

La sfida del cambiamento climatico

Roberto Buizza
Scuola Universitaria Superiore Sant'Anna Pisa

Programma

- ➔ 1. Le componenti del sistema Terra che determinano il suo clima
- 2. Modelli ed osservazioni
- 3. Breve storia del clima della Terra
- 4. Il cambiamento climatico e gli scenari futuri

Il clima

Con il termine 'clima' intendiamo la sintesi delle situazioni meteorologiche in una regione particolare. Sintesi che viene definita quantitativamente come i valori statistici principali (il valore medio, la deviazione standard, i momenti di ordine più alto) delle situazioni meteorologiche.

Variabili che vengono tipicamente utilizzate per descrivere il clima sono:

- **Variabili superficiali:** temperatura, precipitazione, vento, pressione, copertura nuvolosa, umidità, aerosol, specie chimiche (tra cui i gas serra)
- **Variabili in quota:** variabili che descrivono le caratteristiche principali del flusso atmosferico (vento, temperatura, concentrazione delle nubi, umidità, aerosol, specie chimiche (tra cui i gas serra))

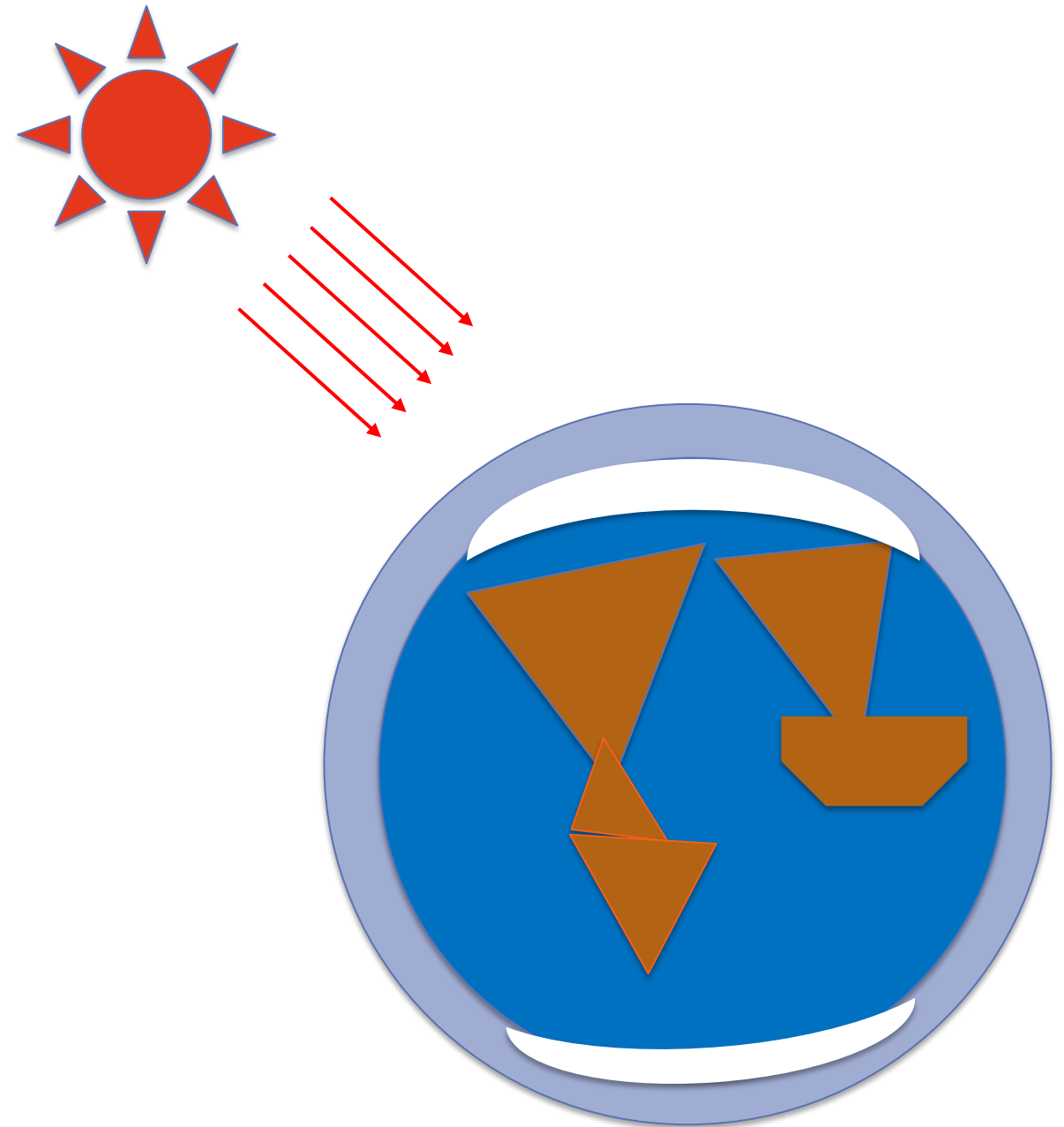
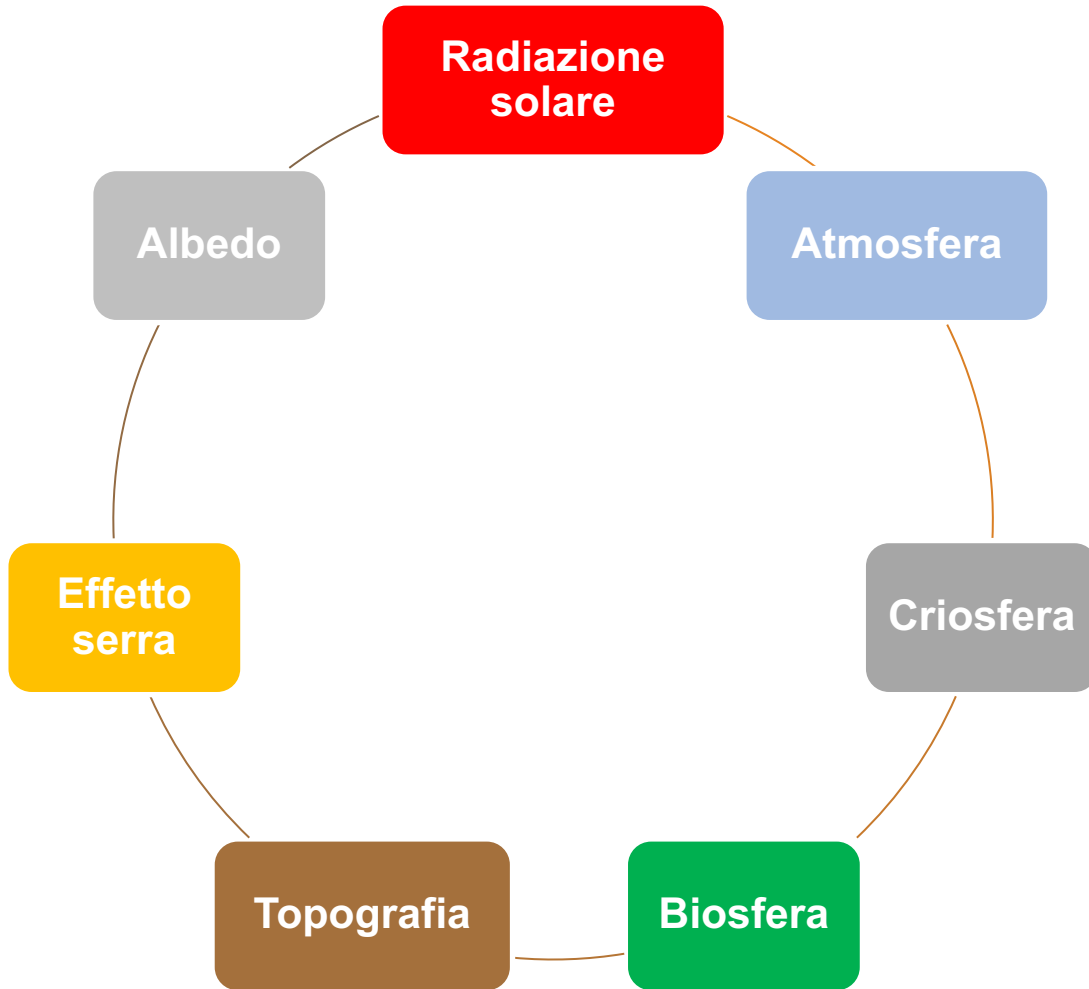
La prima legge della termodinamica

L'energia si conserva. Ad ogni flusso di energia da un sistema (sotto forma di lavoro, o di calore), corrisponde un cambiamento dell'energia interna del sistema, così che l'energia totale viene conservata:

$$\delta Q = dU + dW$$

La quantità di energia aggiunta al sistema, δQ , è uguale alla somma della variazione dell'energia dU e del lavoro fatto dal sistema dW .

Diagramma concettuale



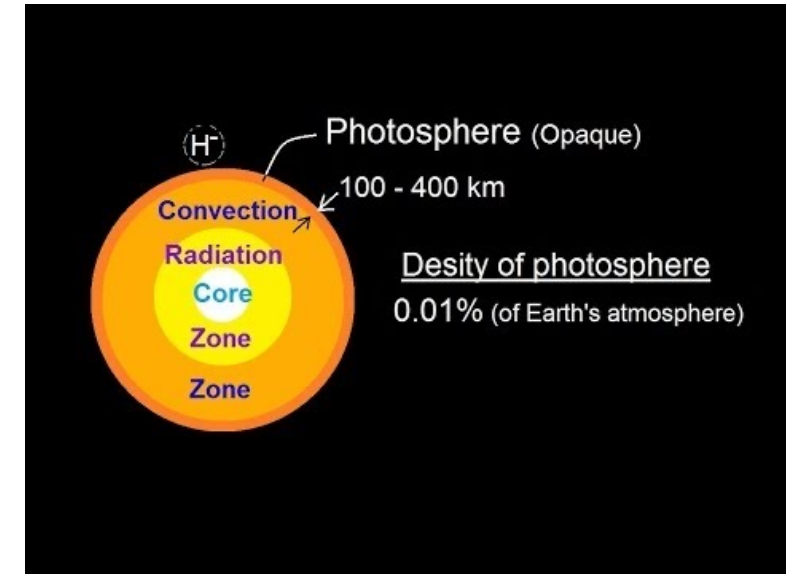
Luminosità, ed irradianza media alla fotosfera

Il sole emette un flusso continuo di energia, chiamato *luminosità del sole* $L_0 = 3.9 \cdot 10^{26} \text{ W}$.

Dalla luminosità, possiamo calcolare *l'irradianza media (per metro quadrato) alla superficie della fotosfera*, dividendo la luminosità per l'area della fotosfera:

$$Irradiance_{photo} = \frac{Flux}{Area_{photo}} = \frac{L_0}{4\pi r_{photo}^2}$$

$$Irradiance_{photo} = \frac{3.9 \cdot 10^{26}}{4\pi (6.96 \cdot 10^8)^2} = 6.4 \cdot 10^7 \text{ W m}^{-2}$$



[source: Michel van Biezen]

Sun characteristics	
Mass	$1.99 \cdot 10^{30} \text{ kg}$
Radius	$6.96 \cdot 10^8 \text{ m}$
Luminosity	$3.9 \cdot 10^{26} \text{ W}$
Mean d(S,E)	$1.496 \cdot 10^{11} \text{ m}$

Radiazione di corpo nero e temperatura di emissione

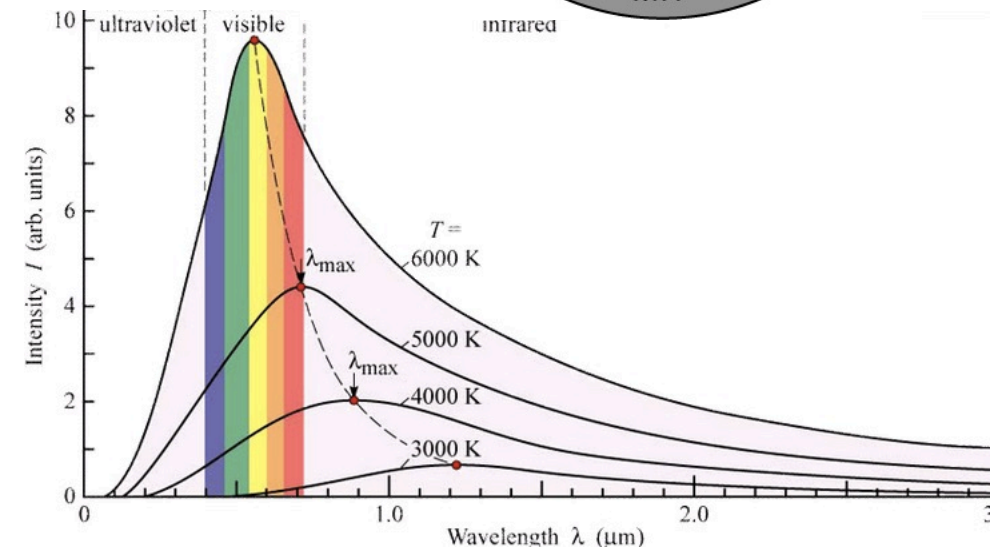
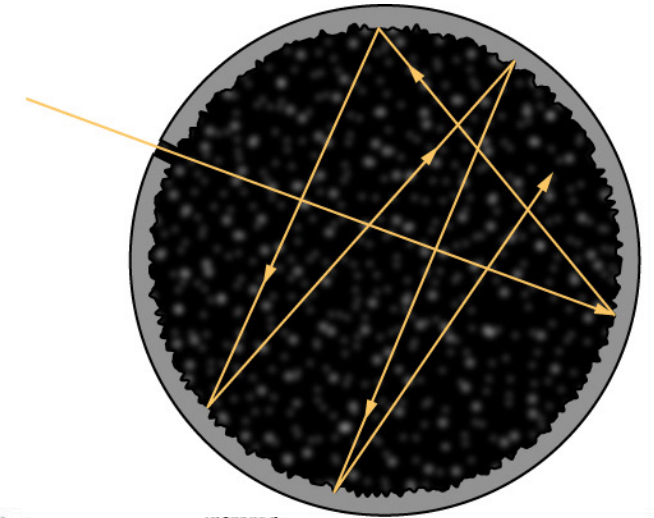
Un 'corpo nero' è un corpo idealizzato che assorbe tutta la radiazione che riceve (non riflette), ed emette radiazione. La radiazione che emette dipende dalla sua temperatura, secondo la legge di Stefan-Boltzmann:

$$E_{BB} = \sigma T^4 \quad \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

Conoscendo il valore della radiazione emessa dalla fotosfera del sole, possiamo calcolare la sua temperatura:

$$E_{BB} = \sigma T_{photo}^4 = 6.4 \cdot 10^7 \text{ W m}^2$$

$$T_{photo} = \sqrt[4]{\frac{6.4 \cdot 10^7}{5.67 \cdot 10^{-8}}} = 5796 \text{ K}$$



[source:
<https://esfsciencenew.wordpress.com/2013/10/29/black-body-radiation/>]

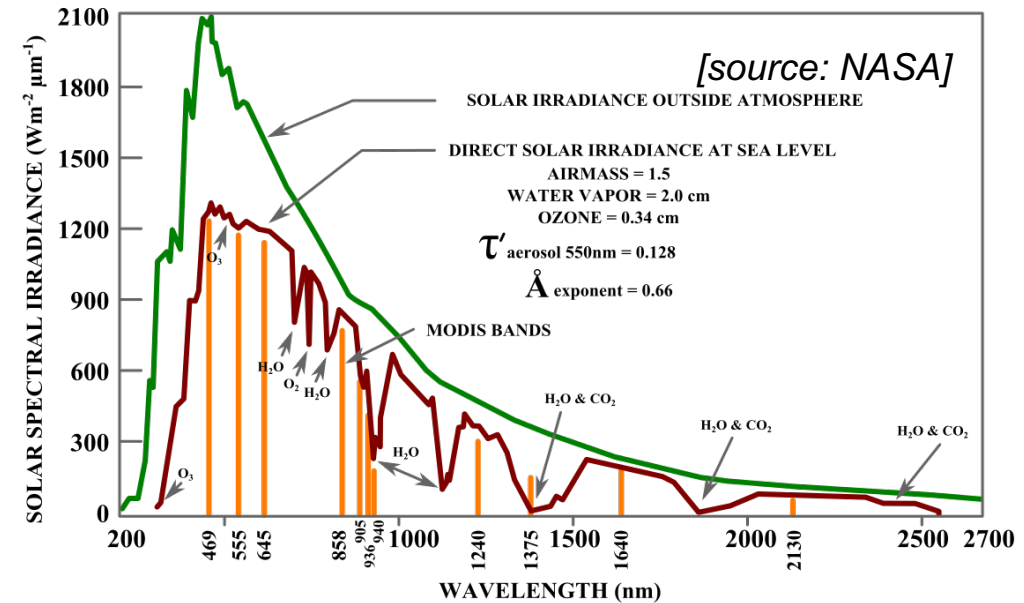
Irradianza solare alla distanza media della Terra dal sole

L'irradianza solare totale (Total solar irradiance, TSI) viene definita come l'irradianza alla distanza media della Terra dal Sole \bar{d} :

$$Irradiance_d = S_d = \frac{L_0}{4\pi\bar{d}^2} = \frac{3.9 \cdot 10^{26}}{4\pi(1.496 \cdot 10^{11})^2} \approx 1387$$

Per controllare questa stima, possiamo calcolare l'irradianza anche da misure da satellite. Tali misure ci danno come stima:

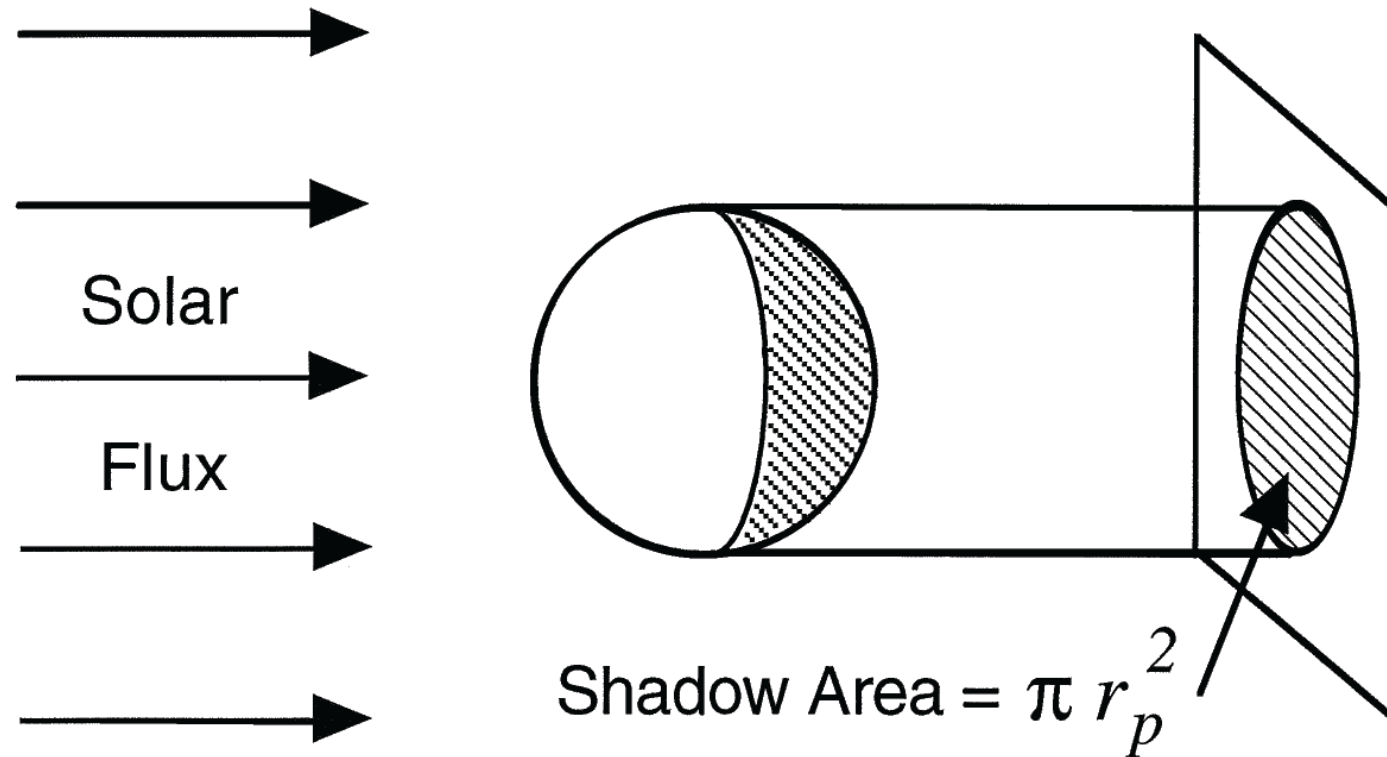
$$S_d = 1360.8 \pm 0.5 \text{ W m}^{-2}.$$



Solar spectral irradiance incident on the top of the atmosphere (green curve) and transmitted through the atmosphere to the Earth's surface (brown curve). Major absorption bands in the atmosphere are clearly apparent. MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) bands shown (orange).

Calcoliamo ora la temperatura di emissione della Terra

La Terra 'espone' alla radiazione solare una superficie circolare:



[source: Hartmann (2016), *Global Physical Climatology*]

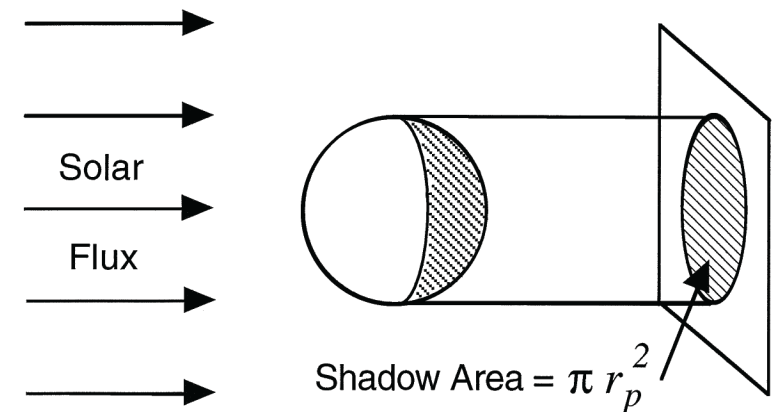
Calcoliamo ora la temperatura di emissione della Terra

La temperature di emissione T della Terra è quella che fa si che la radiazione di 'corpo nero' che emetta sia in equilibrio con l'energia solare che assorbe. Per calcolarla, possiamo scrivere un'equazione che impone tale uguaglianza::

$$\text{absorbed solar radiation} = \text{planetary (BB) radion emitted}$$

Abbiamo calcolato prima l'irradianza solare totale (TSI) per metro quadro, S_d . Visto che la Terra offre alla radiazione solare una superficie pari a πr_p^2 , il valore totale della radiazione che raggiunge ed e' assorbita dalla Terra e' uguale a:

$$\text{absorbed solar radiation} = S_d \pi r_{earth}^2$$



[source: Hartmann (2016), Global Physical Climatology]

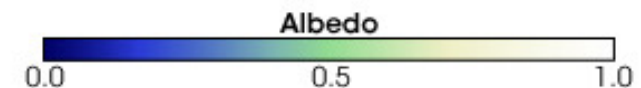
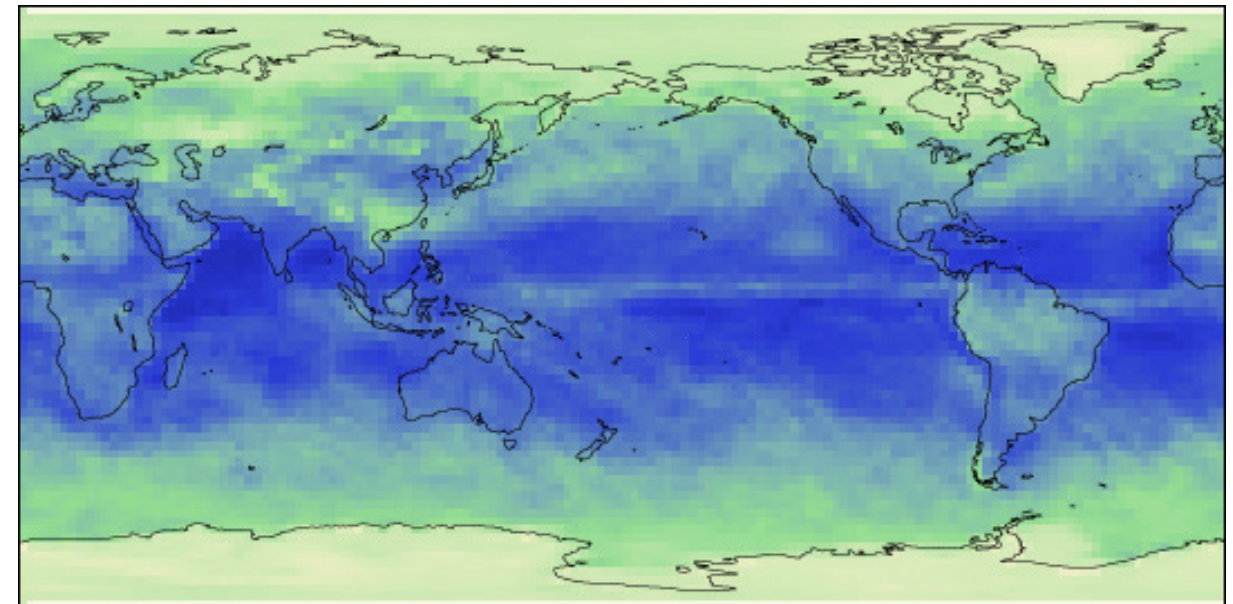
L'effetto dell'albedo va tenuto presente

Occorre tenere presente anche l'effetto dell'albedo, cioè il fatto che parte della radiazione solare viene riflessa, e quindi modificare l'espressione:

$$\text{absorbed solar radiation} = (1 - \alpha_{\text{earth}}) S_d \pi r_{\text{earth}}^2$$

The image above shows Earth's average albedo for March 2005, measured by the Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) instrument aboard NASA's Terra satellite. Albedo is the fraction of incoming sunlight that our planet reflects back to space. If Earth was covered in ice its albedo would be about 0.84, while if Earth was completely covered by a dark green forest canopy, its albedo would be about 0.14. Satellite measurements made since the late 1970s estimate Earth's average albedo to be about 0.30.

Earth albedo measured by CERES (2006)



[source: NASA Earth Observatory Team, Ceres Team]

Ora possiamo calcolare la temperatura di emissione della Terra

Assumendo che la Terra si comporti come un 'corpo nero', ed applicando la legge di Stefan-Boltzmann, possiamo calcolare la radiazione emessa:

$$\text{emitted radiation} = E_{BB} 4\pi r_{\text{earth}}^2 = \sigma T_{\text{earth}}^4 4\pi r_{\text{earth}}^2 \quad \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

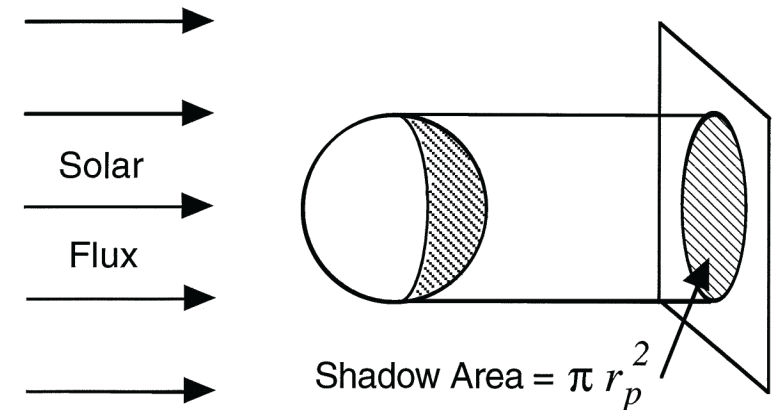
Possiamo quindi uguagliarla alla radiazione assorbita, e calcolare T_e :

$$\text{absorbed solar radiation} = (1 - \alpha_{\text{earth}}) S_d \pi r_{\text{earth}}^2$$

$$(1 - \alpha_e) S_d \pi r_e^2 = \sigma T_e^4 4\pi r_e^2$$

$$T_e = \sqrt[4]{(1 - \alpha_e) \frac{S_0}{4\sigma}} = \sqrt[4]{0.70 \frac{1360}{4 \cdot 5.67 \cdot 10^{-8}}} = 255$$

Notare che T_e è minore della temperatura media globale osservata della Terra di 288°K.



[source: Hartmann (2016), Global Physical Climatology]

Occorre tenere conto dell'effetto serra per calcolare T_e

Possiamo illustrare l'effetto serra considerando una Terra con una temperatura superficiale T_e , e con un' atmosfera con una temperatura uniforme T_A :

- L'atmosfera ha albedo α_e ed è trasparente alla radiazione solare;
- L'atmosfera emette come un 'corpo nero' con temperatura T_A sia verso il sole che verso la superficie della Terra;
- La superficie della Terra emette come un 'corpo nero' con temperatura T_e .

Bilancio sulla superficie
esterna dell'atmosfera:

$$(1 - \alpha_e) \frac{S_0}{4} = \sigma T_A^4$$

Bilancio sulla superficie
interna dell'atmosfera:

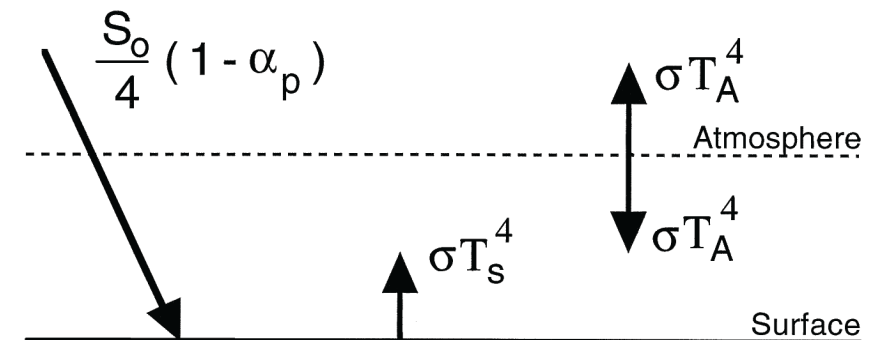
$$\sigma T_s^4 = 2\sigma T_A^4$$

Bilancio alla superficie:

$$(1 - \alpha_e) \frac{S_0}{4} + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Si trova quindi che

$$T_s = \sqrt[4]{2} T_A = 303$$

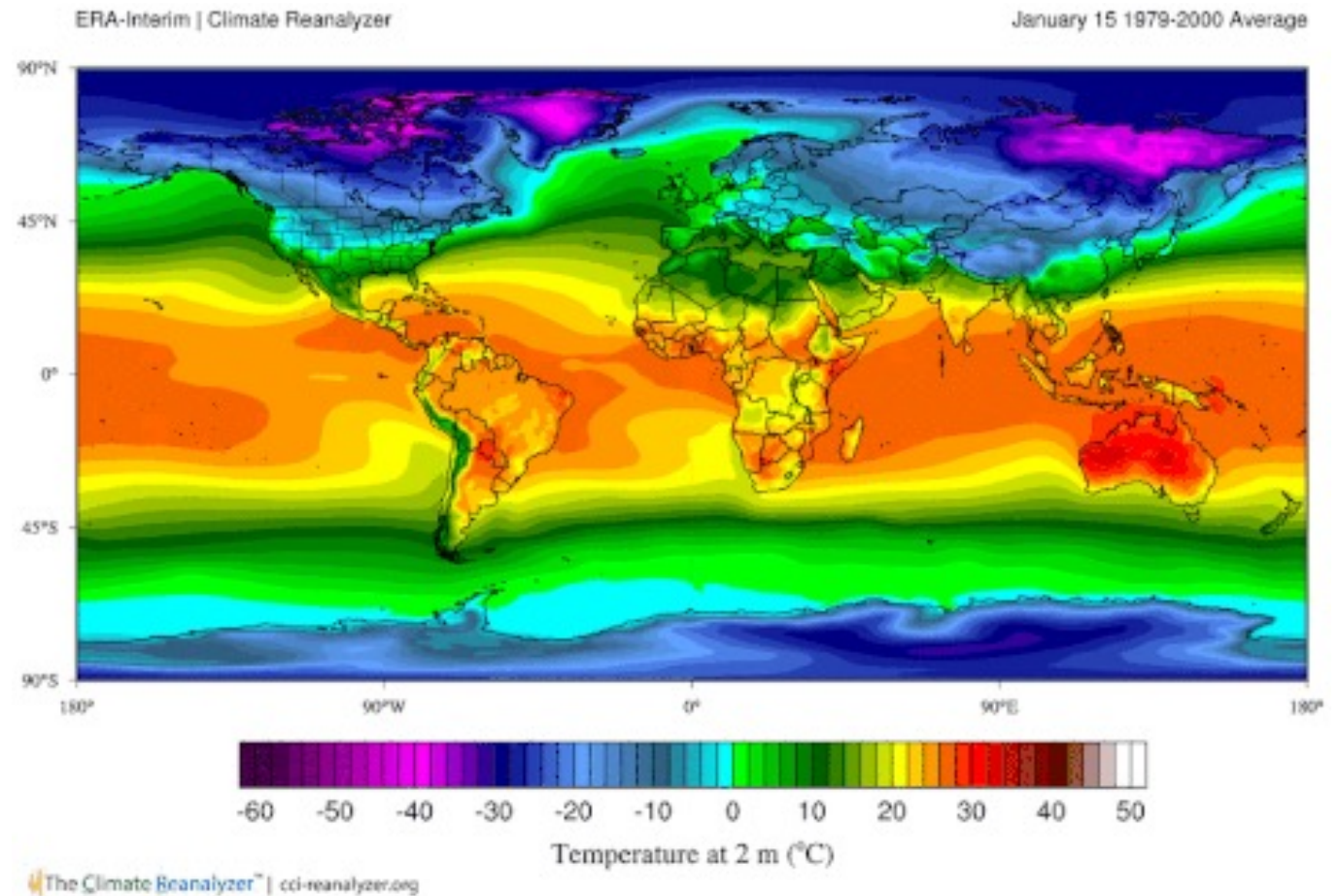


[source: Hartmann (2016), Global Physical Climatology]

La temperatura dell'atmosfera varia con latitudine e stagione

La temperatura varia con la stagione, la latitudine, ed è influenzata dal contrasto terra-mare.

Questa figura mostra la media mensile della temperatura superficiale, calcolata per il periodo 1979-2000, utilizzando i dati della re-analisi ERA-Interim del centro meteo Europeo (ECMWF).



[video source: <https://giphy.com/gifs/climate-119tr2xtFtsFEs>]

La composizione dell'atmosfera determina il clima

La massa dell'atmosfera è di circa $5.14 \cdot 10^{21}$ g (un numero molto piccolo in confronto con la massa dell'oceano, $1.39 \cdot 10^{24}$ g).

	Total mass (in 10^{21} grams)	Mass fraction (wrt dry air)
total atmosphere	5.136000	
dry air	5.119000	
Nitrogen N ₂	3.870000	75.6007%
Oxygen O ₂	1.185000	23.1491%
Argon Ar	0.065900	1.2874%
Water vapour H ₂ O	0.017000	0.3321%
Carbon dioxide CO ₂	0.002760	0.0539%
Methane CH ₄	0.000005	0.0001%

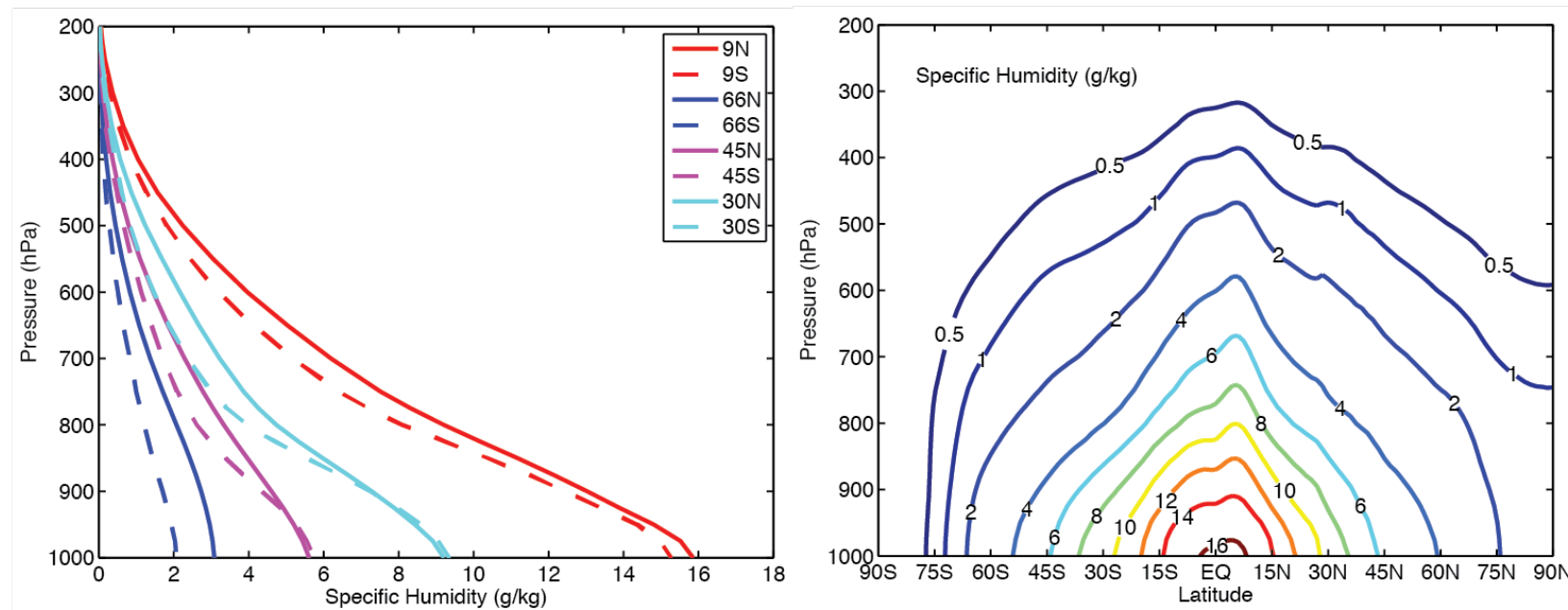
	Total mass (in 10^{21} grams)	Mass fraction
Solid Earth	5,980,000.00	
Ocean	1,390.00	0.0232% of the Solid Earth mass
Atmosphere	5.13	0.3695% of the Ocean mass

Il vapore d'acqua è un importante gas serra

L'umidità dell'atmosfera è una misura della quantità di vapore d'acqua trasportato dalle masse d'aria. Può venire espresso in termini di umidità specifica (il rapporto tra la massa di vapore d'acqua e la massa totale dell'aria).

z (m)	p (hPa)
13305	200
9981	300
7622	400
5792	500
4297	600
3033	700
1938	800
972	900
108	1000

Profiles of specific humidity as a function of pressure



[source: Hartmann (2016), Global Physical Climatology]

Gli oceani

L'atmosfera contiene una piccola frazione dell'acqua presente nel sistema Terra: la maggior parte è contenuta negli oceani, nelle calotte di ghiaccio e nei ghiacciai. La Terra contiene circa $1.35 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ di acqua.

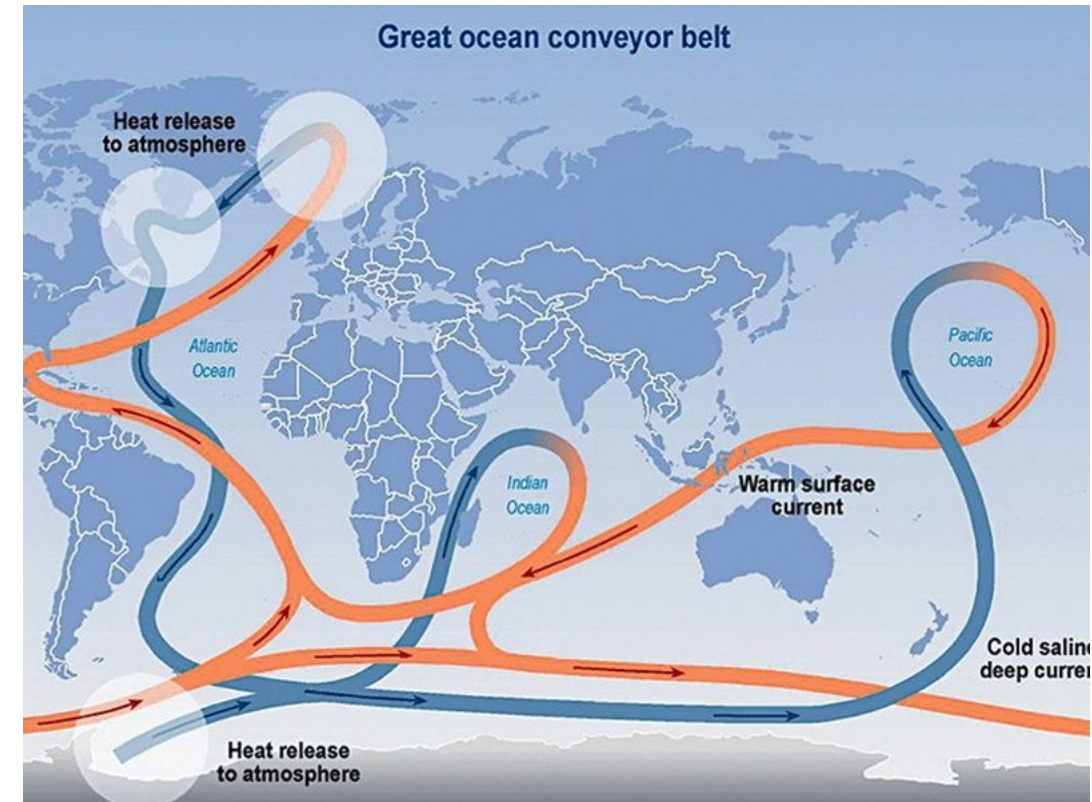
Water reservoir	Depth if spread over the entire Earth surface (m)	Total (%)
Oceans	2650.000	97.000
Ice-caps and glaciers	60.000	2.200
Ground water	20.000	0.700
Lakes and streams	0.350	0.013
Soil moisture	0.120	0.004
Atmosphere	0.025	0.0009
Total	2730.000	100

[source: Hartmann (2016), *Global Physical Climatology*]

Gli oceani

Gli oceani assorbono e distribuiscono calore e sostanze chimiche su scale di tempo che vanno da mesi a centinaia di anni. Le correnti oceaniche muovono il calore verso i poli, e così raffreddano i tropici.

Gli oceani rimuovono la CO₂ dall'atmosfera e producono ossigeno, e partecipano ad altri processi geo-chimici che regolano la composizione della superficie della Terra.



[source: <https://www.smithsonianmag.com/smart-news/ocean-current-keeps-europe-warm-weakening-180968784/>]

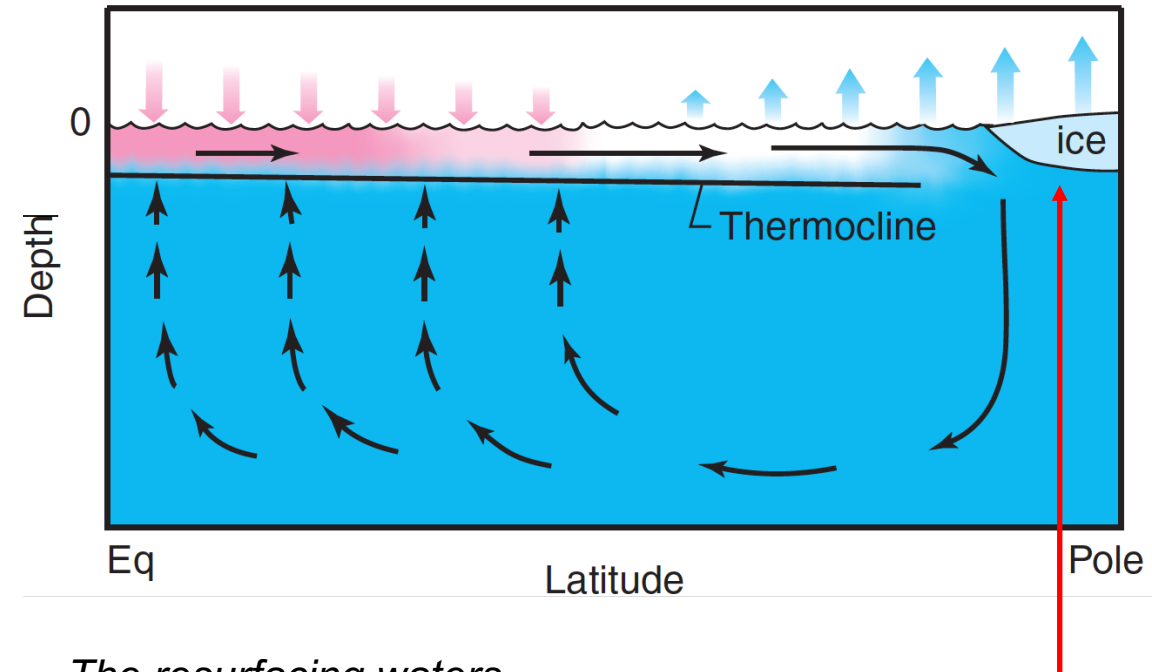
Video National Geographics: <https://www.nationalgeographic.org/media/ocean-currents-and-climate/>

La componente termohalina della circolazione oceanica

In certe regioni polari, l'acqua diventa più densa (a causa di un aumento della sua salinità), e quindi si muove verso il fondo dell'oceano.

Un'analisi chimica permette di stimare che il tempo necessario per completare la circolazione termohalina è di centinaia di anni.

Idealized schematic of the thermohaline circ.



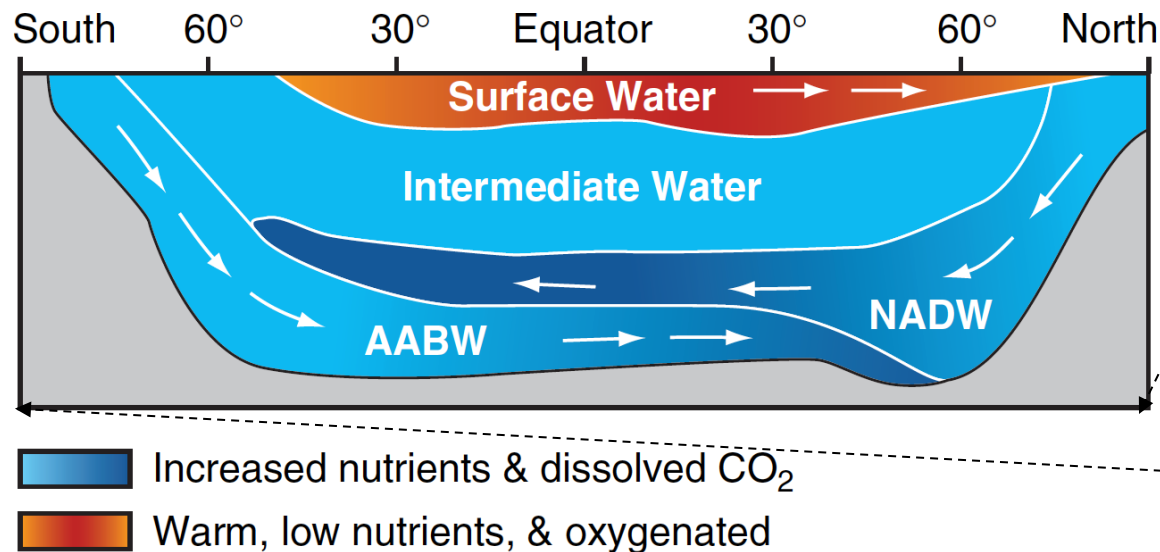
The resurfacing waters mix with less dense water, and circulate back towards the sinking regions

The rejection of salt when water freezes along the ice edge makes the water dense enough to enable to sink to the bottom.

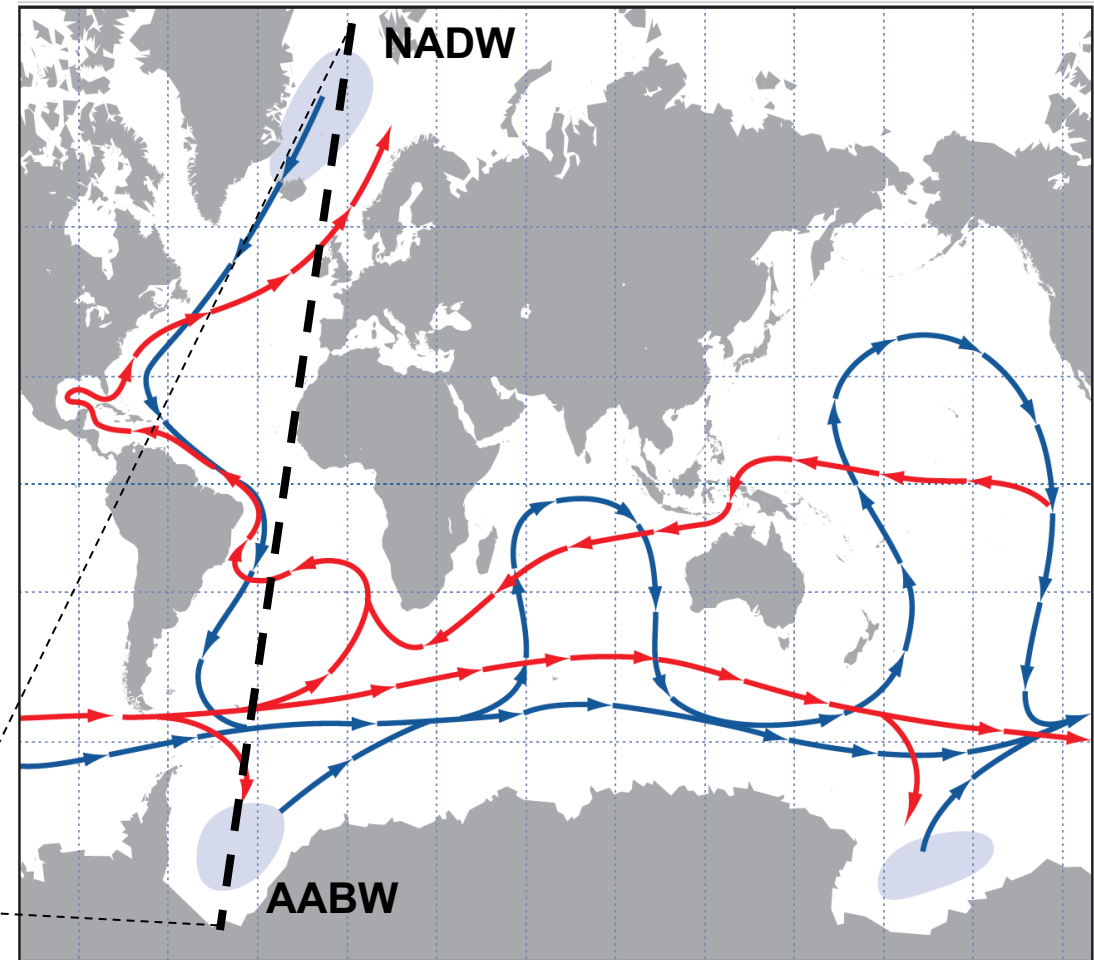
(source: Wallace and Hobbs)

La componente termoalina della circolazione oceanica

Quasi tutta l'acqua fredda e densa che genera la circolazione termoalina, ha origine nell'oceano Atlantico, in due 'celle': NADW and the AABW.



Idealized schematic of the thermohaline circ.

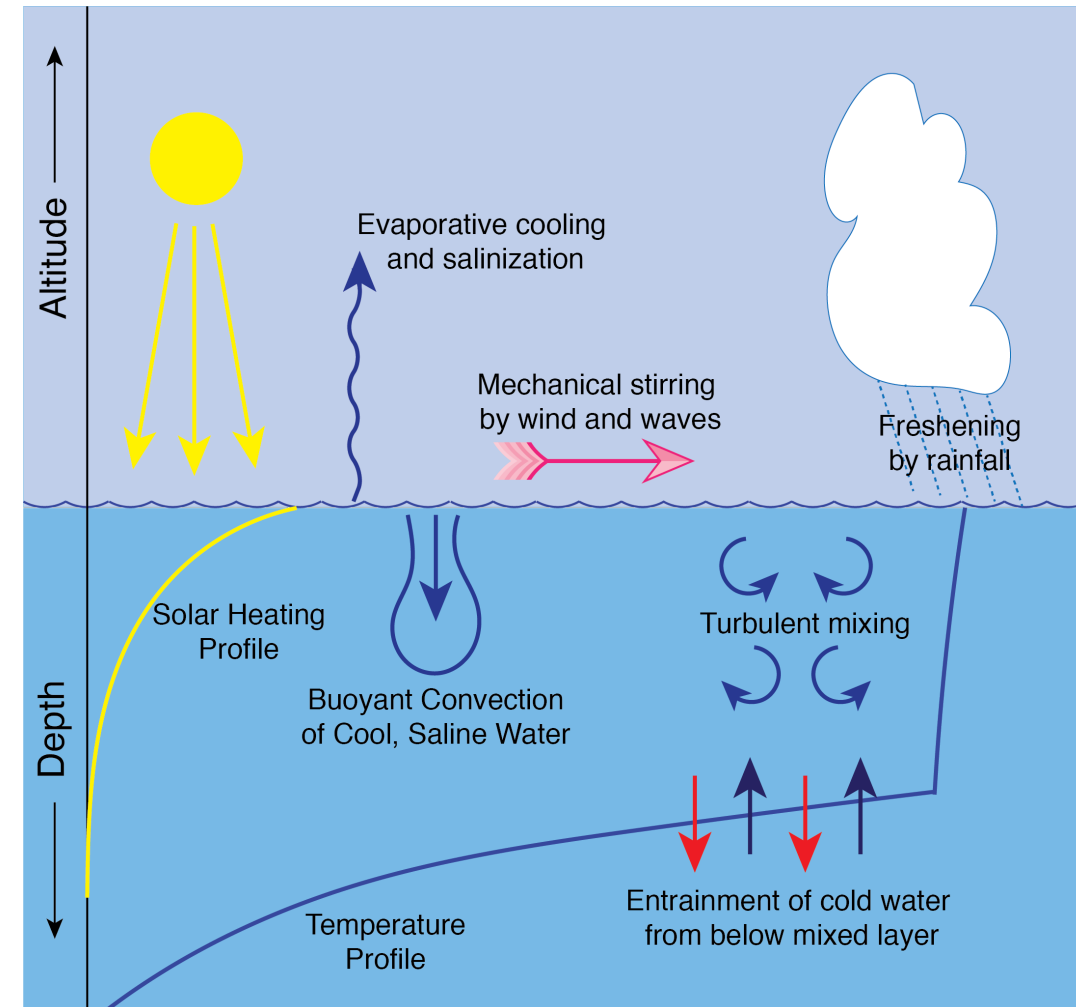


(source: Wallace and Hobbs)

Lo strato 'mescolato' superficiale dell'oceano

La sorgente principale di calore per l'oceano è la radiazione solare. La maggior parte della radiazione solare viene assorbita nei primi 100m dell'oceano.

Il calore viene quindi trasportato dal rimescolamento turbolento (legato all'azione del vento e delle onde), dalla convezione, e da moti medi verticali.

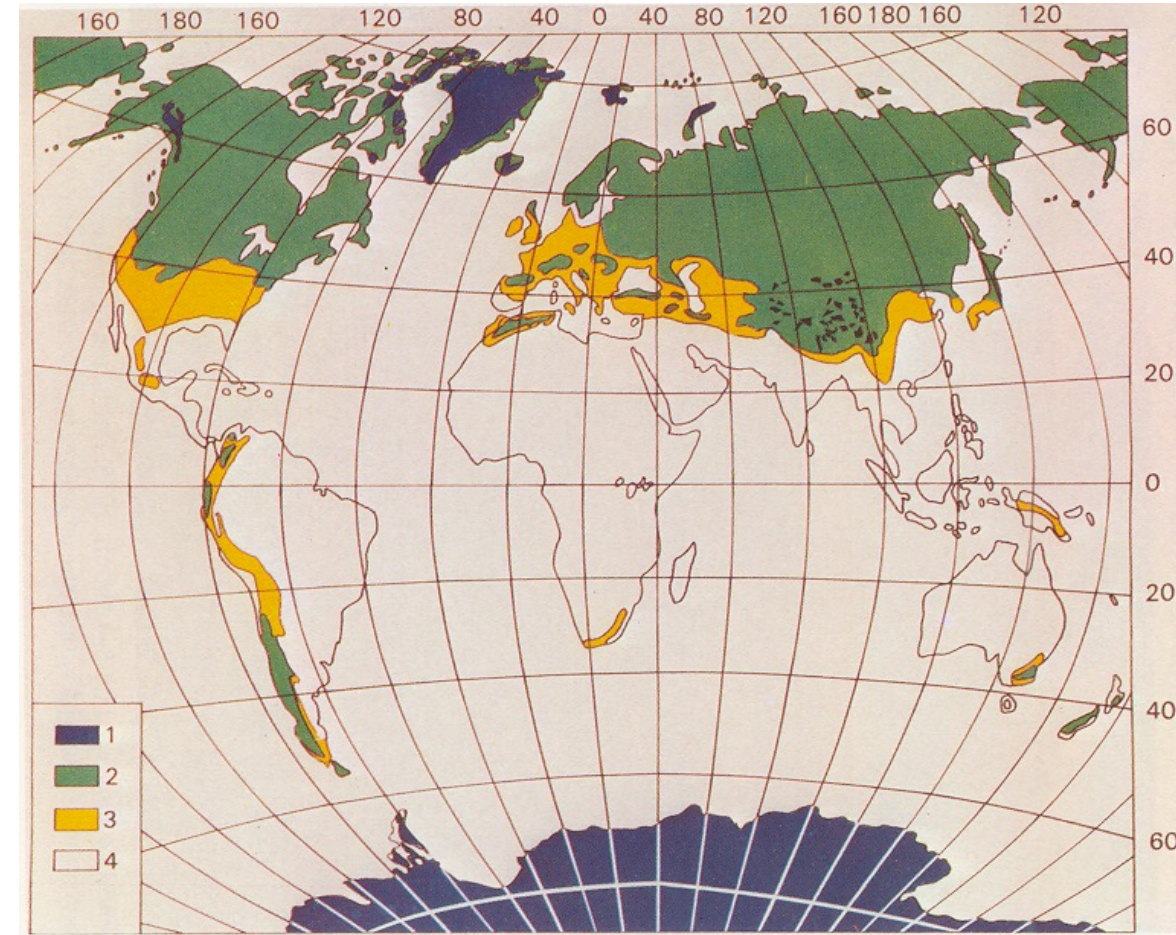


[source: Hartmann (2016), *Global Physical Climatology*]

La criosfera

Circa il 2% dell'acqua presente sulla terra è congelata, e questa componente costituisce circa l'80% dell'acqua dolce. La maggior parte della criosfera è concentrata nell'Antartide e nella Groenlandia.

	Area (km ²)	Volume (km ³)	Mass (%)
Antarctic ice sheet	13.9 10 ⁶	30.1 10 ⁶	89.30
Greenland ice sheet	1.7 10 ⁶	2.6 10 ⁶	8.60
Mountain glaciers	0.5 10 ⁶	0.3 10 ⁶	0.76



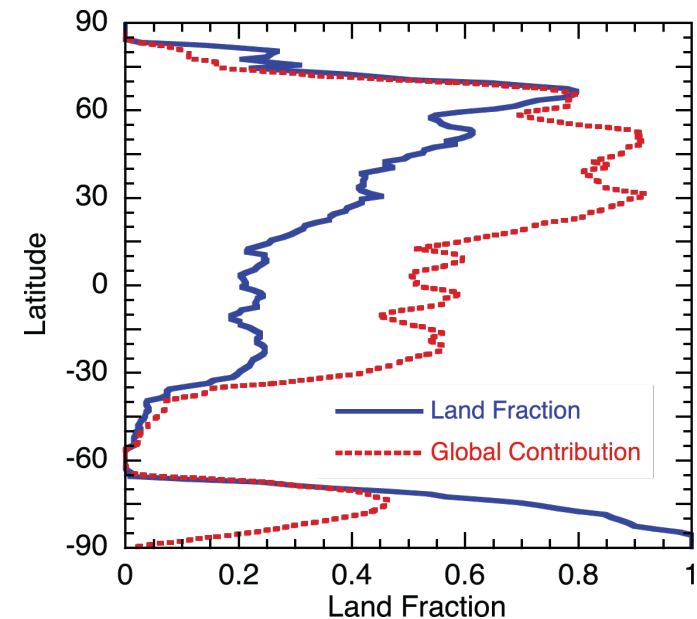
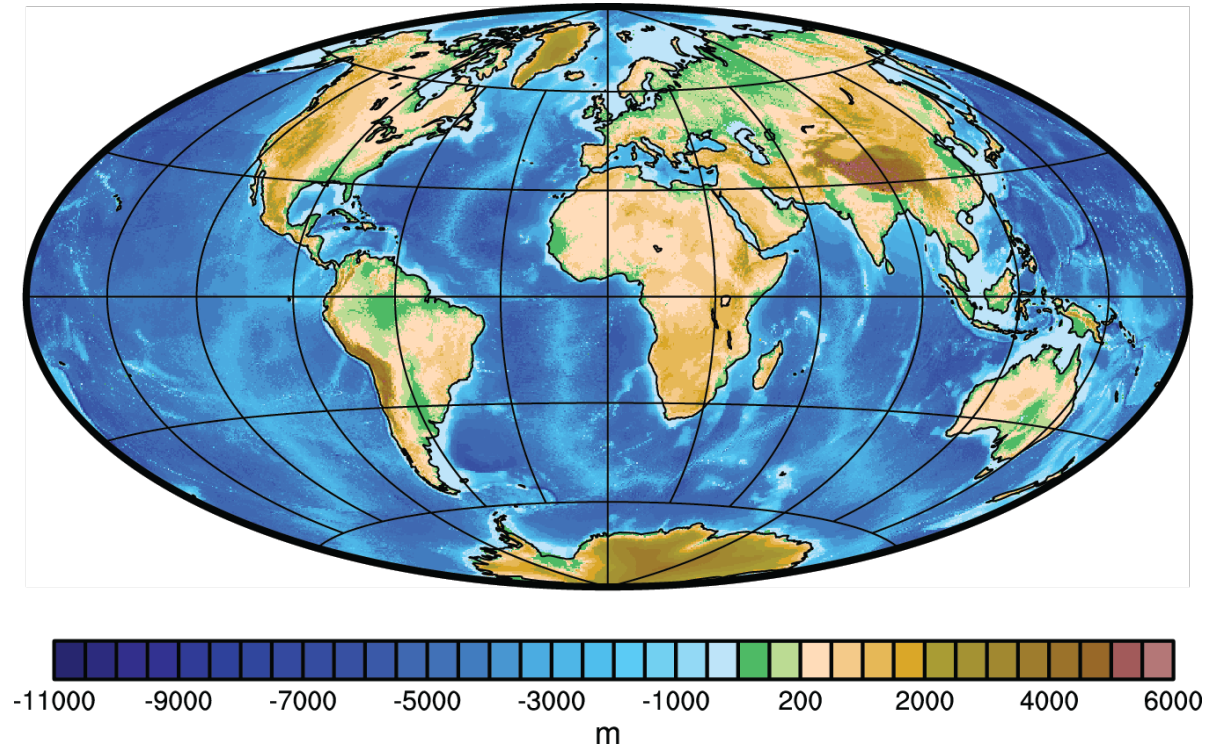
Map of permanent (blue), relatively stable (green), and seasonal (yellow) global snow cover.

[source: Hall and Martinec, 1985]

La superficie terrestre

La disposizione della terra ferma e degli oceani gioca un ruolo fondamentale nel determinare il clima. La topografia, e la struttura e l'orientamento delle catene montuose hanno una grossa influenza sul clima, sia a livello locale che globale.

Earth topography

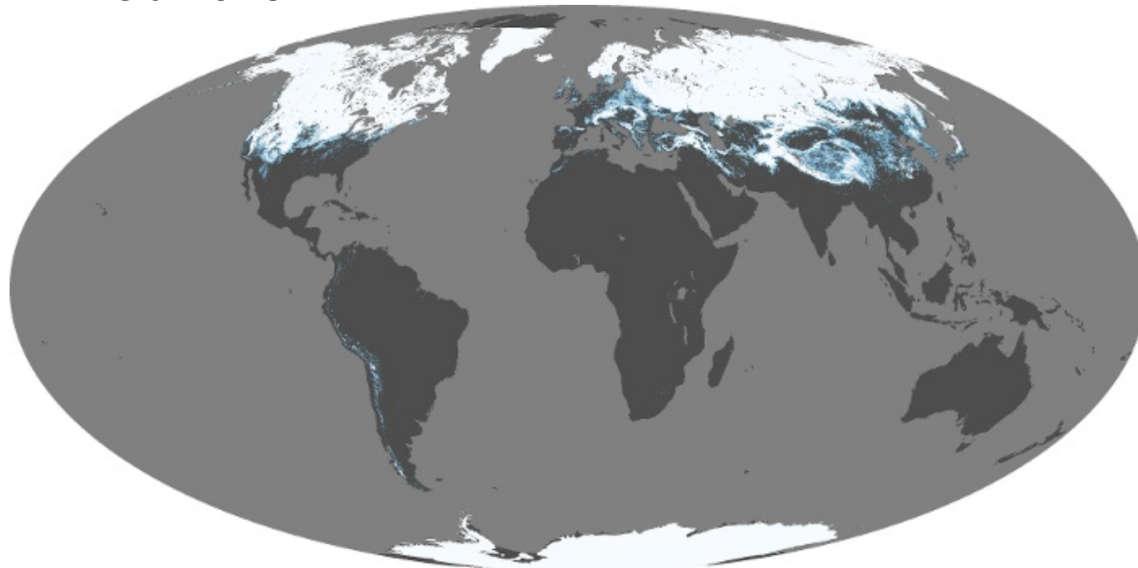


[source: Hartmann (2016), *Global Physical Climatology*]

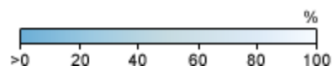
La neve

La neve gioca un ruolo importante nel determinare il suo albedo, e quindi il clima. La superficie coperta dalla neve varia molto di più che quella coperta dal ghiaccio.

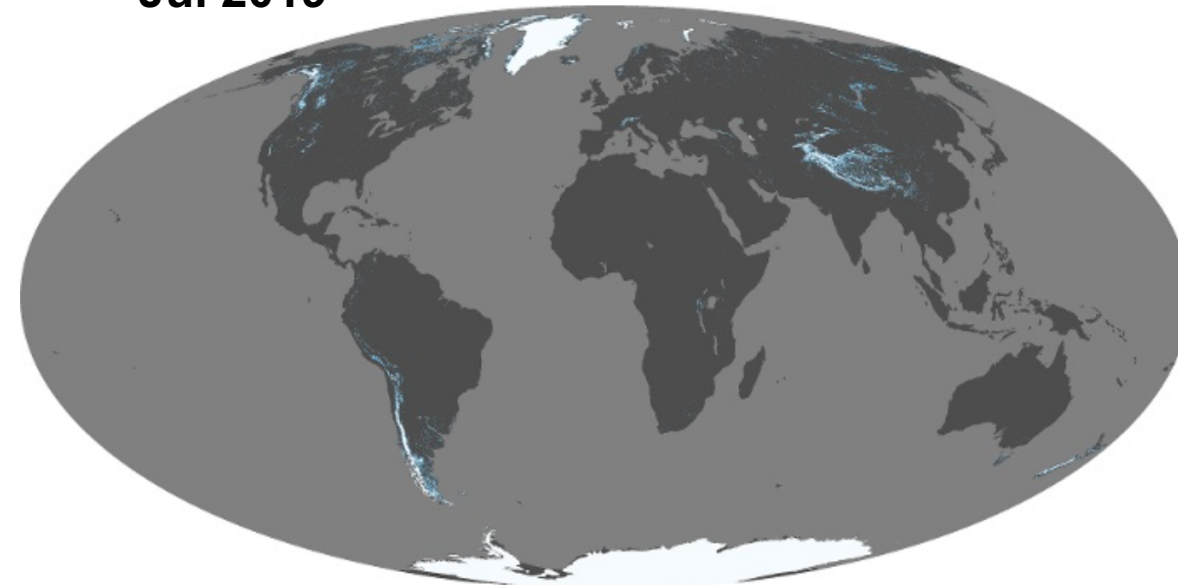
Feb 2019



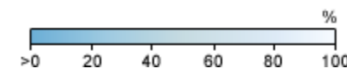
Snow Cover



Jul 2019



Snow Cover

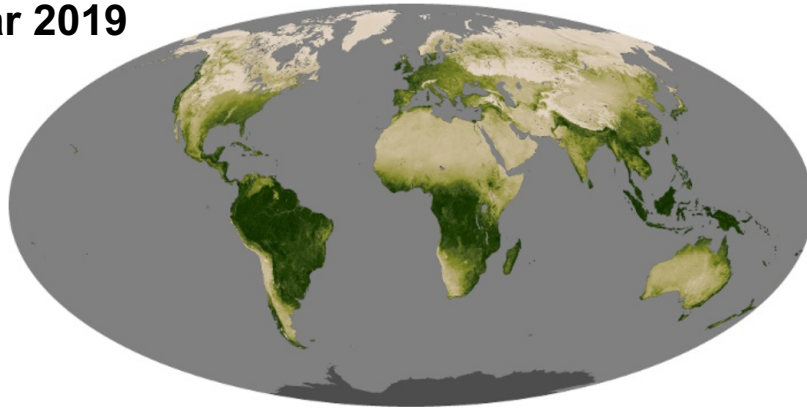


(source: earthobservations.nasa.gov)

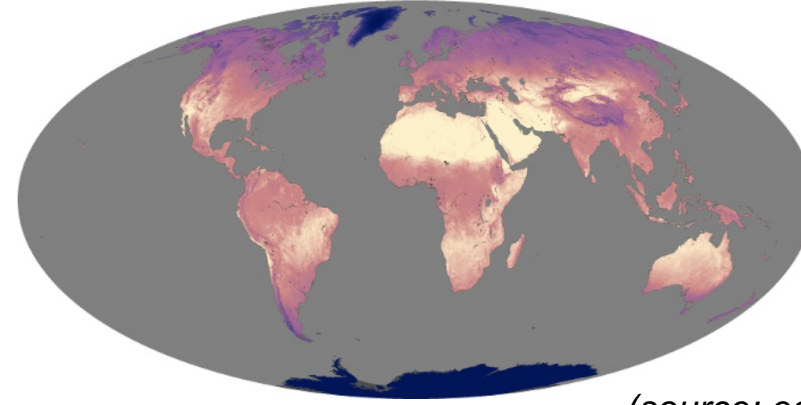
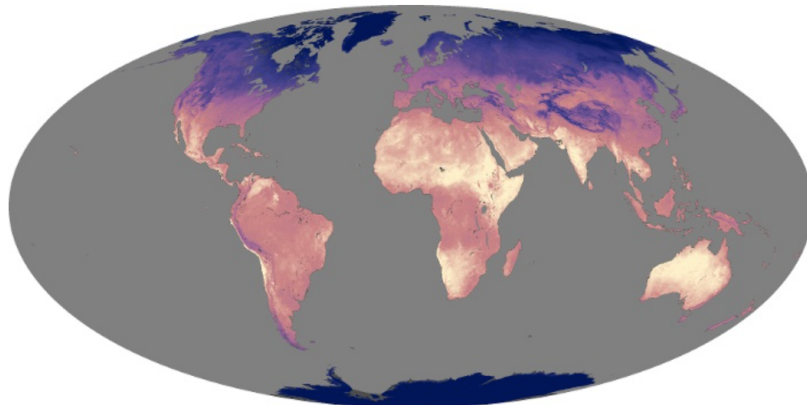
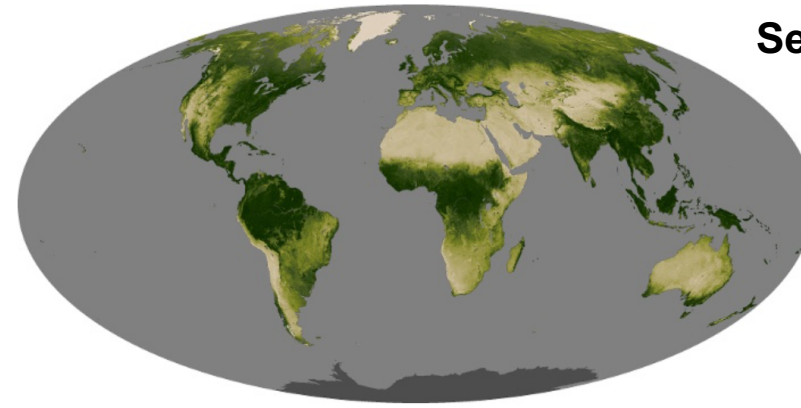
La biosfera

L'impatto del clima sugli animali (e l'uomo) dipende da come influenza la distribuzione delle foreste, dei deserti: in generale, dal suo impatto sulla biosfera.

Mar 2019



Sep 2019



(source: earthobservatory.nasa.gov)

Programma

1. Le componenti del sistema Terra che determinano il suo clima
- ➔ 2. Modelli ed osservazioni
3. Breve storia del clima della Terra
4. Il cambiamento climatico e gli scenari futuri

Modelli 0-dimensionali di bilancio energetico

Partendo dal I° principio della termodinamica, ed ipotizzando che le variazioni della temperatura superficiale sono legate al bilancio energetico tra la radiazione solare e l'emissione della radiazione di corpo nero, abbiamo che:

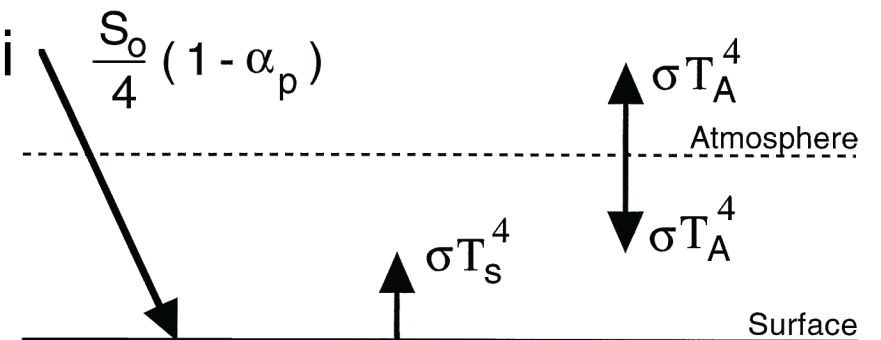
$$C \frac{dT_s}{dt} = (1 - \alpha_e) \frac{S_0}{4} - \epsilon \sigma T_s^4 \quad \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

Per analizzare il comportamento della soluzione attorno alla temperatura di equilibrio (che rende zero dT_s/dt), possiamo semplificare il termine di IV° grado con una funzione lineare, ed ottenere:

$$\epsilon \sigma T_s^4 = A + B T_s$$

$$0 = (1 - \alpha_e) \frac{S_0}{4} - A - B T_s$$

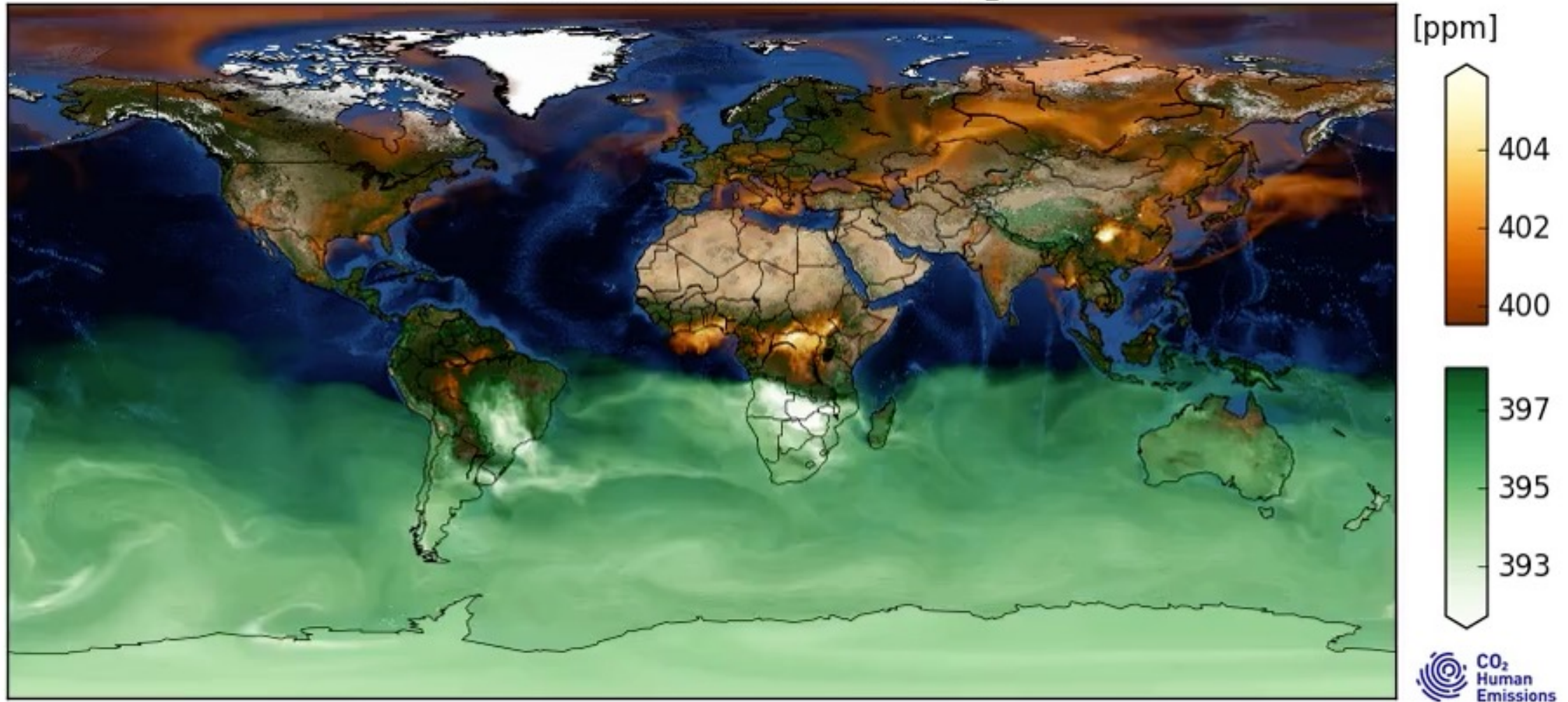
$$T_s = \frac{1}{B} \left[(1 - \alpha_e) \frac{S_0}{4} - A \right]$$



[source: Hartmann (2016), *Global Physical Climatology*]

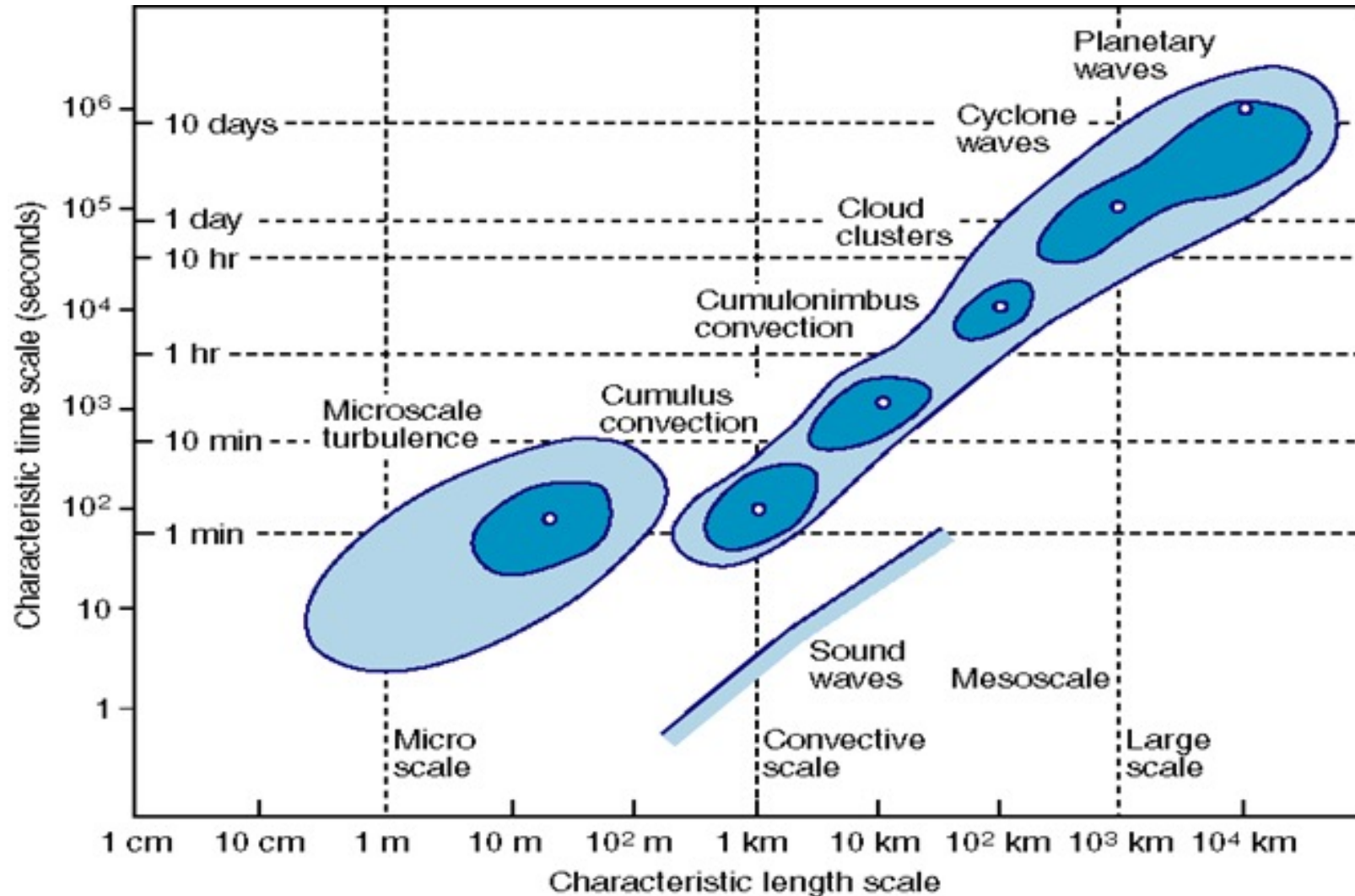
Ma la natura è molto più complessa: coinvolge diversi fenomeni

20150101 03 UTC XCO₂



(Source: ECMWF CHE project, G Balsamo)

L'atmosfera è un sistema con interazioni multi-scala



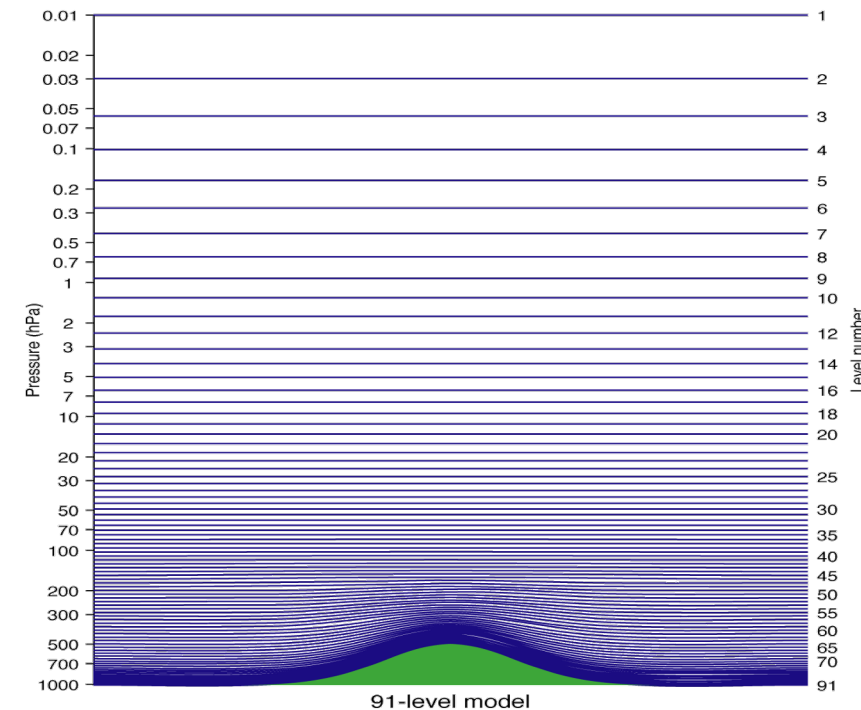
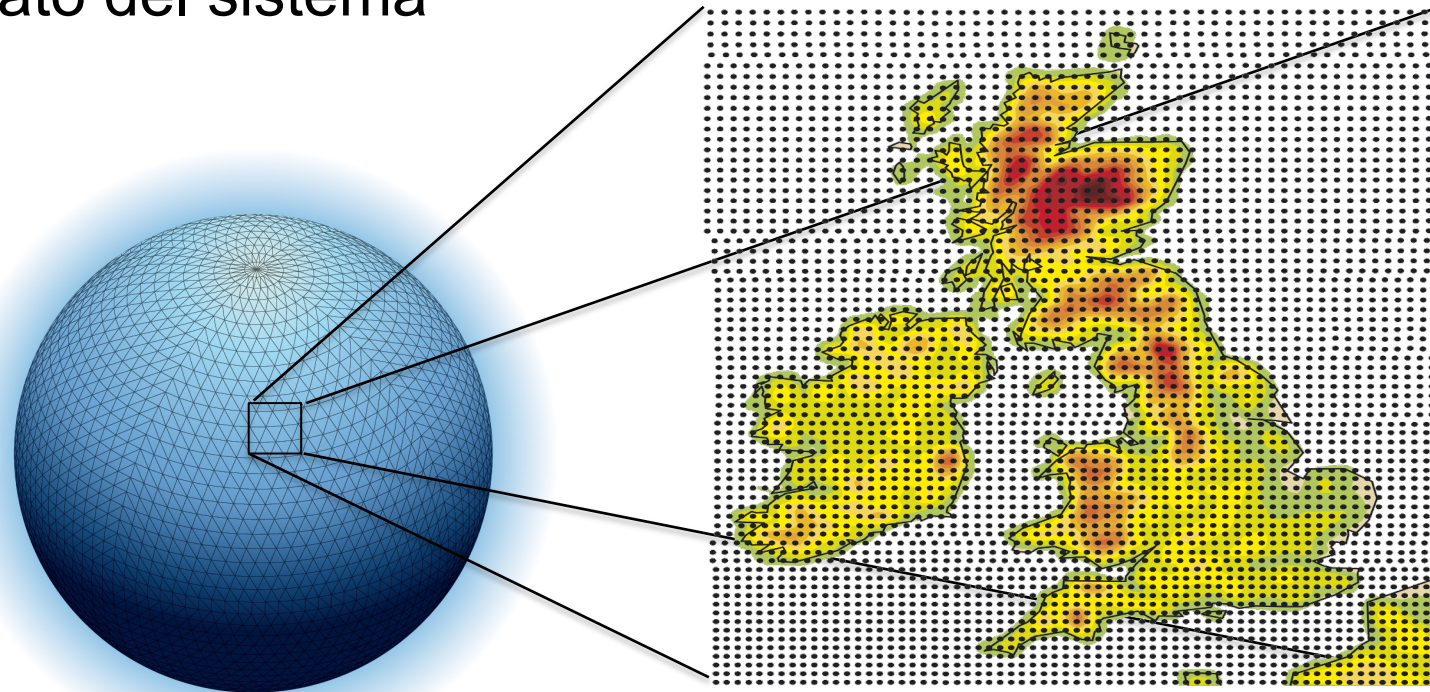
I modelli del sistema Terra sono basati sulle equazioni dei fluidi

- Conservazione del momento $\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -2\boldsymbol{\Omega}x\mathbf{v} - \frac{1}{\rho}\nabla p + \mathbf{g} + \underline{P_v}$
- Conservazione dell'energia $\frac{dT}{dt} = \frac{RT\omega}{c_p p_s \sigma} + \underline{P_T}$
- Conservazione del vapore d'acqua $\frac{dq}{dt} = \underline{P_q}$
- Conservazione della massa $\frac{dp_s}{dt} = p_s \left(\nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{d}{d\sigma} \frac{d\sigma}{dt} \right)$
- Approssimazione idrostatica (comp. Verticale del moto) $\frac{d\phi}{d\sigma} = -\frac{RT}{\sigma}$

Questi termini simulano l'impatto sulle variabili del sistema dei processi fisici 'parametrizzati' (radiazione, processi umidi, turbolenza, impatto dell'aerosol, ..).

Le equazioni sono risolte numericamente con super-calcolatori

Ad esempio, la griglia del modello di ECMWF ha circa 10^9 punti griglia: ad ogni punto, lo stato del sistema è descritto dal valore medio (in cubetti di circa $\sim 10 \times 10$ km in orizzontale e ~ 500 m in the verticale) delle variabili di stato del sistema



La potenza di calcolo disponibile continua a crescere



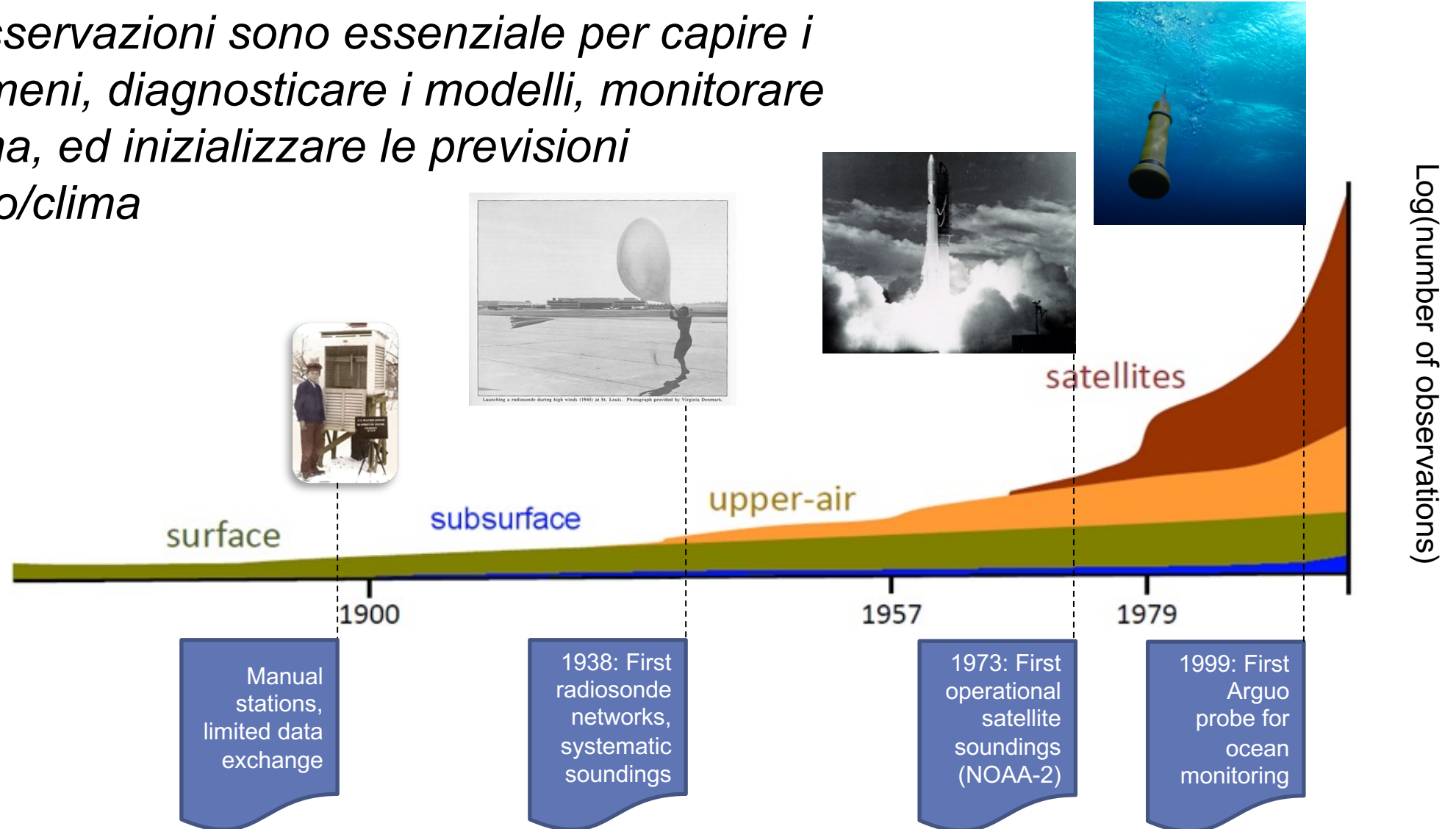
1976: ~160 Mf (10^6 flops) CRAY1
2021: ~160 Tf (10^{12} flops) CRAY XC40
(I-phone 12 ~0.5 Tf)

Nel 2021, la potenza di calcolo disponibile è 1 milione (10^6) di volte quella del 1976 (35 anni fa')



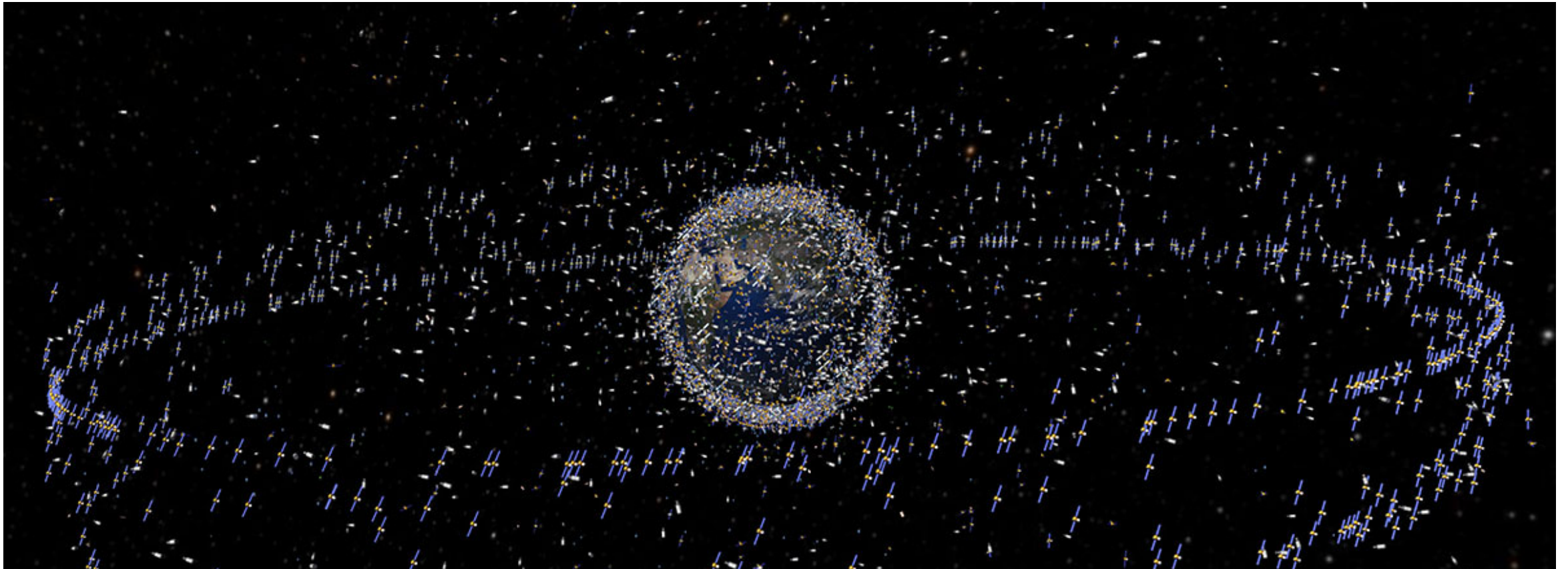
Dal 1980 il numero delle osservazione è aumentato moltissimo

Le osservazioni sono essenziale per capire i fenomeni, diagnosticare i modelli, monitorare il clima, ed inizializzare le previsioni meteo/clima



Oggi ci sono più di 4000 satelliti in orbita

Di questi 4000 satelliti, il ~70% sono inattivi ('space junk').



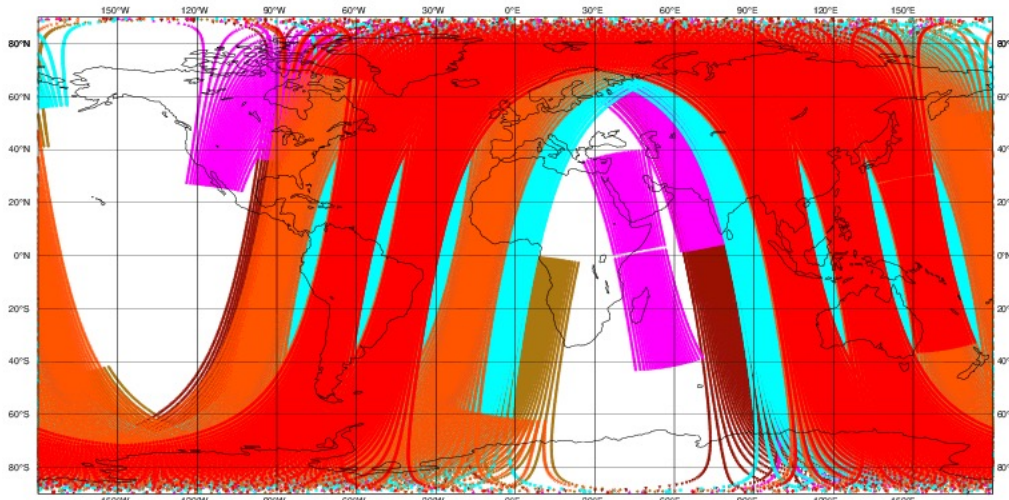
Osservazioni dell'atmosfera

Ogni giorno in atmosfera vengono raccolte circa 600 milioni di osservazioni (il 95% vengono da satelliti). Circa il 10-15% vengono utilizzate per inizializzare i modelli meteo.



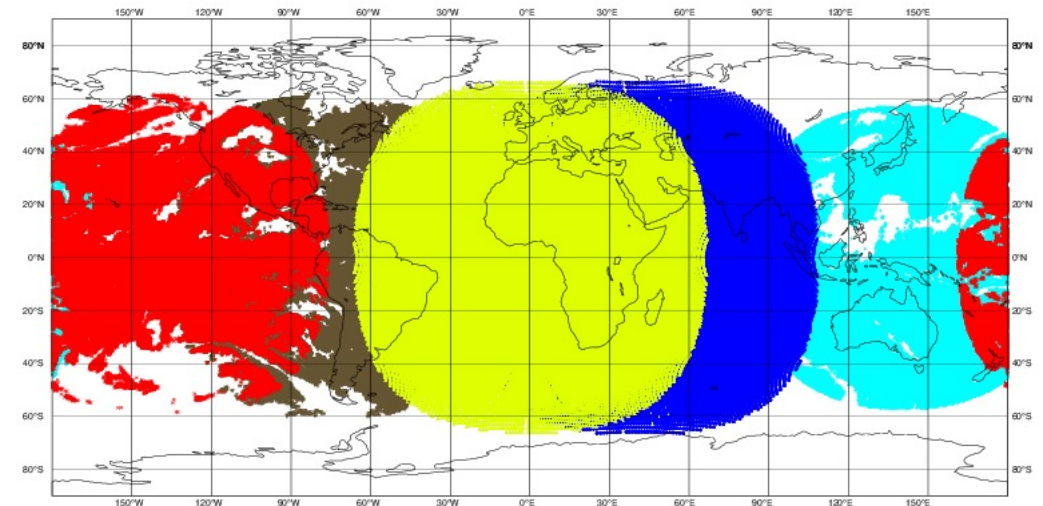
ECMWF data coverage (all observations) - AMSUA
2021100909 to 2021100915
Total number of obs = 578222

- NOAA-15 (54670)
- ◆ NOAA-18 (119649)
- ▲ NOAA-19 (98623)
- ▼ METOP-A (119640)
- ✕ METOP-B (92490)
- METOP-C (93150)



ECMWF data coverage (all observations) - GEOSTATIONARY RADIANCES
2021100909 to 2021100915
Total number of obs = 1745385

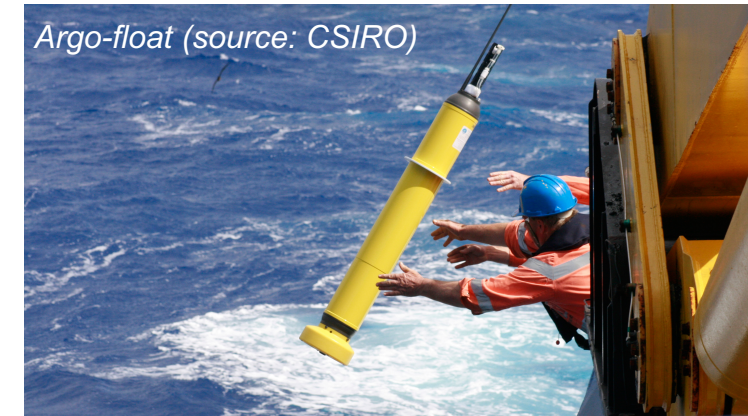
- METEOSAT-8 (239982)
- ◆ HIMAWARI-8 (330532)
- ▲ METEOSAT-11 (237485)
- ▼ GOES-16 (669469)
- ✕ GOES-17 (267917)



(source: ECMWF)

Osservazioni dell'oceano

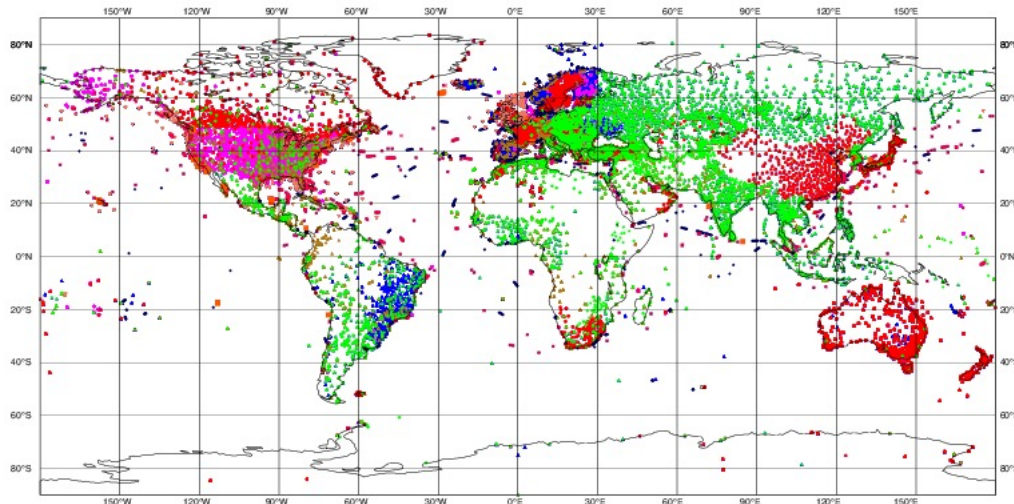
L'oceano è osservato meno che l'atmosfera: ogni giorno vengono raccolte circa ~0.25 milioni di osservazioni (invece che 600M+ in atmosfera).



Argo-float (source: CSIRO)

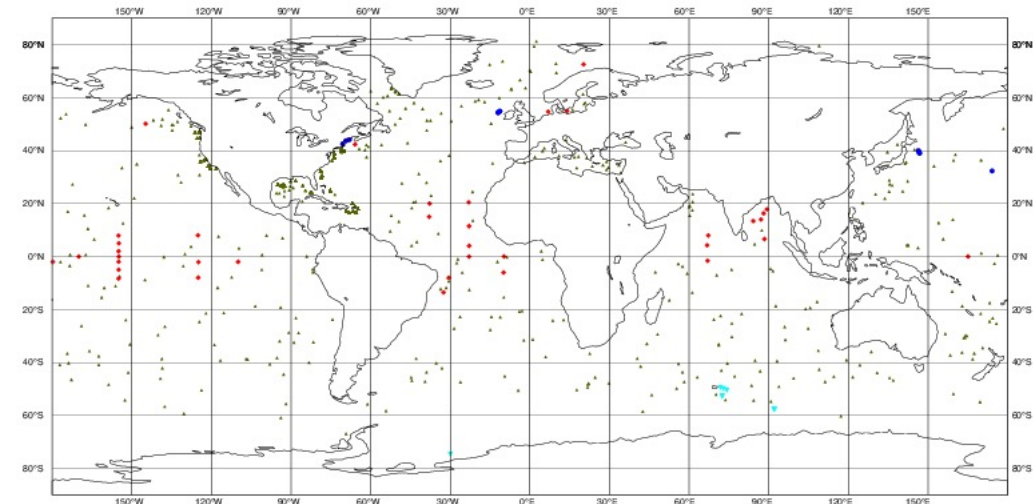
ECMWF data coverage (all observations) - SYNOPSIS-SHIP-METAR
2021100909 to 2021100915
Total number of obs = 177767

- Automatic Land SYNOP (14876)
- Manual Land SYNOP (9583)
- ▲ METAR (20479)
- ▼ Automatic SHIP (3319)
- × SHIP (1033)
- Abbreviated SHIP (135)
- Automatic METAR (36283)
- ◆ BUFR SHIP SYNOP (5576)
- ▲ BUFR LAND SYNOP (86483)

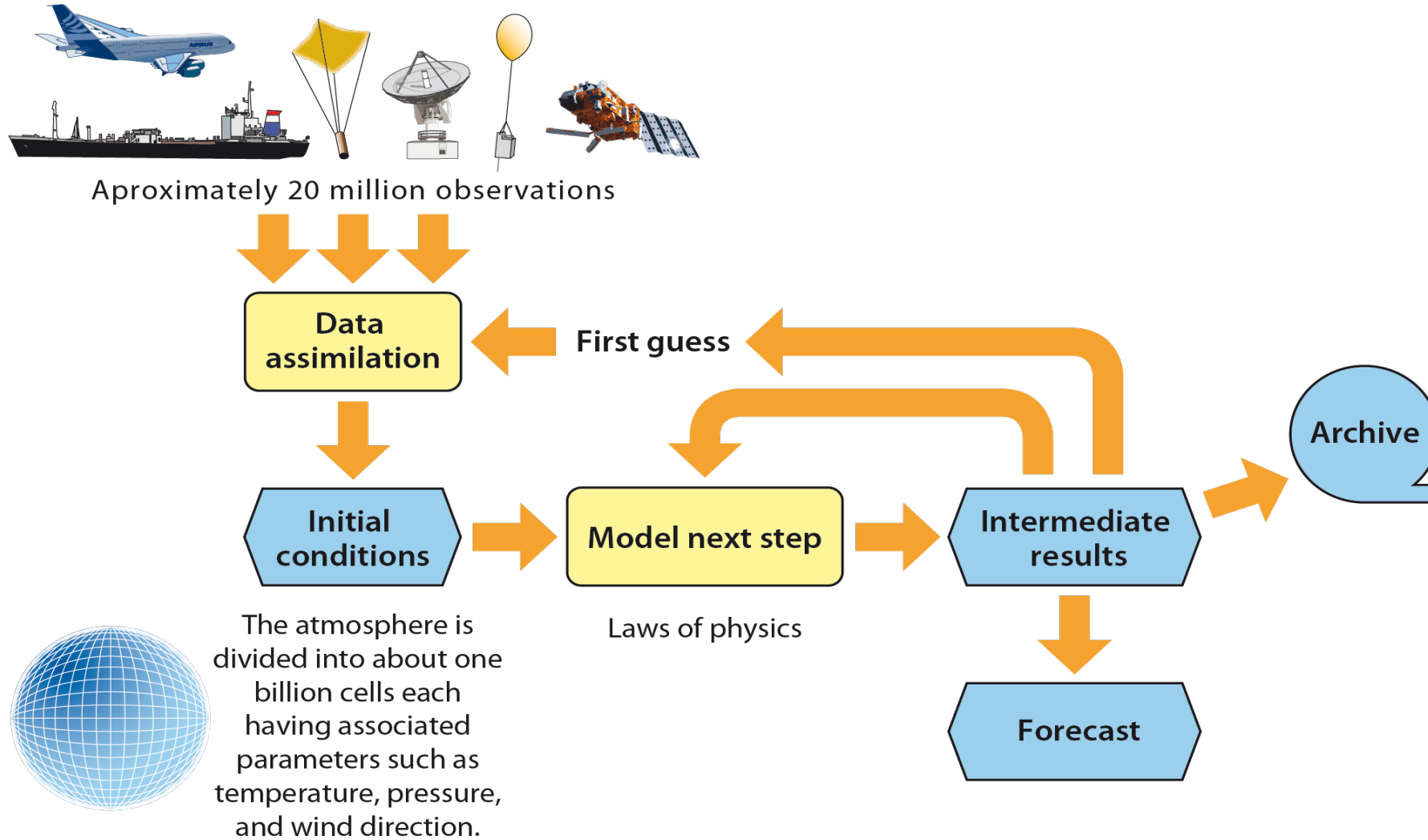


ECMWF data coverage (all observations) - SALINITY
20211007 00
Total number of obs = 1291

- CTDs (12)
- ◆ Ocean mooring (40)
- ▲ ARGO (1230)
- ▼ Mammals (9)



Con osservazioni e modelli possiamo ricostruire il clima



Carote di ghiaccio aiutano a capire il clima fino a 800.000 anni fa'

Le variazioni della temperatura vengono ricostruite dalle variazioni delle concentrazioni di deuterio.

La concentrazione di CO₂ and CH₄ sono stimate analizzando le bolle microscopiche d'aria intrappolate nel ghiaccio.

L'analisi della tracce di sabbia aiutano a capire da dove era stata trasportata l'aria intrappolata, e quindi a dedurre la circolazione a grande scala (se, ad esempio, i venti nel passato fossero più intensi o no, e che direzione avessero).

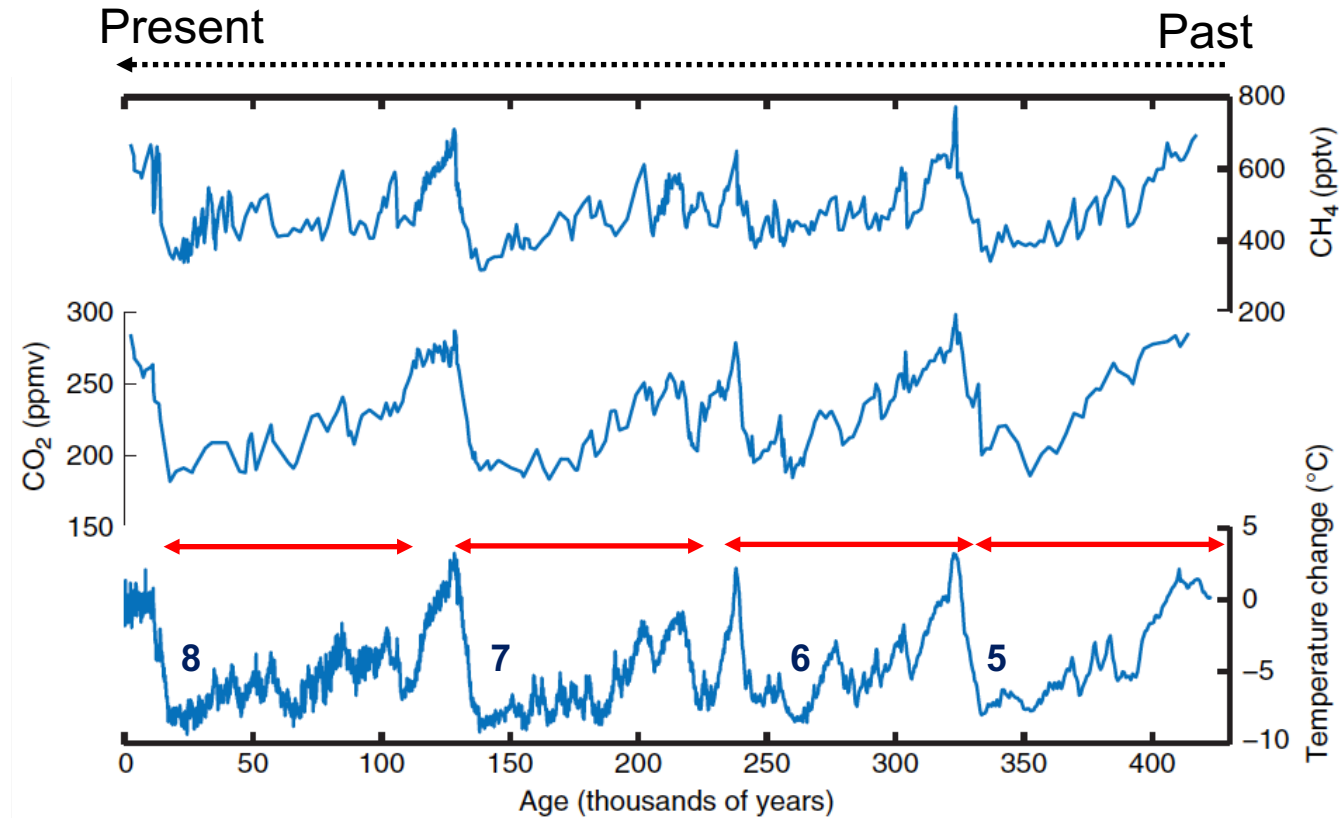


(source: NASA)

Il clima degli ultimi 450.000 anni

L'analisi dei carotaggi dalla base di Vostok-Antarctica, ci permette di ricostruire le variazioni di CO₂, CH₄ e T degli ultimi 450.000 anni.

Le concentrazioni di CO₂ and CH₄ sono variate in sincronia con la temperatura, con periodi più freddi caratterizzati da maggiori concentrazioni di sabbia, probabilmente perché le regioni di provenienza della sabbia erano caratterizzati da periodi più aridi e ventosi.



This figure shows methane, CO₂ and estimated temperature (from O₂ and D isotope ratios) from the Vostok ice core, Antarctica, over the last 440M years.

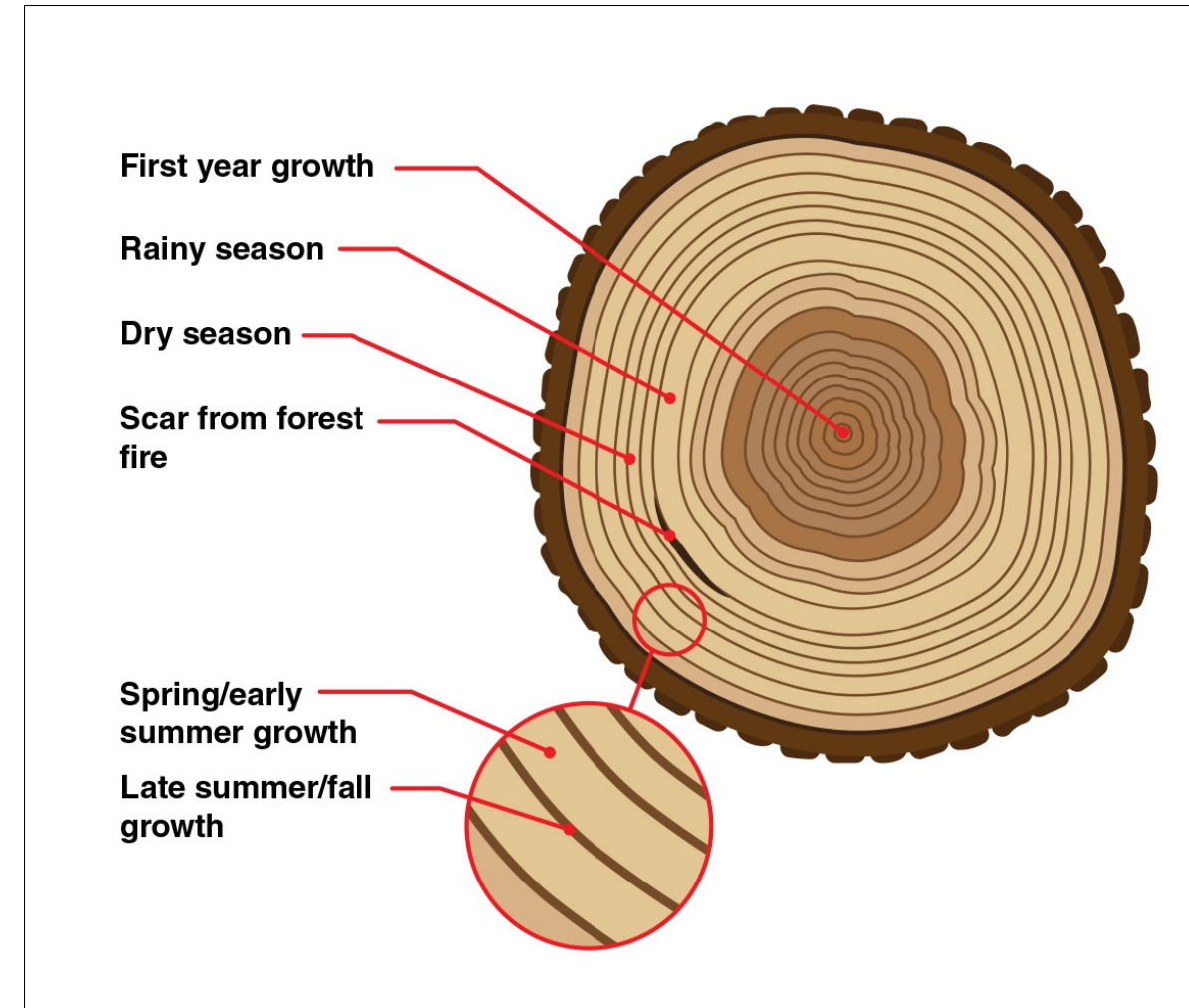
NB: blue numbers refer to the 8 glaciations listed in slide 14

(source: Wallace and Hobbs)

Gli anelli degli alberi possono dare informazioni sul clima

Dendrocronologia: l'analisi della struttura degli anelli degli alberi può aiutare a ricostruire il clima passato, a determinare gli anni più caldi/freddi, asciutti/piovosi, e il livello di CO₂.

La crescita degli anelli dipende dalle condizioni meteo locali e dalla concentrazione di CO₂.

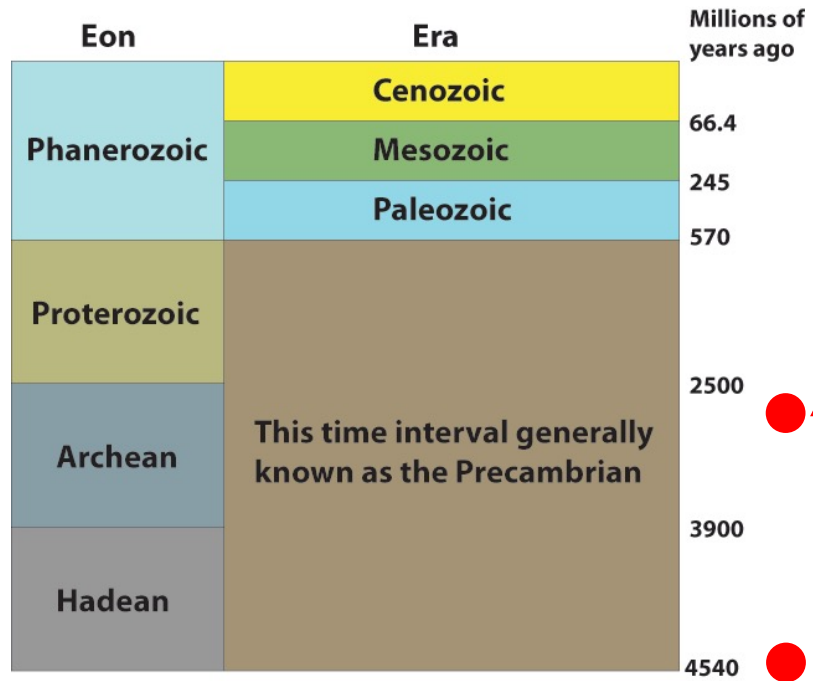


<https://mrgeogwagg.wordpress.com/2015/06/22/lesson-2-past-climate-change-how-and-why/>

Programma

1. Le componenti del sistema Terra che determinano il suo clima
2. Modelli ed osservazioni
- ➔ 3. Breve storia del clima della Terra
4. Il cambiamento climatico e gli scenari futuri

Le ere geologiche dell'evoluzione della Terra: i primi 6-4b



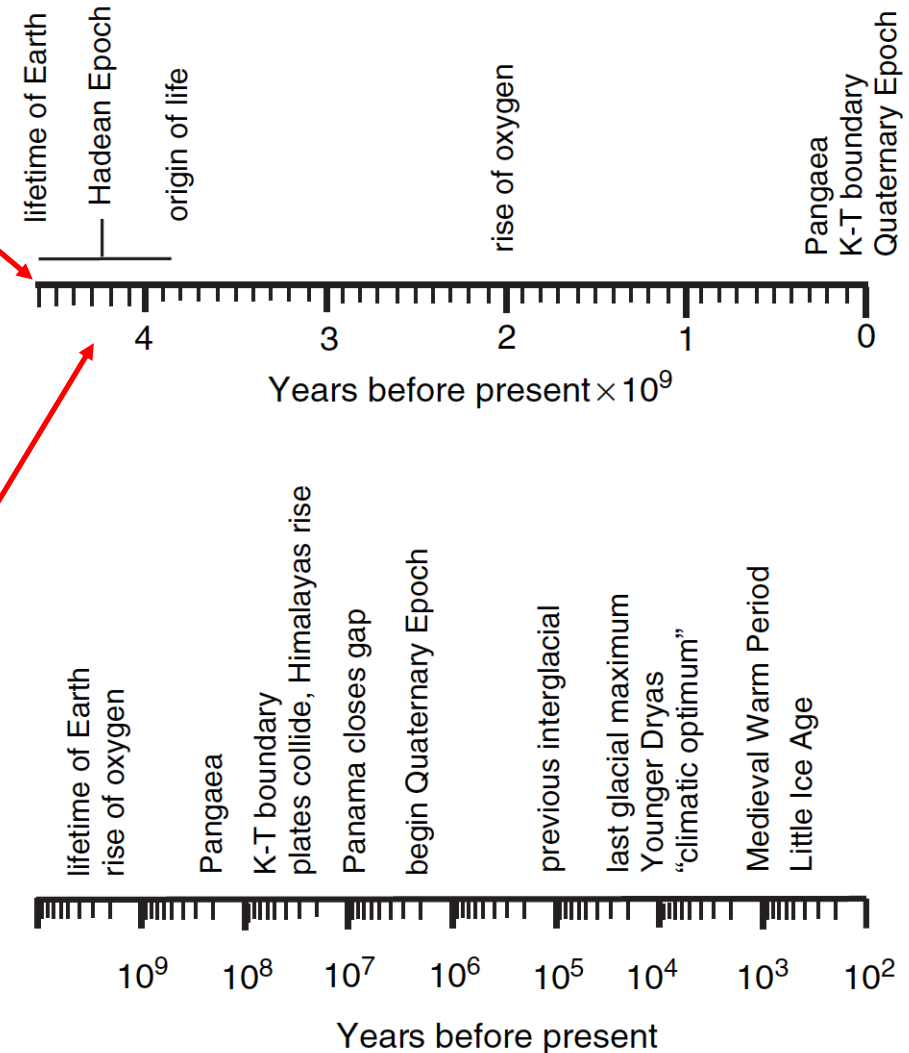
(source: Radford University)

La formazione e l'evoluzione del sistema Terra

Si pensa che il sole ed i pianeti si siano formati circa ~4.5 miliardi di anni fa' (4.5b), dal collasso gravitazionale del gas e della polvere interstellare.

All'interno della nube di gas c'erano componenti volatili (acqua, metano, ammoniaca, ed altre sostanze con una T di ebollizione bassa). Durante la formazione del sole, la parte interna della nube raggiunse T più alte, che portarono all'emissione delle sostanze più volatili. Questo è il motivo per cui i pianeti più vicini al sole hanno delle concentrazioni relativamente basse di queste sostanze.

Durante i primi 6-4b di anni ('Haden Epoch'), la Terra era continuamente bombardata da materiale solido e rocce ('planetesimals'). Il calore e la degassificazione causata dal loro impatto di queste portò alla vaporizzazione delle sostanze più volatili (quali l'acqua) e alla formazione di un'atmosfera primordiale.



(source: Wallace and Hobbs)

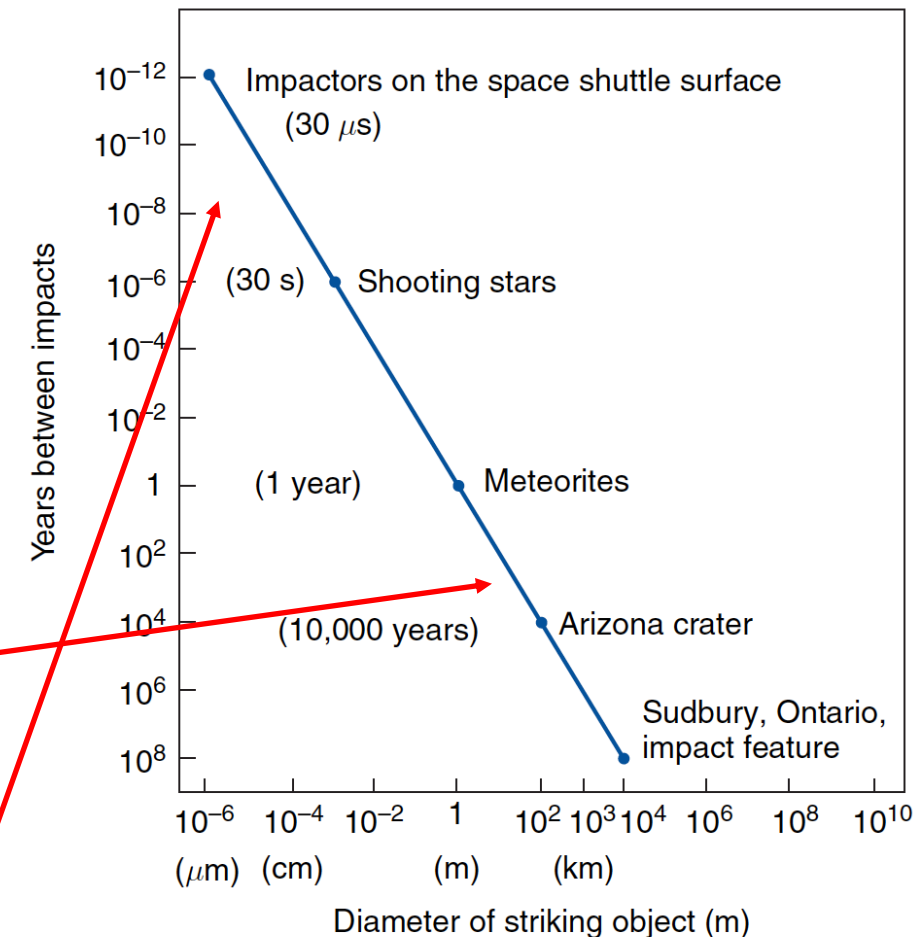
La formazione e l'evoluzione del sistema Terra

L'energia rilasciata dall'impatto degli oggetti più grossi era sufficiente a far vaporizzare gran parte degli oceani. La stessa formazione della luna viene attribuita ad uno di questi impatti.

Verso ~3.8 miliardi di anni fa' (3.8b), le condizioni sulla Terra era sufficientemente stabili per permettere lo sviluppo di forme di vita microbiche negli oceani.

La frequenza di cataclismi si era ridotta, anche se ogni tanto eventi estremi quali la caduta di grossi meteoriti continuavano ad accadere. Ad esempio, la caduta di un meteorite ~65M di anni fa' molto probabilmente causò la scomparsa di molte specie animali, tra cui i dinosauri nel periodo Cretaceo-Terziario (K-T).

Ancora oggi la Terra è bombardata da meteoriti, chiaramente molto più piccoli, che si dissolvono al contatto con l'atmosfera.

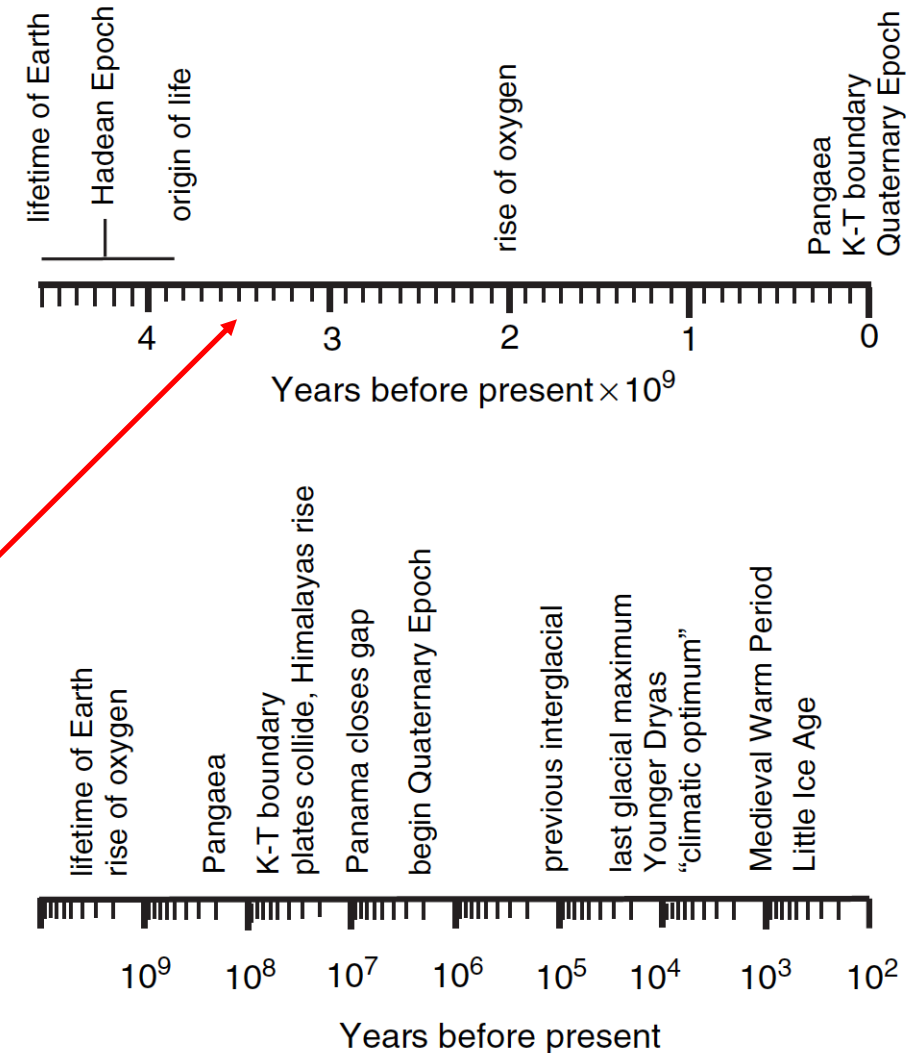


(source: Wallace and Hobbs)

Concentrazione di GHG nel passato lontano (~6-2b di anni fa')

In ogni stella, l'emissione della radiazione varia durante il suo ciclo di vita. Durante la fase di crescita, l'emissione aumenta a causa dell'aumento dell'intensità dei processi di fusione. Si pensa che la luminosità del sole sia cresciuta di circa il 30% durante l'esistenza del sistema solare.

Evidenze geologiche indicano che, a parte pochi brevi intervalli, gli oceani siano rimasti liberi dal ghiaccio. Il fatto che la superficie della Terra non sia mai stata completamente congelata per lunghi periodi nei primi milioni di anni, indica che, molto probabilmente, nel lontano passato la concentrazione dei gas serra (GHG) fosse più alta che oggi.

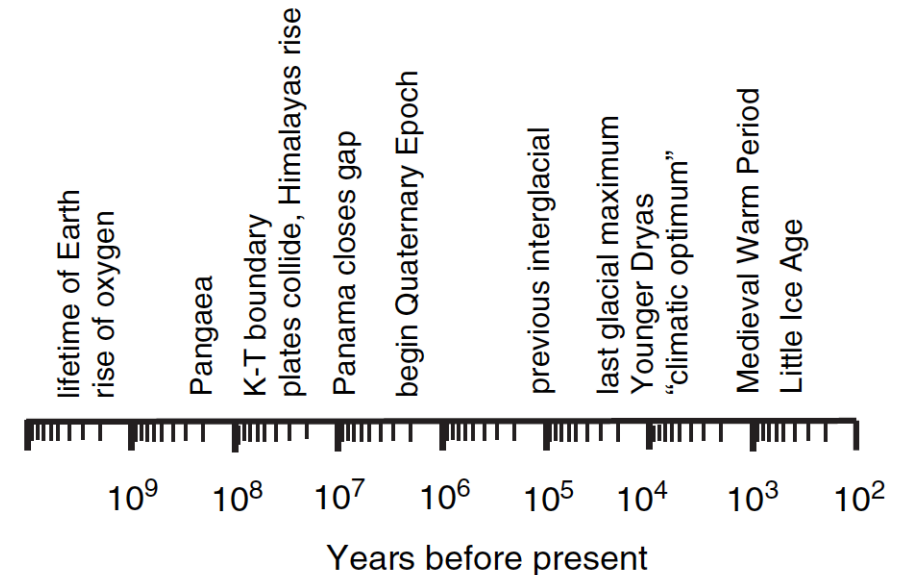
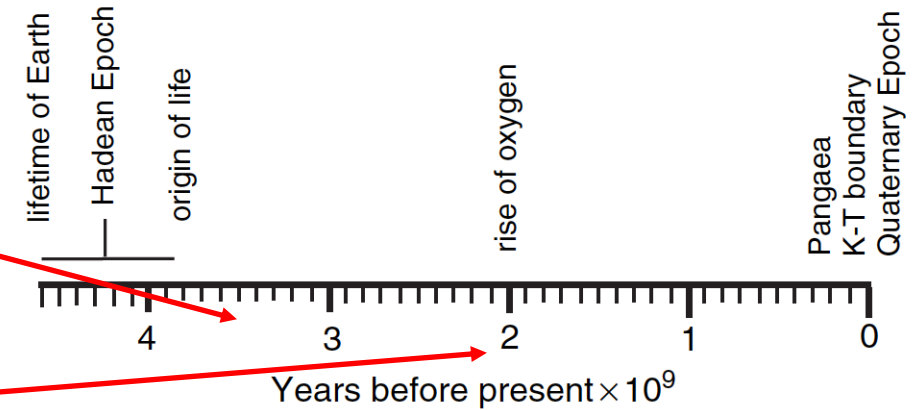


(source: Wallace and Hobbs)

La crescita della concentrazione dell'ossigeno (~2b di anni fa')

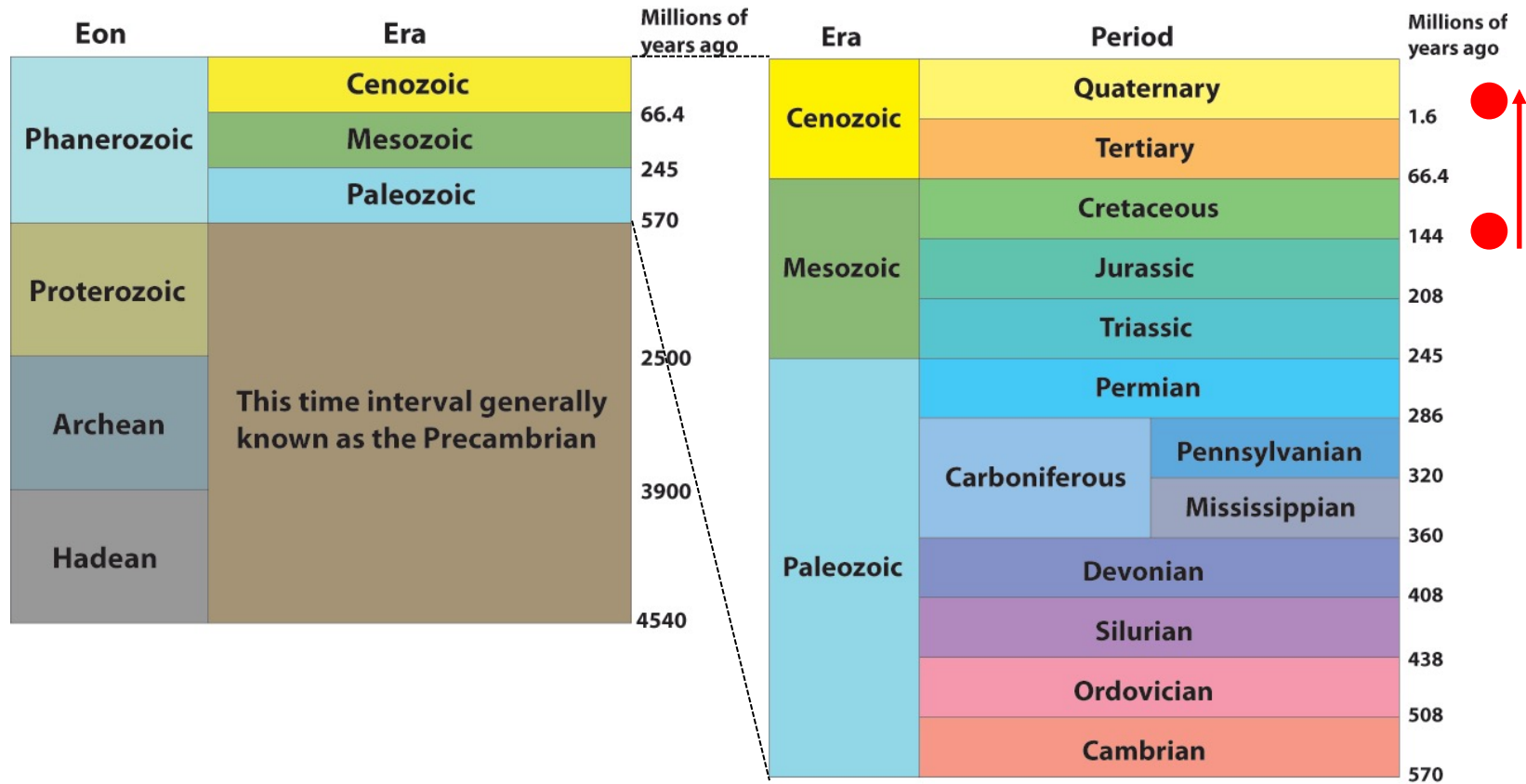
Una tappa importante nell'evoluzione del sistema Terra è stata la crescita della concentrazione dell'ossigeno.

Si pensa che batteri capaci di liberare l'ossigeno siano stati presenti nell'ossigeno da circa 3 miliardi, forse 3.8 miliardi di anni fa (3.8b-3b), ma evidenze geologiche indicano che l'ossigeno abbia iniziato ad accumularsi nell'atmosfera solo circa 2.4 miliardi di anni fa' (2.4-2.2b).



(source: Wallace and Hobbs)

Le ere geologiche dell'evoluzione della Terra: gli ultimi 100M



(source: Radford University)

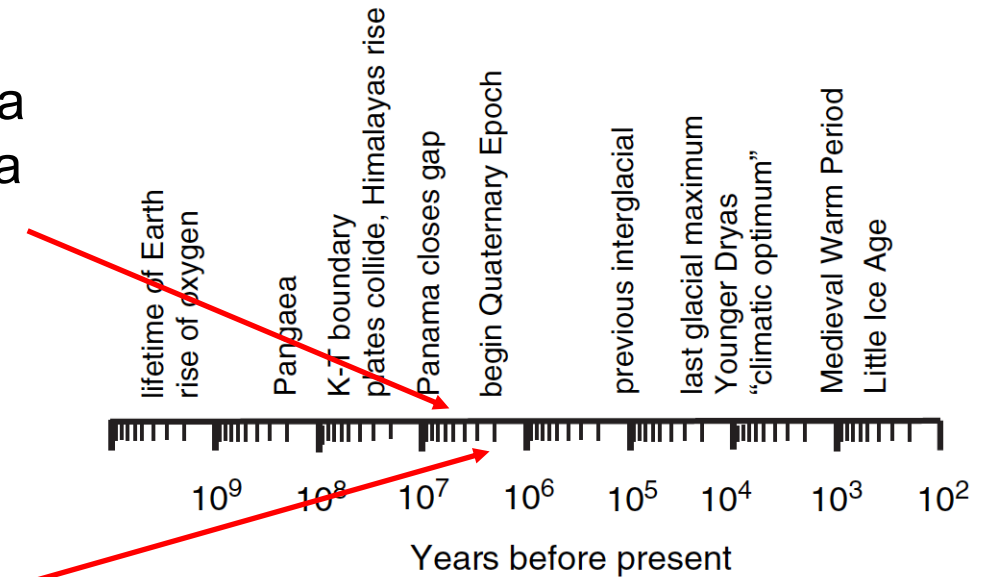
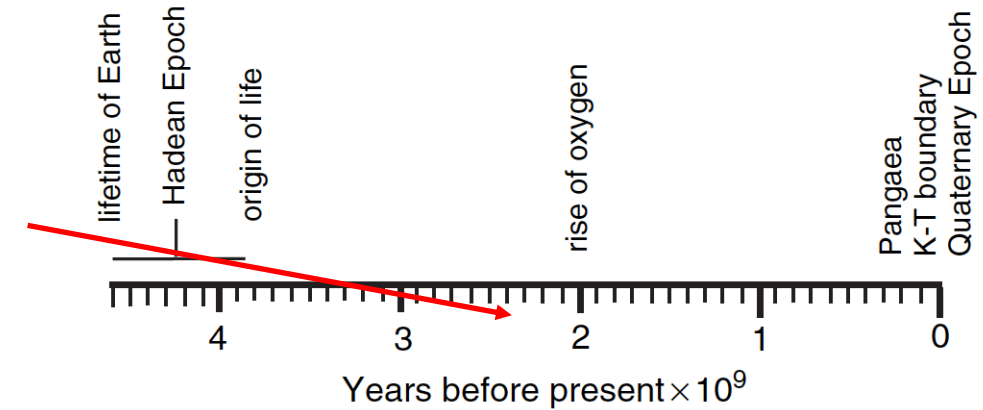
I 100 milioni di anni più recenti

Evidenze geologiche indicano che la crescita della concentrazione dell'ossigeno, una volta iniziata, è stata molto rapida, con livelli passati da ~0.01% (rispetto al valore di oggi) circa 2.4 miliardi di anni fa', a ~ 1-3% circa 1.9 miliardi di anni fa'.

Grazie all'aumento della concentrazione dell'O₂, anche lo strato di O₃ iniziò a formarsi, e a proteggere la Terra dall'impatto della radiazione ultra-violetta.

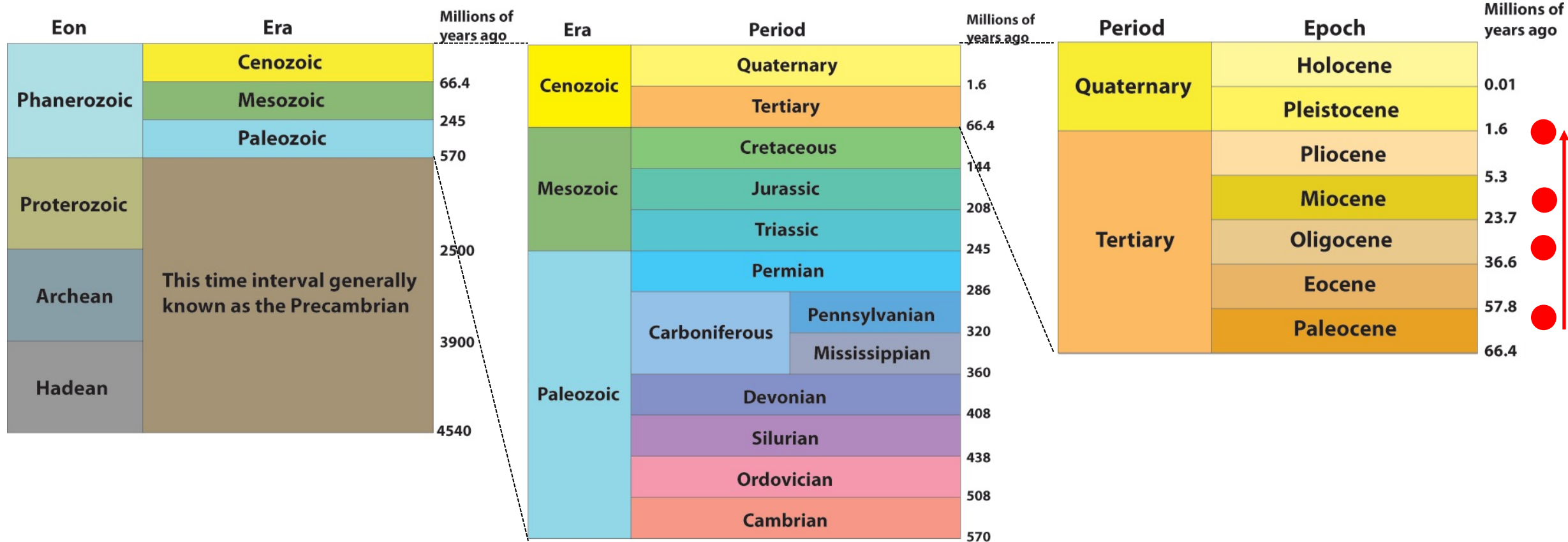
Durante il Cretaceo (che finisce ~65 milioni di anni fa'), la T della superficie della Terra era sostanzialmente più alta che oggi. Evidenze geologiche indicano inoltre che la concentrazione di CO₂ fosse ~10 volte più alta che oggi.

Dopo questa epoca, la Terra passa attraverso un lungo intervallo di tempo di raffreddamento e riduzione della concentrazione di CO₂, che culmina con la glaciazione del *Pleistocene*, che iniziò ~2.5M di anni fa'.



(source: Wallace and Hobbs)

Le ere geologiche dell'evoluzione della Terra: il Terziario

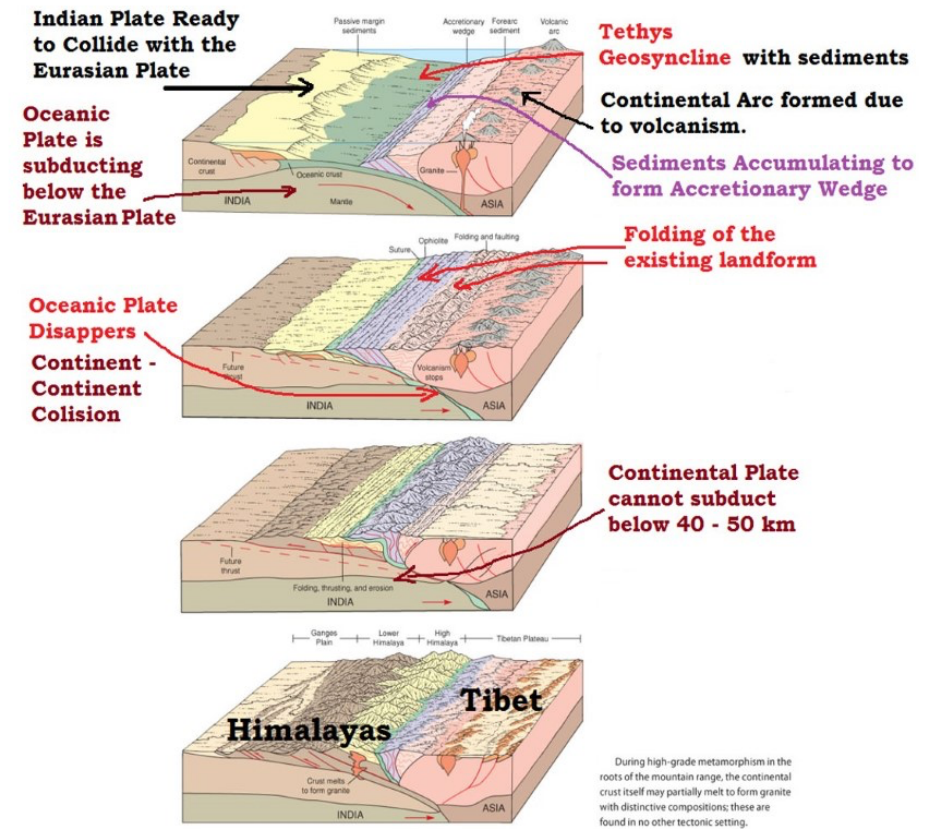


(source: Radford University)

Il raffreddamento del Pleistocene (~2.5M di anni fa')

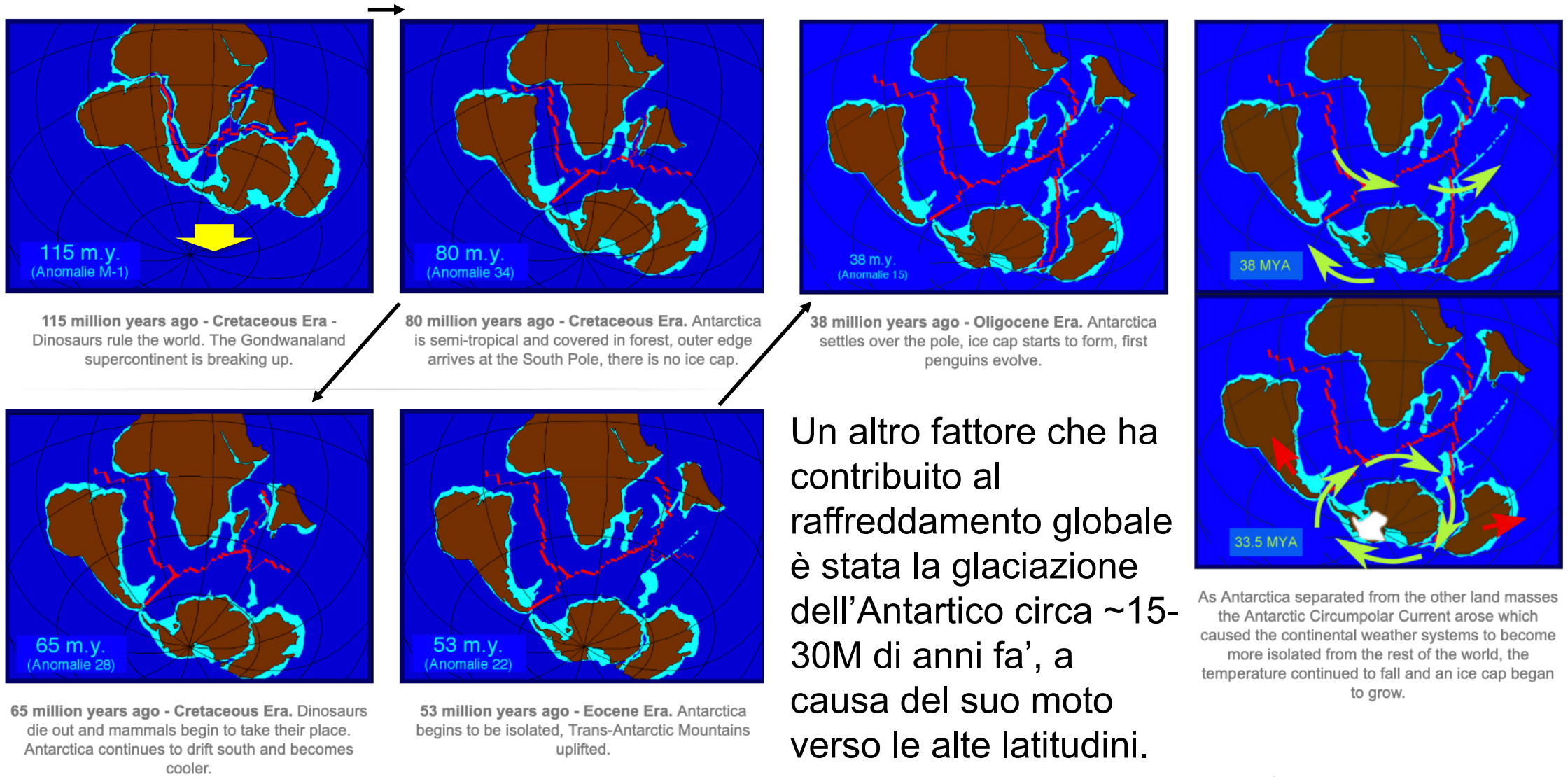
Il raffreddamento del *Pleistocene* viene attribuito ai movimenti delle masse di terra ferma (tettonica a zolle). Evidenza geologica indica che a partire da circa 100M di anni fa', i movimenti delle diverse placche si siano ridotti. Meno movimenti hanno portato ad una minore ingestione di sedimenti di calcare nel mantello della Terra, e questo ha portato ad una riduzione del metamorfismo, che ha favorito una riduzione delle emissioni di CO₂ dai vulcani.

Nello stesso arco temporale, la formazione della catena dell'Himalaya (causato dalla collisione della placche Indiana ed Asiatica) ha portato ad un aumento dell'azione degli agenti atmosferici sulle rocce, in particolare sulle rocce di silicato di calcio (CaSiO₃). Questa azione ha reso disponibile una maggiore quantità di ioni Ca²⁺ per la formazione di calcare negli oceani, accelerando quindi la rimozione della CO₂ dagli oceani, e quindi anche dall'atmosfera.



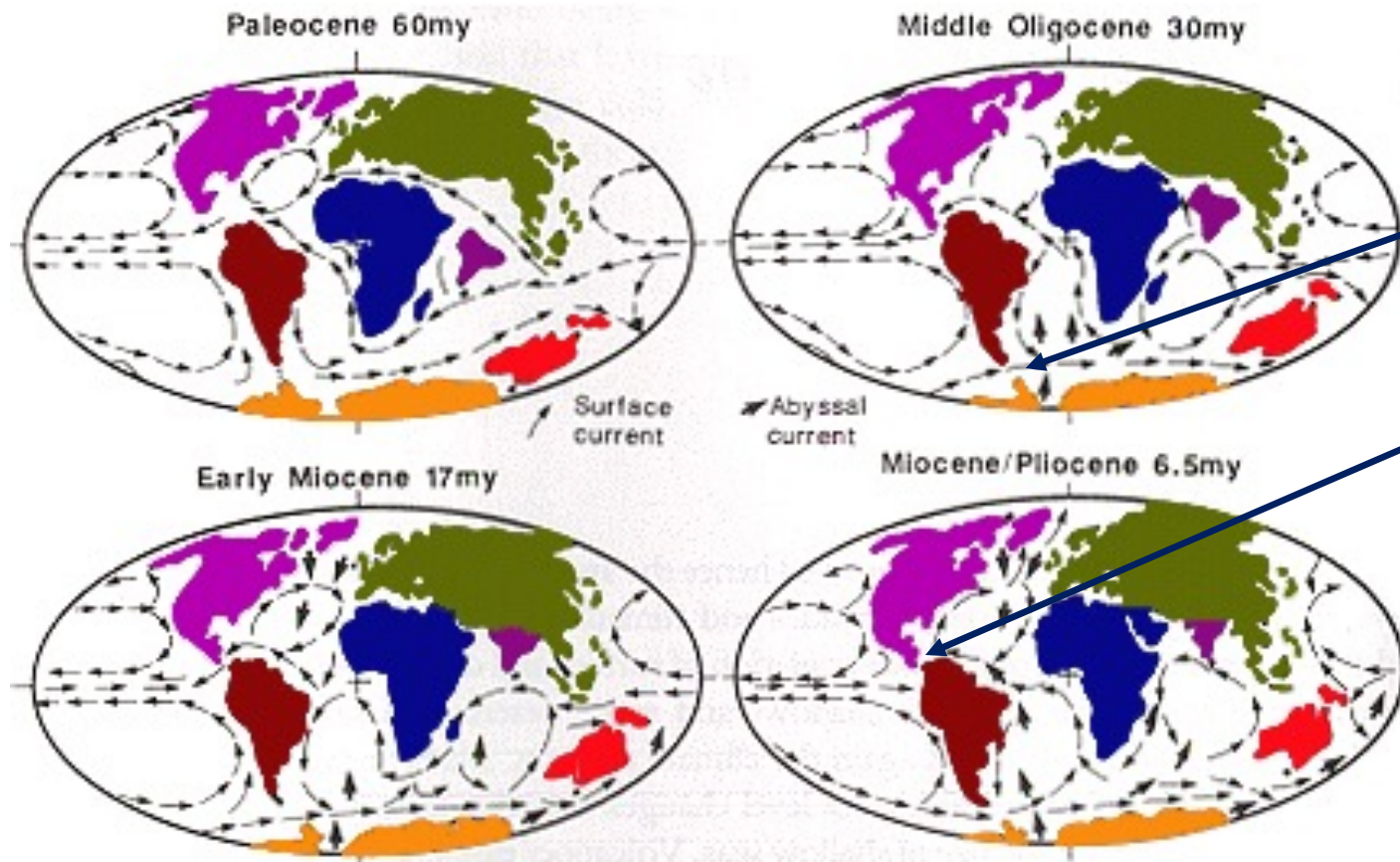
(source: pmfias.com)

I movimenti della placca Antartica (tra 115M > 32.5M di anni fa')



(source: coolantarctica.com)

Il moto dei continenti e delle correnti (60M > 6.5M di anni fa')

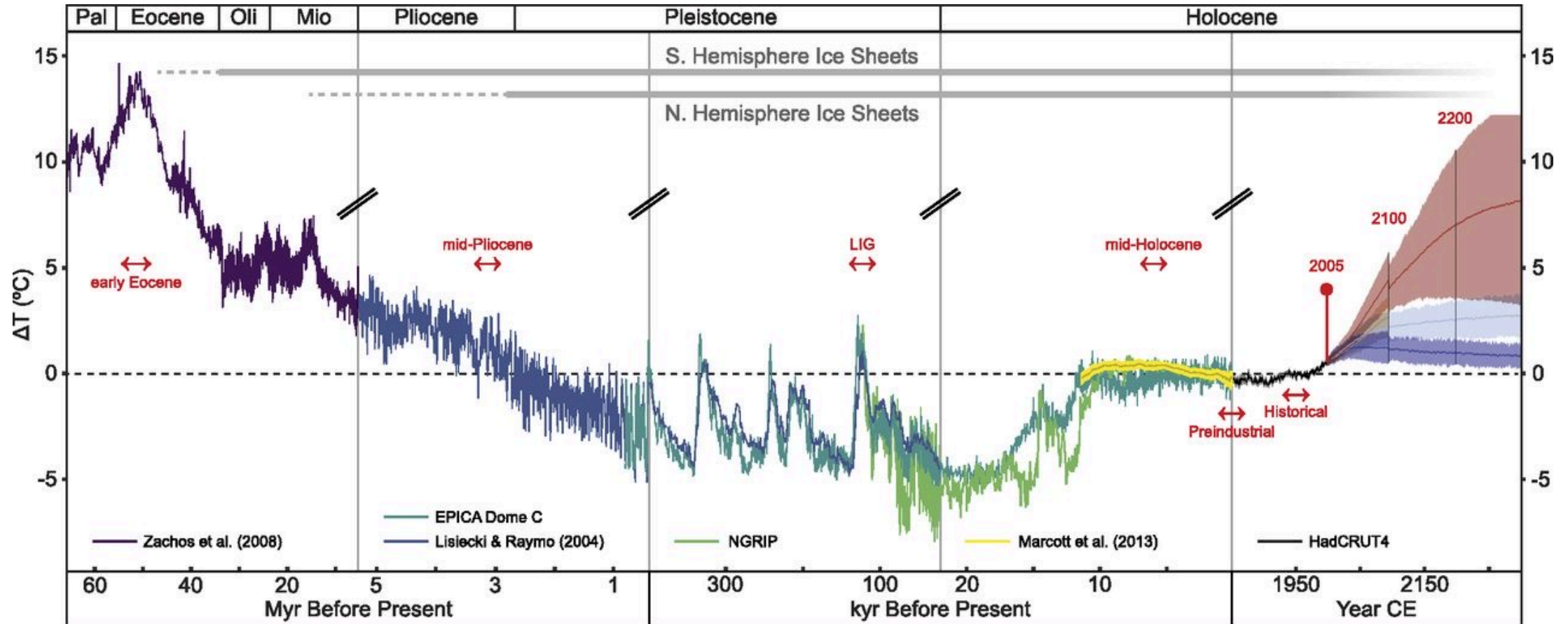


Due altri aspetti importanti, causati dal moto delle placche tettoniche, sono stati (a) l'apertura del passaggio di Drake nell'emisfero sud ~15-30M di anni fa', che ha portato alla formazione della corrente circumpolare Antartica, e (b) la chiusura dell'istmo di Panama ~3M di anni fa'.

Si pensa che questi due eventi abbiano causato delle variazioni sostanziali nella circolazione oceanica termoalina, e quindi una riduzione del flusso di calore verso il Nord dell'oceano Atlantico, causando un'accelerazione del raffreddamento dell' Artico.

(source: acer.acre.ca)

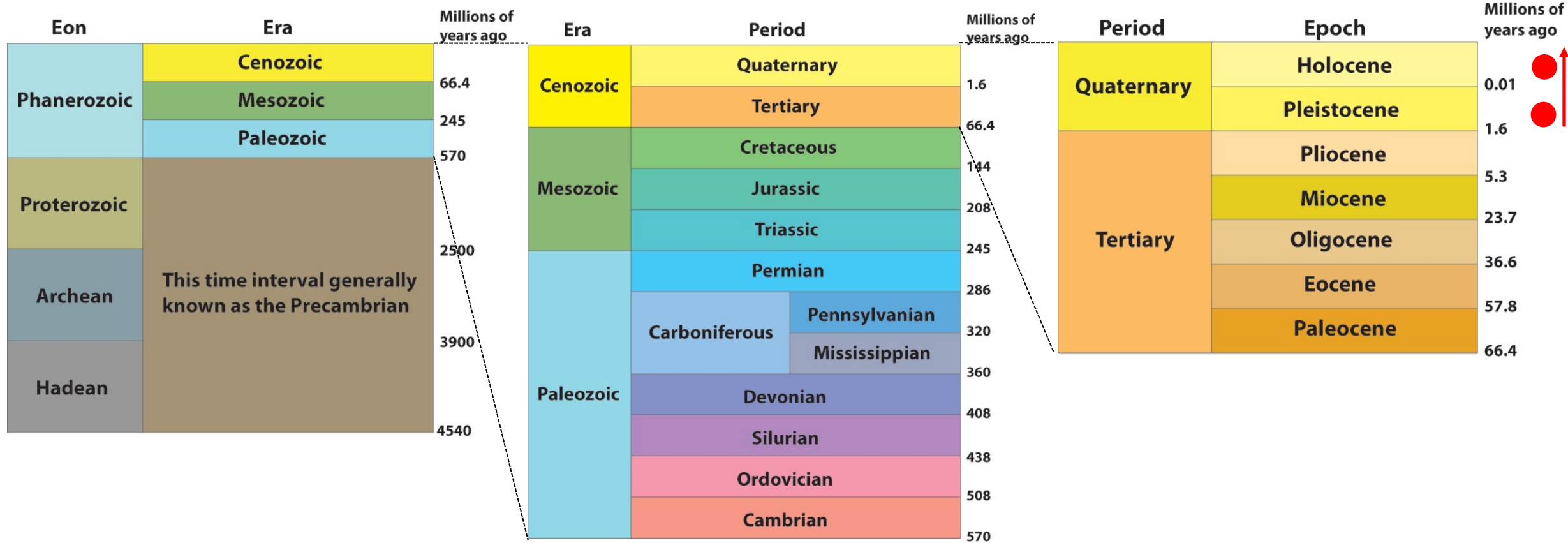
Ricostruzione del clima passato degli ultimi 60M di anni



Le variazioni maggiori della temperatura includono (a) una tendenza generale al raffreddamento, (b) fluttuazioni periodiche legate a cambiamenti dell'orbita della Terra con periodi di 10^4 – 10^5 anni, e (c) più recentemente il riscaldamento osservato e previsto. Le anomalie di temperatura si riferiscono alla media del periodo 1961–1990, e sono rappresentate in 5 intervalli temporali principali.

(source: Wallace and Hobbs)

Le ere geologiche dell'evoluzione della Terra: il Quaternario



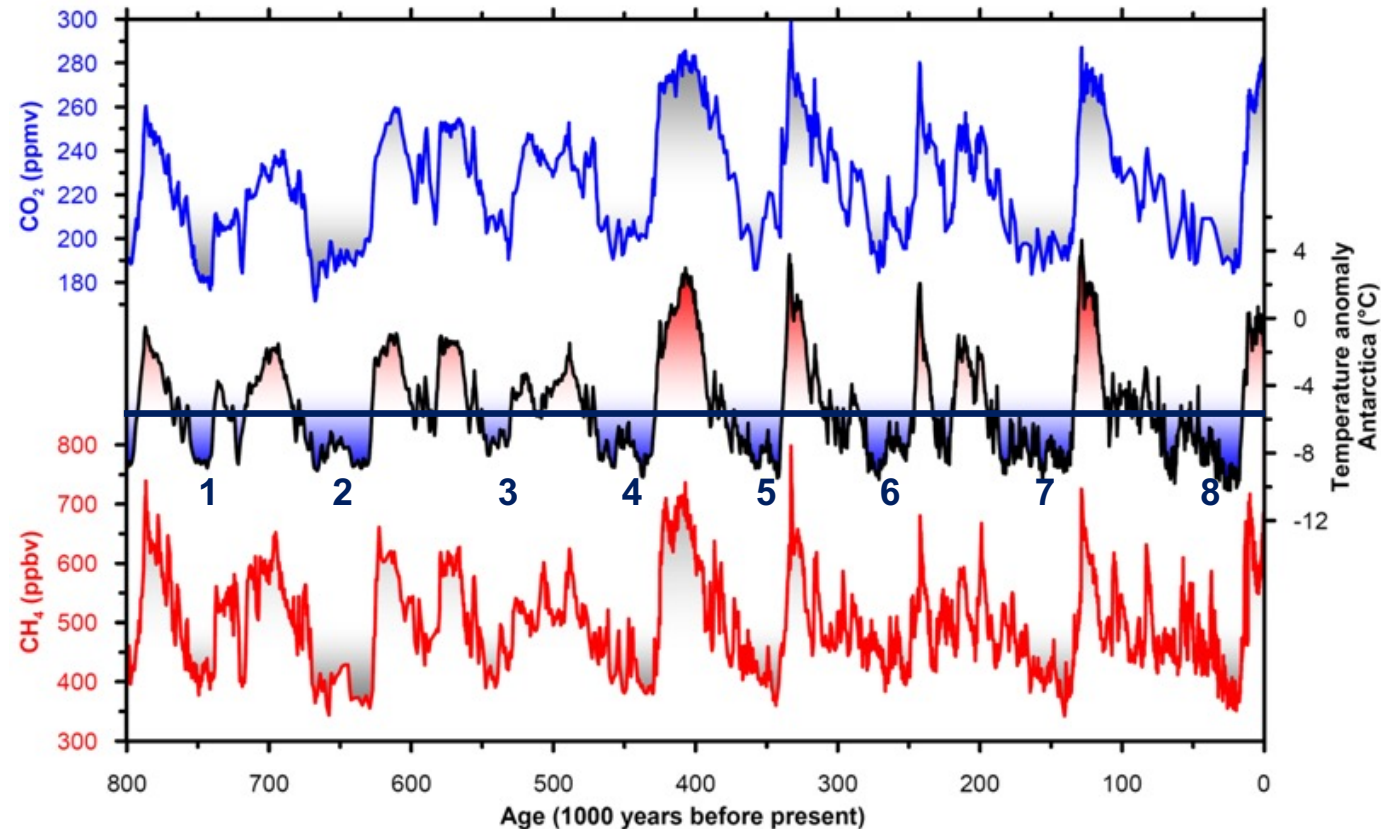
(source: Radford University)

Il clima dei 2.5 milioni di anni più recenti

I 2.5 milioni di anni più recenti sono stati caratterizzati da oscillazioni tra epoche glaciali (durante le quali una grande parte dell'Europa e del Nord America erano coperte di ghiacci), ed epoche interglaciali più corte, come quella in cui viviamo.

L'analisi degli isotopi del carbonio (C) e dell'ossigeno (O₂), e dei resti degli organismi rimasti sepolti nei sedimenti marini, ci aiutano a ricostruire il clima passato del periodo Quaternario (<1.6M di anni).

L'analisi di carotaggi di ghiaccio permette di ricostruire il clima negli ultimi 800.000 anni.



Durante gli ultimi 800k anni, abbiamo assistito a 8 glaciazioni, caratterizzate da una propagazione dei ghiacci in Euro-Asia e nell'America del Nord, e da temperature più basse.

(source: icelandclimate.nbi.ku.dk)

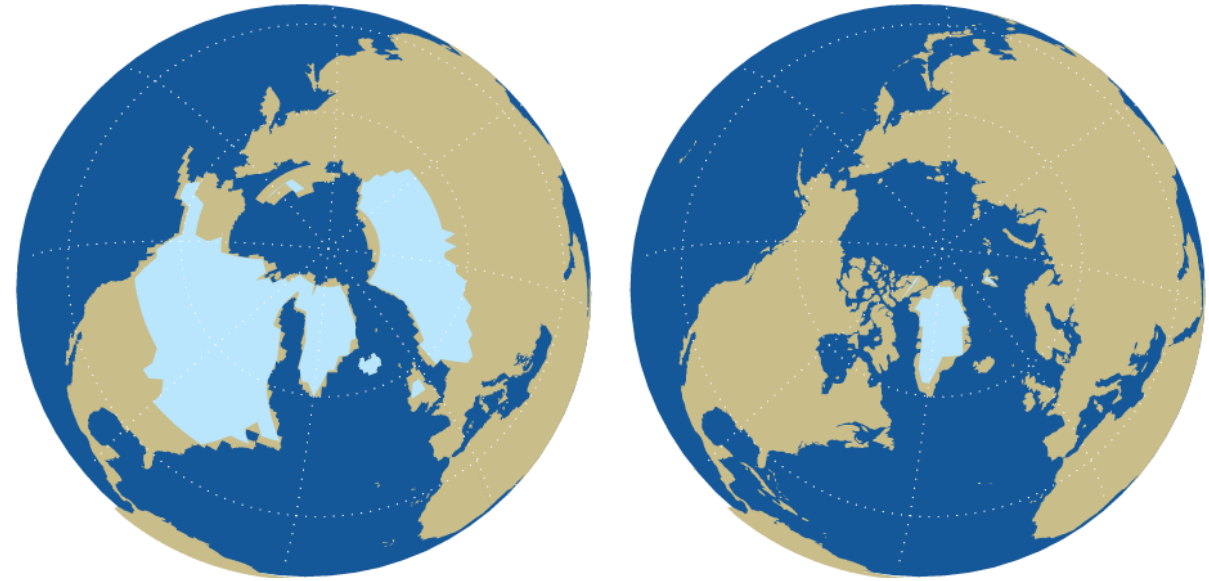
Il picco glaciale più recente (~20,000 anni fa')

Questa figura confronta l'estensione dei ghiacci nell'emisfero nord durante il picco dell'ultima era glaciale di circa ~ 20,000 anni fa', e ago) con quella attuale.

Parte del Canada era coperta da ghiacci con uno spessore di circa 3km. A causa della grande quantità di acqua sequestrata dai ghiacciai, il livello del mare era circa 125m più basso di oggi.

La concentrazione della CO₂ in atmosfera era ~180 ppm (parti per milione), mentre durante l'ultimo periodo inter-glaciale prima della rivoluzione industriale era di ~260 ppm.

La T media era ~10 C più bassa di oggi in Groenlandia, e ~4 C più bassa ai tropici.



(source: Wallace and Hobbs)

Variazioni di T e gas serra nel Quaternario (<1.6M di anni)

Durante questo periodo, in generale la concentrazione dei gas serra (GHGs) varia in sincronia con la T: durante i periodi glaciali la concentrazione dei GHGs è relativamente bassa, mentre durante i periodi inter-glaciali è relativamente alta.

L'analisi dei carotaggi di ghiacci mostra un piccolo ritardo delle fluttuazioni della concentrazione di CO₂ rispetto alle variazioni del volume del ghiaccio, e quindi della T. In altre parole, le fluttuazioni della concentrazione di CO₂ sembrano avvenire in seguito a variazioni della massa del ghiaccio, implicando quindi un processo di feedback positivo della CO₂: a seguito del raffreddamento del clima, più ghiaccio si forma, la concentrazione della CO₂ diminuisce, e questo causa a sua volta un'ulteriore diminuzione della T.

E' interessante leggere il rapporto IPCC AR4:

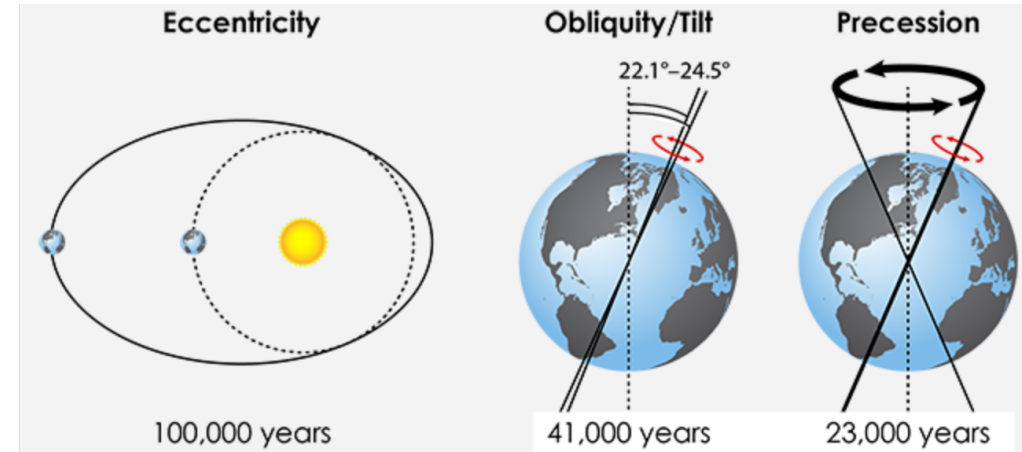
- Variazioni nella concentrazione di CO₂ su scale lunghe appaiono essere dovute a variazioni dell'attività delle placche tettoniche (ad esempio, a causa di un attività vulcaniche).
- La spiegazione delle variazioni della CO₂ tra i periodi glaciali a quelli interglaciali è più incerta, ed è molto probabilmente legata ad una serie di meccanismi: processi in atmosfera e negli oceani, nei sedimenti marini e terrestri, ed alla dinamica della criosfera

(source: Wallace and Hobbs)

Variazioni di T e dell'orbita nel Quaternario (<1.6M anni)

Le variazioni della T più pronunciate del Quaternario sono state causate da variazioni dell'orbita della Terra che hanno influenzato l'irradiazione alle alte latitudini d'estate, che sono avvenute con tre periodi:

- Ciclo di 100.000 anni: variazioni dell'**eccentricità** dell'orbita con un ciclo di 100,000-year, che varia tra 0 e 0.06, ed oggi è 0.017;
- Ciclo di 41.000 anni: variazioni dell'**obliquità**, dell'inclinazione dell'asse della Terra (rispetto al piano dell'orbita della Terra), che varia tra 22.0 e 24.5 gradi, ed oggi è di 23.5 gradi;
- Cicli di 23.000 e 19.000 anni, legati alla **precessione** dell'orbita della Terra, che causa una processione del perielio, il giorno in cui la Terra è più vicina al Sole (nel 2021 è stato il 2 gennaio) di ~1.7 giorni ogni 100 anni



In the 1920s, Milutin Milankovitch theorized that variations in Earth's orbit caused ice ages. He was one of the first to calculate how changes in Earth's eccentricity, obliquity and precession would affect the intensity and distribution of solar energy hitting the planet, and whether they could drive massive global climate changes. Credit: K. Cantner, AGI.

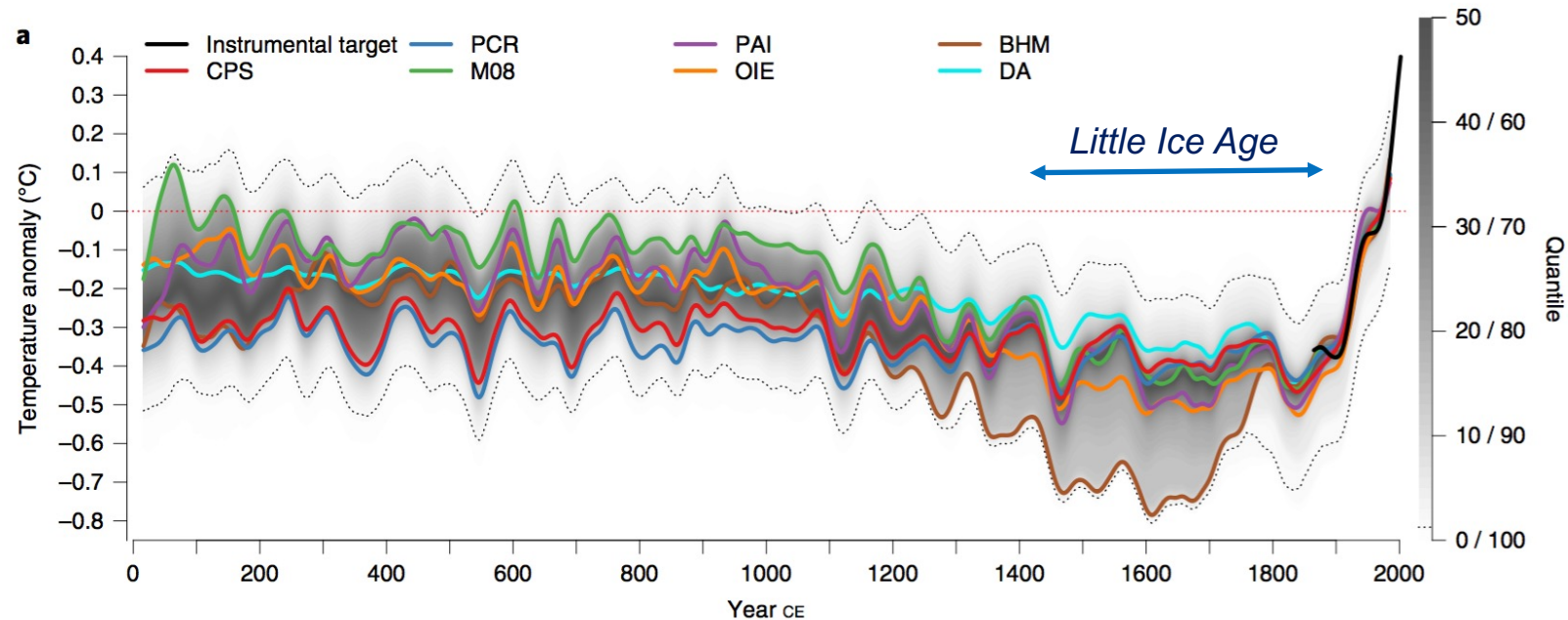
(source: earthmagazine.org)

Il clima degli ultimi 2000 anni e la piccola era glaciale

Un esempio dell'impatto di variazioni minori di T sui popoli viene dall'Islanda: durante il periodo freddo tra il XIV-XVIII secolo (*Little Ice Age*), la popolazione dell'Islanda diminuì sostanzialmente, e vari paesi furono abbandonati in alcune parti della Norvegia e delle Alpi.

Altre due aree che hanno subito l'impatto delle variazioni del clima durante l'Olocene sono le seguenti:

- Il Sahara, che circa 6k anni fa' aveva una vegetazione rigogliosa;
- Il Medio Oriente, dove zone dove un tempo veniva no prodotte grandi quantità di cibo, oggi sono troppo aride per supportare l'agricoltura



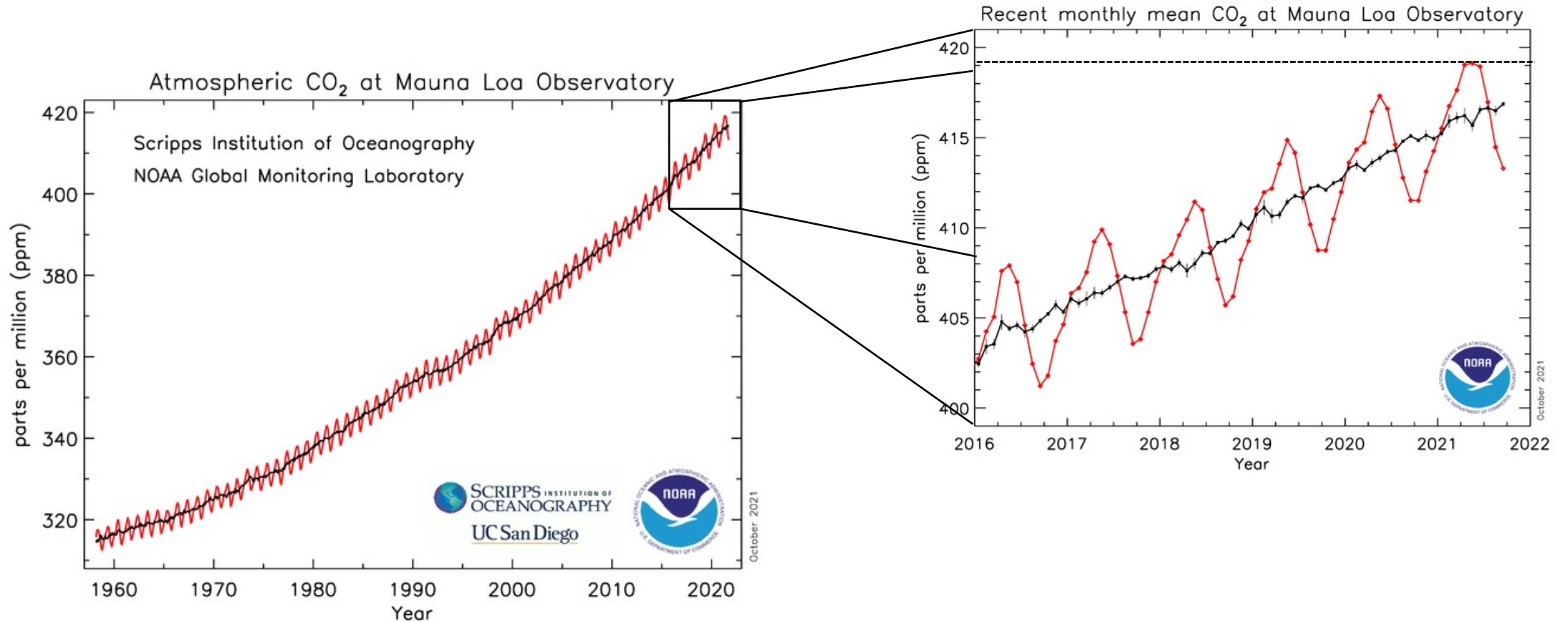
(source: Nature Science 2019)

Programma

1. Le componenti del sistema Terra che determinano il suo clima
2. Modelli ed osservazioni
3. Breve storia del clima della Terra
- ➔ 4. Il cambiamento climatico e gli scenari futuri

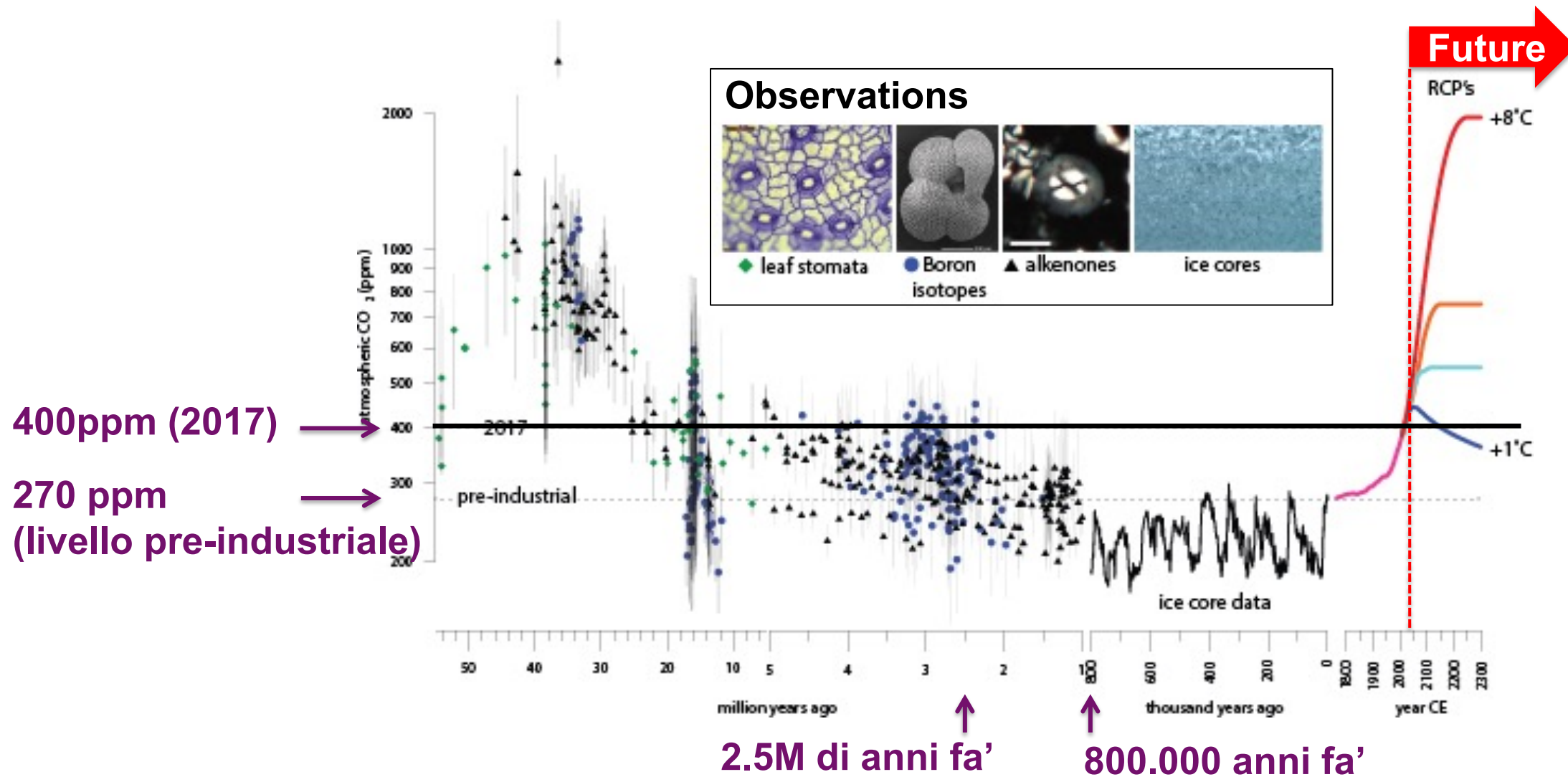
La concentrazione della CO₂ continua a salire

Le osservazioni del laboratorio NOAA di Mauna Loa (Hawaii) vengono utilizzate per monitorare come le concentrazioni evolvono.



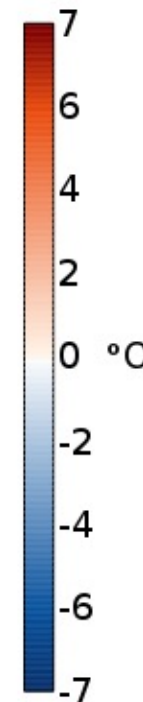
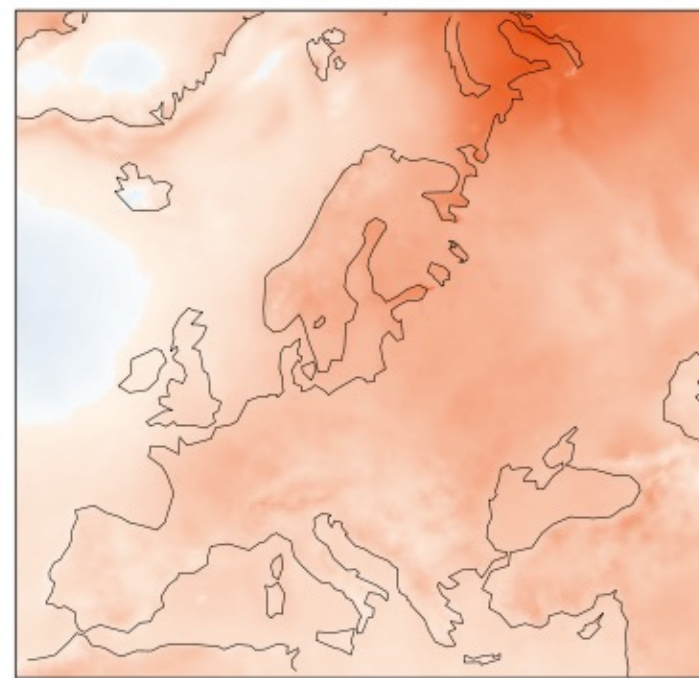
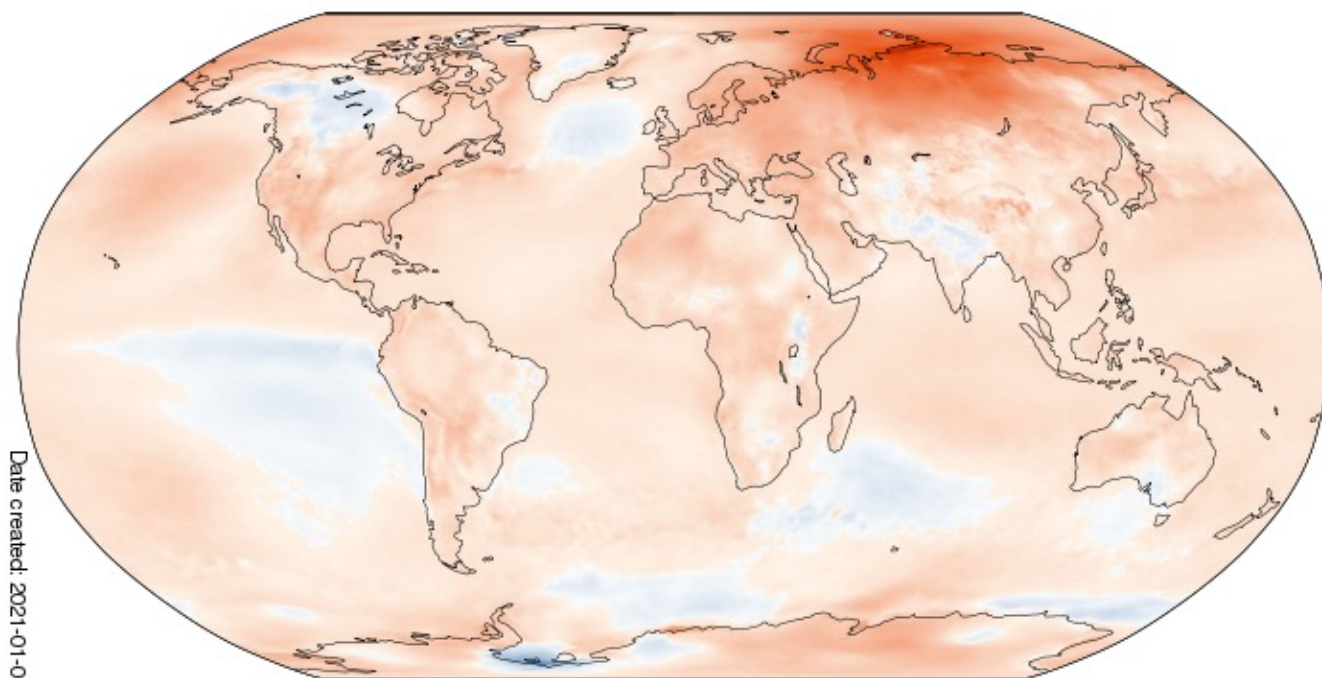
(source: Mauna Loa Observatory)

La concentrazione di CO₂ > 400ppm ... come 2.5M di anni fa'



Il 2020 ed il 2016 sono stati gli anni più caldi dal 1979

Surface air temperature anomaly for January 2020 to December 2020



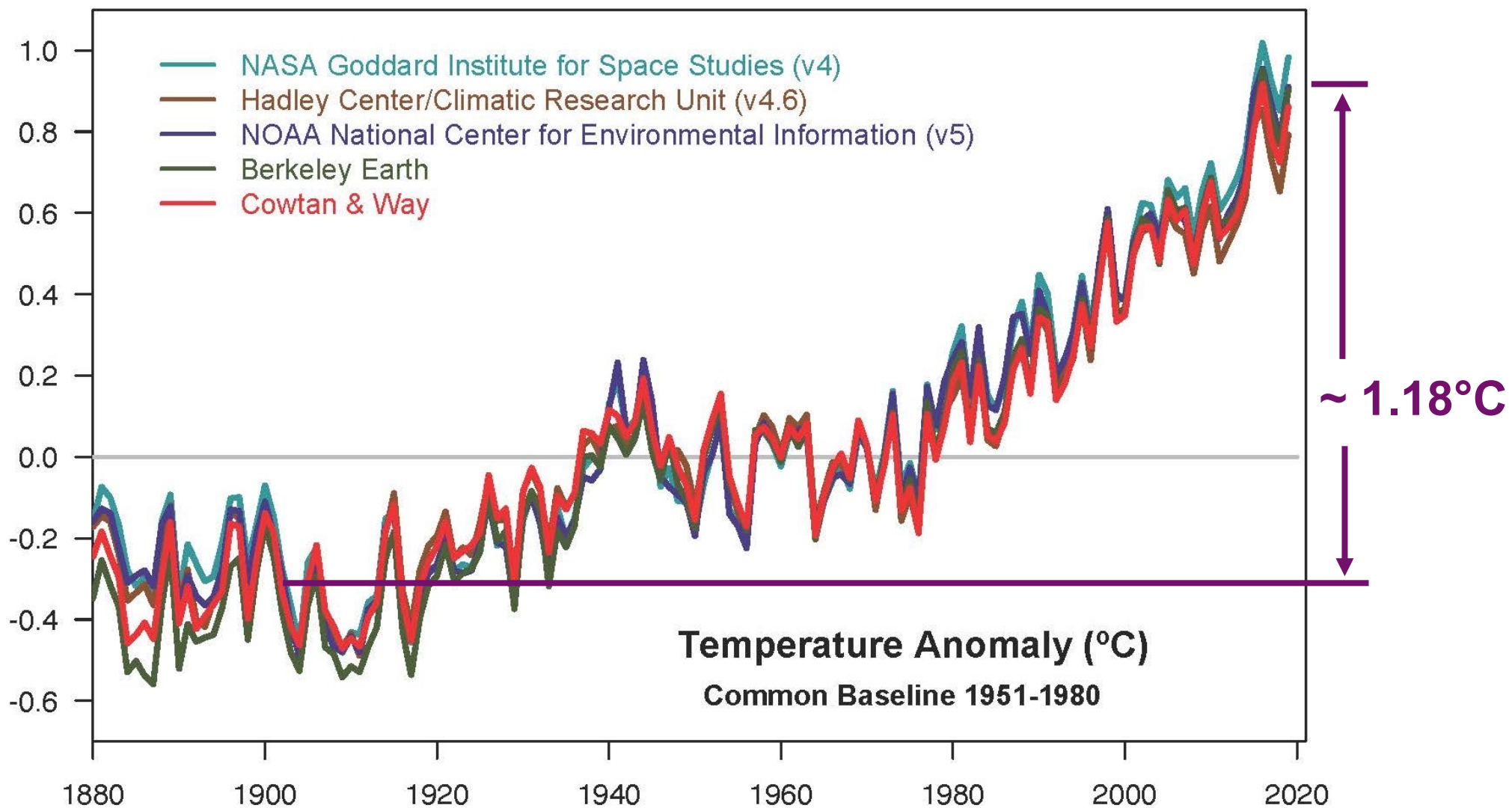
Date created: 2021-01-03

(Data: ERA5. Reference period: 1981-2010. Credit: C3S/ECMWF)



(from Copernicus)

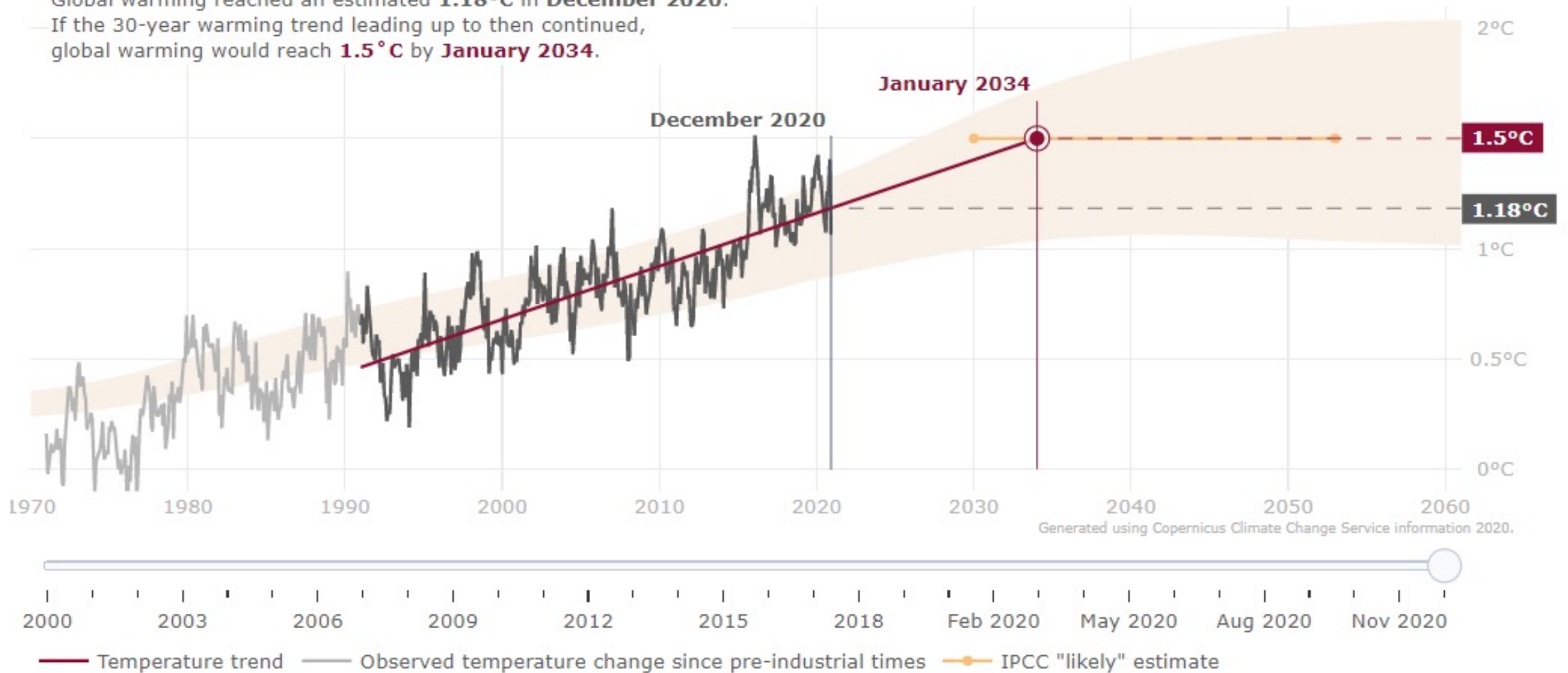
Siamo a ~ +1.2°C, il riscaldamento accelera ...



... e potremmo superare +1.5°C entro il 2034

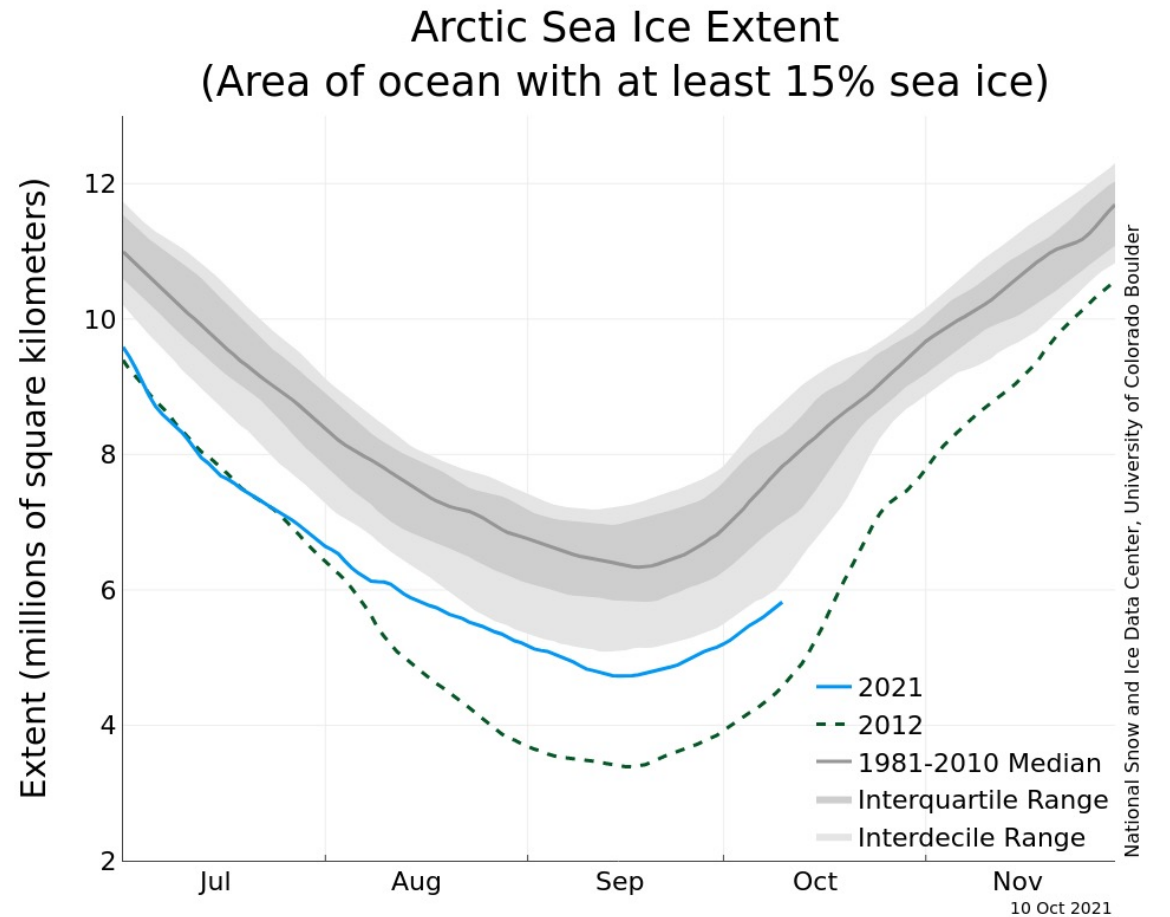
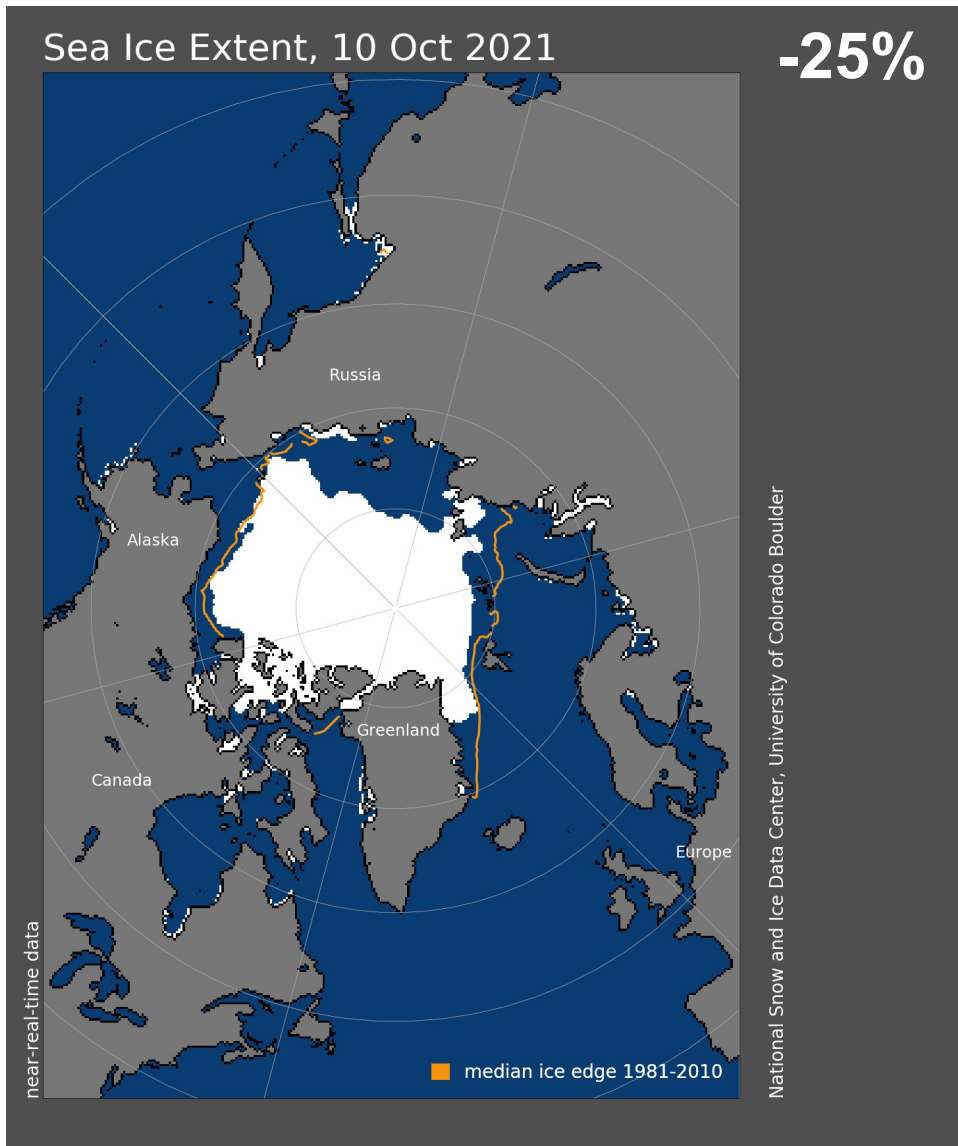
Global warming reached an estimated **1.18°C** in **December 2020**.

— If the 30-year warming trend leading up to then continued, global warming would reach **1.5°C** by **January 2034**.



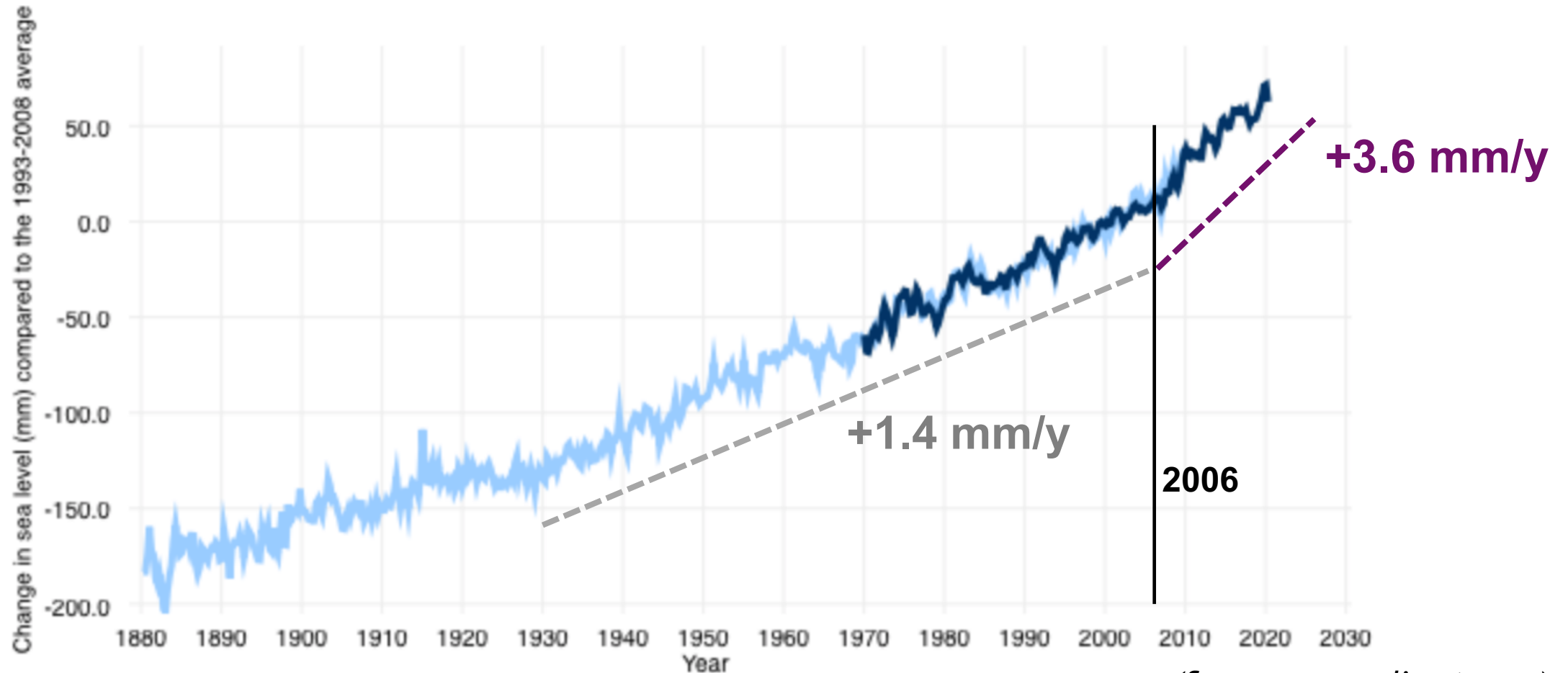
(Source: ECMWF/Copernicus Climate Change Service)

I ghiacci continuano a sciogliersi: Artico



L'innalzamento del livello del mare accelera

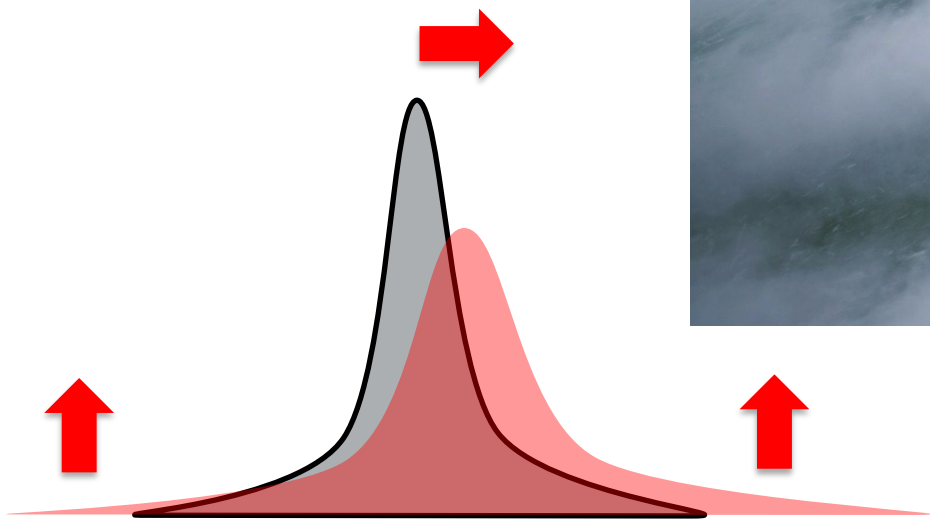
Sea level since 1880



(Source: www.climate.org)

Con il CC anche la frequenza degli eventi estremi aumenta

Niagara Falls,
Jan 2019



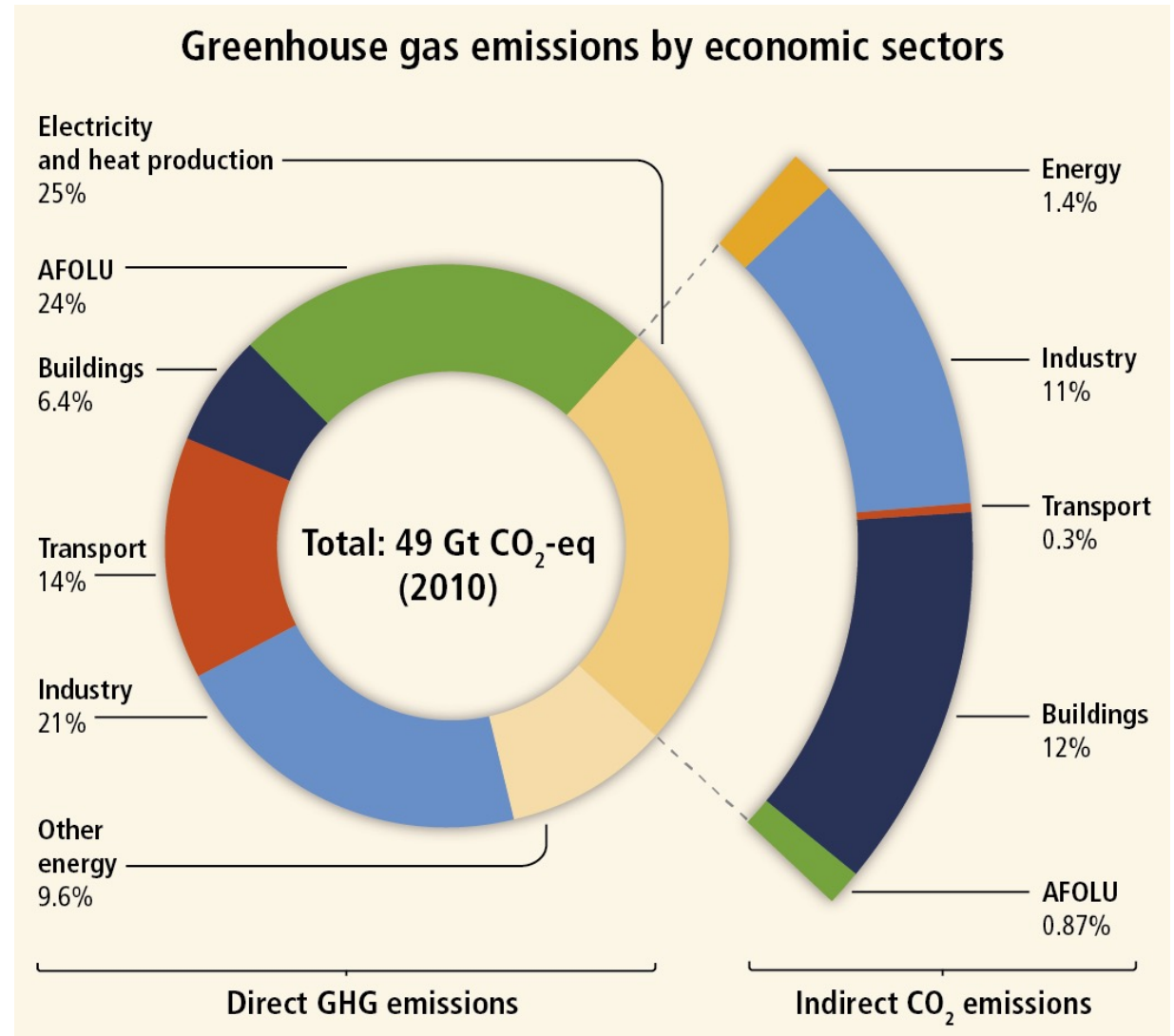
(Source: USA Today)

Quasi tutte le attività umane causano emissioni di GHG

Abbiamo bisogno di una nuova rivoluzione industriale, che trasformi completamente quasi tutte le attività umane. Occorre ripensare a come viviamo.

Dobbiamo:

- Elettrificare il trasporto;
- Produrre elettricità con sorgenti pulite;
- Rendere i processi più efficienti;
- Consumare meno
- Riciclare;



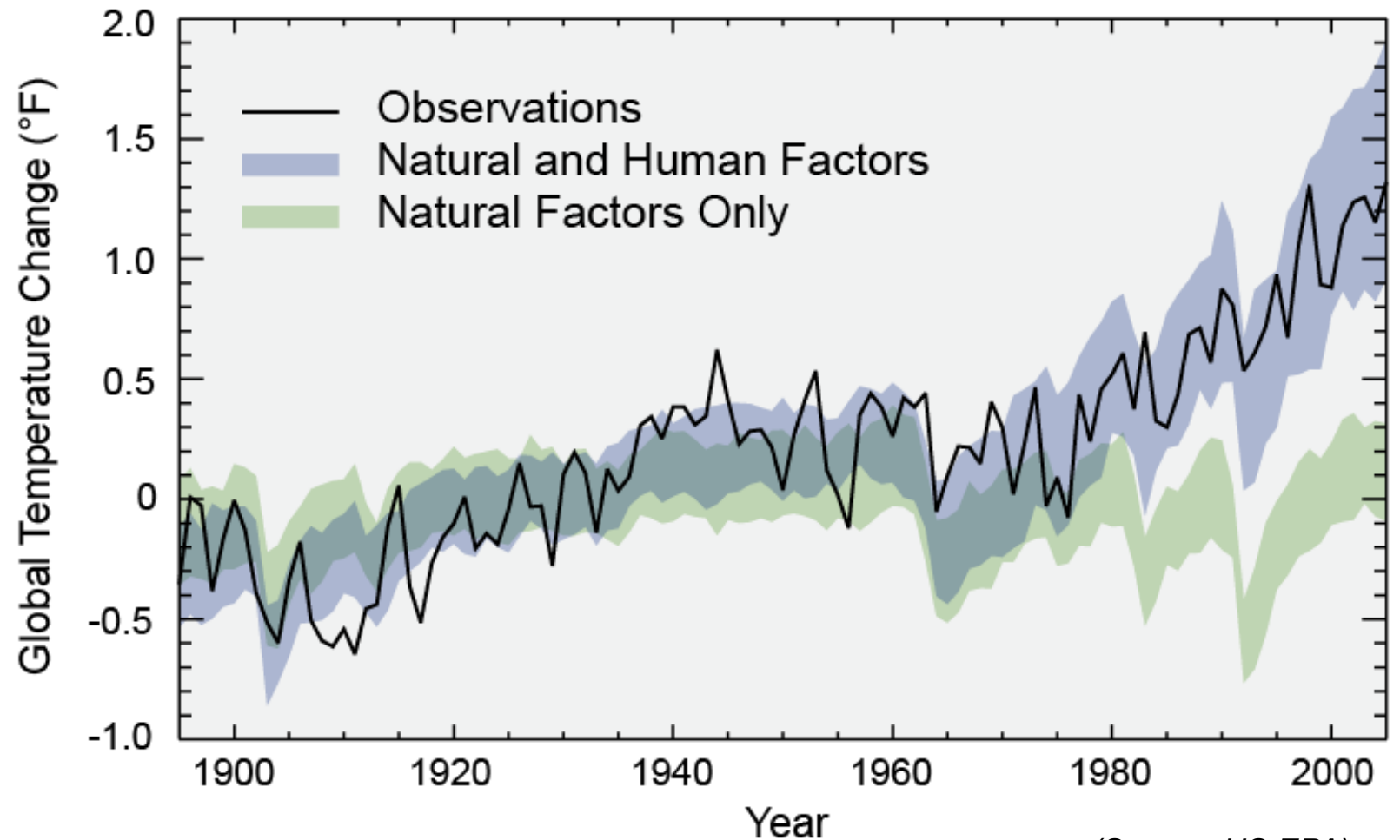
(Source: IPCC AR5 projections)

Noi, specie umana, siamo i responsabili del CC

Non c'è alcun dubbio che le attività umane sono la causa principale del riscaldamento climatico in atto.

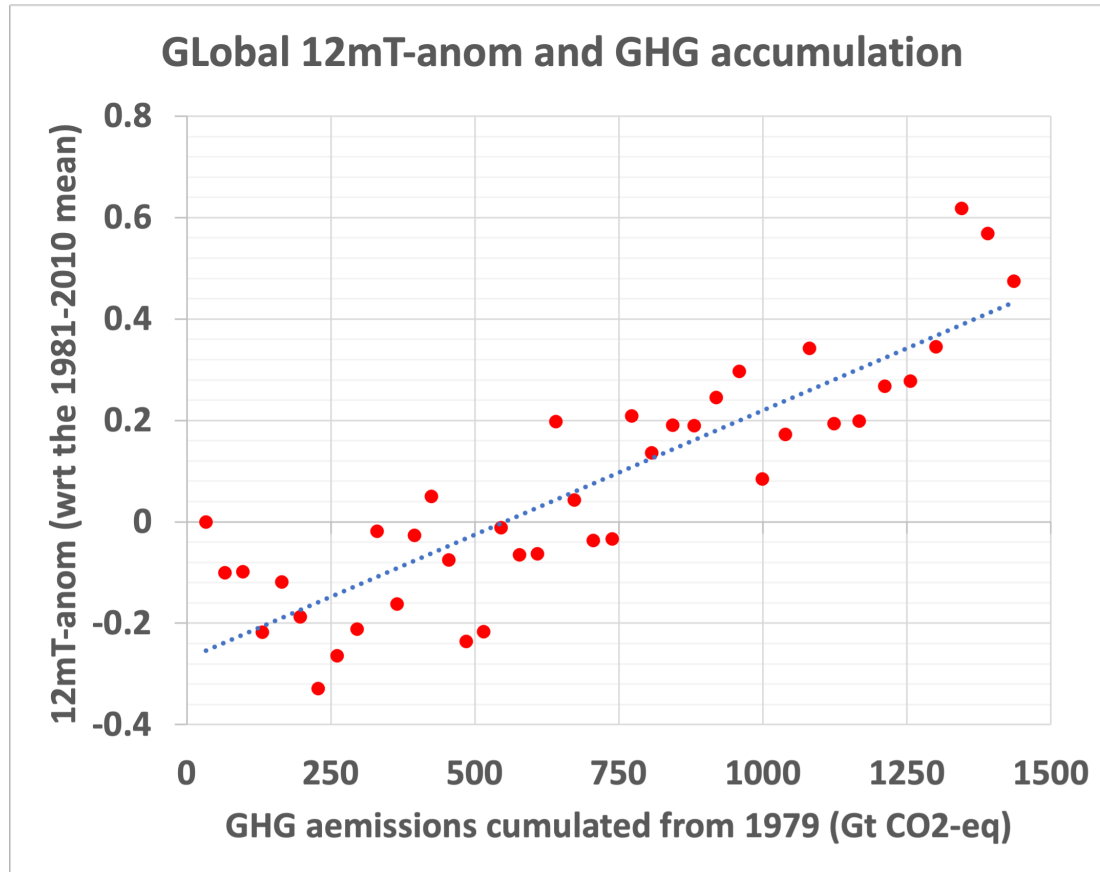
Variazioni naturali del clima non sono in grado di spiegare il riscaldamento osservato.

Separating Human and Natural Influences on Climate



(Source: US EPA)

IPCC SPM parla di una relazione quasi-linear tra GHG e T'



Il nuovo rapporto IPCC (AR6-SPM) sottolinea l'esistenza di una relazione quasi-lineare tra l'accumulo di gas serra (GHG) in atmosfera ed il riscaldamento.

Questa relazione è evidente se guardiamo i dati degli ultimi 40 anni.

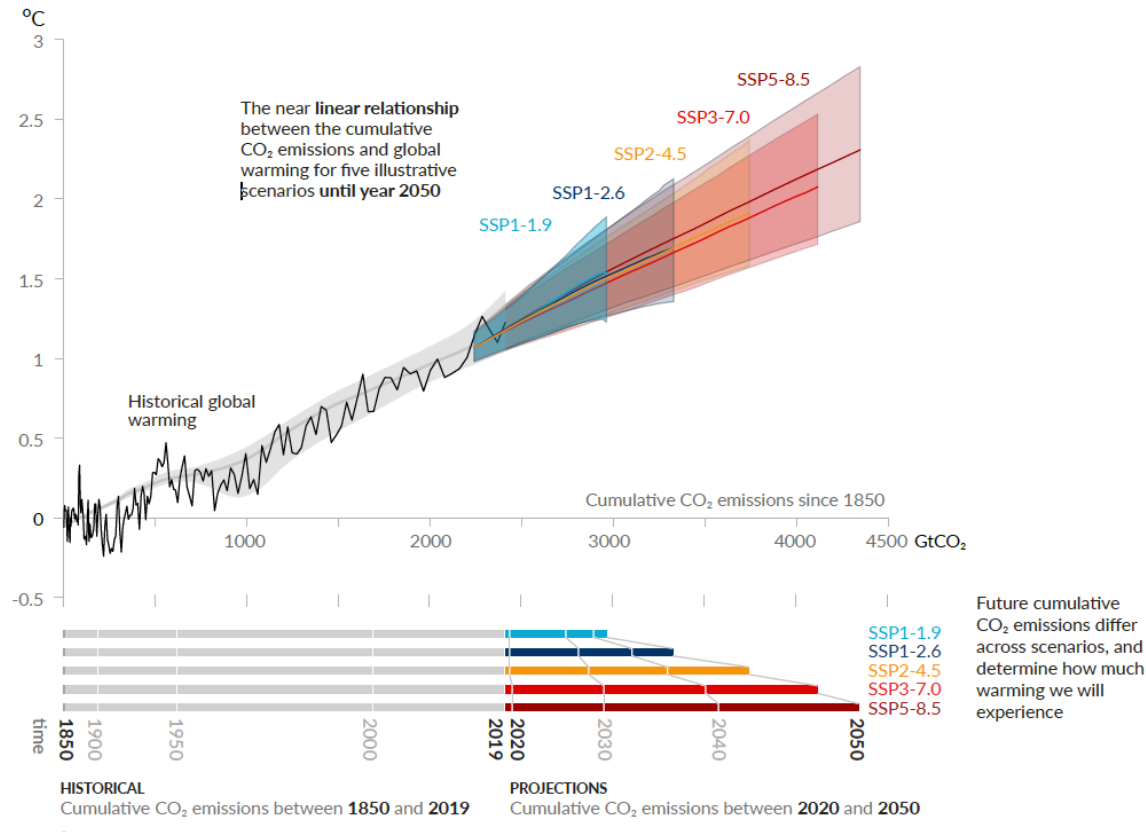
Il riscaldamento futuro dipende dalla quantità di gas serra che emetteremo nei prossimi anni.

(Data from World Bank and ECMWF/Copernicus)

Il riscaldamento futuro dipende dalle emissioni di gas serra

Every tonne of CO₂ emissions adds to global warming

Global surface temperature increase since 1850-1900 (°C) as a function of cumulative CO₂ emissions (GtCO₂)



Ogni 1,000 Gt CO₂-eq di gas serra in atmosfera portano un riscaldamento ulteriore di ~ 0.45 gradi.

Se vogliamo limitare il riscaldamento medio globale al di sotto dei 2 gradi, dobbiamo emettere un massimo di circa 1,800 Gt CO₂-eq di gas serra.

Nel 2019, abbiamo emesso circa 45 Gt CO₂-eq di gas serra. Quindi in circa 40 anni supereremo tale limite se non conteniamo le emissioni.

(Source: IPCC AR6 SPM 2021)

Come possiamo ridurre le emissioni?

Ad esempio, in Italia nel 2018 abbiamo prodotto circa il 65% dell'energia elettrica con combustibili fossili, ed in particolare, circa il ~9% con centrali a carbone ('ENEL production' in Brindisi, Civitavecchia, Sulcis, Venezia).

Le emissioni sull'intero ciclo di vita di vari metodi di produzione elettrica:

- **Carbone:** 1,200 (gCO₂eq/kWh)
- **Gas:** 520
- **Eolico:** 23
- **Idro:** 31
- **Solare:** 42

Brindisi Cerano

Fulcis (Sardinia)



Civitavecchia



Venice

In conclusione

1. Le componenti del sistema Terra che determinano il suo clima sono molteplici. Il sistema è complesso. Le leggi della fisica ci permettono di capire la sua evoluzione.
2. Modelli ed osservazioni ci aiutano a stimare lo stato attuale, a ricostruire il passato, e a prevedere il futuro.
3. Una breve analisi del clima passato della Terra illustra come le variazioni naturali di allora abbiano sia caratteristiche che cause sostanzialmente diverse.
4. Il cambiamento climatico attuale e' unico sia in termini della velocità del cambiamento, che del suo impatto sui popoli. Azioni drastiche immediate sono necessarie se si vuole controllare il riscaldamento futuro.

References

- IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis – Summary for Policy Makers. WG I contribution to the IPCC AR6, pp. 42. Available from the IPCC web site:
https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SPM.pdf
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC 2014 Synthesis Report – Summary for Policy Makers.
- IPCC Report on ‘Climate change and Land’, 2019 – Summary for Policy Makers.
- IPCC Report on ‘Climate change and Land’, 2019 – Full Report.
- IPCC Report ‘Global warming of 1,5°C’ – Summary for Policy Makers.
- IPCC Report ‘Global warming of 1,5°C’ – Full Report.

Resources

- IPCC web site: <https://www.ipcc.ch>
- NASA videos:
 - NASA 2019 was 2nd hottest year on record: <https://youtu.be/10H2ILuXjO8>
 - NASA 2018 was the 4th hottest year on record: <https://youtu.be/2S6JTLRmQdU>
 - NASA Climate changes: <https://youtu.be/xk11DVaAjEA>
 - NASA Ocean circulation: <https://youtu.be/zauJQzti7FQ>
 - PIK: a brief history of CO2 emissions: <https://youtu.be/EQ7S0D1iucY>

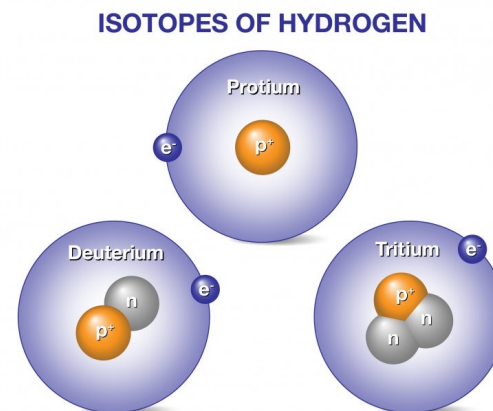
Resources

- EUMETSAT L-zones: <https://l-zone.info/atmosphere/>
- NASA: <https://climate.nasa.gov/resources/global-warming-vs-climate-change/>
- NATURE: <https://www.nature.com/scitable/knowledge/earth-s-climate-past-present-and-future-40378823/>
- NCAS: <https://www.ncas.ac.uk/en/why-is-climate-important#what-is-climate>
- NOAA: <https://www.climate.gov/teaching/resources/introduction-earths-climate>
- UCAR: <https://scied.ucar.edu/shortcontent/earths-atmosphere>
- WMO: <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/wmo-statement-state-of-global-climate>

Come si stima il clima dall'analisi degli isotopi nel ghiaccio?

Isotopi stabili dell'idrogeno: ^1H (1protone) e deuterio (1p+1neutrone)

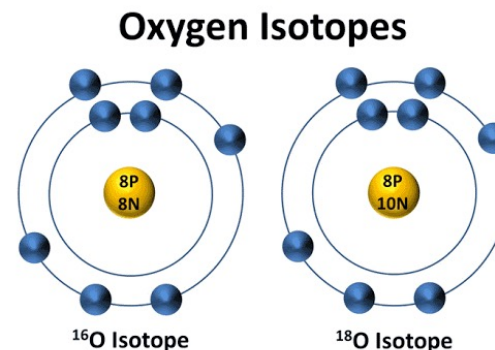
La concentrazione relativa di deuterio (D, or ^2H) rispetto all'idrogeno, dipende dalla T della superficie da cui il vapore d'acqua è evaporato. Dato che il D è più pesante di H, si vuole più energia, e quindi una T più alta per farlo evaporare. Inoltre, durante il loro trasporto in atmosfera (come vapore d'acqua), le molecole più pesanti di D_2O tendono a precipitare prima di quelle di H_2O . Quindi la presenza di quantità maggiori di D nei carotaggi di ghiaccio in Groenlandia o nell'Antartico indica che la T era più alta.



Come si stima il clima dall'analisi degli isotopi nel ghiaccio?

Isotopi stabili dell'ossigeno: $^{16}\text{O}(8\text{p}+8\text{n})$ e $^{18}\text{O}(8\text{p}+10\text{n})$

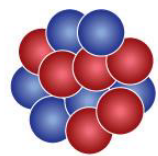
La concentrazione relativa dell'isotopo stabile dell'ossigeno ^{18}O nei sedimenti marini presenti nei carotaggi che contengono carbonati, riflette la T dell'acqua della zona eufotica (dove avviene la fotosintesi nell'oceano) dove i carbonati si sono formati. Più bassa era la T, e più alta è l'abbondanza relativa di ^{18}O che era stata incorporata negli scheletri degli organismi marini, da cui i carbonati si sono formati. Questo perché di nuovo, relativamente parlando, con basse temperature ^{16}O evapora di più che non l'isotopo più pesante ^{18}O .



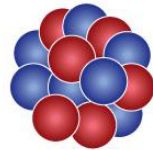
Come si stima il clima dall'analisi degli isotopi nel ghiaccio?

Isotopi stabili del carbonio: ^{12}C (6p+6n) e ^{13}C (6p+7n)

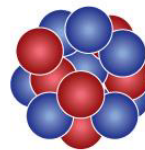
L'abbondanza relativa di ^{13}C nei depositi di carbonio riflette la concentrazione della CO_2 al tempo della fotosintesi. Le piante preferiscono ^{12}C rispetto a ^{13}C , e più è alta la concentrazione della CO_2 , e più le piante esercitano questa preferenza. Quindi, una concentrazione relativa di ^{13}C nei composti organici alta, è un indicatore di un'alta concentrazione di CO_2 in atmosfera, e viceversa.



carbon-12
98.9%
6 protons
6 neutrons



carbon-13
1.1%
6 protons
7 neutrons



carbon-14
<0.1%
6 protons
8 neutrons