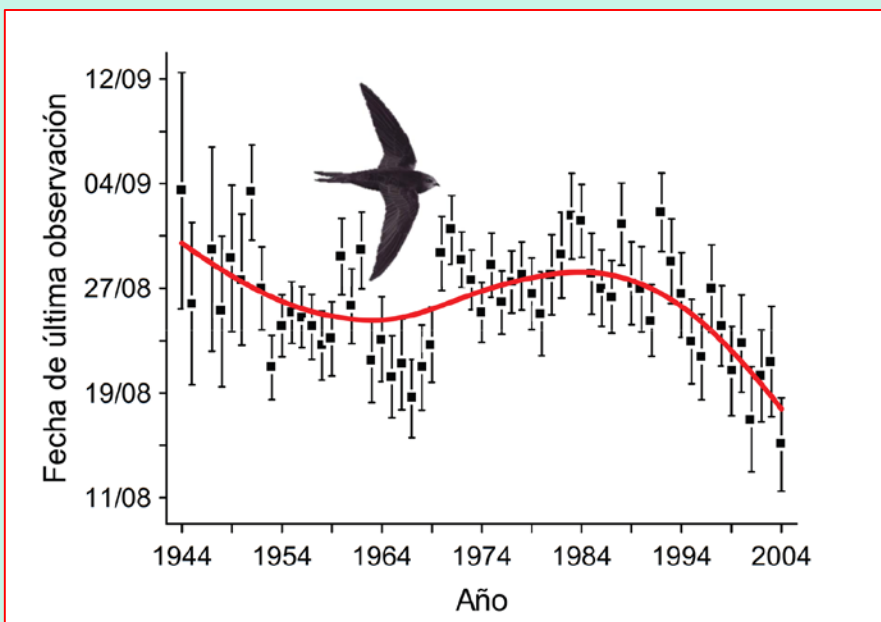


Llegada de la golondrina a Tortosa 1908-2004

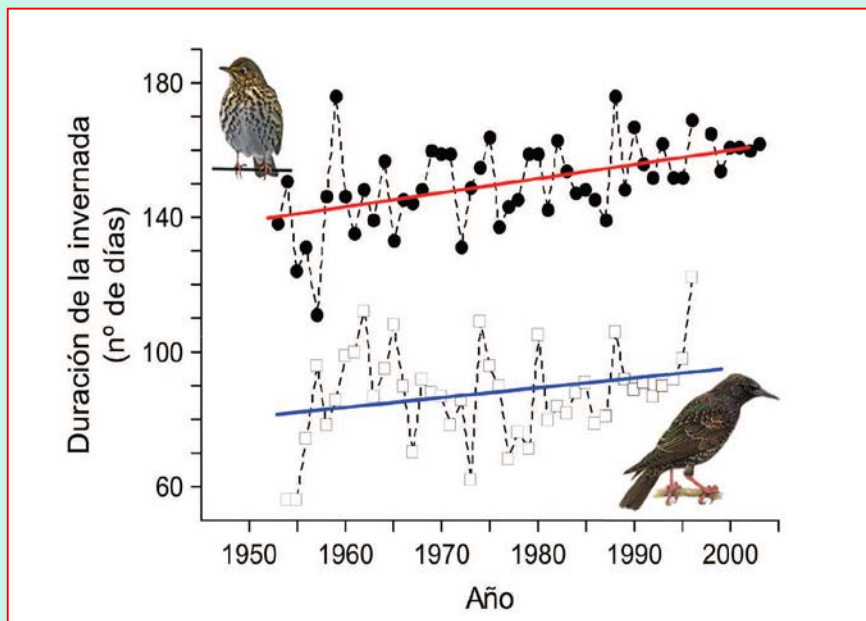
Alteraciones en las fechas de migración de aves (Gordo & Sanz 2005)



Llegada de la cigüeña a España 1945-2004

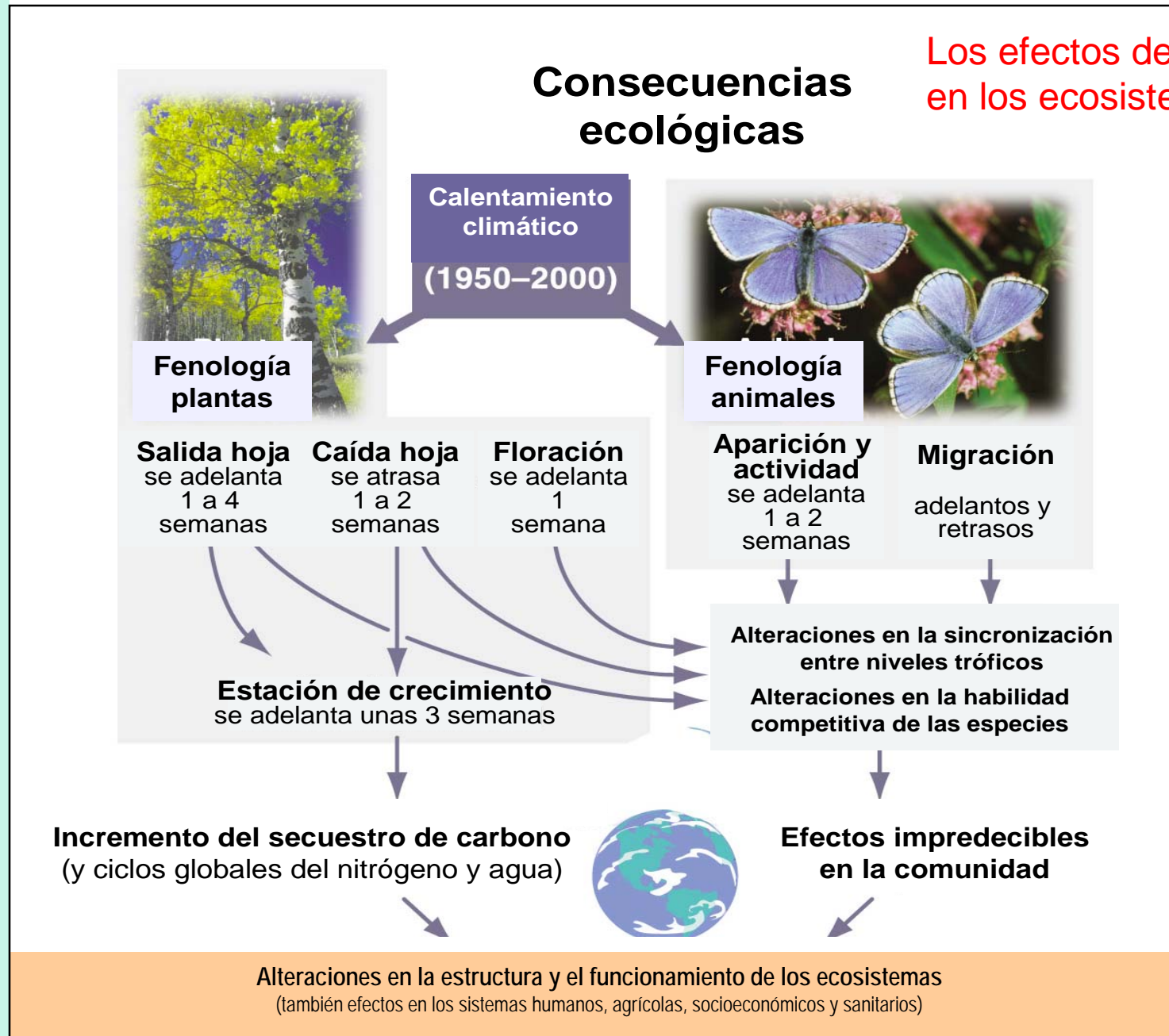


Vencejo desde España 1944-2004



Estancia en Tortosa del zorzal y el estornino entre 1953 y 2003

## Los efectos del Cambio Climático en los ecosistemas terrestres



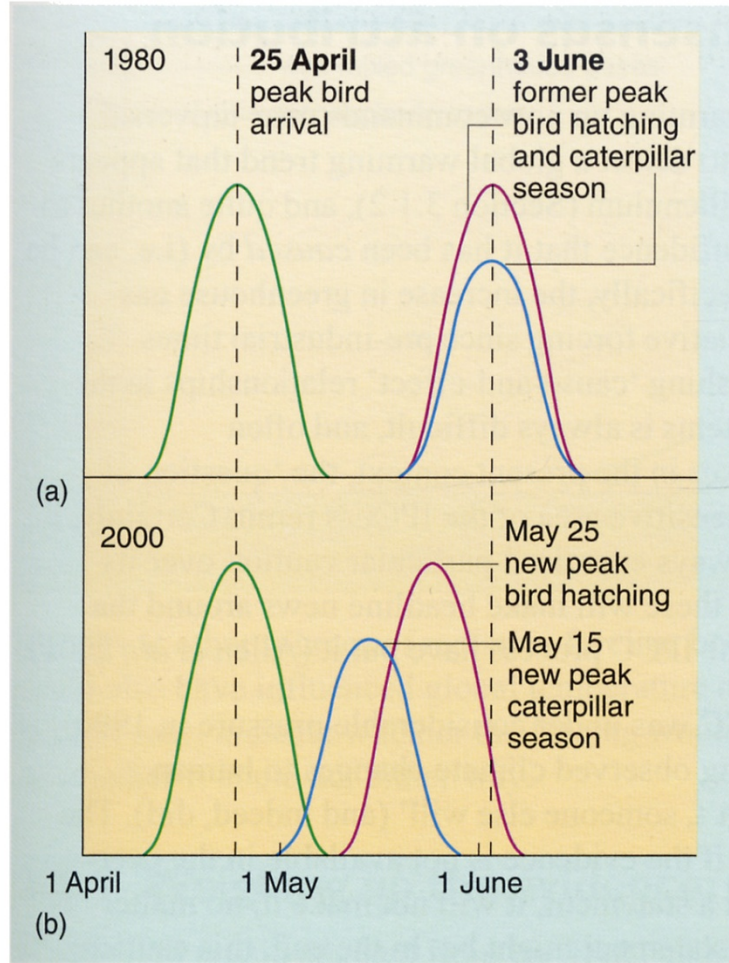
Efectos ecológicos de los cambios fenológicos producidos por el cambio climático.  
(Tomado de Peñuelas y Filella 2001).



## Desincronía fenológica

Desjste de la migración de aves con la aparición de orugas (importante alimento para la cría)

## Los efectos del Cambio Climático en los ecosistemas terrestres



**Figure 3.12** An example of emerging ‘desynchrony’ between bird behaviour (in migrating flycatchers) and insects (moth caterpillars), an important food source for their nestlings. Flycatchers that migrate from Africa to The Netherlands to breed still arrived at the same time (on average) in 2000 (b) as they did 20 years earlier (a). Because of higher temperatures, however, the caterpillars now emerge about 2 weeks earlier than before. The birds’ peak egg-hatching date has also shifted, but not enough. So nestlings now miss peak caterpillar emergence, and may go hungry. (In each part of the figure, the curves are schematic representations of the distribution of dates for each of the key events.)

Fin parte 1