

CAPITOLO 3

DINAMICA DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

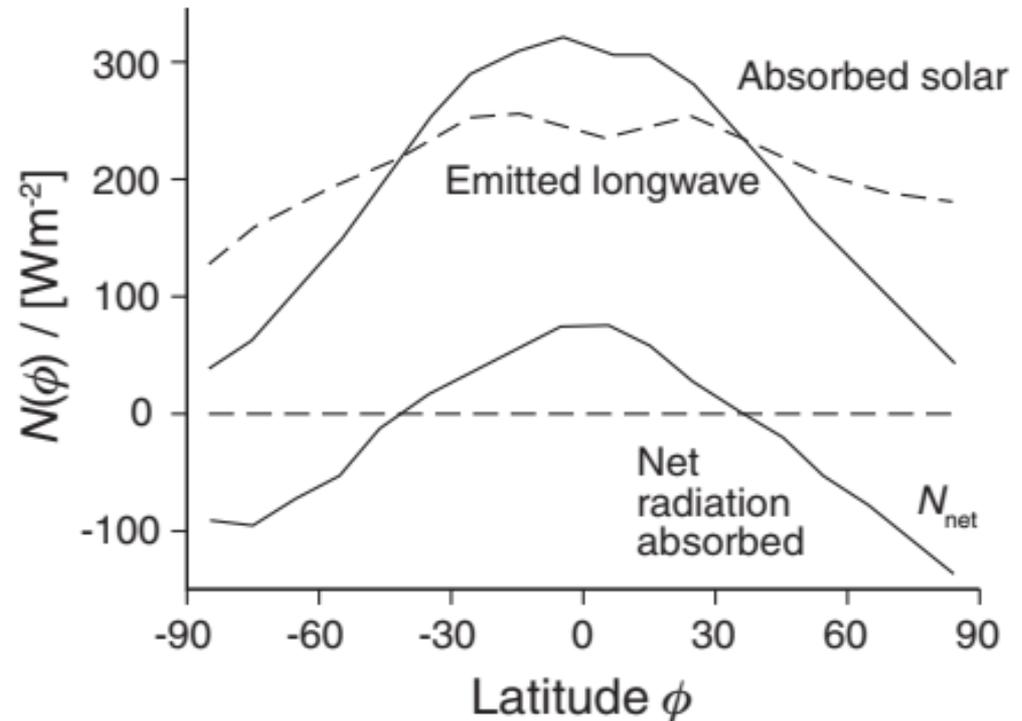
3.1.1 Effetti di latitudine

Nel capitolo precedente, il bilancio delle radiazioni è stato mediato su tutto il globo. Questa approssimazione è troppo semplice per spiegare le differenze di temperatura sulla terra.

La Figura mostra la radiazione solare assorbita in funzione della latitudine.

La radiazione assorbita raggiunge il picco all'equatore, dove il sole ogni giorno raggiunge un'altitudine elevata,

ed è minima ai poli, dove il sole non solo scompare parte dell'anno, ma la neve riflette anche gran parte della radiazione solare.

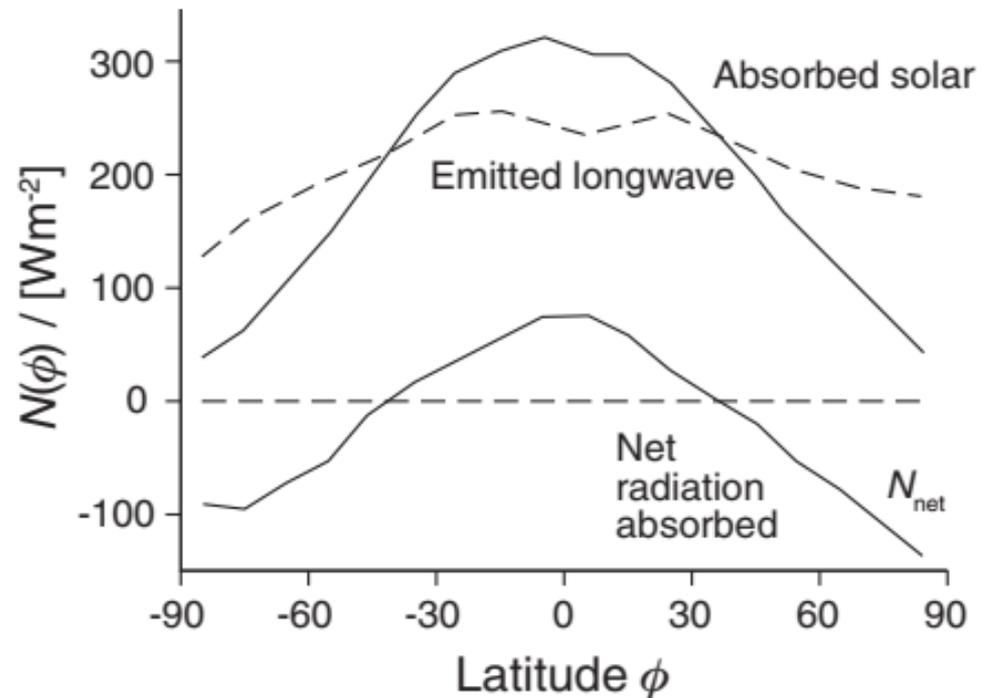


3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.1 Effetti di latitudine

La radiazione infrarossa emessa, tratteggiata nel grafico, è infatti più piccola ai poli che all'equatore a causa della temperatura più bassa.

Ne segue che l'energia netta assorbita ai poli è negativa, illustrata nella curva inferiore. In più, alle alte altitudini, l'energia emessa è maggiore dell'energia assorbita



Di conseguenza ci deve essere un enorme trasporto di energia dall'equatore ai poli.

Per analisi realistiche il trasporto di energia deve essere modellato correttamente e deve tenere conto della geografia della terra.

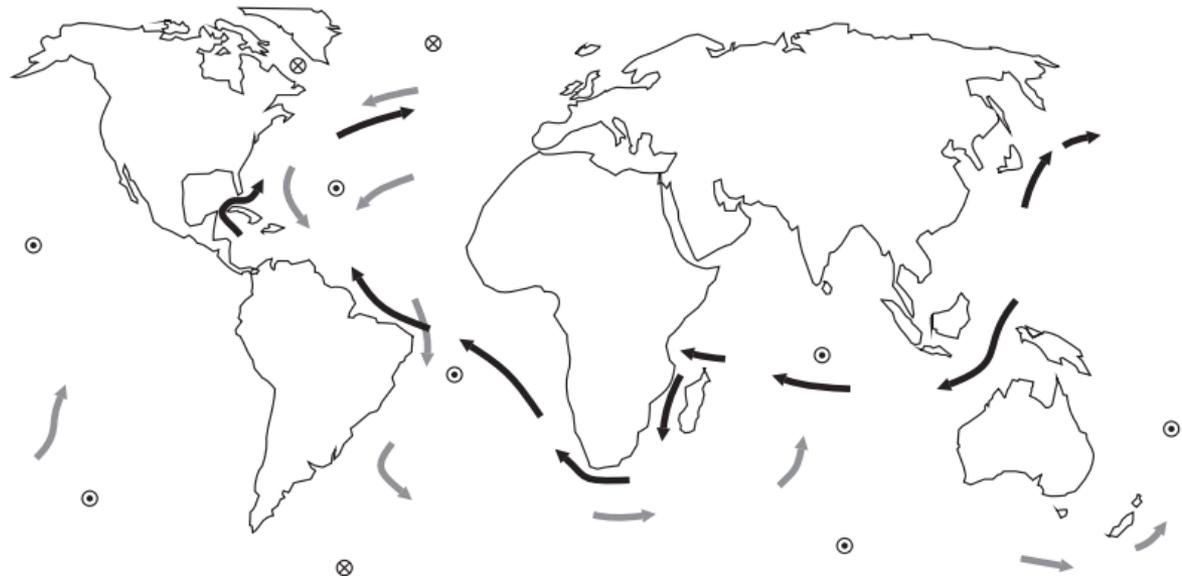
3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.1 Effetti di latitudine

Per gli oceani la situazione è illustrata in Figura

Le correnti superficiali calde sono indicate da frecce scure e le correnti di ritorno più fredde in grigio.

Le correnti superficiali sono concentrate nello spazio.

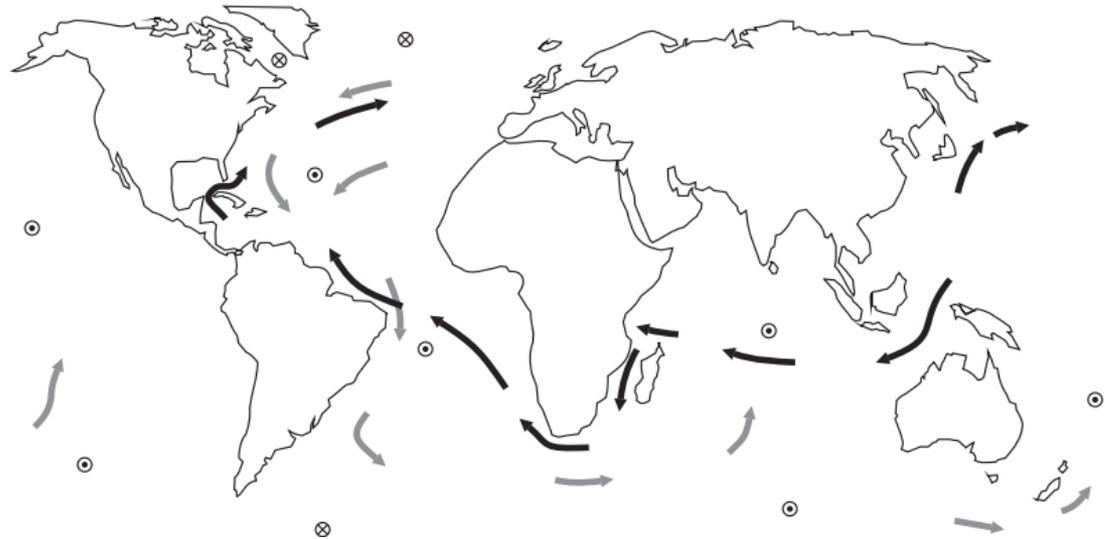


La Corrente del Golfo nel Nord Atlantico, ad esempio, ha una larghezza di 60 [km], è profonda 500 [m] e si muove con una velocità di 1 [m s⁻¹]. Ciò corrisponde a un trasporto di massa di 3×10^{10} [kg s⁻¹]. Il cosiddetto Kuroshio vicino al Giappone muove una massa simile.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.1 Effetti di latitudine

Sia la Corrente del Golfo che il Kuroshio costituiscono una parte considerevole del trasporto di energia. Gli oceani trasportano energia come calore sensibile, nell'aria molto viene trasportato come calore latente.



Alle latitudini calde l'acqua evapora e si muove verso l'alto nell'atmosfera. Successivamente l'aria umida viene trasportata e condensa in un altro luogo, liberando il calore di evaporazione come calore di condensazione.

Da questi esempi segue che i calcoli del clima, come per il tempo, richiedono le equazioni per i moti orizzontali e verticali dell'aria e dell'acqua.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

Orizzontalmente, la velocità di un volumetto d'aria cambia frequentemente in direzione e modulo, quindi, contrariamente al caso verticale visto nel **Capitolo 1**, occorre ricavare le equazioni complete del moto.

Si consideri un volume $d\tau$ con massa $\rho d\tau$ e velocità \vec{u} . L'equazione del moto può essere scritta secondo la legge di Newton come:

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Sul lato sinistro si trova la tradizionale "massa per accelerazione" e sul lato destro le forze che operano sul volumetto d'aria.

Andiamo a discutere nel dettaglio ciascuna forza.

Forza di pressione \vec{F}_{press}

Il primo termine a destra dell'equazione di Newton è la forza di pressione \vec{F}_{press}

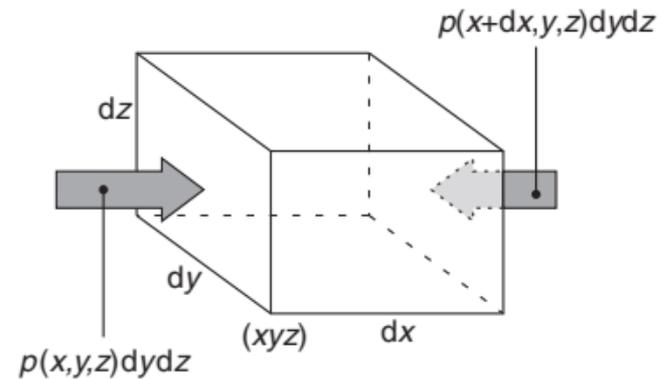
3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Consideriamo un volumetto rettangolare con i lati paralleli agli assi delle coordinate e consideriamo la direzione \vec{x} .

Se la forza agente da sinistra è uguale a $p(x,y,z)dydz$, la forza agente da destra sarà esprimibile come:



$$p(x + dx, y, z)dydz = \left[p(x, y, z) + \frac{\partial p}{\partial x} dx \right] dydz$$

La forza totale nella direzione \vec{x} positiva sarà:

$$p(x, y, z)dydz - p(x + dx, y, z)dydz = \frac{\partial p}{\partial x} dx dy dz = \frac{\partial p}{\partial x} d\tau$$

$$\text{con } d\tau = dx dy dz$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{visc}} + \overrightarrow{F_{Cor}} + \overrightarrow{F_g}$$

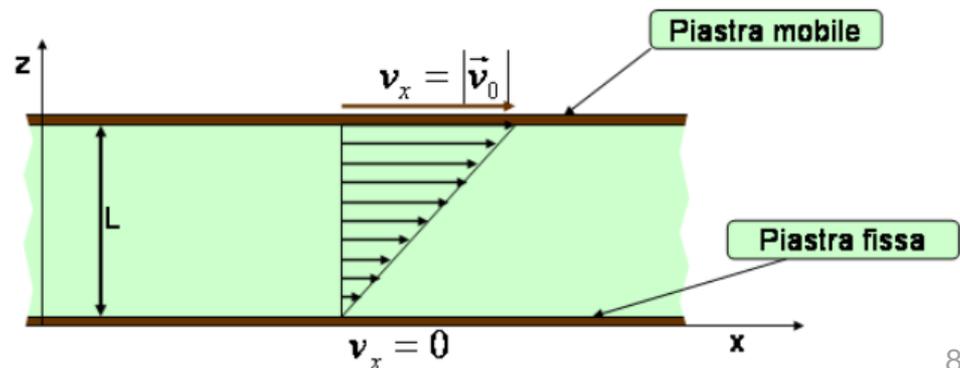
Nelle direzioni \vec{y} e \vec{z} si trova la stessa espressione con \vec{x} , sostituendo x con y o z .
In definitiva:

$$\overrightarrow{F_{press}} = -\vec{\nabla} p d\tau$$

Forza viscosa $\overrightarrow{F_{visc}}$

La viscosità è la manifestazione dei fenomeni di attrito nel moto di scorrimento dei fluidi.

Facendo riferimento alla Figura, si consideri uno strato di fluido di spessore L confinato tra due lastre piane parallele.

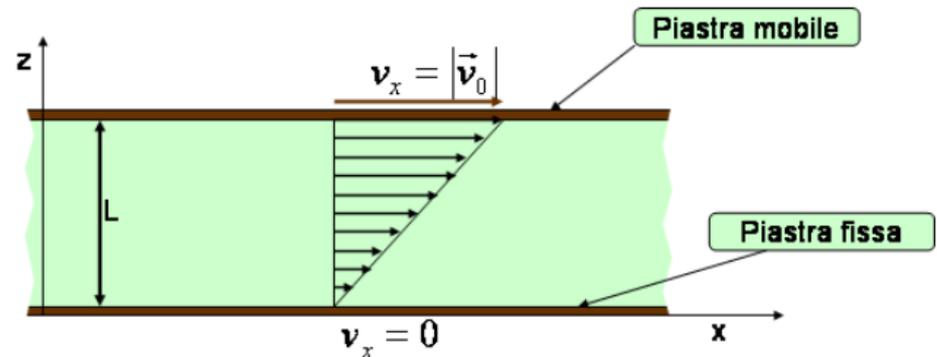


3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Se una delle due lastre è posta in moto con velocità u_x nella direzione e verso delle x crescenti, il fluido viene trascinato con essa e, a regime, si avrà una distribuzione delle velocità nel fluido come quella mostrata in Figura.



Si tratta di un flusso laminare e stazionario.

In un flusso laminare, gli strati si muovono parallelamente tra loro senza creare vortici.

Per flusso stazionario si intende che la velocità misurata in un punto è costante nel tempo.

Si osserva che gli strati di fluido a contatto con le piastre (strati limite) aderiscono ad esse: lo strato limite a contatto con la piastra superiore si muove con velocità \vec{u} , mentre quello a contatto con quella inferiore è in quiete.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{visc}} + \overrightarrow{F_{Cor}} + \overrightarrow{F_g}$$

Per mantenere in movimento la piastra superiore con velocità costante è necessario applicare ad essa uno sforzo di taglio, anche detto stress tangenziale:

$$T = \frac{F}{dydz}$$

dove $dydz$ è l'area della piastra.

L'ipotesi di Newton assume che lo sforzo di taglio $T = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)}$, da cui:

$$F = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} dxdy$$

La costante di proporzionalità μ è chiamata viscosità dinamica [Pa s].

Similarmente per la piastra inferiore:

$$F' = -\mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz} dxdy$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

$$F = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} dxdy$$

$$F' = -\mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz} dxdy$$

La forza netta agente lungo l'asse delle x sarà:

$$F_x = F + F' = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} dxdy - \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz} dxdy$$

se moltiplico e divido per dz

$$F_x = \mu \left(\frac{\left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} - \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz}}{dz} \right) dxdydz = \mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} d\tau$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

La forza F_y nella direzione y può essere trovata sostituendo u_x con u_y nell'equazione appena trovata.

Nell'atmosfera la forza di attrito funziona essenzialmente nelle direzioni orizzontali (x e y) poiché la componente verticale (z) della velocità può essere trascurata.

L'elemento di volume $d\tau$ ha una massa $\rho d\tau$ quindi la forza viscosa per unità di massa nella direzione x diventa:

$$\frac{F_x}{\rho d\tau} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} = \nu \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2}$$

$$F_x = \mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} d\tau$$

che definisce la viscosità dinamica ν .

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

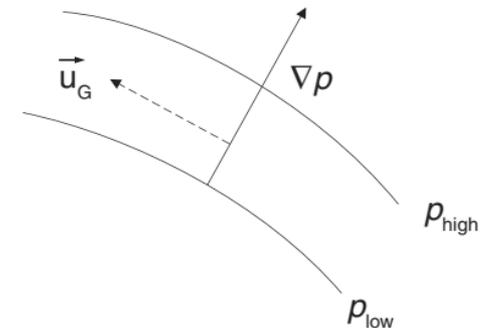
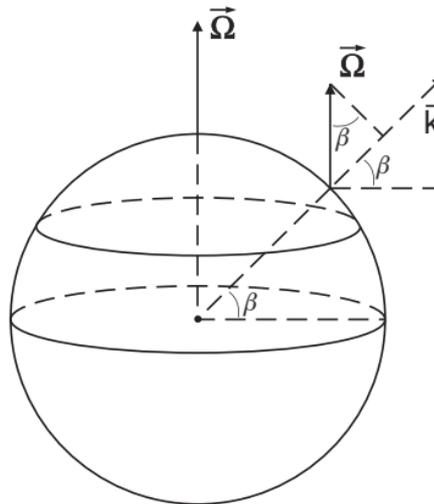
$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Forza di Coriolis \vec{F}_{Cor}

La forza di Coriolis è una forza fittizia, da sommare alle forze fisiche (naturali), a cui risulta soggetto un corpo quando si osserva il suo moto da un sistema di riferimento che sia in moto rotatorio rispetto ad un sistema di riferimento inerziale.

Nel nostro caso, tale sistema accelerato è fissato in un punto sulla superficie terrestre.

Quando in un sistema di coordinate inerziali una particella si muove in linea retta, quella linea sembrerà curva, se misurata da un sistema rotante.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Dal teorema di Coriolis e dal secondo principio della dinamica di Newton, è possibile derivare un'espressione dell'accelerazione di Coriolis:

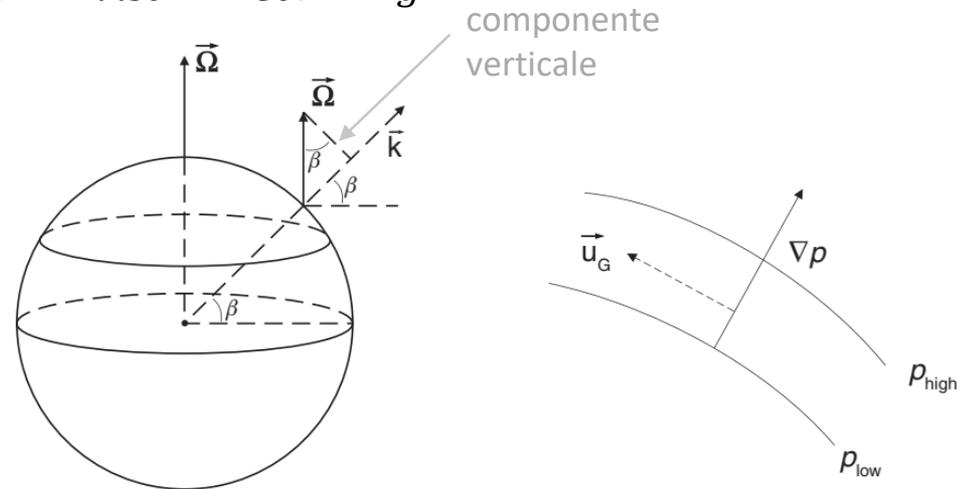
$$\vec{F}_{Cor} = -2\vec{\Omega} \times \vec{u} dm = -2\vec{\Omega} \times \vec{u} \rho d\tau$$

Il vettore $\vec{\Omega}$ rappresenta la rotazione terrestre.

Poiché la velocità dell'aria \vec{u} è essenzialmente orizzontale, solo la componente verticale di $\vec{\Omega}$ determinerà l'accelerazione della particella d'aria.

Tale componente verticale dipende dalla latitudine β , pari quindi a $\text{sen}\beta$. Si definisce quindi parametro di Coriolis:

$$f = 2\Omega \text{sen}\beta$$



componente
verticale

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto verticale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{visc}} + \overrightarrow{F_{Cor}} + \overrightarrow{F_g}$$

Forza di Gravità $\overrightarrow{F_g}$

Per una particella d'aria con massa $\rho d\tau$, la forza di gravità può essere scritta come:

$$\overrightarrow{F_g} = \rho d\tau \vec{g}$$

dove \vec{g} è l'accelerazione dovuta alla gravità.

In assenza di velocità verticale l'equazione idrostatica $dp = -g\rho dz$ deriva proprio da $\overrightarrow{F_g} = \rho d\tau \vec{g}$.

Il movimento verticale si verifica, ad esempio, nell'aria calda in aumento o in un forte acquazzone da una nube di cumulonembi.

Questi devono essere presi in considerazione per calcoli meteorologici dettagliati, ma nella maggior parte dei casi la componente verticale della velocità dell'aria è molto più piccola di quella orizzontale e può essere ignorata.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

Proviamo a ricavare un'espressione per la velocità dell'aria ad alta quota (per esempio a 500 [m]), assumendo una velocità dell'aria orizzontale costante, e contestualmente verificando se la velocità dell'aria può effettivamente essere costante.

L'ipotesi di velocità costante dell'aria implica che il membro di sinistra dell'equazione

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{visc}} + \overrightarrow{F_{Cor}} + \overrightarrow{F_g}$$

si annulli.

Inoltre possiamo assumere nullo il contributo delle forze viscosi nel membro di destra ($\overrightarrow{F_{visc}} = 0$). Infatti, la superficie è così lontana che l'attrito non deve essere preso in considerazione.

Possiamo anche assumere che la forza di gravità sia compensata dalla diminuzione idrostatica della pressione (e quindi della densità) verso l'alto ($\overrightarrow{F_g} = 0$)

Ne segue che l'equazione si riduce a:

$$\overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{Cor}} = 0$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

$$\overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{Cor}} = 0$$

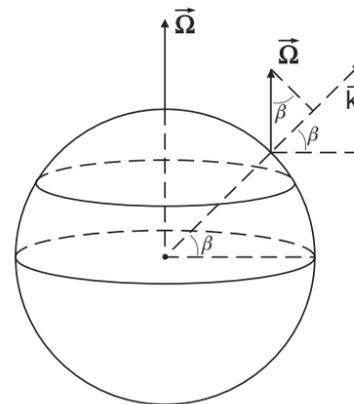
Sostituendo le espressioni trovate per $\overrightarrow{F_{press}}$ e $\overrightarrow{F_{Cor}}$:

$$-\overrightarrow{\nabla p} d\tau - 2\overrightarrow{\Omega} \times \overrightarrow{u} \rho d\tau = 0$$

ovvero:

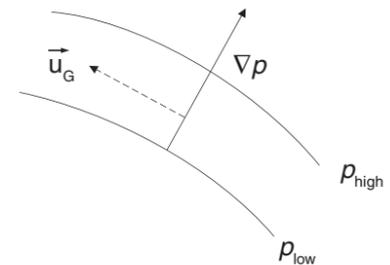
$$-\frac{\overrightarrow{\nabla p}}{\rho} = 2\overrightarrow{\Omega} \times \overrightarrow{u}$$

Dalla Figura si osserva che all'equatore il prodotto vettoriale $2\overrightarrow{\Omega} \times \overrightarrow{u}$ ha solo componenti verticali, poiché sia $\overrightarrow{\Omega}$ che \overrightarrow{u} sono nel piano orizzontale.



$$\overrightarrow{F_{press}} = -\overrightarrow{\nabla p} d\tau$$

$$\overrightarrow{F_{Cor}} = -2\overrightarrow{\Omega} \times \overrightarrow{u} \rho d\tau$$



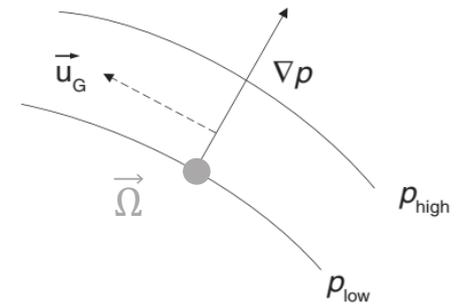
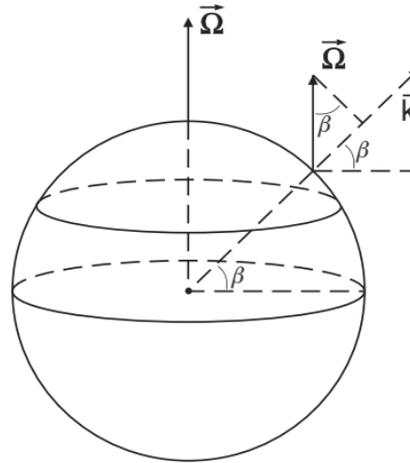
Quindi $-\frac{\overrightarrow{\nabla p}}{\rho} = 2\overrightarrow{\Omega} \times \overrightarrow{u}$ ha senso solo alle medie latitudini.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

In questa regione la componente orizzontale di $2\vec{\Omega} \times \vec{u}$ dovrebbe essere uguale e opposta alla componente orizzontale di $\frac{\vec{\nabla}p}{\rho}$.



La situazione è delineata a destra nella Figura con due curve isobare.

Il vettore $\frac{\vec{\nabla}p}{\rho}$ intercetta le due isobare.

La componente verticale di $\vec{\Omega}$ punta è uscente rispetto al foglio.

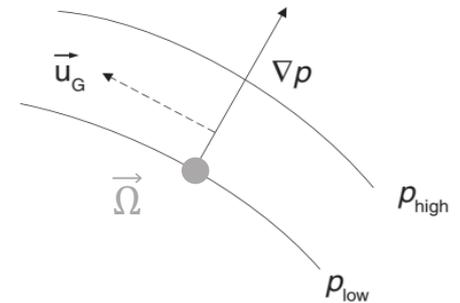
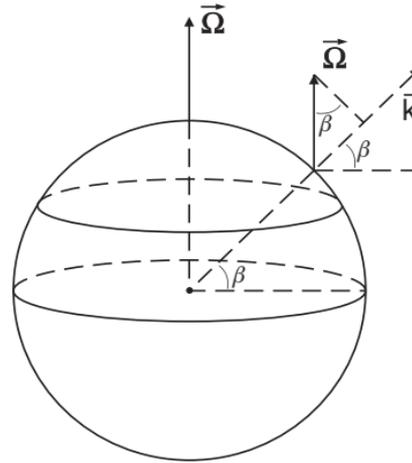
Ne consegue che la velocità \vec{u} punta a sinistra, come mostrato in Figura, in modo da soddisfare vettorialmente la relazione $-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

Ricordiamo che nell'emisfero sud il vettore $\vec{\Omega}$ ha direzione opposta; quindi, in tal caso la direzione di \vec{u} è invertita.



Quindi il flusso \vec{u} apparentemente è diretto parallelamente alle isobare ed è chiamata **corrente geostrofica**. È costante nella direzione e nella grandezza e quindi obbedisce alle ipotesi fatte. In modulo:

$$u_G = \frac{|\vec{\nabla}p|}{2\Omega \sin\beta \rho} = \frac{|\vec{\nabla}p|}{f\rho}$$

$$f = 2\Omega \sin\beta$$

Si può verificare che i gradienti di pressione misurati forniscono valori entro il 10% delle velocità del vento misurate ad alta quota.

Le velocità ad un'altitudine di 1000 [m] possono essere dell'ordine di 25 [m s⁻¹] o superiore.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

Vediamo cosa succede se accoppiamo le proprietà orizzontali con quelle verticali nell'atmosfera. Nella modellazione, quindi, devono essere considerate sia le dimensioni orizzontali che quelle verticali e non ci si può limitare a una dimensione.

Consideriamo gli strati dell'atmosfera ad alta quota, dove vale l'equazione della corrente geostrofica:

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

Definito \vec{k} il vettore unitario nella direzione verticale ($\vec{k} // \vec{\Omega}$),

$$f = 2\Omega \sin\beta$$

l'equazione della corrente geostrofica può essere riscritta come:

$$\vec{k} \times \vec{u} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho f}$$

Combinando l'equazione di stato dei gas perfetti $p = \rho R' T$ con l'equazione idrostatica: $\frac{dp}{dz} = -g\rho$, si ottiene:

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} R' T - R' \frac{\partial T}{\partial z}$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} R' T - R' \frac{\partial T}{\partial z}$$

Dividendo entrambi i lati per T

$$\frac{g}{T} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} R' - \frac{R'}{T} \frac{\partial T}{\partial z}$$

Possiamo riscrivere entrambi i termini del membro di destra come:

$$\frac{g}{T} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} R' - \frac{R'}{T} \frac{\partial T}{\partial z} = -R' \left[\frac{\partial}{\partial z} \ln(\rho) + \frac{\partial}{\partial z} \ln(T) \right]$$

D'altronde, riutilizzando $p = \rho R' T$, possiamo scrivere:

$$\frac{g}{T} = -R' \frac{\partial}{\partial z} \ln(p)$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

E' facile verificare intuitivamente che possiamo ottenere la prima dalla seconda se si sostituisce $\vec{k} \times \vec{u}$ per g a sinistra e $\frac{\vec{\nabla} p}{f}$ per $\frac{\partial p}{\partial z}$ a destra.

Pertanto, possiamo dedurre senza ulteriori derivazioni che:

$$\frac{\vec{k} \times \vec{u}}{T} = -\frac{R'}{f} \vec{\nabla} \ln(p)$$

Differenziando rispetto a z e con l'aiuto di $\frac{g}{T} = -R' \frac{\partial}{\partial z} \ln(p)$ troviamo:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\vec{k} \times \vec{u}}{T} \right) = -\frac{R'}{f} \vec{\nabla} \left(\frac{\partial}{\partial z} \ln p \right) = \frac{g}{f} \vec{\nabla} \frac{1}{T} = -\frac{g}{fT^2} \vec{\nabla} T$$

Poiché \vec{k} punta nella direzione verticale, il membro sinistro di questa equazione ha solo componenti orizzontali. L'equazione esprime quindi che la variazione della temperatura T in un piano orizzontale è accoppiato tramite $\partial/\partial z$ alla variazione verticale della velocità \vec{u} .

$$\frac{g}{T} = -R' \frac{\partial}{\partial z} \ln(p)$$

$$\vec{k} \times \vec{u} = -\frac{\vec{\nabla} p}{\rho f}$$

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

Le variazioni climatiche sono sempre avvenute.

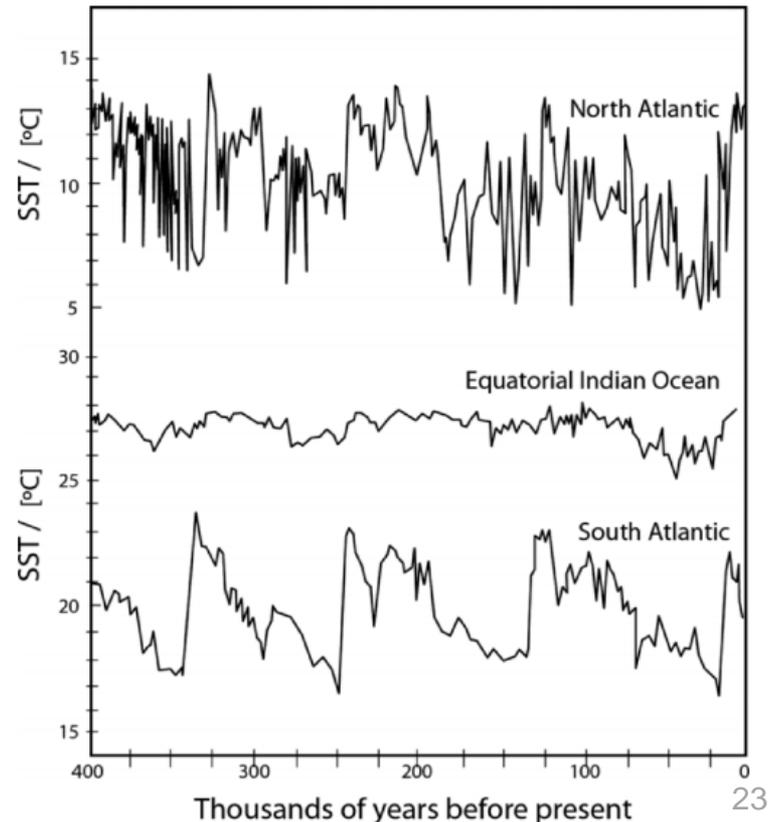
Ciò può essere illustrato dalle ricostruzioni dell'evoluzione delle temperature superficiali del mare negli ultimi 400 000 anni, mostrate in Figura.

Il grafico in alto si riferisce al Nord Atlantico, quello inferiore all'Atlantico meridionale e quello centrale all'Oceano Indiano equatoriale.

Sia il Nord che il Sud mostrano un'alternanza simile di periodi più caldi e freddi, con una struttura fine.

Con l'eccezione degli ultimi cento anni, le variazioni devono essere dovute a variazioni interne nel sistema climatico e a fattori esterni di cambiamento.

I periodi freddi sono chiamati ere glaciali, dove gran parte della superficie terrestre era coperta di neve e ghiaccio.



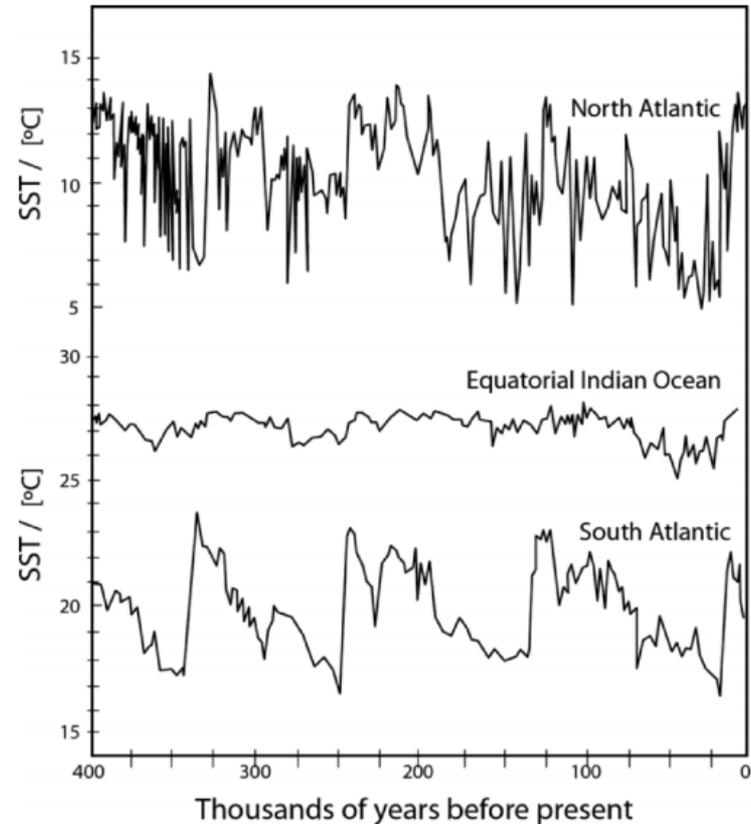
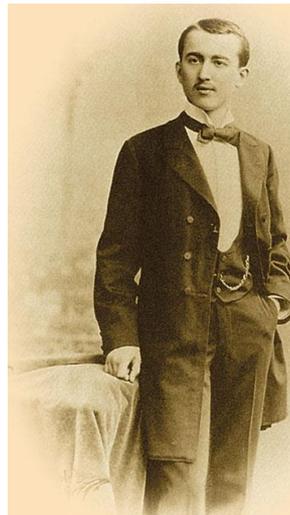
3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

Tranne che all'equatore c'è una successione di questi periodi glaciali e interglaciali, che sono più chiaramente visibili nella curva dell'Atlantico meridionale.

Nel 1920, lo scienziato serbo Milankovitch ha lavorato una teoria secondo la quale gli effetti collettivi delle variazioni cicliche del clima sono attribuibili ai cambiamenti dei parametri

orbitali della Terra, in particolare nell'orientamento dell'asse terrestre rispetto alla sua orbita attorno al sole (**cicli di Milanković**).



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

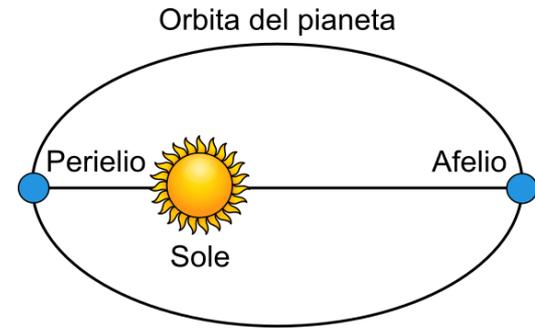
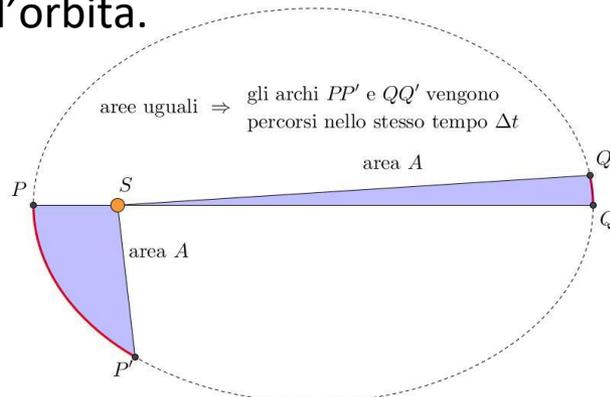
3.2.1 Variabilità climatica naturale

I parametri orbitali in questione sono l'**eccentricità orbitale**, l'**inclinazione assiale** e la **precessione** dell'orbita terrestre, che variano periodicamente.

L'**eccentricità** dell'orbita varia tra 0,005 e 0,058 (valore attuale 0,017) con periodi di 100 000 anni.

Quando l'eccentricità cresce, aumenta la distanza tra Terra e Sole al Perielio e, quindi, l'insolazione che da un valore quasi uguale registrabile in afelio, può arrivare a superarlo di circa il 23%.

Facciamo delle considerazioni tra Seconda Legge di Keplero, alternanza delle stagioni e eccentricità dell'orbita.



Seconda Legge di Keplero

Il segmento (raggio vettore) che unisce il centro del Sole con il centro del pianeta descrive aree uguali in tempi uguali.

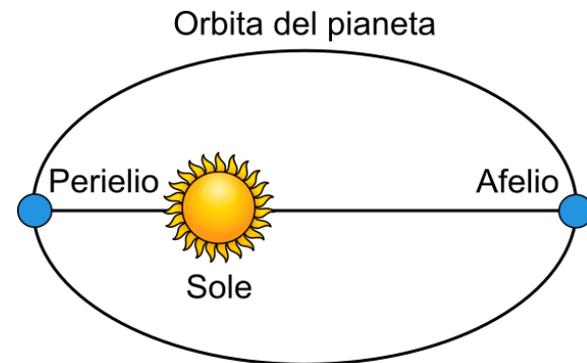
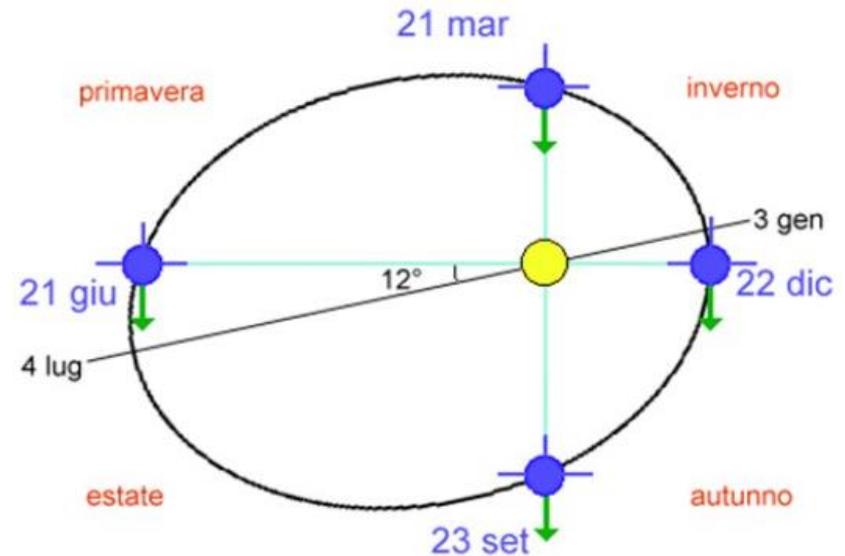
3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

Per la Seconda Legge di Keplero, la durata delle stagioni deve essere proporzionale alle aree dei quadranti stagionali.

Quando il perielio cade in autunno e inverno, come avviene nel nostro emisfero, il moto della Terra ha la sua massima velocità e quindi queste stagioni sono leggermente più corte rispetto alla primavera e all'estate.

Se aumenta l'eccentricità dell'orbita, le stagioni che si hanno sul lato dell'orbita più lontano dal Sole saranno più lunghe, generando una variazione dell'insolazione media.



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

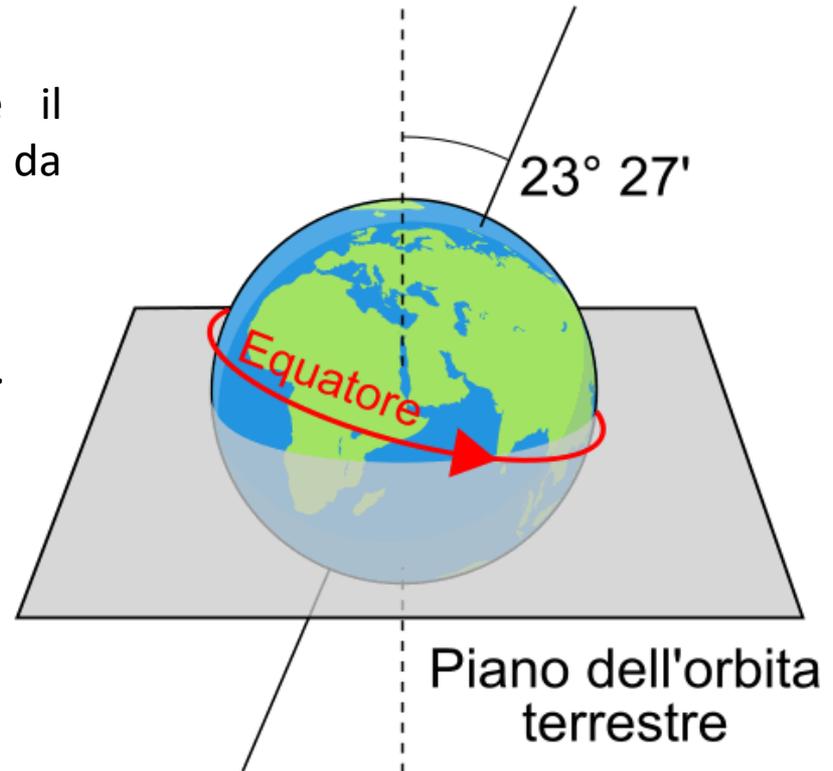
3.2.1 Variabilità climatica naturale

Inclinazione assiale

L'asse di rotazione terrestre può variare il proprio angolo rispetto al piano dell'eclittica da 33.1° a 24.5° (ora 23° e $3'$).

Il periodo di oscillazione è di circa 40,000 anni.

All'aumentare dell'angolo, aumentano i contrasti stagionali alle medie e alte temperature.



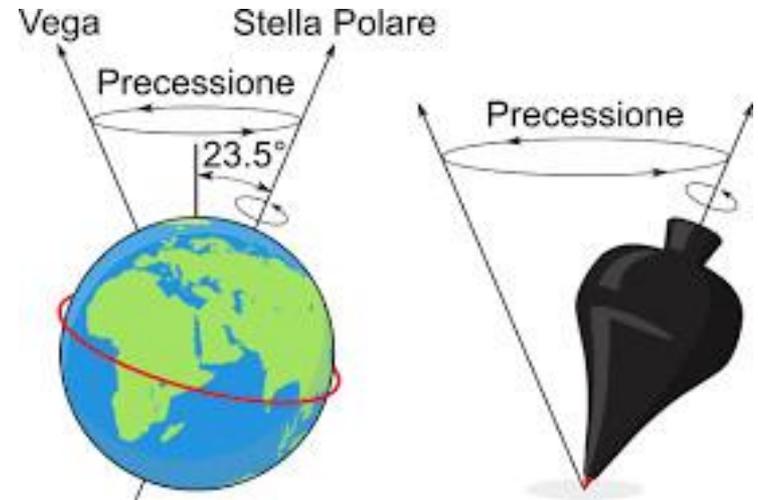
Va notato che il cambio di inclinazione non cambia l'insolazione media della terra, ma accentua la differenza nell'insolazione tra i due emisferi.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

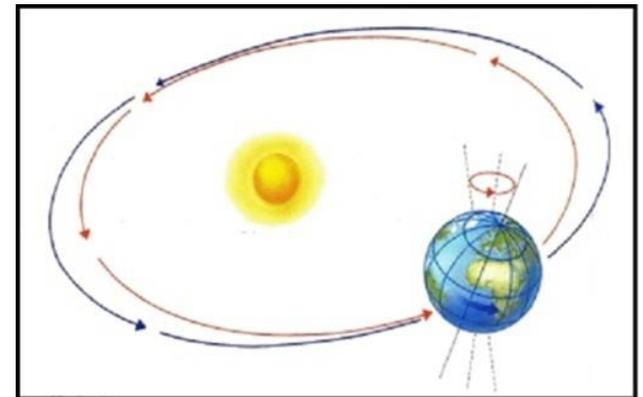
3.2.1 Variabilità climatica naturale

Si chiama **precessione degli equinozi** la variazione della direzione dell'asse terrestre rispetto al Sole in perielio e in afelio, che ha un periodo di quasi 21,000 anni.

Il fenomeno dipende soprattutto dal fatto che l'asse terrestre ruota attorno ad una retta perpendicolare al piano orbitale, a causa delle forze lunisolari.



Poiché il semiasse maggiore dell'ellisse descritta dall'orbita terrestre ruota in senso antiorario con un periodo di 112.000 anni e il verso di questa rotazione è opposto a quello della precessione degli equinozi, l'effetto complessivo delle due precessioni è che gli equinozi fanno un giro completo in circa 21.000 anni



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

Va notato che anche la precessione degli equinozi non cambia l'insolazione media della terra, ma accentua la differenza nell'insolazione tra i due emisferi.

Questi esempi mostrano che l'accumulo dei tre effetti può influenzare gli emisferi in modi diversi.

L'inizio delle ere glaciali dovrebbe quindi essere attribuito a una diminuzione locale dell'insolazione.

Va inoltre considerato che l'accoppiamento tra i due emisferi per mezzo delle correnti oceaniche e dei venti complicherà la capacità di previsione delle variazioni climatiche osservate.

Per l'inizio dell'ultima era glaciale, 110,000 anni fa nell'emisfero settentrionale, la diminuzione dell'insolazione è stata stimata in $40 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$ per metà giugno a 65° Nord rispetto al valore di $380 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$ attuale.

La prossima era glaciale è prevista tra 30,000 anni, molto probabilmente troppo tardi per compensare l'attuale aumento della temperatura dovuto all'effetto serra.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

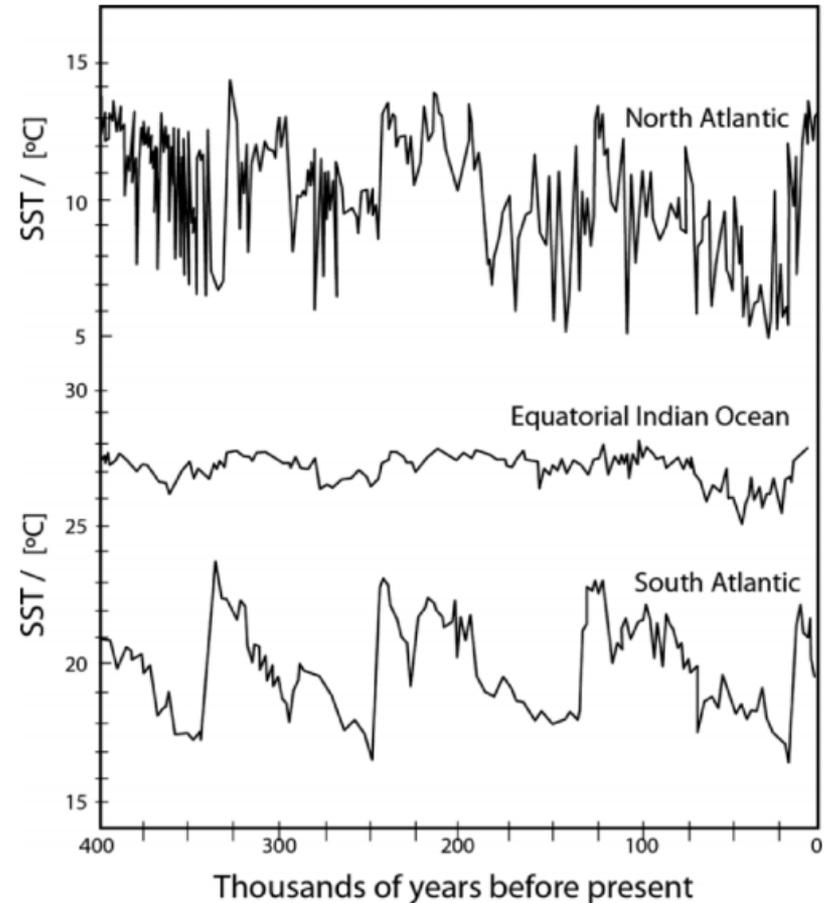
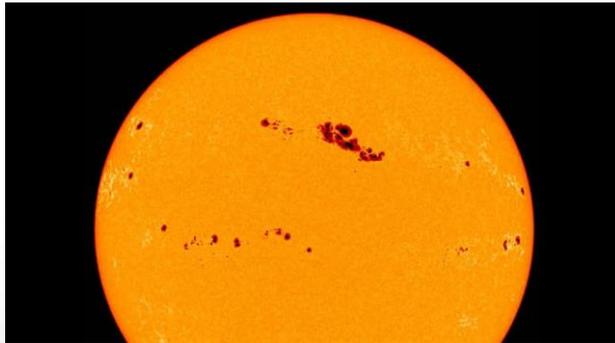
3.2.1 Variabilità climatica naturale

Le variazioni di Milankovich non spiegano le variazioni climatiche su una scala temporale più breve.

Ci sono almeno altri due effetti da considerare.

Il primo è la variazione dell'emissione solare.

Il ciclo delle macchie solari di 11 anni ha effetti misurabili sull'insolazione.



Le ricostruzioni dal 1700 al 2000 suggeriscono fluttuazioni della "costante solare" S tra 1,365.0 e 1,366.5 [Wm^{-2}].

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

Il secondo effetto è l'eruzione dei vulcani.

Grandi eruzioni liberano enormi quantità di polvere e aerosol di solfato nell'aria.

Ciò si traduce in un aumento dell'albedo α della terra perché impediscono a parte della luce di penetrare nell'atmosfera.

Di conseguenza la temperatura scenderà.

L'eruzione del Pinatubo nel 1991 ha infatti causato un calo della temperatura di circa 0,3 [°C] per alcuni anni.

Polvere e aerosol col passare del tempo precipitano lentamente sul suolo a causa della pioggia che le intrappola e della gravità.

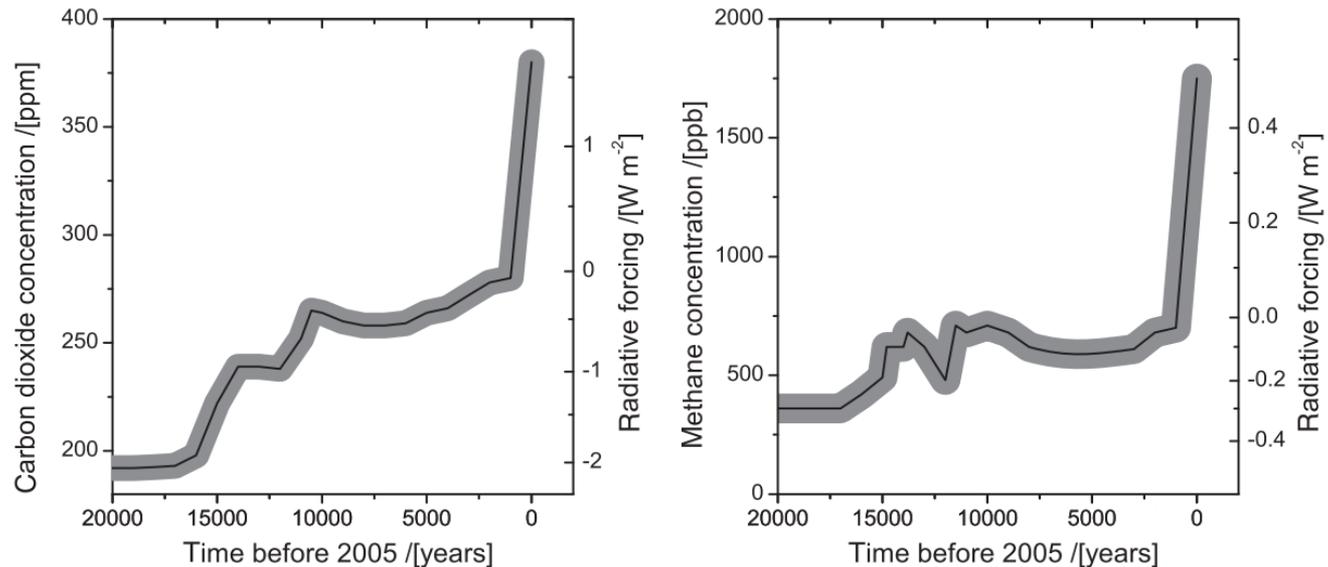


Infine, va detto che la fisica del bilancio delle radiazioni non è sufficiente per spiegare o prevedere il cambiamento climatico in modo soddisfacente.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.2 Variabilità indotta dalle attività umane

La Figura mostra la concentrazione dei gas a effetto serra CO₂ e CH₄ negli ultimi 20,000 anni, ricostruita dai dati relativi allo studio dell'aria intrappolata nel ghiaccio.



Le loro variazioni prima del 1750 sono probabilmente dovute a processi biochimici, indotti da cambiamenti nel bilancio delle radiazioni.

Il forte aumento negli ultimi tempi è più evidente ed è da attribuire ad una conseguenza di attività condotte dall'uomo.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.2 Variabilità indotta dalle attività umane

Un modello «perfetto» dovrebbe essere in grado di riprodurre il clima passato, comprendente molti più dei grafici mostrati qui, per tutte le possibili posizioni, tutti i tempi possibili e tutte le possibili variabili.

Il modello dovrebbe non limitarsi alla fisica, ma anche calcolare i feedback derivanti anche, per esempio, da processi biochimici.

Se il passato viene riprodotto completamente, si avrà fiducia anche nelle previsioni. Ovviamente, la comunità scientifica non ha ancora raggiunto questa fase, e probabilmente non lo farà mai. Pertanto, il meglio che si può fare è dare le migliori stime possibili e sottolineare le incertezze nelle previsioni.

I responsabili politici e la società in generale potranno di conseguenza scegliere un percorso con i rischi più piccoli e i maggiori benefici potenziali.

Il nostro percorso proseguirà con l'intento di dare un'indicazione degli elementi che la modellizzazione climatica comprenderà, tra questi il ciclo del carbonio.

Successivamente, daremo una panoramica delle equazioni fisiche, assieme ai modelli più utilizzati nella pratica.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

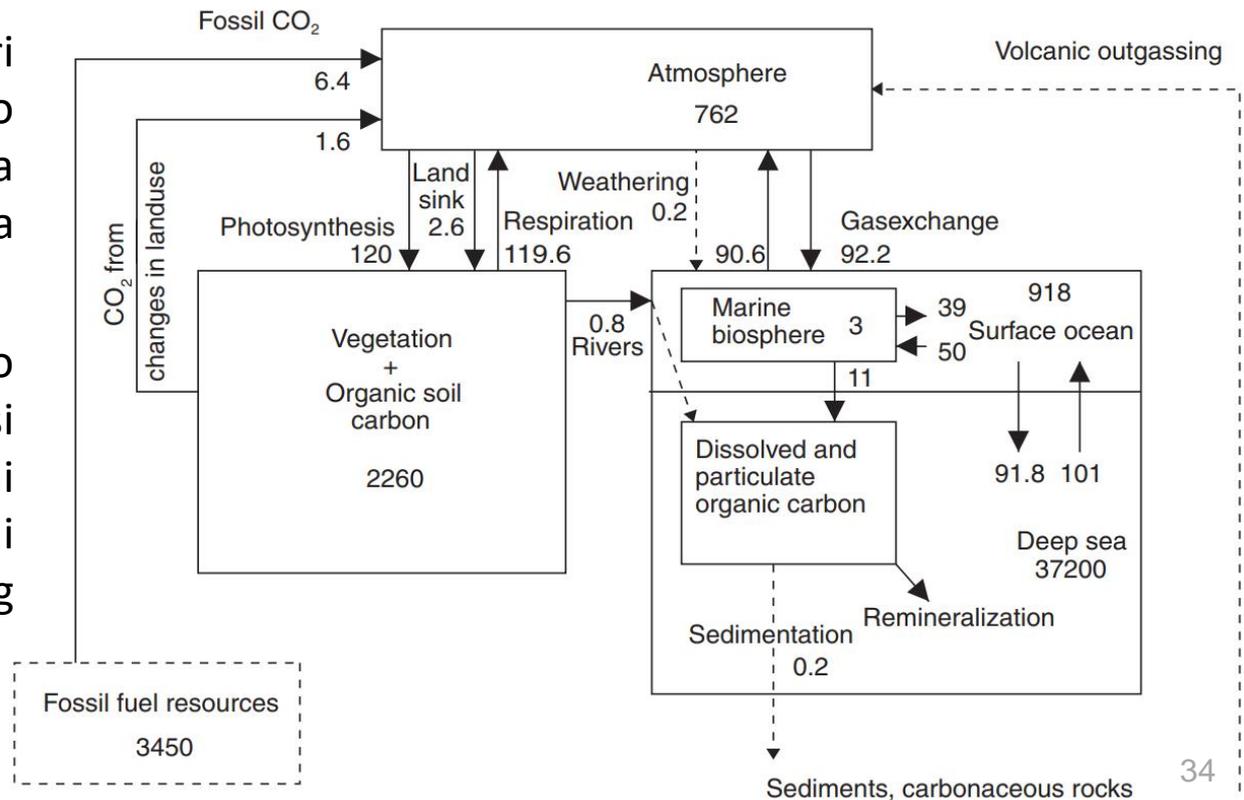
3.2.3 Il ciclo del carbonio

Il carbonio sotto forma di CO₂ è uno dei gas serra più importanti. È quindi importante sapere come circola il carbonio nell'ecosistema della terra.

In Figura viene fornita una panoramica semplificata del ciclo globale del carbonio, dove i numeri nei riquadri sono stimati per gli anni 1990.

I numeri nei riquadri rappresentano il contenuto di carbonio [10¹² kg] della parte di ecosistema considerata.

I numeri vicino alle frecce si riferiscono ai flussi annuali [10¹² kg C/anno].



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

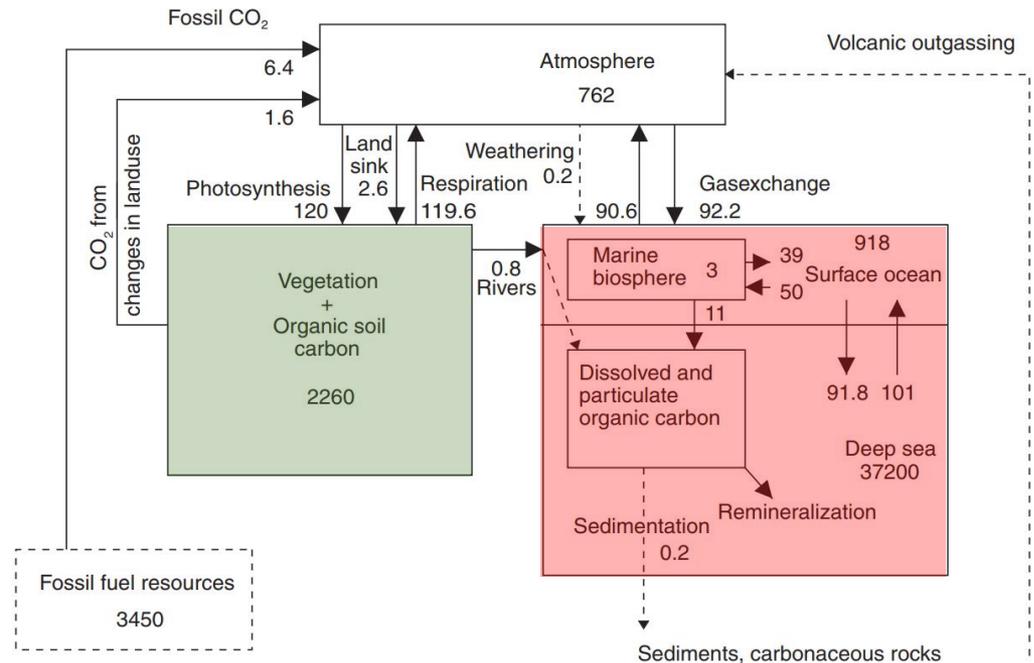
3.2.3 Il ciclo del carbonio

Le frecce continue simboleggiano cambiamenti relativamente rapidi e quelle tratteggiate quelli relativamente lente.

Identifichiamo 2 ecosistemi che influenzano direttamente il contenuto di carbonio in atmosfera:

- **Ecosistema oceano-atmosfera**
- **Ecosistema terra-atmosfera**

con l'aggiunta derivante dal contributo delle emissioni fossili e dalle attività vulcaniche.



Andiamo adesso ad analizzare qualitativamente il contributo di rilascio di carbonio da ciascuna parte dell'ecosistema, evidenziando come il suo contributo influenza la concentrazione di carbonio in atmosfera.

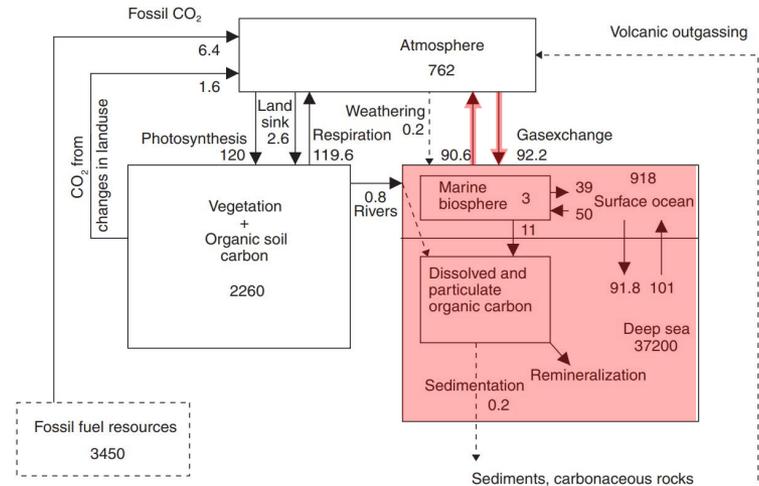
3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Interazione oceano-atmosfera

Lo scambio tra atmosfera e oceano è stimato in un assorbimento di $92,2 \times [10^{12} \text{ kg / anno}]$ e un'emissione di $90,6 \times [10^{12} \text{ kg / anno}]$.

La differenza tra questi grandi numeri, sommato con l'afflusso derivante dai fiumi, determina l'assorbimento netto di carbonio da parte degli oceani.



Il gas CO₂ extra negli strati superiori dell'oceano reagirà con l'acqua secondo la reazione di equilibrio



(aq) vuol dire che l'acido carbonico H₂CO₃ viene sciolto in acqua.

Successivamente, l'acido carbonico si dissocia in idrogenocarbonato H₃O₊



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Interazione oceano-atmosfera

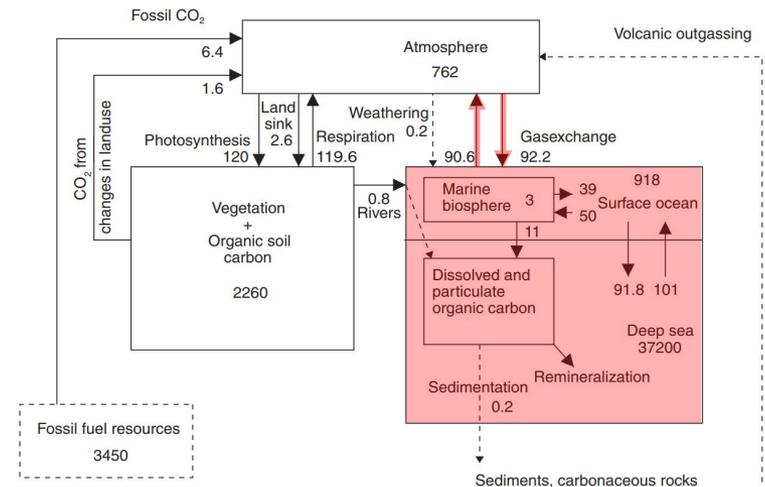


Per l'acqua di mare con $\text{pH} \approx 8$ si trova che $\text{HCO}_3^-(\text{aq})$ domina con una concentrazione relativa del 97%. Di conseguenza l'idrogenocarbonato $\text{HCO}_3^-(\text{aq})$ reagirà con il calcio negli organismi marini secondo la reazione



In questo modo il carbonio viene immagazzinato in carbonato di calcio (o calcite) CaCO_3 , che viene utilizzato per la crescita di gusci e tessuti. Parte di esso affonda lentamente sul fondo degli oceani.

In uno stato stazionario questo flusso verso il basso è compensato da un flusso verso l'alto di acque ricche di carbonio provenienti prevalentemente dall'equatore, dai margini continentali e dalle acque ad alta latitudine.

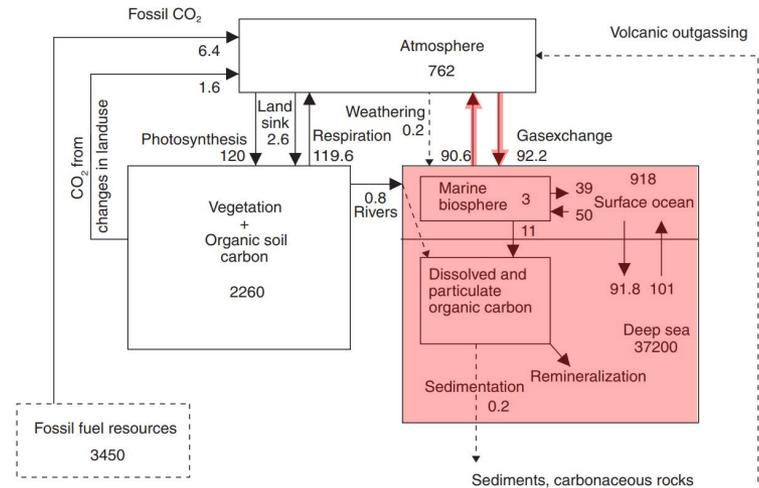


3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Interazione oceano-atmosfera

Il processo di trasporto verso il basso e verso l'alto è chiamato "*pompa biologica marina*". La sua grandezza non dipende solo dal contenuto di carbonio dell'acqua, ma per una gran parte dalla disponibilità di nutrienti per sostenere la vita marina come N, P e micronutrienti come Fe e Mn.



Aumentando la concentrazione di CO₂ nell'atmosfera è difficile prevedere come la disponibilità di nutrienti risponderà al conseguente cambiamento del clima. Potrebbe andare in entrambe le direzioni. Se siamo fortunati, più nutrienti si tradurranno in più microrganismi fotosintetici negli oceani, i quali fisserebbero parte dell'eccesso di CO₂, mitigando così il cambiamento climatico.

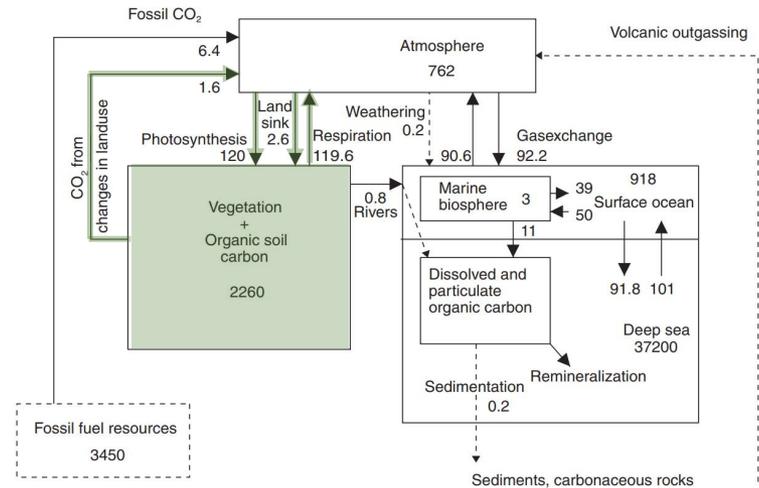
Se abbiamo sfortuna e mancano i nutrienti, la vita negli oceani sarebbe fortemente ridotta. In tal caso la "pompa" smetterebbe di funzionare e la concentrazione atmosferica di CO₂ potrebbe continuare ad aumentare.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Interazione terra-atmosfera

Ancora una volta due grandi numeri determinano lo scambio: la fotosintesi stimata in $120 \times [10^{12} \text{ kg / anno}]$ e la respirazione notturna stimata in $119.6 \times [10^{12} \text{ kg / anno}]$. Oltre a questi due effetti c'è un "landsink" dovuto all'aumento della vegetazione, che ammonta a $2,6 \times [10^{12} \text{ kg / anno}]$.



Cambiamenti sull'uso della destinazione dei terreni

L'input derivante dai cambiamenti nell'uso del suolo è un po' complicato da descrivere.

La conversione di aree boschive e forestali in terreni per l'agricoltura provoca la diminuzione del contenuto di carbonio e azoto del suolo.

Le colture che sostituiscono gli alberi hanno sì un proprio contenuto di carbonio, ma la quantità di assorbire carbonio è inferiore in quanto il volume delle colture è inferiore a quello degli alberi. Quindi la capacità di assorbire carbonio si riduce, con un conseguente aumento in atmosfera.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Combustibili fossili

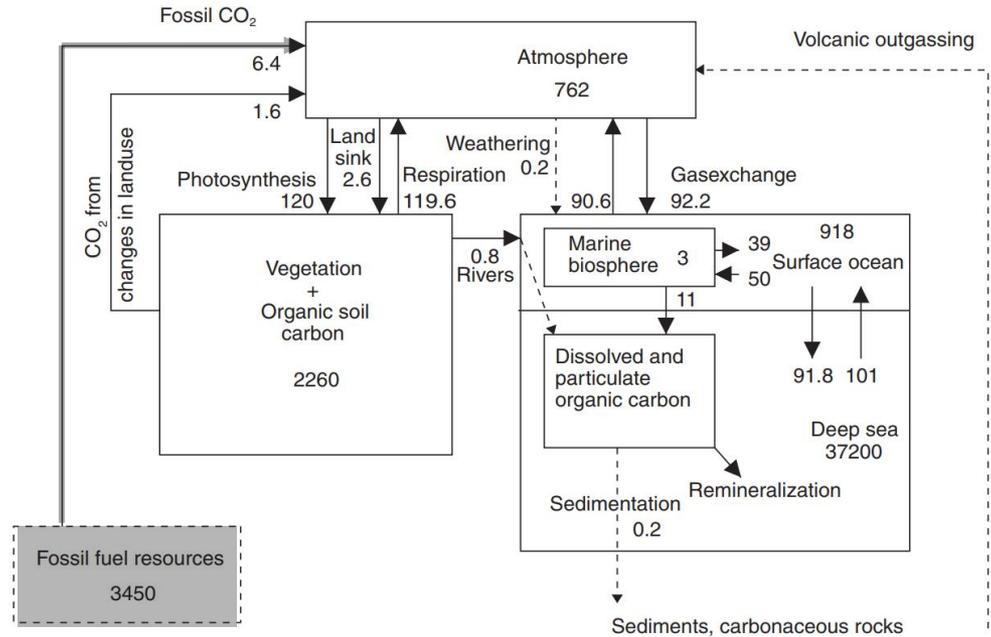
All'estrema sinistra viene mostrato l'input dato dalla combustione di combustibili fossili.

Questo numero è più facile da stimare in modo abbastanza accurato in quanto l'uso di combustibili fossili è ben documentato nelle statistiche delle Nazioni Unite.

I numeri in Figura si riferiscono alla situazione attuale.

In futuro possiamo stimare che la maggior parte dei combustibili fossili recuperabili sarà stata estratta e bruciata, oppure rimarrà inutilizzata.

E' stato elaborato un modello per confrontare due scale temporali, una in cui le risorse sono esaurite in 200 anni (linea continua) e un'altra, in cui ciò avviene in 400 anni (linea tratteggiata).



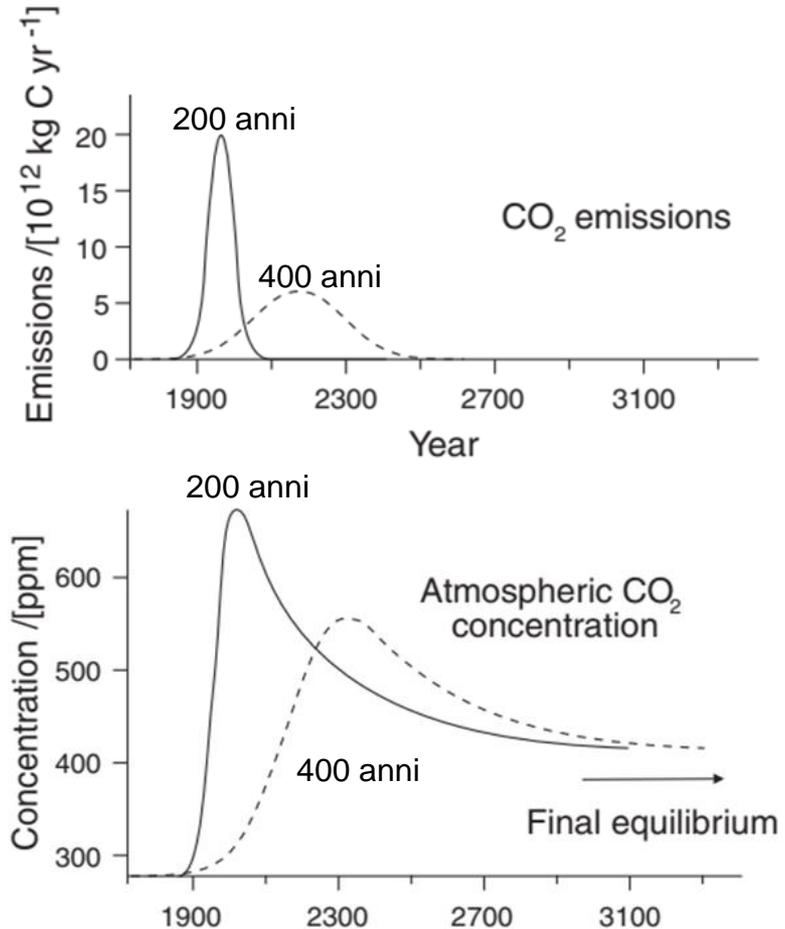
3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Il risultato di tale calcolo è mostrato in Figura.

Nel grafico superiore sono mostrati due tipi di emissioni, entrambe a partire dall'anno 1900. La curva disegnata corrisponde a un rapido rilascio di carbonio, entro 200 anni, mentre quella tratteggiata corrisponde a un esaurimento più lento delle risorse, in circa 400 anni.

Il grafico inferiore mostra le concentrazioni atmosferiche di CO₂ risultanti in funzione del tempo. In entrambi i casi un equilibrio finale sarebbe raggiunto circa 1500 anni dopo il 1900 con una concentrazione di circa 400 [ppmv].



Quando l'impulso è distribuito in modo più uniforme nel tempo (la linea tratteggiata) l'altezza del picco è inferiore. In entrambi i casi le conseguenze climatiche saranno grandi.

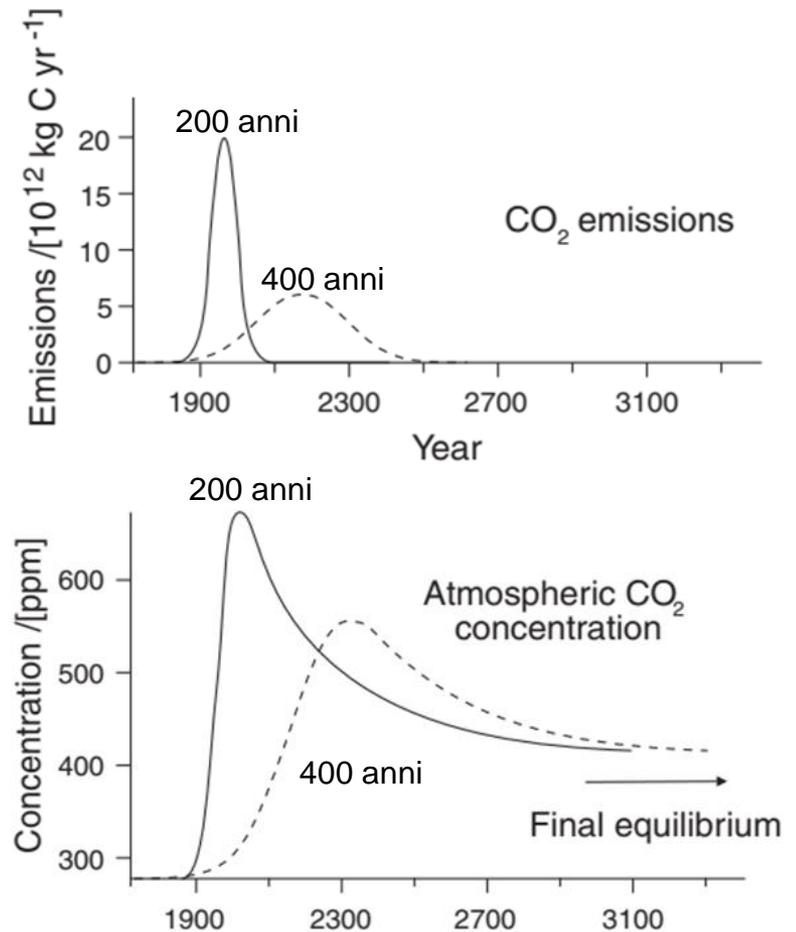
3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Ma è ovvio che nel secondo caso le conseguenze climatiche potrebbero essere più deboli, poiché il sistema ecologico ha più tempo per adattarsi.

Va inoltre notato che altri gas a effetto serra potrebbero assumere il ruolo di CO₂ in futuro e di conseguenza la concentrazione equivalente di CO₂ continuerebbe ad aumentare.

La descrizione del ciclo del carbonio qui fornita illustra che la modellizzazione climatica richiede non solo una buona conoscenza della fisica e dell'informatica, ma anche una conoscenza approfondita della chimica e della biologia.



3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.1 Modelli climatici avanzati

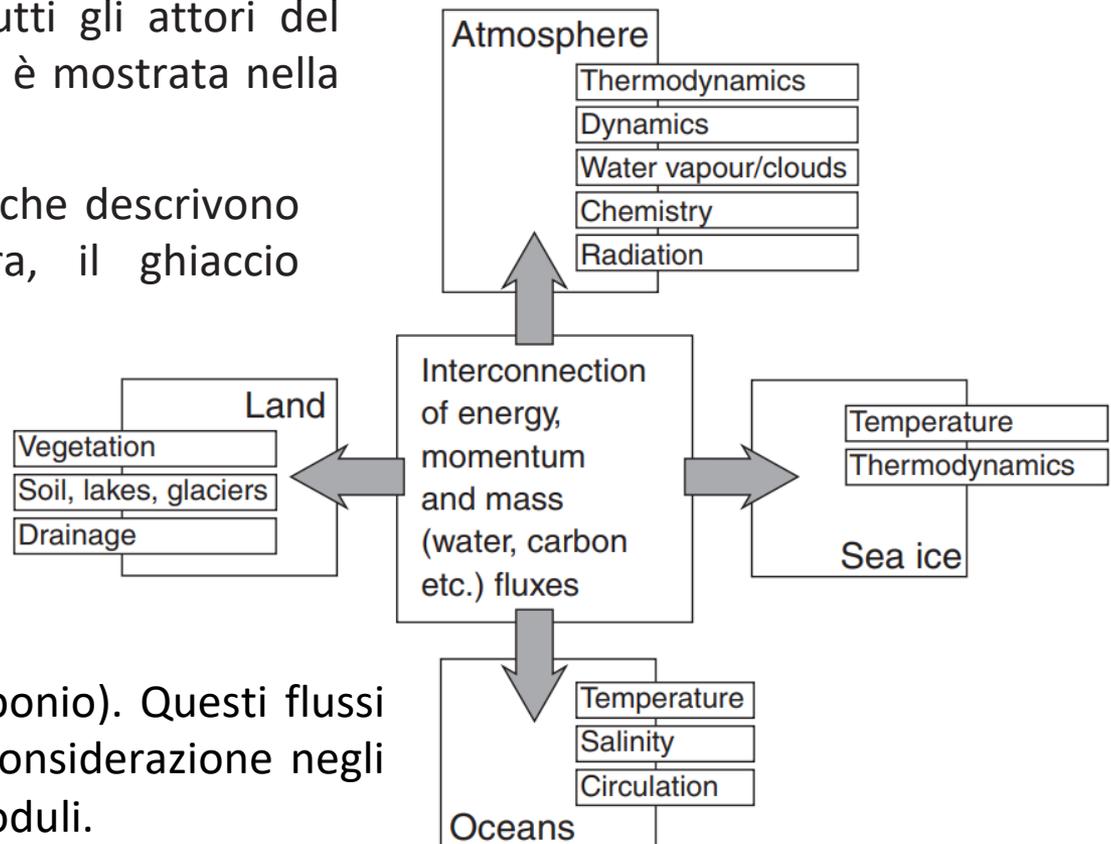
I modelli climatici più avanzati sono i cosiddetti **GCM, General Circulation Models** o **General Climate Models**.

Essi considerano esplicitamente tutti gli attori del sistema climatico. La loro struttura è mostrata nella Figura.

Di solito sono costruiti da moduli, che descrivono separatamente l'oceano, la terra, il ghiaccio marino e l'atmosfera.

I moduli producono flussi di energia (calore sensibile e latente), quantità di moto (venti, correnti marine, aria in aumento) e

massa (acqua, carbonio). Questi flussi vengono presi in considerazione negli scambi tra i vari moduli.



3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.1 Modelli climatici avanzati

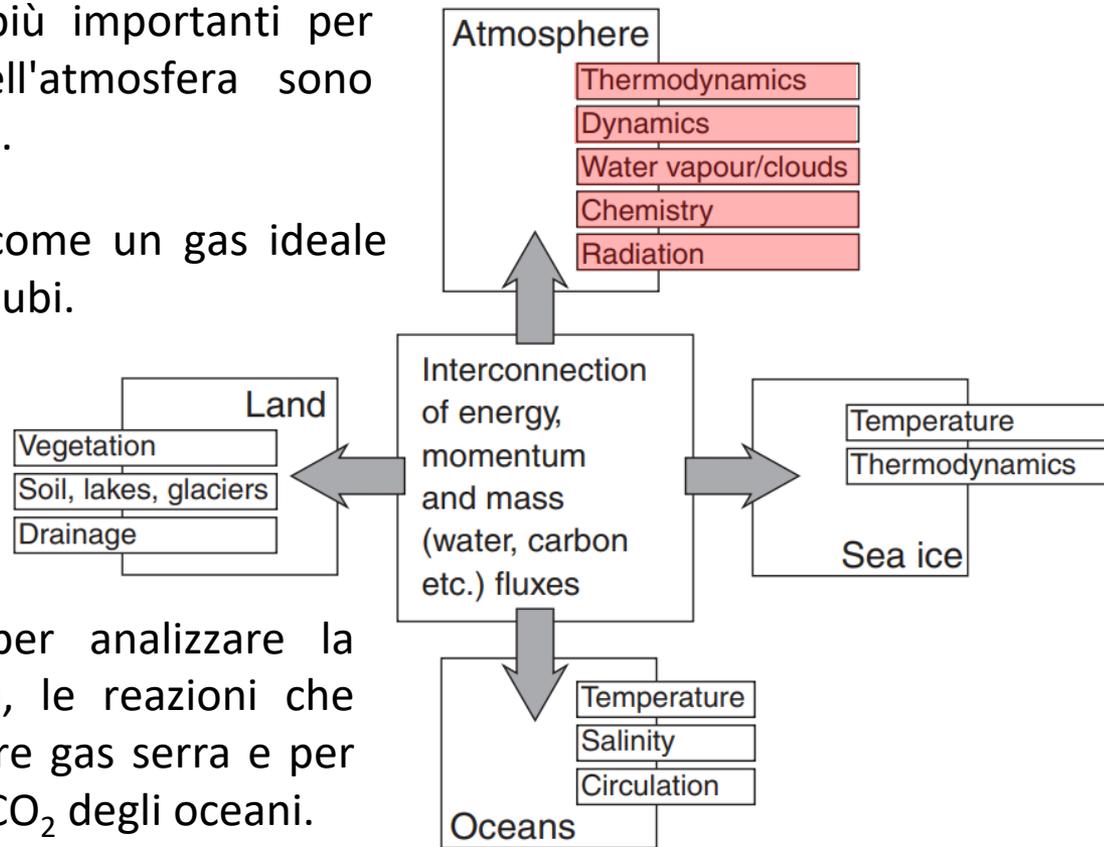
I campi della scienza che sono più importanti per modellare il comportamento dell'atmosfera sono riportati in alto a destra nella Figura.

La **termodinamica** descrive l'aria come un gas ideale per descrivere la formazione delle nubi.

Le nuvole sono anche responsabili dei dell'albedo terrestre e quindi determinano il bilancio di radiazione locale e globale.

La **chimica** è necessaria per analizzare la composizione dell'atmosfera, le reazioni che possono scorporre o formare gas serra e per modellare l'assorbimento di CO₂ degli oceani.

La **dinamica** use le equazioni del moto di Newton per descrivere il moto orizzontale dell'aria mentre l'equazione idrostatica descrive il moto verticale.



3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.2 Modello climatico semplificato

Per apprezzare lo sforzo computazionale della modellazione esaminiamo l'equazione del moto ricavata precedentemente in modo più dettagliato

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Le forze sul lato destro sono state discusse in precedenza e saranno funzione della longitudine, della latitudine e dell'altitudine.

Il lato sinistro descrive una particella d'aria con massa $\rho d\tau$ e velocità \vec{u} .

La velocità \vec{u} è una funzione del tempo e della posizione, $\vec{u}(x, y, z, t)$.

Esplicitiamo la componente x della derivata temporale $\frac{d\vec{u}}{dt}$ a sinistra dell'equazione:

$$\begin{aligned} \frac{du_x(x, y, z, t)}{dt} &= \frac{\partial u_x}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \frac{dz}{dt} + \frac{\partial u_x}{\partial t} \\ &= \left(u_x \frac{\partial}{\partial x} + u_y \frac{\partial}{\partial y} + u_z \frac{\partial}{\partial z} \right) u_x + \frac{\partial u_x}{\partial t} = (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) u_x + \frac{\partial u_x}{\partial t} \end{aligned}$$

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.2 Modello climatico semplificato

$$\frac{du_x(x, y, z, t)}{dt} = (\vec{u} \cdot \vec{\nabla})u_x + \frac{\partial u_x}{\partial t}$$

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Il lato destro dell'equazione mostra chiaramente che il lato sinistro non è lineare.

La conseguenza è che risolvendo l'equazione del moto con due condizioni iniziali leggermente diverse (pressione, densità, velocità) al tempo $t = 0$ può portare a soluzioni molto diverse qualche tempo dopo. Questo effetto è studiato nella *teoria del caos*.

Nella modellazione climatica non è necessario conoscere la temperatura e le precipitazioni in una certa data e luogo, come nelle previsioni meteorologiche, ma piuttosto il *cambiamento* della temperatura *media* e delle precipitazioni in un certo mese e in una certa regione come conseguenza di effetti indotti dall'uomo, in termini di forzante radiativa.

Le equazioni in generale non possono essere risolte analiticamente. Si discretizza il volume su un certo numero di strati verticali. I GCM più utilizzati hanno tipicamente 30 o più strati verticali sia nell'atmosfera che nell'oceano.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.2 Modello climatico semplificato

In questo modo i modelli sono in grado di prevedere il clima in funzione della regione e del periodo dell'anno. Infatti, vengono pubblicate mappe globali con previsioni su temperatura, precipitazioni, copertura di ghiaccio per le diverse stagioni.

Va detto che non tutti i modelli utilizzano gli stessi dettagli.

Per i processi che coinvolgono le nuvole, ad esempio, sono in uso diversi set di parametri, che è uno degli aspetti in cui i modelli divergono.

Per essere realistici, i modelli devono prendere in considerazione anche le proprietà della superficie.

Esse sono riassunte in Tabella, e devono essere note in funzione della latitudine e della longitudine. I primi due, rilievo e rugosità, descrivono la geografia della superficie, il resto le sue proprietà.

Table 3.5 *Boundary conditions of GCMs.*

Earth surface properties

Relief
Roughness
Albedo
Emissivity
Heat capacity
Heat conduction
Soil humidity
Ice and snow cover
Salinity

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Lo scopo della modellazione climatica è prevedere le conseguenze derivanti da qualsiasi combinazione di emissioni di gas serra in atmosfera, cambiamenti nell'uso di destinazione del suolo e altri effetti dovuti alle attività umane. Ciò dovrebbe essere fatto con una varietà di parametri realistici al fine di individuare il loro effetto sul clima.

Tuttavia, ogni esecuzione di un GCM (**General Climate Model**) completo richiede un'elevata potenza di calcolo; sono stati quindi progettati modelli meno complessi, in cui gli aspetti di un GCM sono riassunti in pochi parametri effettivi, che vengono stimati rispetto ad un GCM più completo.

Il gruppo di lavoro scientifico dell'**IPCC** (**Intergovernmental Panel on Climate Change**) valuta la letteratura disponibile sul clima e sui cambiamenti climatici allo scopo di studiare il riscaldamento globale su scala mondiale



<https://www.ipcc.ch/>

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

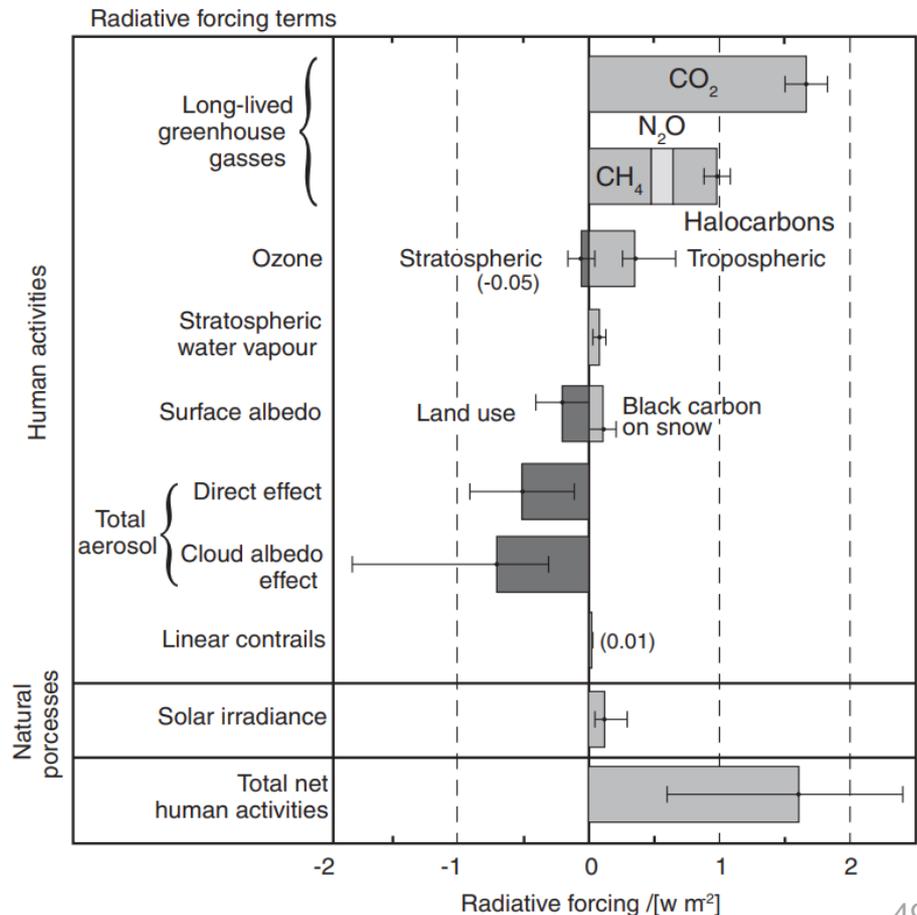
3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

La Figura mostra il forzante radiativo del clima tra il 1750 e il 2005, dovuto a diverse origini

In alto abbiamo il contributo della CO_2 ammonta a $1,66 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$. Questo numero si ottiene facendo la media dei valori pubblicati, che si basano sulle ben note concentrazioni passate e presenti di questo gas serra e sul suo noto assorbimento delle radiazioni a lungo raggio.

Nel caso della CO_2 l'IPCC ritiene che ci siano sufficienti evidenze dalla fisica e un adeguato numero di consensi

tra le pubblicazioni per assegnare una piccola barra di errore



3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

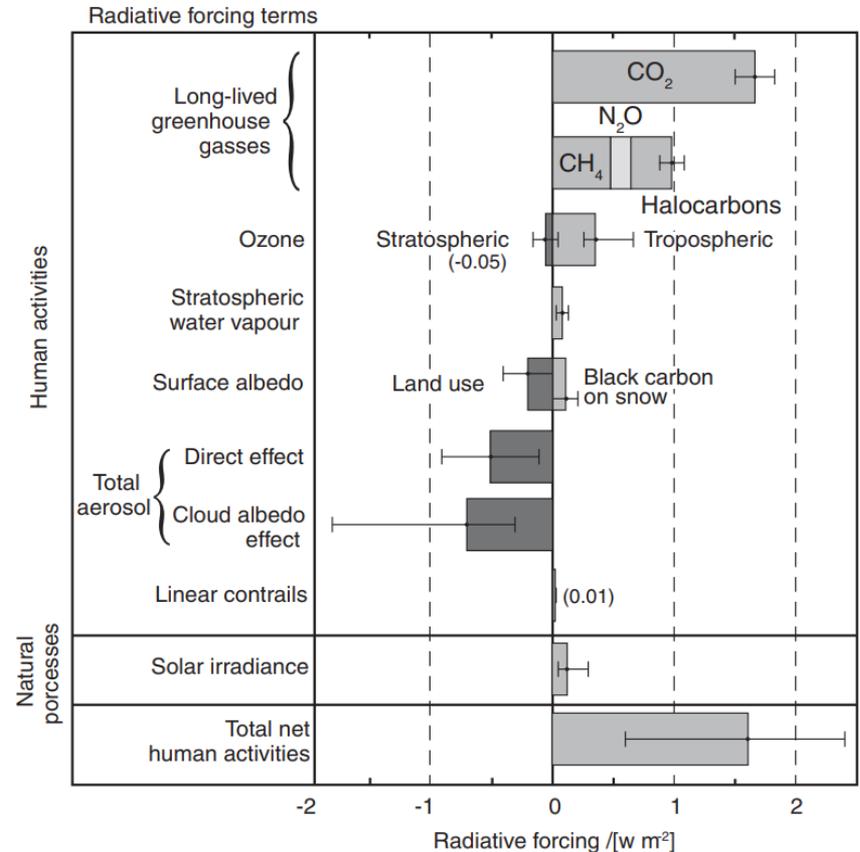
3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Il valore preciso della barra di errore deriva dalla valutazione di esperti dei valori pubblicati e dei loro intervalli di incertezza. Questa procedura viene seguita nel grafico anche per gli altri contributi.

La seconda riga riassume gli effetti di altri tre importanti gas serra CH_4 , N_2O e del gruppo degli alocarburi.

La fisica è chiara, ma ci sono alcune differenze tra i diversi set di dati e i vari modelli di forzante radiativo.

Per l'ozono, la terza riga, la barra di errore è molto più alta.



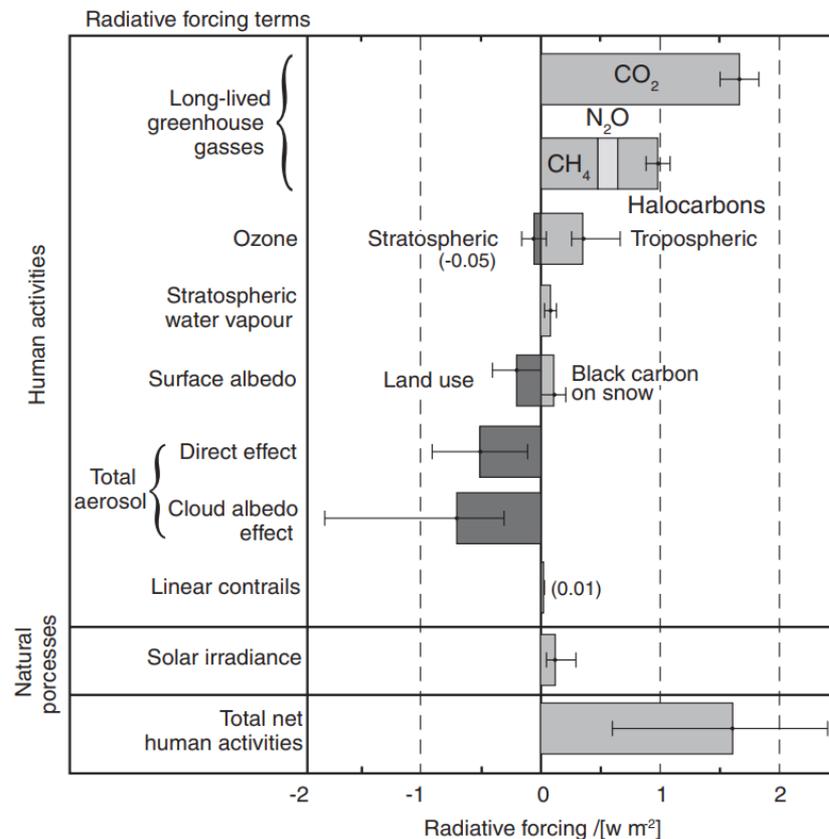
Per l'ozono stratosferico sono incerti i cambiamenti precedenti al 1970, i cambiamenti indotti dai fulmini e gli andamenti in prossimità della tropopausa.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

L'albedo della superficie, la riga successiva, ha una componente negativa e una positiva. La combustione incompleta dei combustibili fossili produrrà particelle di carbonio finemente suddivise, che precipitano sulla neve e ne diminuiscono l'albedo: **un effetto forzante positivo**.

I cambiamenti nell'uso del territorio come la deforestazione e la desertificazione aumentano l'albedo: un effetto forzante negativo.



I cambiamenti nell'irraggiamento solare sono leggermente rilevanti.

L'effetto netto risultante di tutte le attività umane è stimato pari a $1.6 [Wm^{-2}]$.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Una crescente concentrazione di gas serra si tradurrà in temperature più elevate che potranno influenzare il clima.

Supponiamo che, in una data futura, la concentrazione equivalente di CO₂, o più precisamente il forzante radiativo netto indotto dall'uomo, è mantenuta costante ad un valore C_{cost} .

L'aumento della temperatura di equilibrio risultante può essere stimato come

$$\Delta T_s = G_f \Delta I$$

Questo equilibrio verrà raggiunto dopo un po' di tempo a causa del ritardo oceanico.

Come accennato in precedenza, il parametro G_f è stimato pari a circa 0,8 [K/(Wm⁻²)].

Il forzante ΔI ha una relazione semplice con la concentrazione di CO₂ equivalente:

$$\Delta I = \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

$$\Delta I = \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

Questa relazione empirica fissa la concentrazione preindustriale di CO_2 pari a 280 [ppmv], a cui corrisponde un forzante indotto dall'uomo nullo $\Delta I = 0$.

Se la concentrazione di CO_2 raddoppia, $\Delta I = 3.7 [Wm^{-2}]$.

Questa relazione logaritmica dalla concentrazione è accettata come una buona approssimazione.

Per il valore del 2005 $[CO_2] = 379 [ppmv]$, ad esempio, si trova che $\Delta I = 1.62 [Wm^{-2}]$.

Combinando questa equazione con la precedente, l'aumento della temperatura di equilibrio può essere calcolato come:

$$\Delta T_s = G_f \Delta I$$

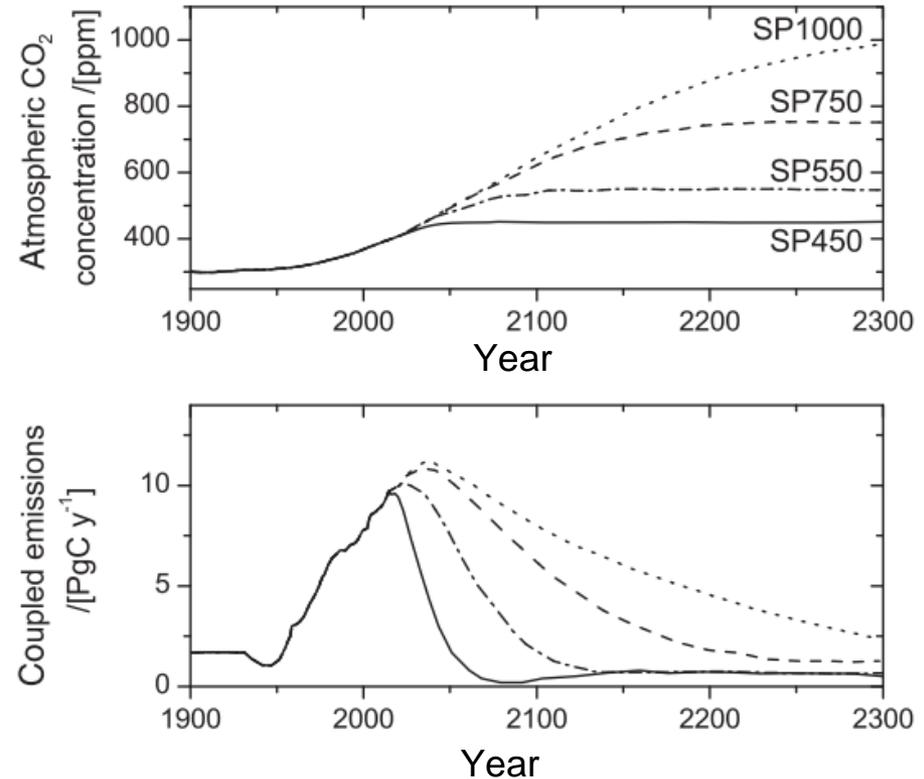
$$\Delta T_s = G_f \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Assumiamo che la concentrazione di CO₂ equivalente tenda a stabilizzarsi su uno dei quattro valori 450 [ppmv], 550 [ppmv], 750 [ppmv] di 1000 [ppmv], entro i prossimi 200 anni.

Il modello semplificato di Hadley, considerando gli effetti del ciclo del carbonio sulla concentrazione di CO₂, consente di simulare l'andamento temporale delle emissioni per raggiungere quei quattro valori di equilibrio presupposti.



È chiaro che in tutti i casi le emissioni devono diminuire poiché i gas serra hanno una permanenza nell'atmosfera piuttosto lunga.

La diminuzione delle emissioni deve essere "più rapida" per la concentrazione di equilibrio più bassa di 450 [ppmv].

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Usando l'ultima equazione, per una concentrazione stabilizzata di 450 [ppmv], l'aumento della temperatura di equilibrio sarebbe di 2 [°C].

$$\Delta T_s = G_f \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

L'analisi parte quindi da una concentrazione di gas serra stabilizzata e simula le emissioni corrispondenti nel tempo.

Si può anche procedere al contrario, partendo da uno scenario economico realistico, quindi calcolare separatamente le emissioni di tutti i gas serra e di tutti i forzanti, sommarli, calcolare il forzante totale risultante e infine trovare il clima risultante in funzione del tempo e dello spazio da un GCM.

Questo in effetti è la maniera con cui si procede e descriveremo uno degli scenari, chiamato **A1B** e discuteremo le sue conseguenze climatiche calcolate dai GCM disponibili.

Lo scenario A1B descrive un mondo caratterizzato da una crescita economica molto rapida, da un picco demografico a metà del ventunesimo secolo e da una rapida introduzione di tecnologie nuove ed efficienti

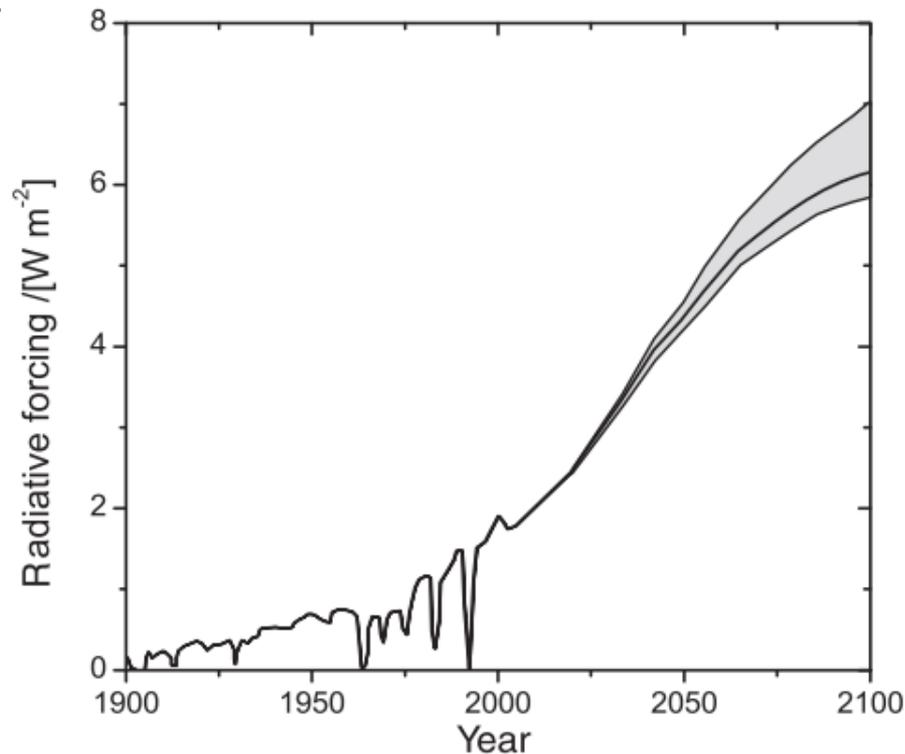
3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Inoltre, esiste un equilibrio tra le fonti energetiche ad alta intensità di combustibili fossili e quelle non fossili e si presuppone che non vi sia alcuna attuazione degli obiettivi di emissione concordati a livello internazionale.

Il modello viene eseguito dal 2000 al 2100. Per le concentrazioni relative alle emissioni di gas serra esiste già un intervallo di valori possibili che dipendono, ad esempio, dal funzionamento preciso del ciclo del carbonio.

Pertanto, esiste un intervallo di valori possibili per il forzante radiativo, che aumenta nel tempo.



Per il modello, A1B nel 2100 l'intervallo è stimato tra 5.8 e 6.4 $[Wm^{-2}]$, come mostrato in Figura.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

L'aumento di temperatura risultante è calcolato usando 19 GCMs, che producono uno spread, illustrato nel grafico in Figura.

In questo scenario, l'aumento della temperatura globale dal 1990 al 2100 sarà compreso tra 1,8 e 4,2 [°C], con 3,4 [°C] come valore più probabile.

L'aumento della temperatura provocherà l'innalzamento del livello del mare dovuto principalmente all'espansione termica, ma

anche ad altri effetti, come lo scioglimento dei ghiacciai e delle calotte polari.

Un clima più caldo crea più vapore acqueo nell'aria, che porterà a maggiori precipitazioni. Nel 2100 si prevede che le precipitazioni globali saranno superiori del 4% rispetto al 2000.

L'aumento delle piogge ridurrà inoltre la salinità dell'acqua di mare.

