

Ecologia

Anno Accademico 2023-24

Docente:

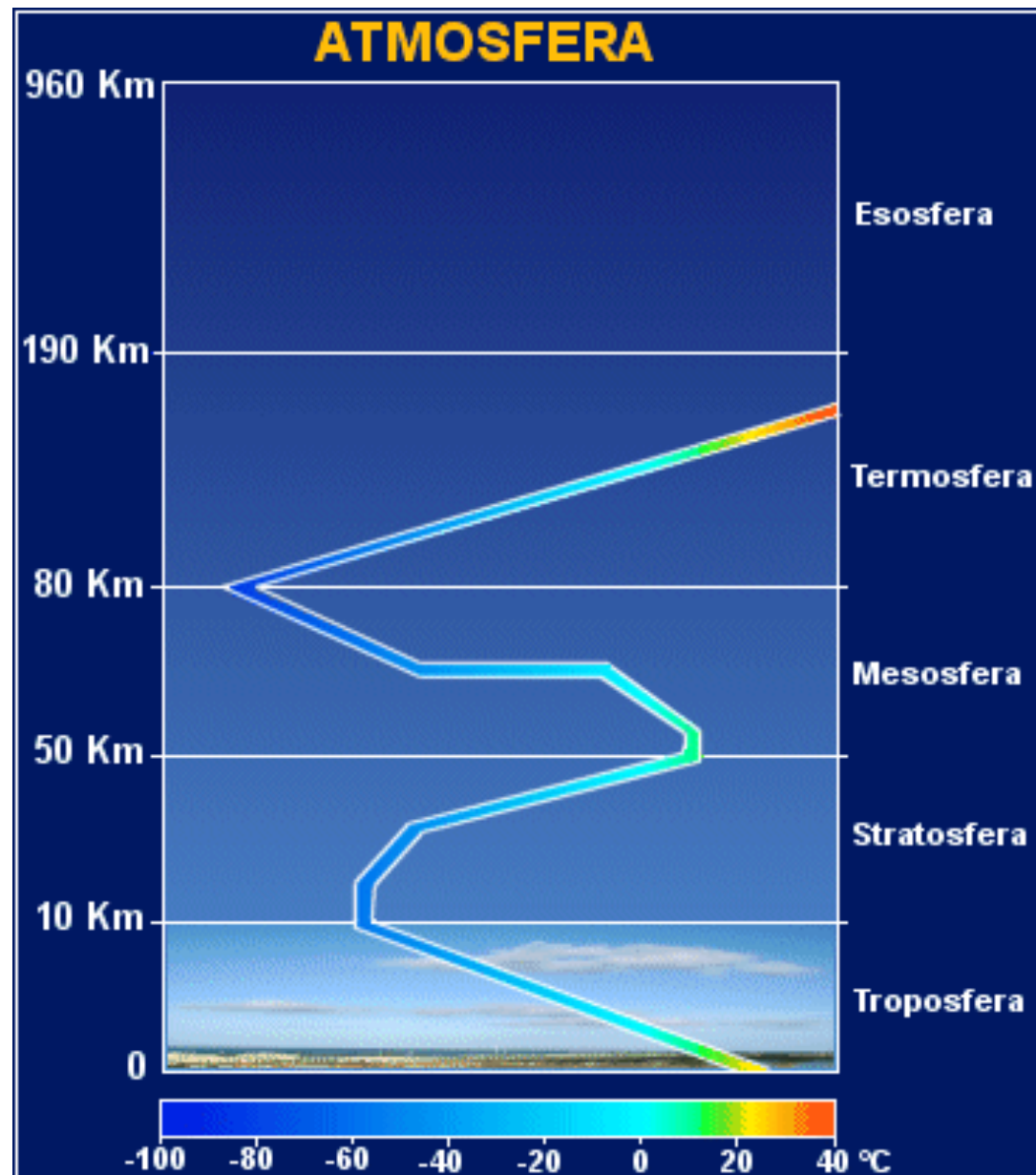
Prof. Stefano Martellos

martelst@units.it

(<http://dryades.units.it/SM>)



L'atmosfera



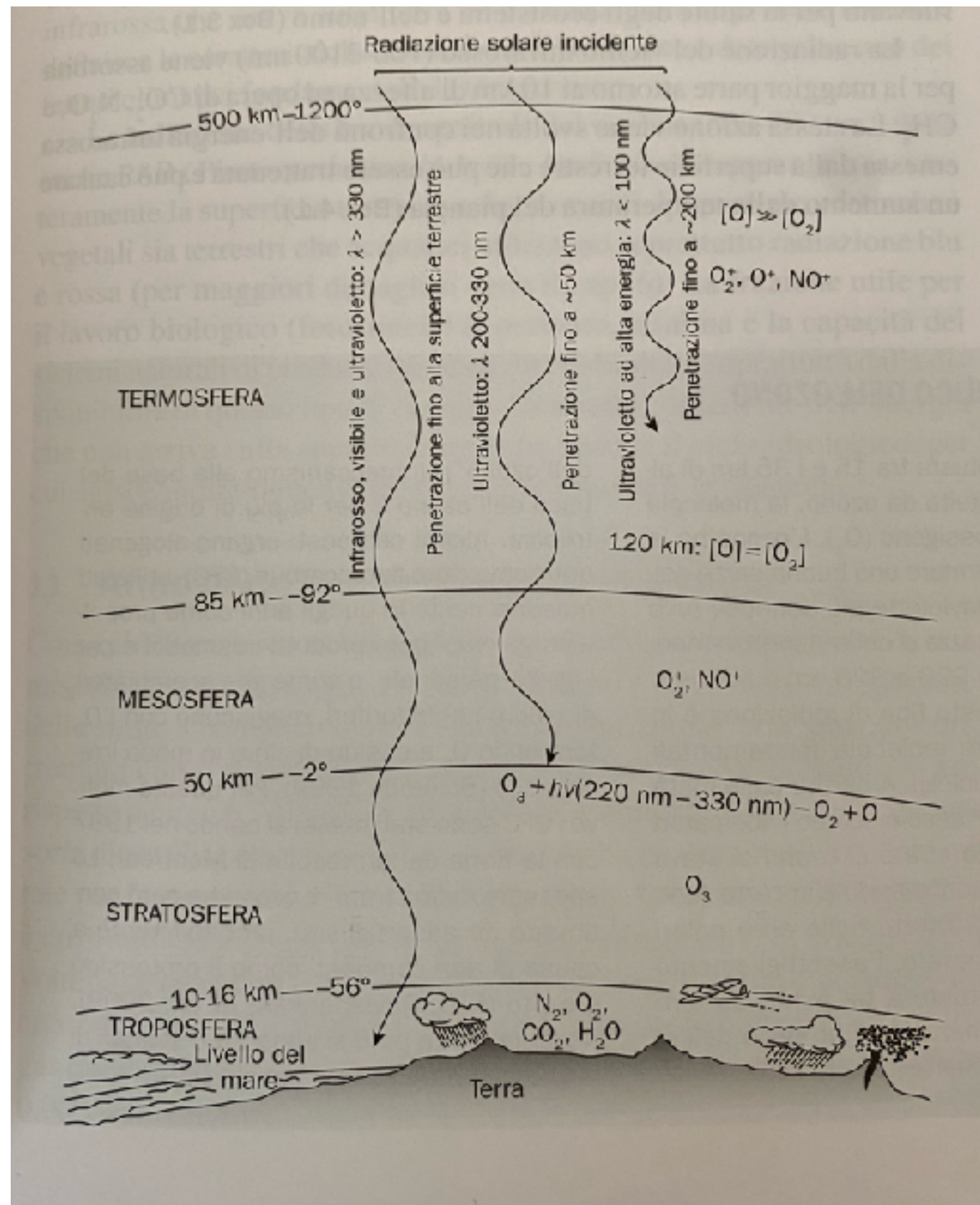
Troposfera: si estende da terra fino a: 6-8 Km ai poli e 16-18 Km all'equatore. E' riscaldata principalmente dalla radiazione termica terrestre. Qui si verificano tutti i fenomeni atmosferici (fronti, nubi, temporali, ecc.)

Stratosfera: spessa circa 40 Km. In essa vi è la massima concentrazione di ozono.

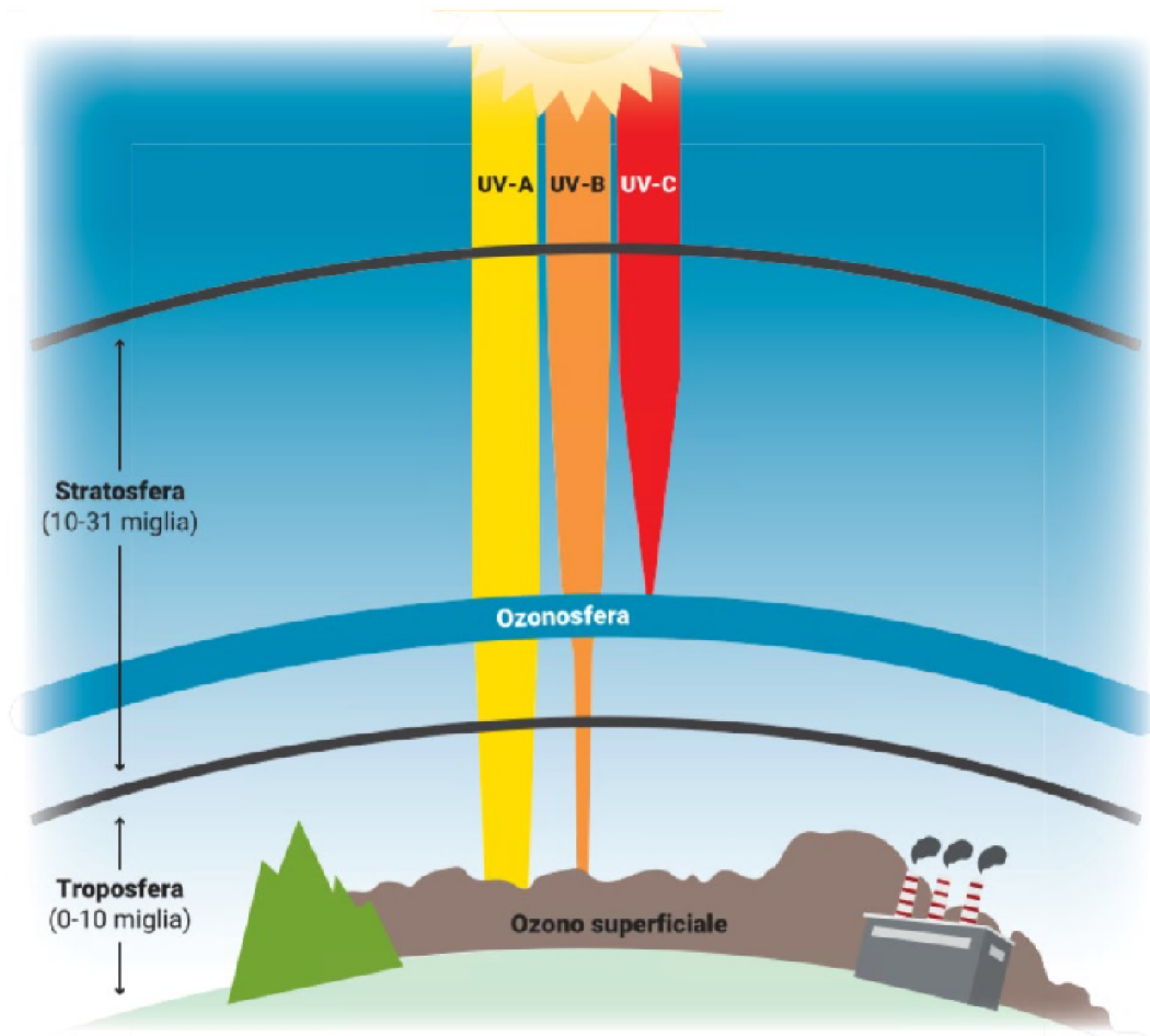
Mesosfera: spessa circa 30 Km. Qui la radiazione solare non è filtrata. Contiene circa l'1% della massa totale dell'atmosfera.

Termosfera o ionosfera: spessa circa 110 Km. La temperatura è elevata, ma non influenza il clima terrestre. E' nella ionosfera che si verificano le aurore boreali.

Esosfera: Pressione praticamente nulla. Vi si mescolano particelle di provenienza terrestre con altre di provenienza extraterrestre.



Lo strato di ozono



L'ozono è prodotto mediante la seguente reazione:



La radiazione ultravioletta proveniente dal sole scinde la molecola di ozono in una molecola di ossigeno ed un atomo di ossigeno:



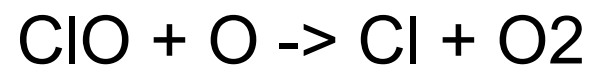
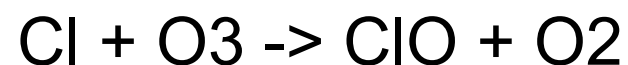
In assenza di radiazione solare l'ossigeno monoatomico, altamente reattivo, reagisce con le molecole di ozono dando due molecole di ossigeno:



La quantità di ozono presente nella stratosfera rimane costante solo se queste reazioni fotochimiche sono in perfetto equilibrio tra di loro.

Esistono tuttavia diverse molecole che possono perturbare questo equilibrio, come i clorofluorocarburi (CFC), i bromurati e gli ossidi di azoto.

Anche le molecole di CFC reagiscono alla presenza di raggi ultravioletti liberando atomi di cloro:



Gli atomi di cloro reagiscono con l'ozono formando ossigeno e monossido di cloro, che si combina a sua volta con ossigeno monoatomico per formare ossigeno biatomico e ancora cloro.

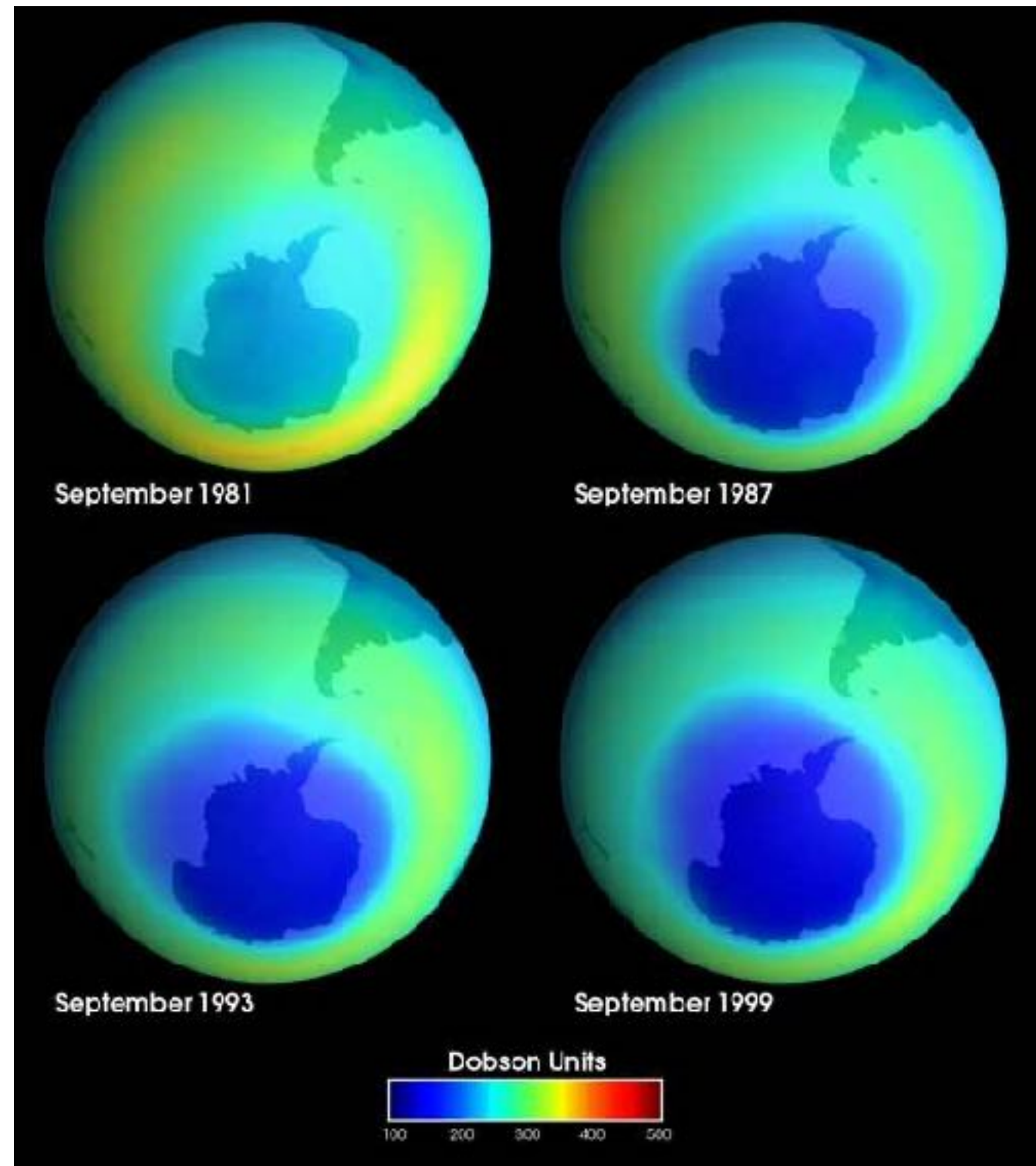
Questo ciclo di reazioni interferisce con il ciclo dell'ozono.

Si stima che un singolo atomo di cloro possa distruggere 100.000 molecole di ozono prima di combinarsi con altre sostanze, come il metano, e tornare nella troposfera.

Nel 1974 gli scienziati notarono un assottigliamento dello strato di ozono sopra il continente antartico. Questo processo è continuato negli anni ed ha portato a parlare, nel 1984, di **buco nell'ozono**.

Nel 1991 il buco nello strato di ozono si è espanso fino ad includere il sud dell'Argentina, con gravi conseguenze per la salute di uomini ed animali (tumori della pelle, cecità).

Ricercatori della NASA e di altre agenzie hanno sviluppato un nuovo strumento - un modello matematico computerizzato - per predire la tempistica del recupero del buco di ozono. Il modello riproduce accuratamente l'area del buco di ozono nella stratosfera Antartica negli ultimi 27 anni. Usando il modello, i ricercatori predicono che il buco di ozono scomparirà nel 2068, non nel 2050 come si ritiene comunemente.



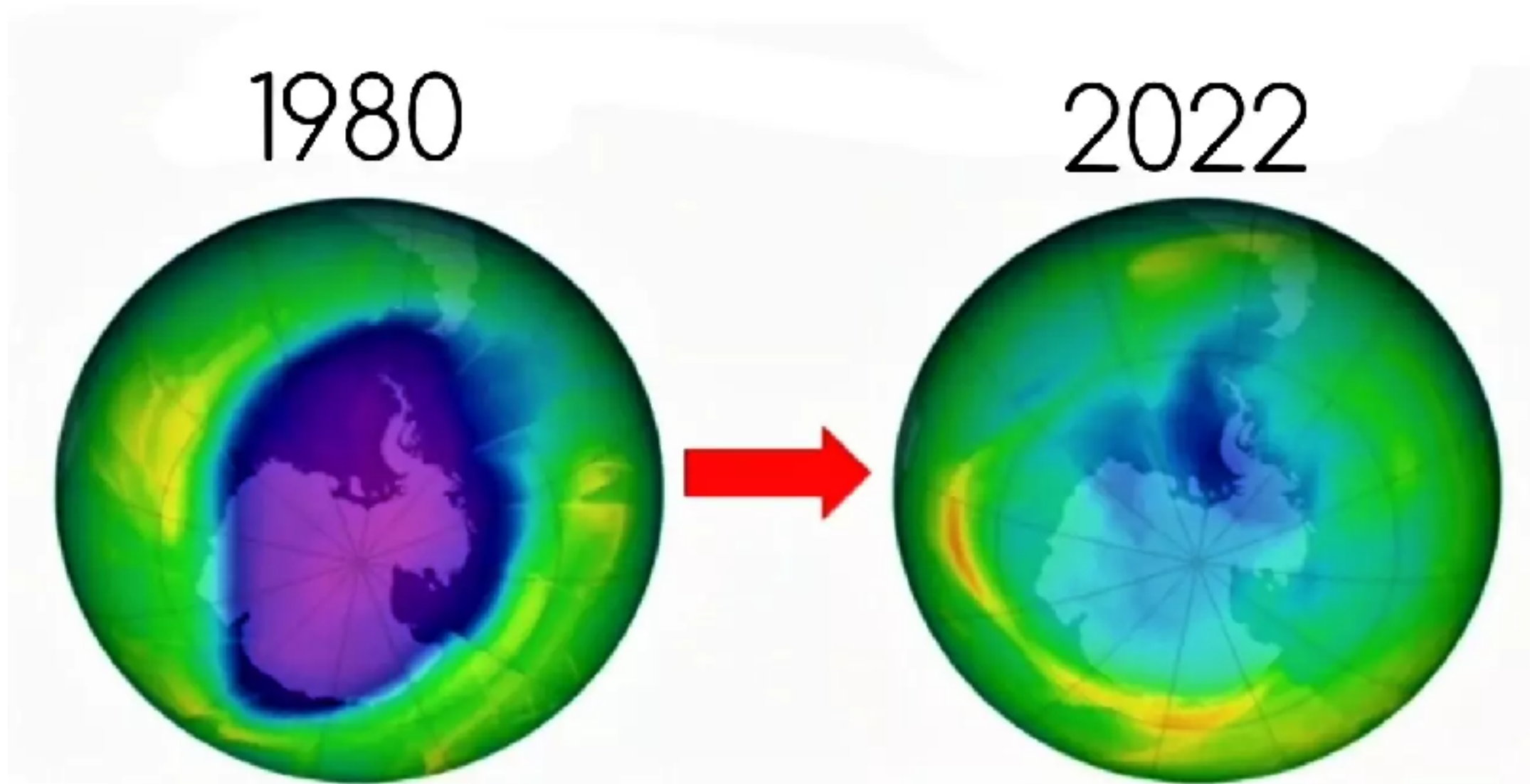
La **Convenzione di Vienna**, nel 1985, fu un primo passo verso la soluzione del problema del buco nell'ozono. In questa Convenzione gli stati partecipanti stabilirono di dare un grande impulso alla ricerca scientifica sulle minacce allo strato di ozono, cercando così di proporre adeguate soluzioni in tempi ragionevolmente brevi, e disponendo l'attuazione di interventi immediati ove necessario.

Il **Protocollo di Montreal**, in attuazione della Convenzione di Vienna ha stabilito nel 1987 gli obiettivi e le misure per la riduzione delle produzioni e degli usi delle sostanze pericolose per la fascia di ozono stratosferico.

Il Protocollo stabilisce i termini di scadenza entro cui le Parti firmatarie si impegnano a contenere i livelli di produzione e di consumo delle sostanze dannose (Clorofluorocarburi, tetracloruro di carbonio, 1,1,1 tricloroetano, Halons, idroclorofluorocarburi, Bromuro di Metile), e disciplina gli scambi commerciali, la comunicazione dei dati di monitoraggio, l'attività di ricerca, lo scambio di informazioni e l'assistenza tecnica.

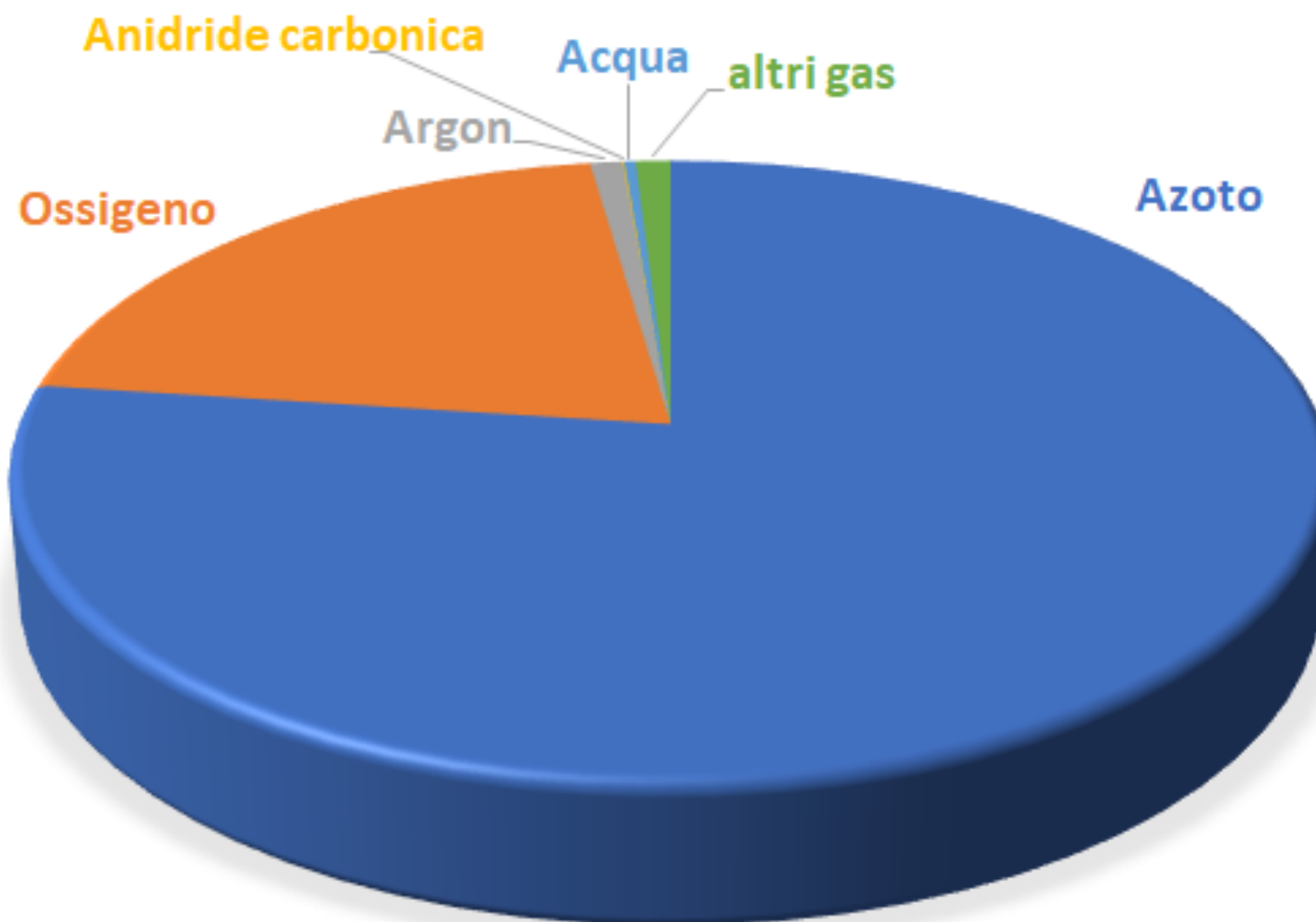
Rispetto ai termini di scadenza sul contenimento dei livelli di produzione e di consumo delle sostanze dannose, i paesi in via di sviluppo (PVS) godono, rispetto ai Paesi industrializzati, di un allungamento dei tempi, chiamato "periodo di grazia" di dieci anni.

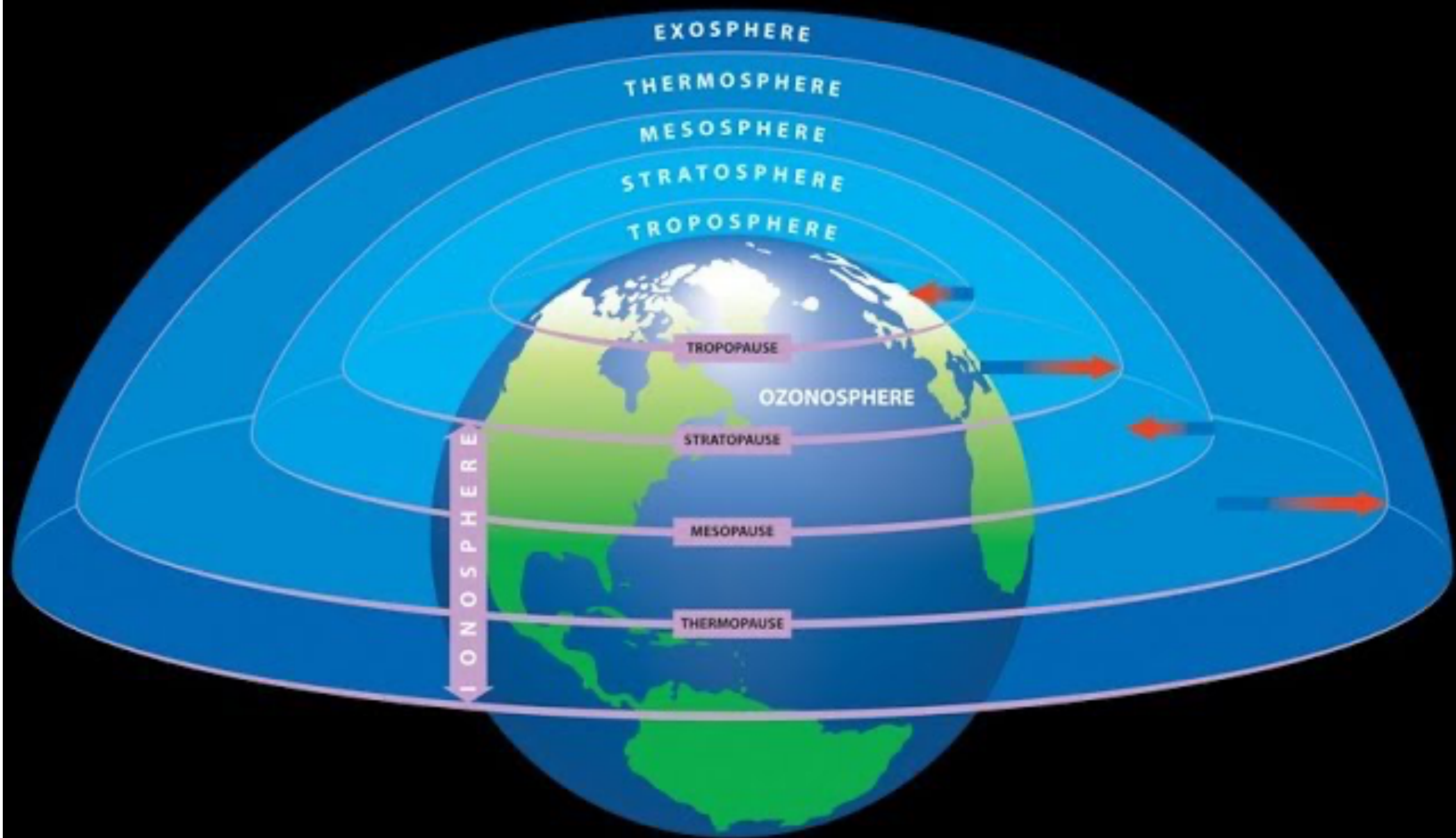
La Conferenza delle Parti del Protocollo di Montreal si riunisce ogni anno al fine di valutare la validità e l'efficacia delle misure di controllo imposte dal Protocollo, aggiornare le norme di applicazione e quindi, dove necessario, apportare modifiche al Trattato attraverso decisioni, aggiustamenti ed emendamenti. Tali lavori vengono svolti dalle due sessioni preparatorie alla Conferenza, chiamate "Open Ended Working Group" (OEWG) che si riuniscono generalmente in Giugno, a Ginevra, e a ridosso della Conferenza delle Parti stessa generalmente ospitata da un Paese firmatario.



Grazie alle regole del Protocollo di Montreal, nel 2000 la produzione di CFC è scesa dal suo massimo di un milione di tonnellate (1988) a meno di 100.000 tonnellate, grazie anche all'introduzione degli idroclorofluorocarburi (HCFC) che non contenendo atomi di bromo o di cloro. Tale riduzione ha permesso la drastica diminuzione del buco nell'ozono, che sarà probabilmente completamente chiuso entro il 2070.

COMPOSIZIONE DELL'ATMOSFERA





La temperatura non cala costantemente con l'altitudine perché:

- cambiano **processi fisici** dominanti (espansione adiabatica, assorbimento UV, radiazione, ecc.)
- l'aria diventa sempre **meno densa**
- ogni strato dell'atmosfera ha un **bilancio energetico diverso**

Troposfera (0–10/12 km)

Qui viviamo noi.

La temperatura cala perché l'aria si espande man mano che sali (la pressione scende → l'aria si raffredda).

Questa parte è relativamente prevedibile.

Stratosfera (fino a ~50 km)

Qua succede il plot twist: **la temperatura aumenta con l'altitudine.** Il motivo è l'**ozono**, che con il suo ciclo assorbe i raggi UV e emette radiazione infrarossa.

Quindi lo strato superiore è più caldo di quello inferiore.

Mesosfera (50–85 km)

Di nuovo un crollo di temperatura.

Qui non ci sono abbastanza molecole per assorbire radiazione solare → fa freddissimo.

Termosfera (85–500+ km)

E qui una nuova sorpresa: la temperatura “sale” tantissimo (anche migliaia di gradi). Tuttavia, le cose si fanno un tantino complicate.

La **termosfera** è lo strato che parte da circa 85 km e arriva a 500–600 km (e oltre). È la porzione dell'atmosfera dove orbitano la ISS e molti satelliti.

La temperatura altissima... ma non fa “caldo” nel senso comune del termine.

La temperatura *misurata* può arrivare a **1000–2000 °C**.

Ma se un umano fosse lì, non sentirebbe affatto caldo, anzi, avrebbe freddo.

Questo perché “temperatura” qui significa *energia cinetica media delle molecole*.

Tuttavia la densità dell'aria è così bassa che ci sono pochissime molecole.

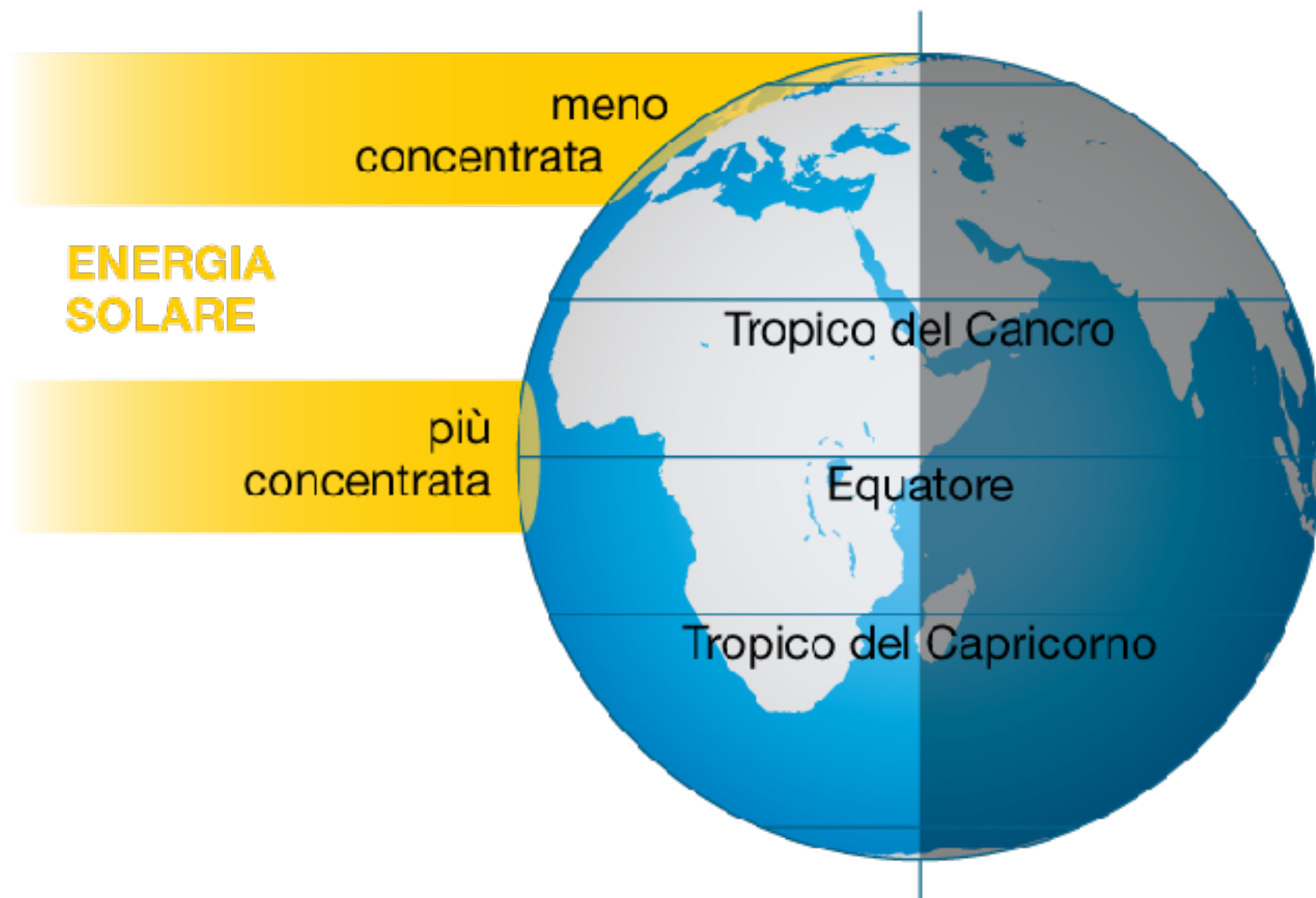
→ Quasi nessuno urta il tuo corpo per trasferirti calore.

→ Alta temperatura ≠ sensazione di caldo.

La termosfera è bombardata da:

- raggi UV estremamente energetici
- raggi X
- particelle del vento solare

Queste radiazioni ionizzano gli atomi e le molecole, dando loro un sacco di energia → ecco perché la temperatura *apparente* è così alta.



Solstizio d'inverno
boreale



Equinozi



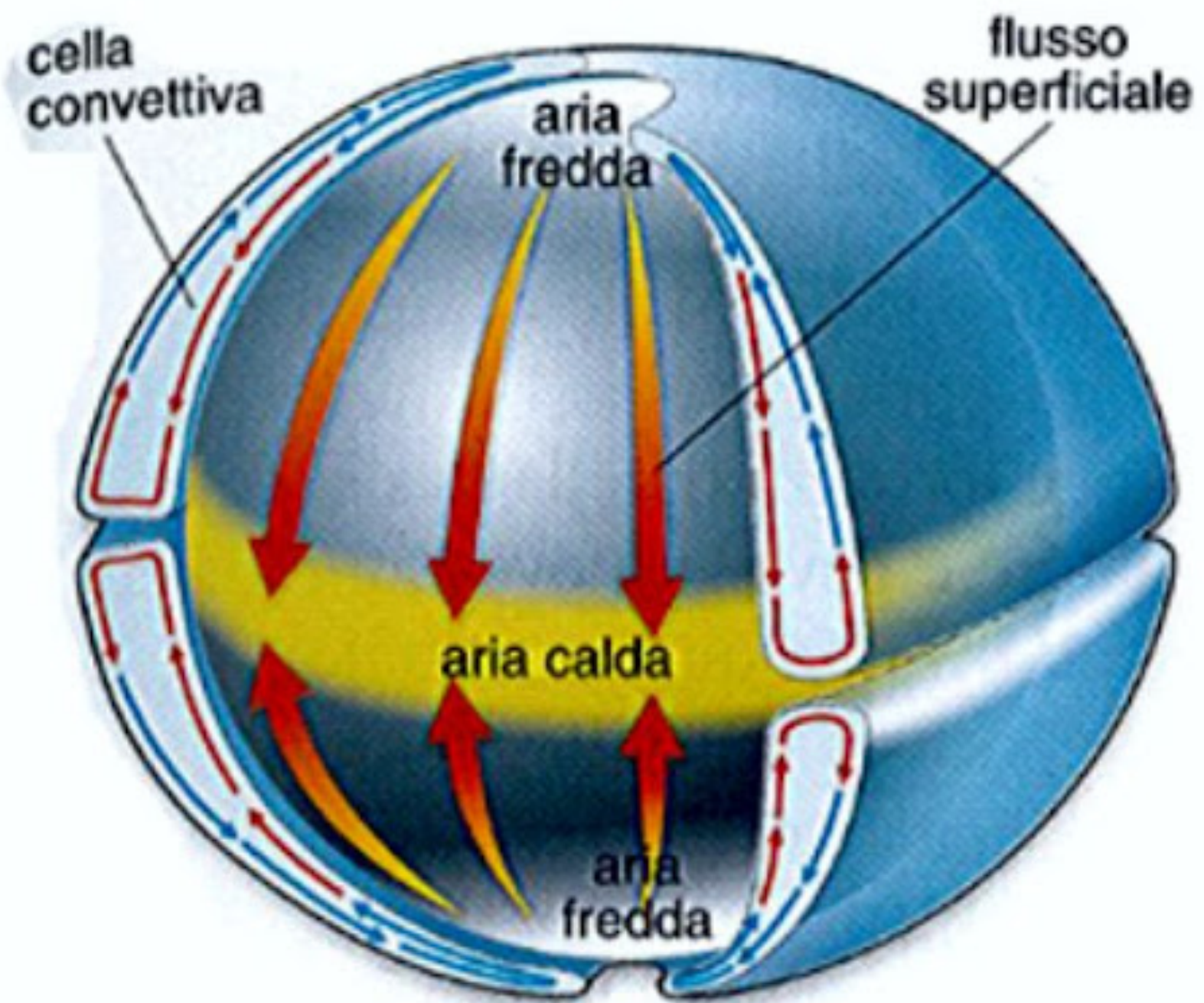
Solstizio d'estate
boreale

L'atmosfera è in continuo movimento per effetto di una complessa combinazione di meccanismi legati a masse d'aria con densità differenti che vengono perturbate e spostate dalla rotazione terrestre.

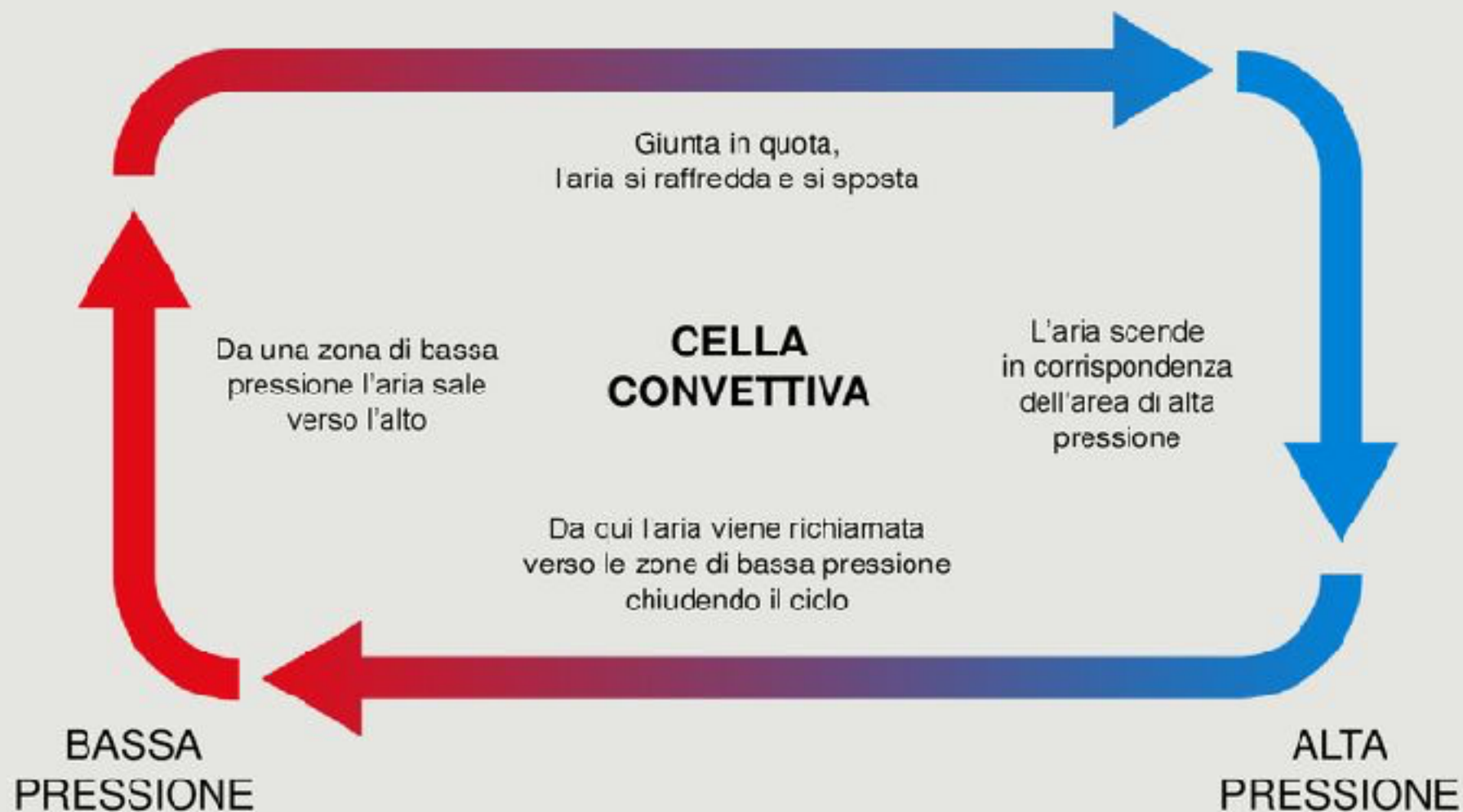
La densità di una massa di gas dipende dalla temperatura, oltre che dalla sua composizione. In generale, se aumenta la temperatura diminuisce la densità a causa dell'agitazione termica delle molecole del gas.

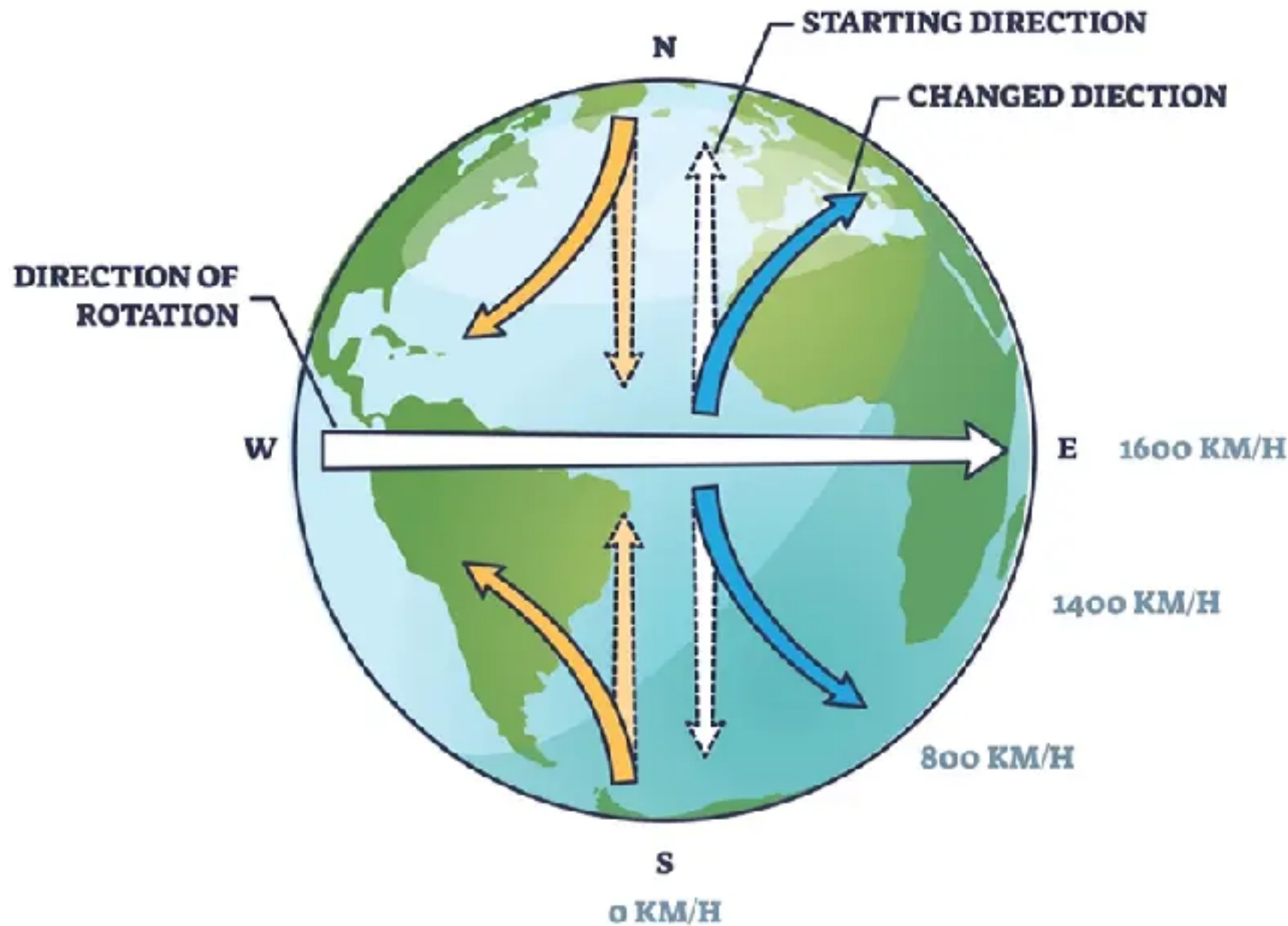
Se la terra non ruotasse, l'atmosfera all'equatore si scalderebbe continuamente, e diminuirebbe di densità. Quindi si sposterebbe in quota e verso i poli, e verrebbe rimpiazzata dall'atmosfera che si muoverebbe dai poli verso l'equatore, in senso opposto.

Tuttavia la rotazione terrestre perturba questi spostamenti, causando lo spostamento verso destra nell'emisfero boreale e verso sinistra in quello australe delle masse d'aria in movimento (effetto di Coriolis). Questo fa sì che invece di esserci una unica cella di circolazione dell'aria dall'equatore ai poli, ve ne siano tre per ciascun emisfero.

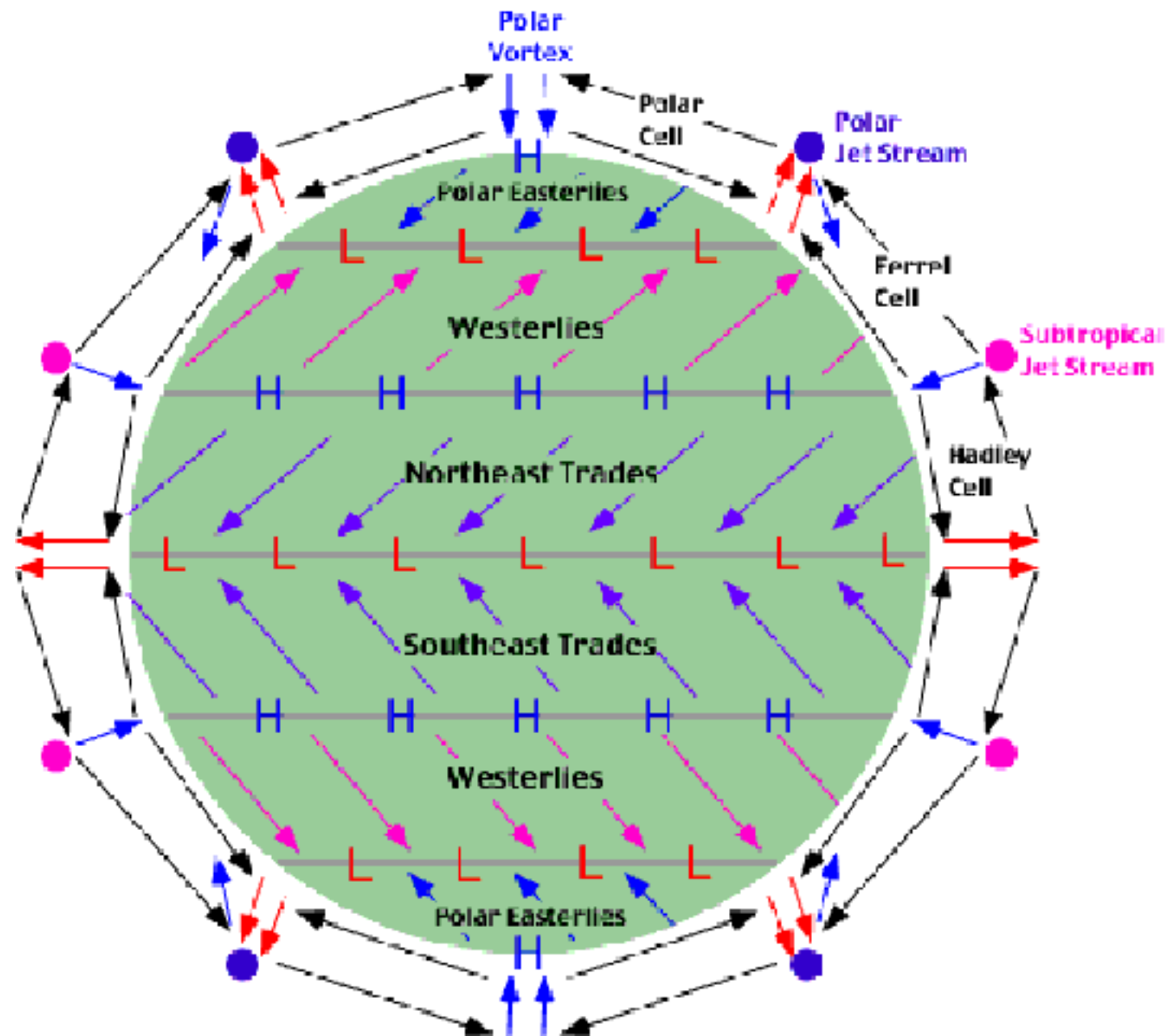


Tra una zona di alta pressione e una zona di bassa pressione vicine, l'aria si sposta con un movimento ad anello, cioè formando una cella convettiva.



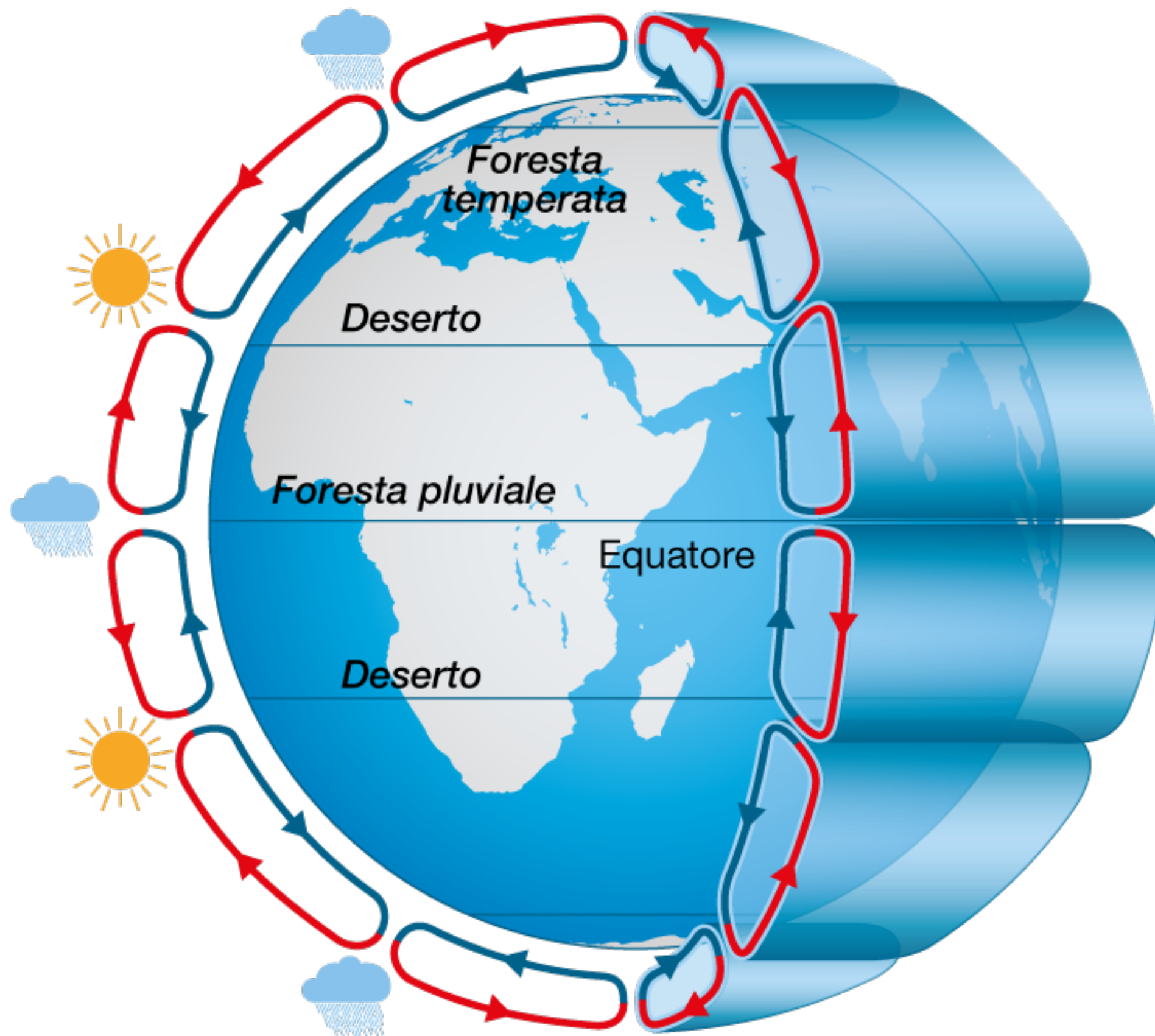


CORIOLIS FORCE AND CORIOLIS EFFECT

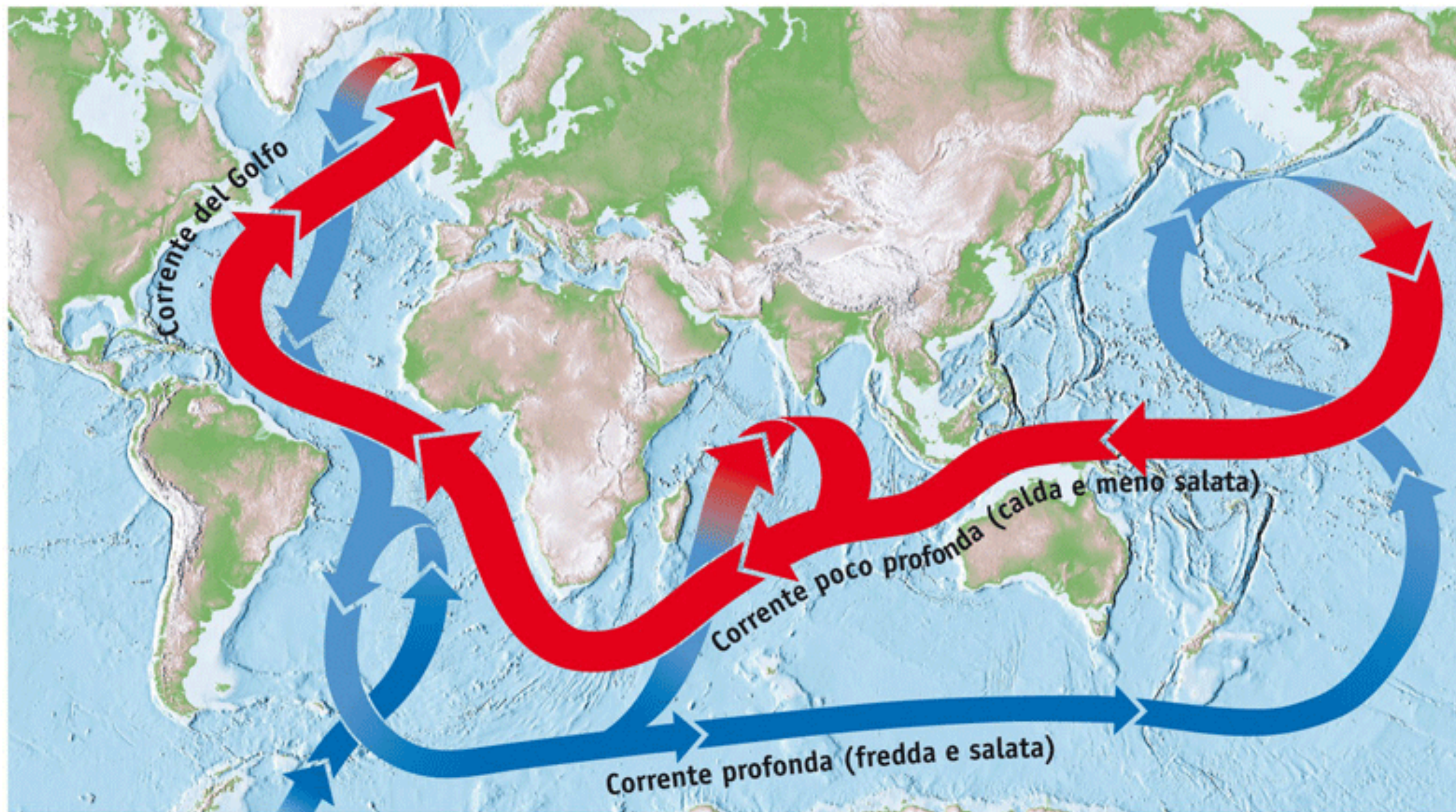


Le celle determinano quindi la presenza di aree permanenti di alta e bassa pressione, che generano lo spostamento di grandi masse d'aria, e la presenza dei venti prevalenti.

Tuttavia, la pressione atmosferica è anche e soprattutto determinata da fenomeni locali, che includono la presenza di masse d'acqua e l'orografia.



Oceani e clima



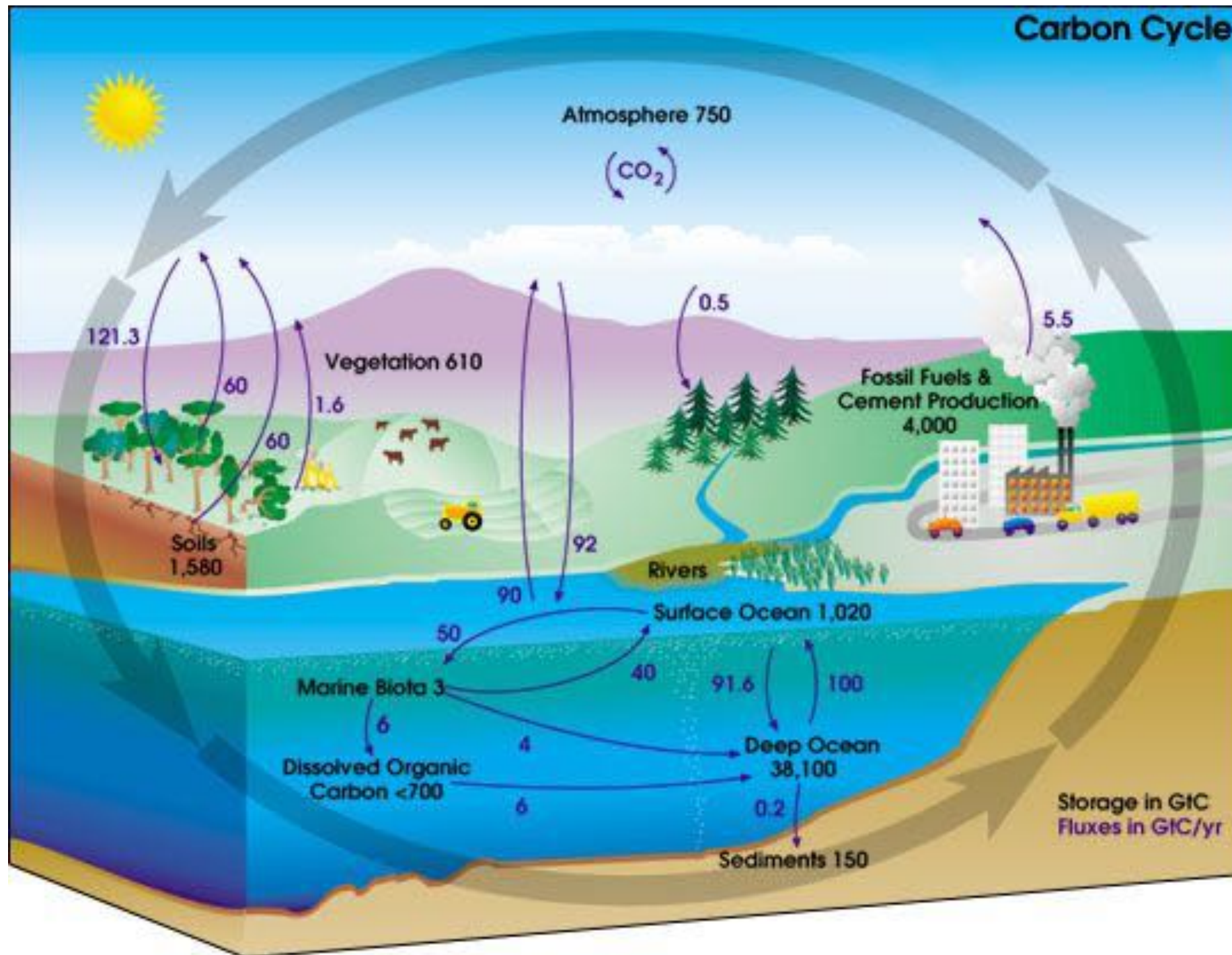
Anche gli oceani hanno un ruolo importante nel regolamento del clima del pianeta.

Le grandi masse d'acqua oceaniche subiscono l'effetto di Coriolis, al pari di quelle dell'aria. Ma in questo caso abbiamo circolazioni più ampie, in quanto il movimento dell'acqua è già condizionato dalle differenze di densità, a loro volta condizionate dalle differenze di temperatura.

Prendiamo come esempio la corrente del Golfo, che rende abitabile in particolare la Gran Bretagna. Questa corrente parte dal Golfo del Messico, ove le acque, particolarmente calde e poco dense, si muovono in superficie verso nord-est. Durante questo spostamento, perdono calore, a favore dell'aria e dell'acqua più fredda sottostante. Quando arriva in aree circumpolari, oltre al raffreddamento, la densità aumenta anche grazie al congelamento di parte dell'acqua, che causa un aumento della salinità. A questo punto l'acqua "va a fondo" e comincia a muoversi in direzione contraria, spinta dalla corrente dell'acqua in arrivo da sud.

Il riscaldamento globale, paradossalmente, potrebbe causare un raffreddamento dell'Atlantico settentrionale, provocando l'interruzione della corrente del Golfo. Questo a causa dell'aumento generale della temperatura delle acque e della riduzione della salinità dovuta allo scioglimento della calotta polare.

Il ciclo del carbonio



Pool di riserva: Acque, sedimenti organici e depositi di combustibili fossili

Il carbonio in atmosfera si trova principalmente in due forme: **anidride carbonica** (CO₂) e **metano** (CH₄). Il metano, è un gas serra molto più efficace dell'anidride carbonica, ma la sua concentrazione rispetto a questa è infinitesimale.

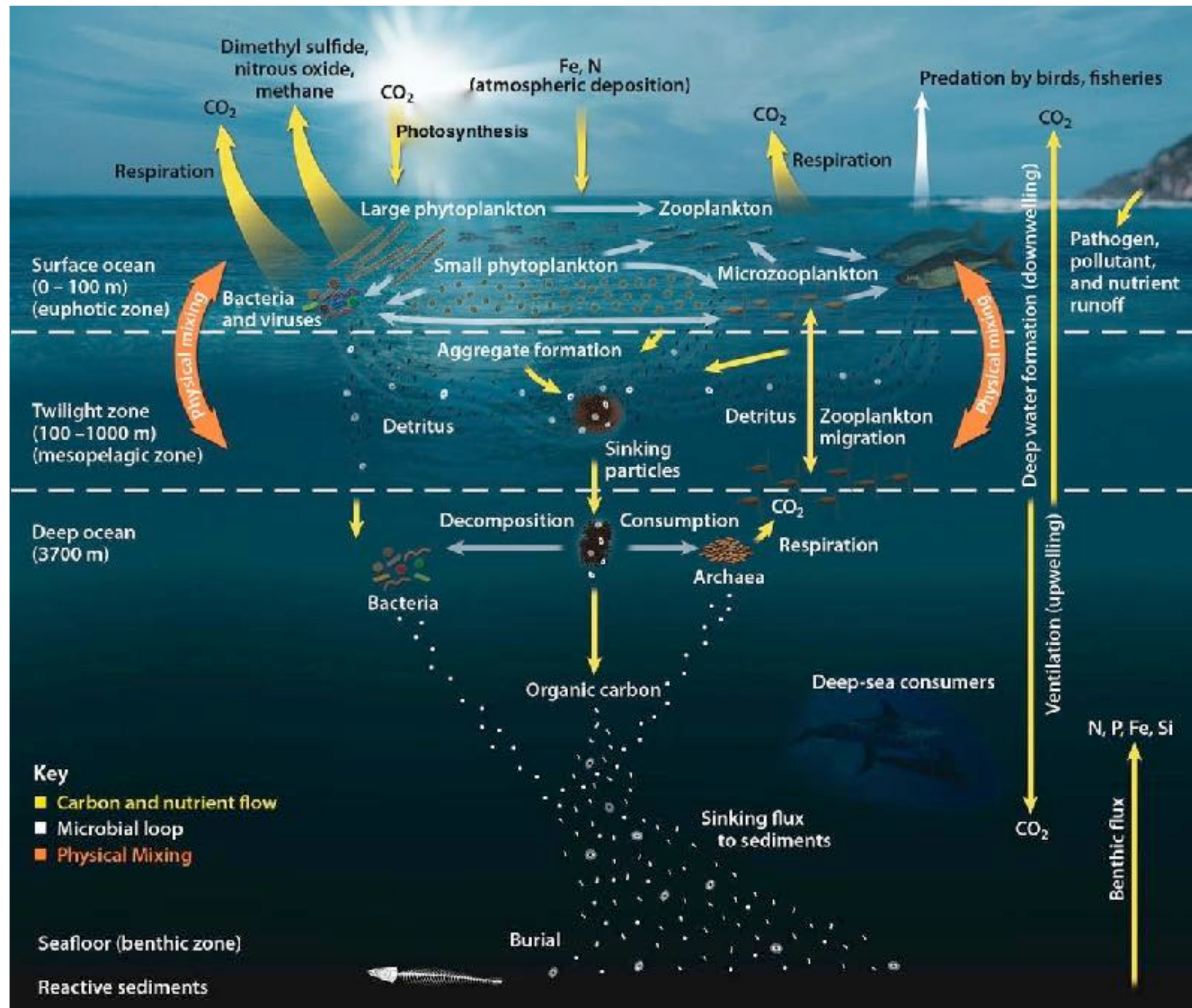
La **rimozione** dall'atmosfera avviene principalmente per fotosintesi e per dissoluzione nei corpi idrici.

L'**immissione** in atmosfera avviene principalmente per respirazione, liberazione dai corpi idrici e per uso dei combustibili fossili.

I mari contengono circa 38 GigaTonnellate (miliardi di tonnellate) di carbonio, su circa 40 Gt di carbonio totale “attivo”.

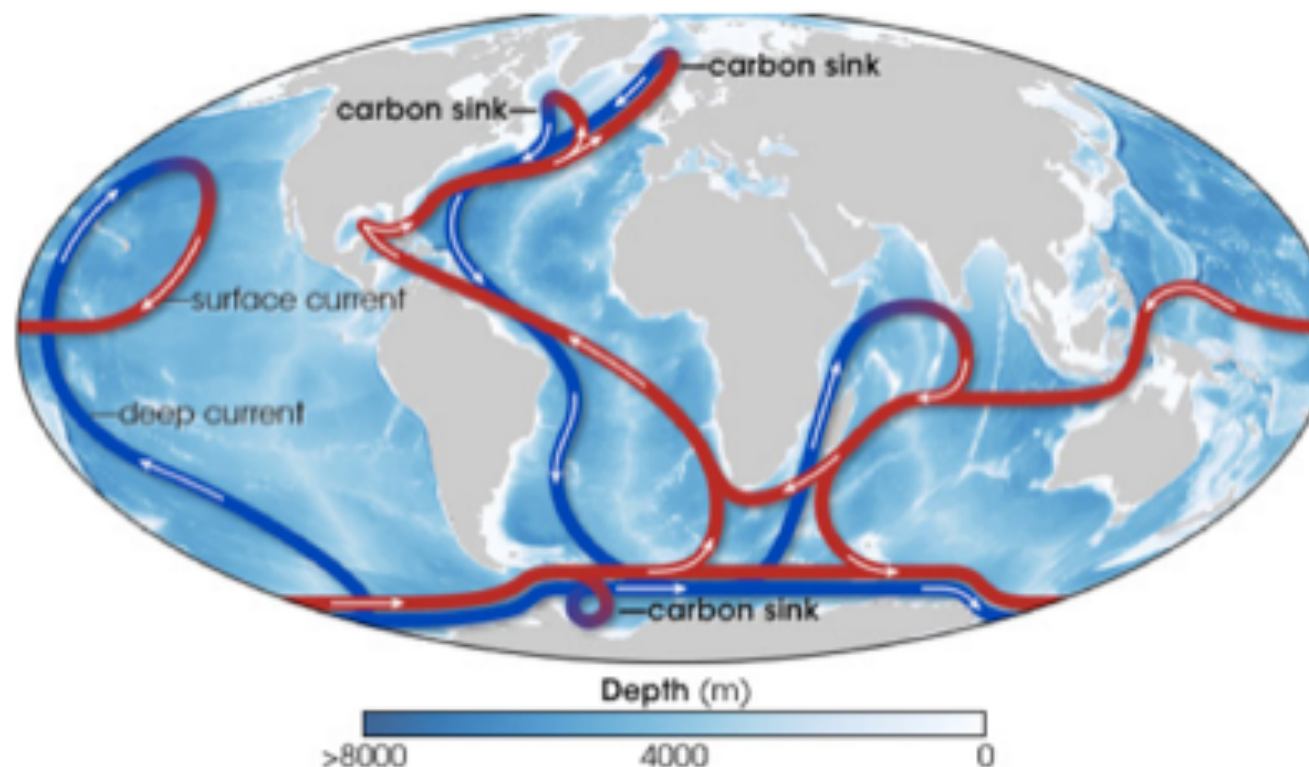
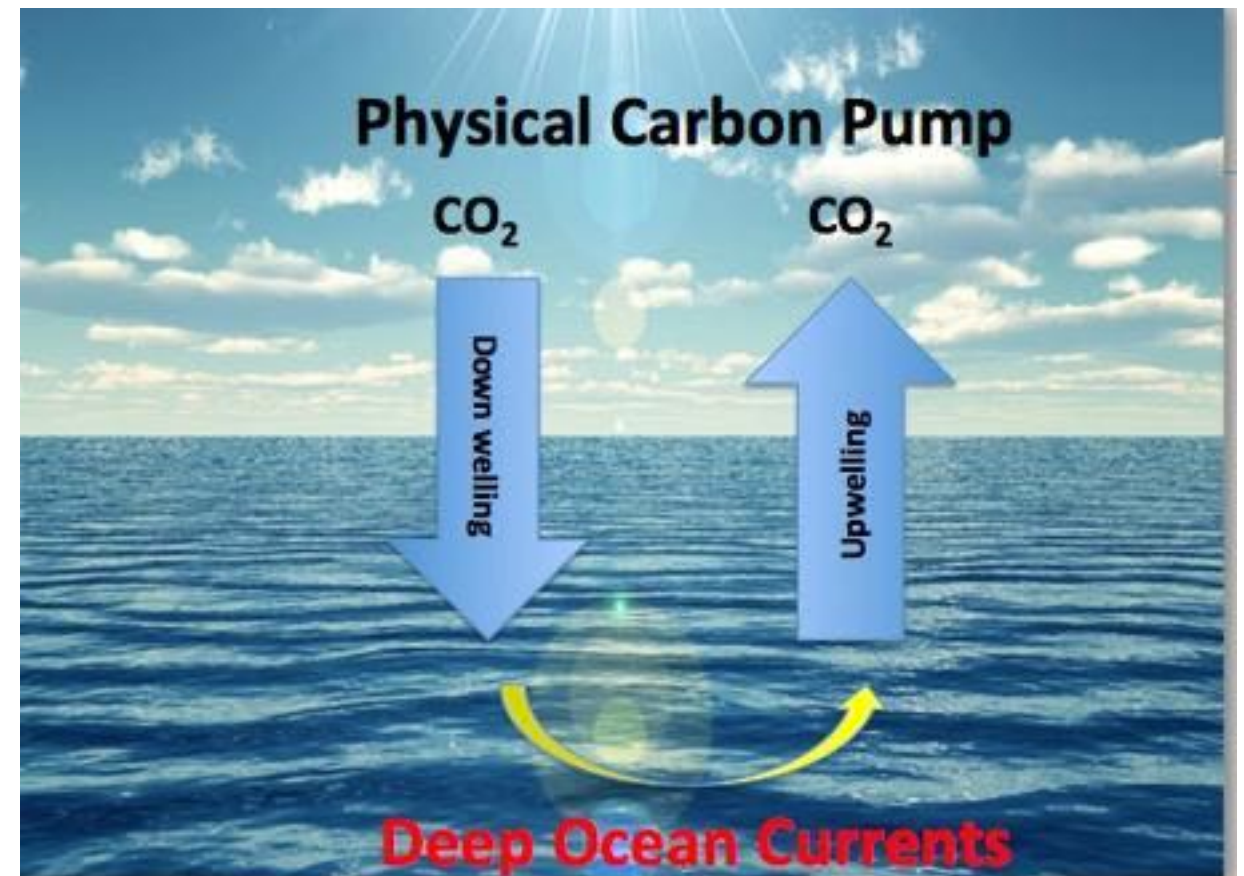
Il carbonio, una volta dissolto nelle acque di superficie, può circolare tramite tre meccanismi:

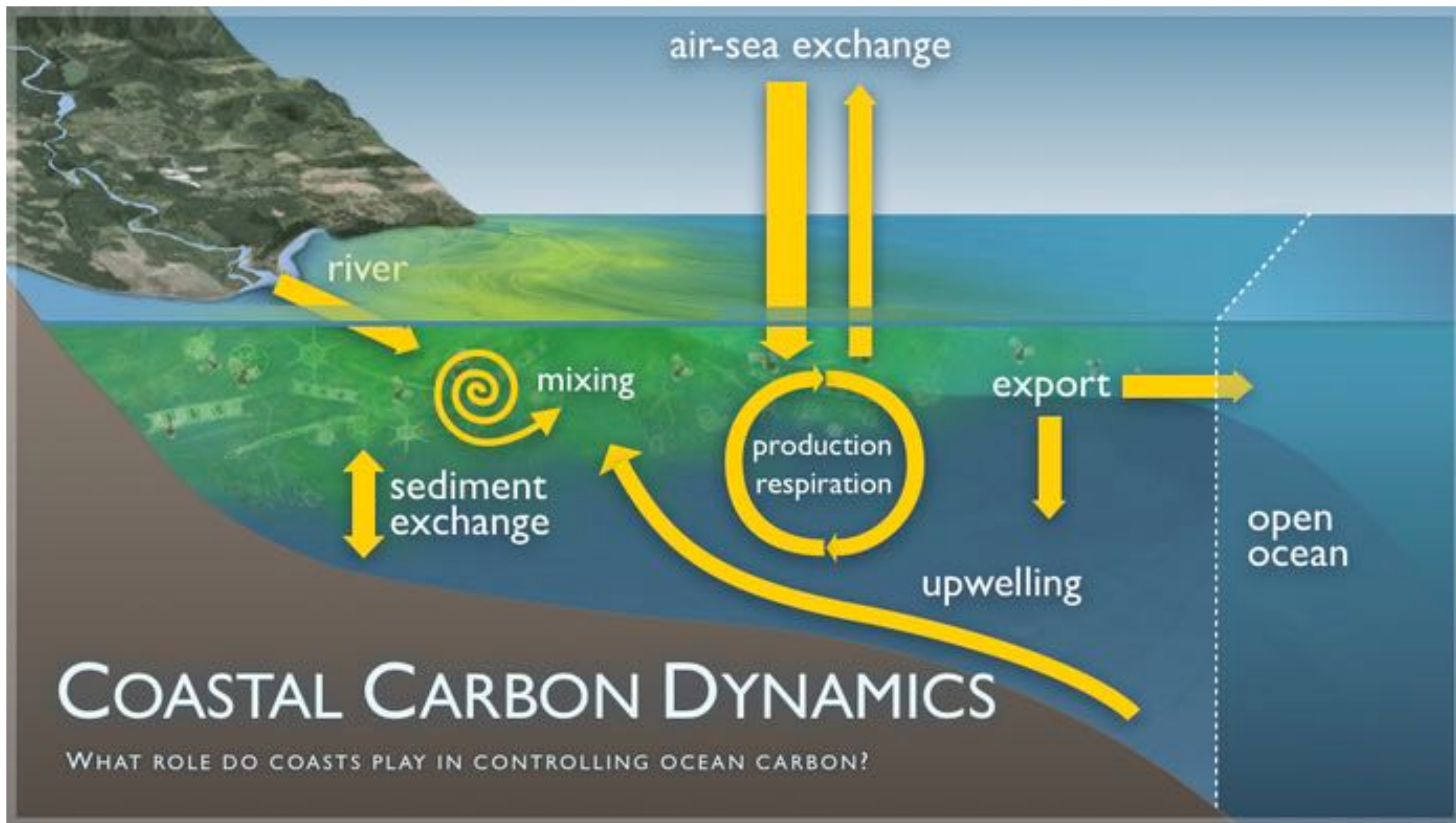
- pompa fisica
- pompa biologica
- pompa dello ione carbonato



Il *downwelling* porta l'anidride carbonica disciolto nell'acqua verso gli strati profondi, più freddi, dove questo viene trattenuto.

L'*upwelling*, che avviene principalmente lungo le coste, porta acqua fredda in superficie, riscaldandola, e, a causa dell'aumento dell'energia cinetica derivante dal riscaldamento, rilasciando parte dell'anidride carbonica disciolta.

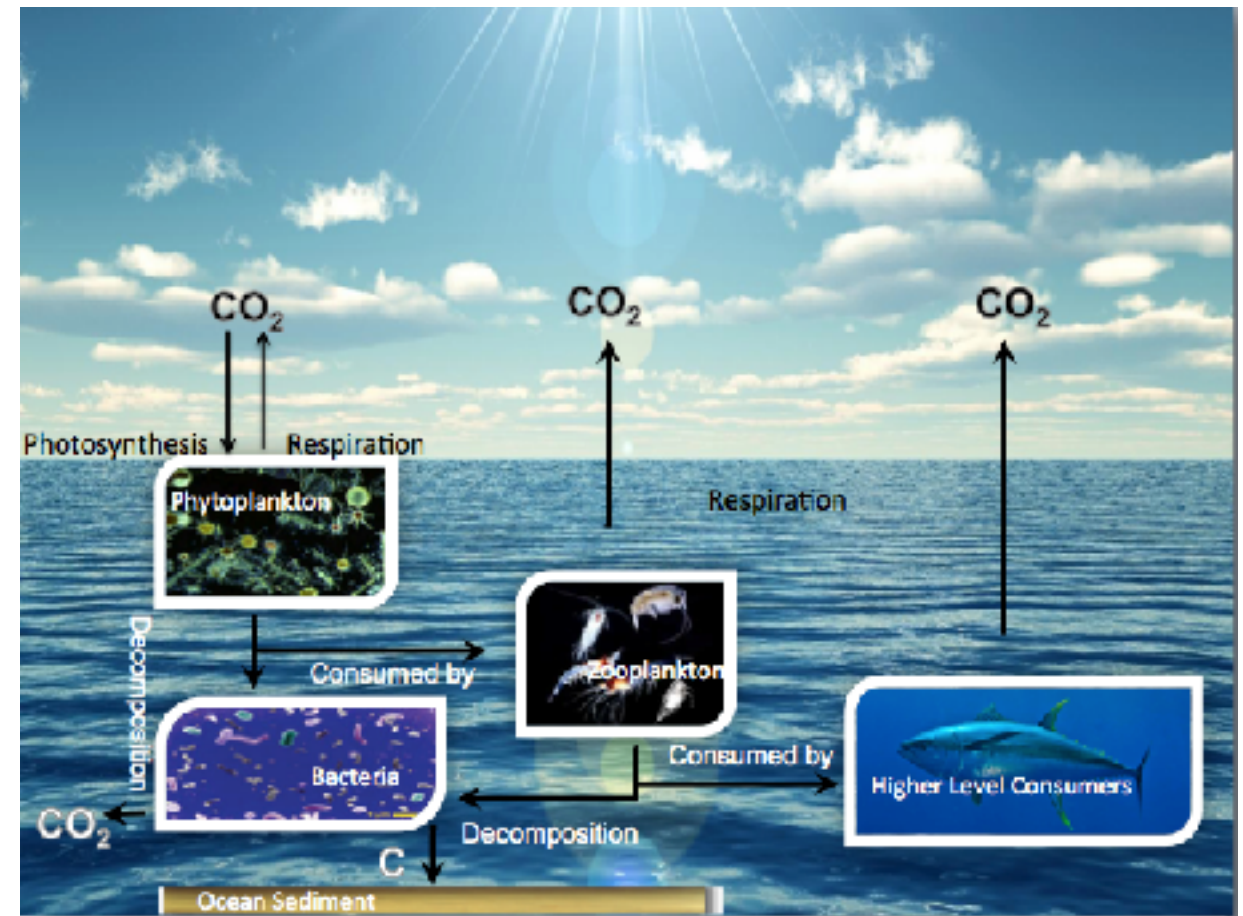




La pompa biologica del carbonio coinvolge la rete trofica marina.

Il primo attore è il **fitoplancton**, che, tramite la fotosintesi, nell'area eufotica, organica il carbonio, rendendolo disponibile per gli eterotrofi marini.

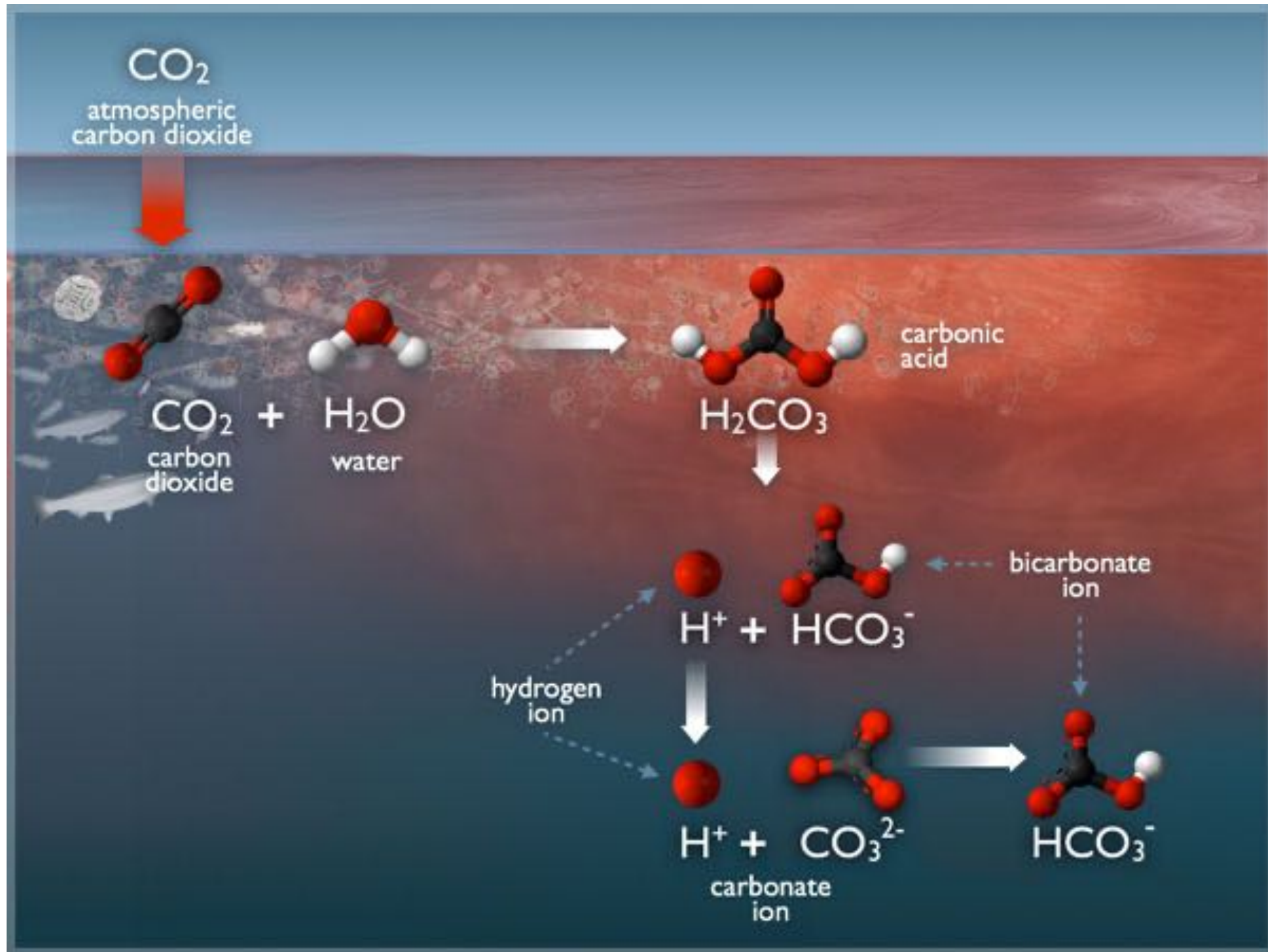
Al pari della pompa biologica in ambiente terrestre, il ciclo del carbonio in acqua si basa sulla sequenza fotosintesi, respirazione, decomposizione.



La pompa biologica ha un ruolo fondamentale in:

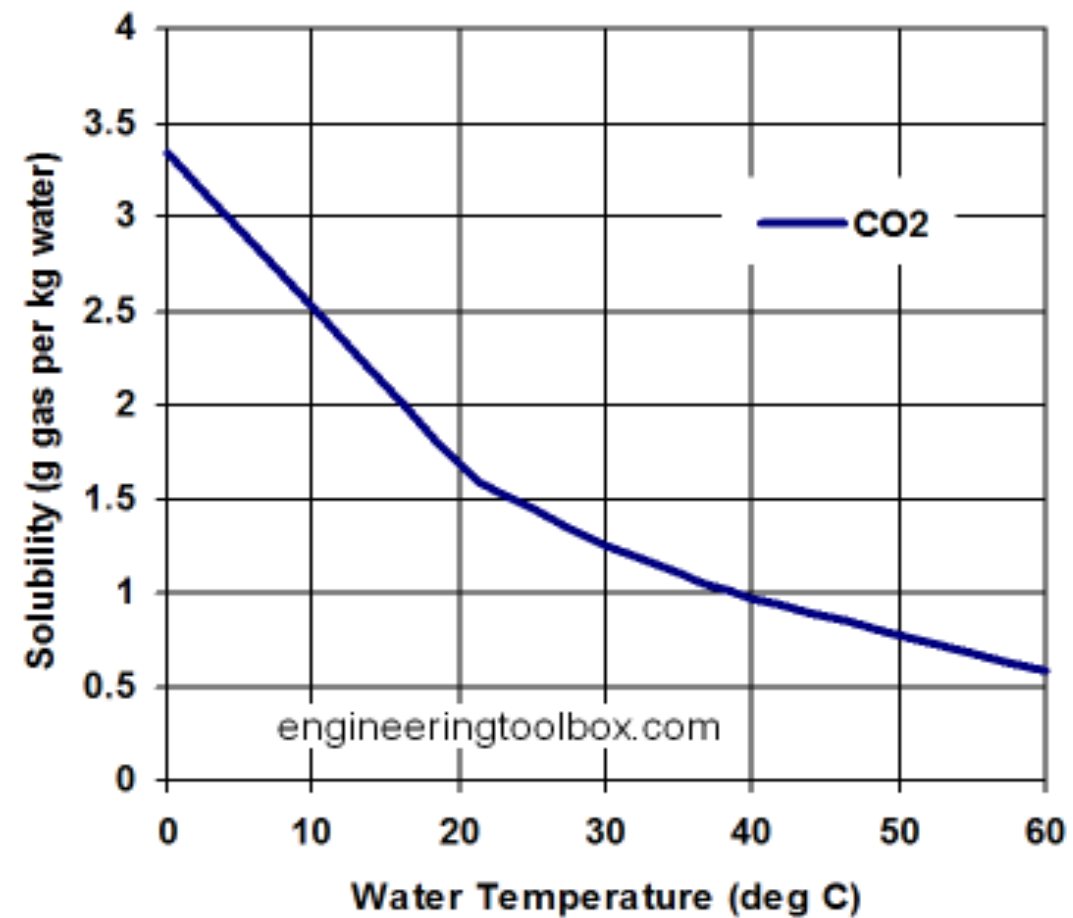
1. trasformare l'anidride carbonica in altri composti contenenti carbonio
2. far circolare il carbonio negli oceani
3. far sì che almeno una parte del carbonio si depositi nei sedimenti profondi.

Delle circa 50 Gt annue che circolano nella pompa biologica marina, solo una piccola frazione (tra l'uno e il 15 per cento, a seconda delle condizioni ambientali) raggiunge sedimenta. Il resto circola nella rete trofica, e viene restituito all'atmosfera.



Altro meccanismo fondamentale è la pompa dello ione bicarbonato. L'anidride carbonica si combina con molecole d'acqua secondo una reazione reversibile, il cui equilibrio è governato dalla salinità e dalla temperatura.

La Solubilità dell'anidride carbonica è direttamente dipendente dalla temperatura. Temperature elevate dell'acqua riducono notevolmente la quantità di anidride carbonica disciolta.

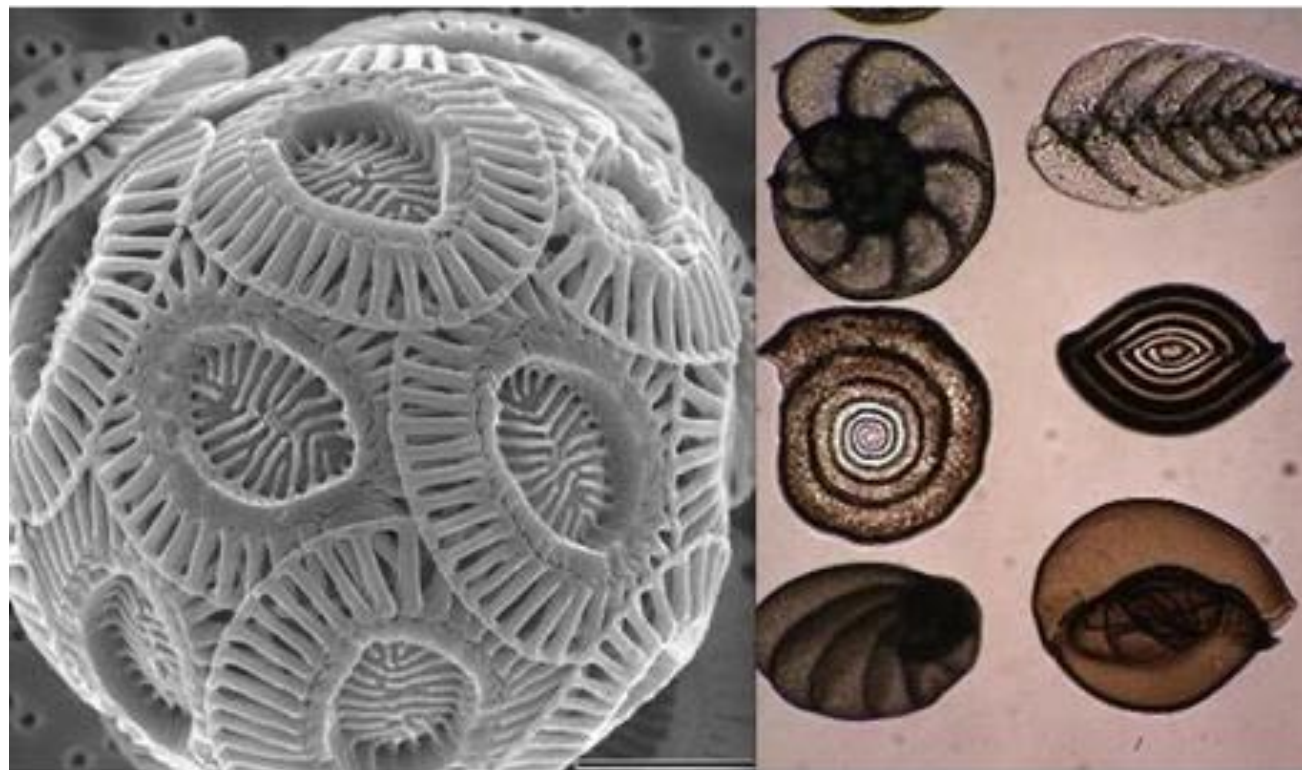


Inoltre, l'alcalinità del mare influenza direttamente l'equilibrio tra anidride carbonica, ione bicarbonato e ione carbonato.

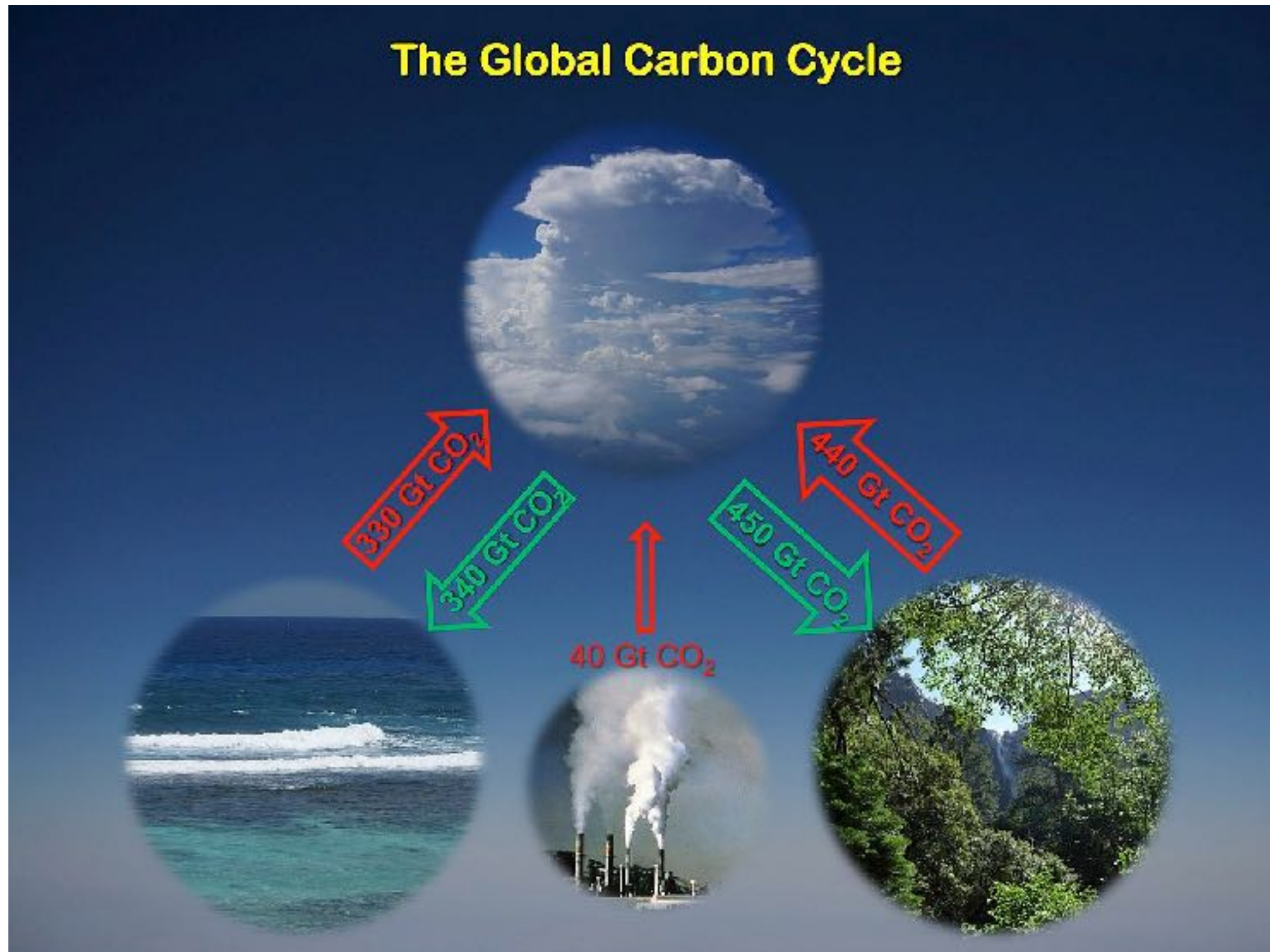
In mare il bilanciamento tra ioni positivi (come Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) e negativi (come CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , Br^-) è normalmente leggermente a favore delle cariche positive, stimolando per compensazione l'equilibrio verso lo ione bicarbonato e lo ione carbonato.

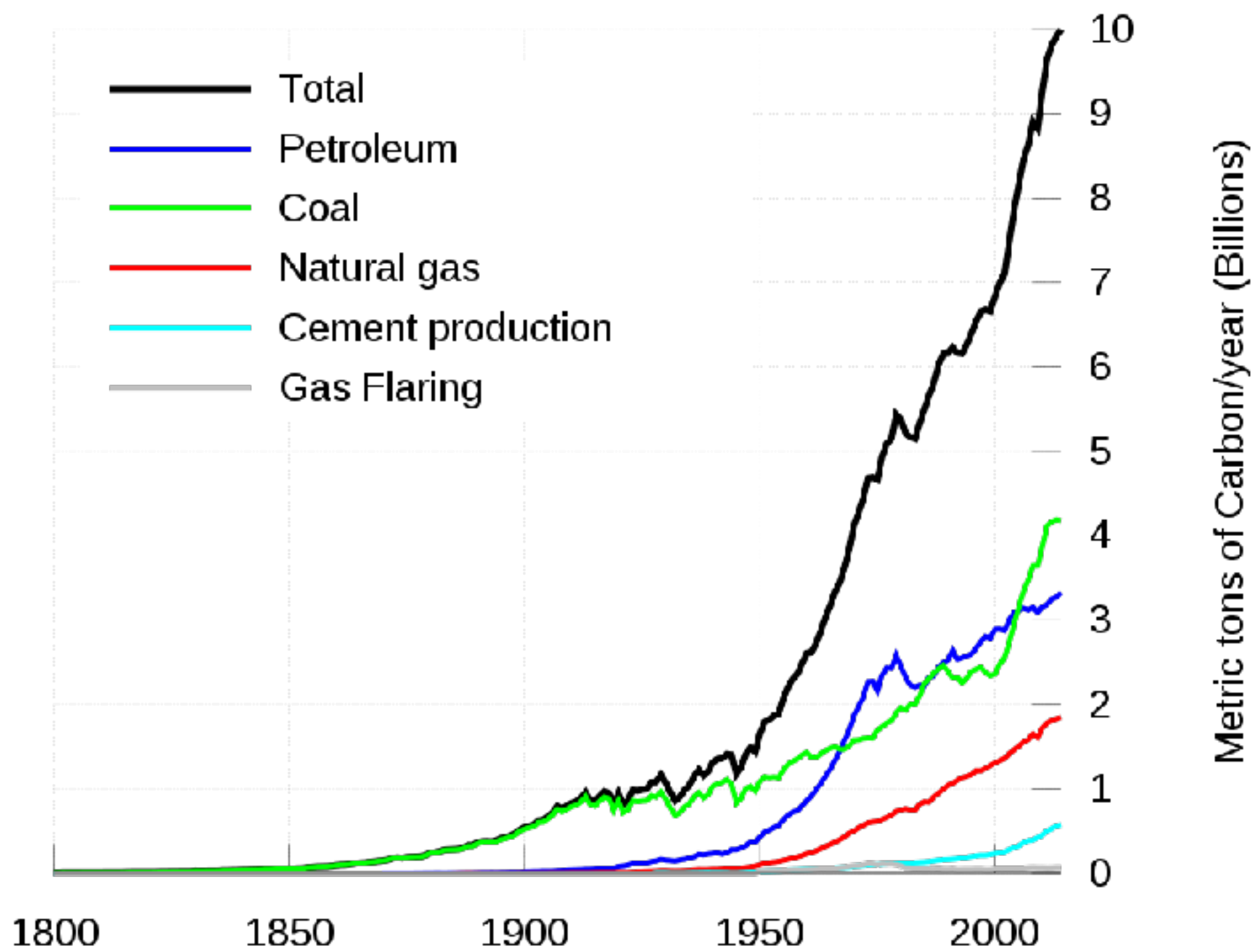
Gli organismi che producono esoscheletri di carbonato di calcio (CaCO_3) favoriscono il deposito sui fondali del carbonio. Nella storia geologica del pianeta, questi organismi hanno prodotto i depositi di calcare, che costituiscono circa l'ottanta per cento del carbonio nella litosfera.

Il restante 20% circa è un insieme di residui organici a vari stadi di degradazione, tra cui anche il carbone, il petrolio e i gas naturali.



The Global Carbon Cycle





Effetto serra



L'**effetto serra** è il risultato della presenza di una atmosfera attorno ad un pianeta. L'atmosfera assorbe parte dei raggi infrarossi emessi dal suolo del pianeta, che viene riscaldato dalla radiazione ricevuta dalla stella.

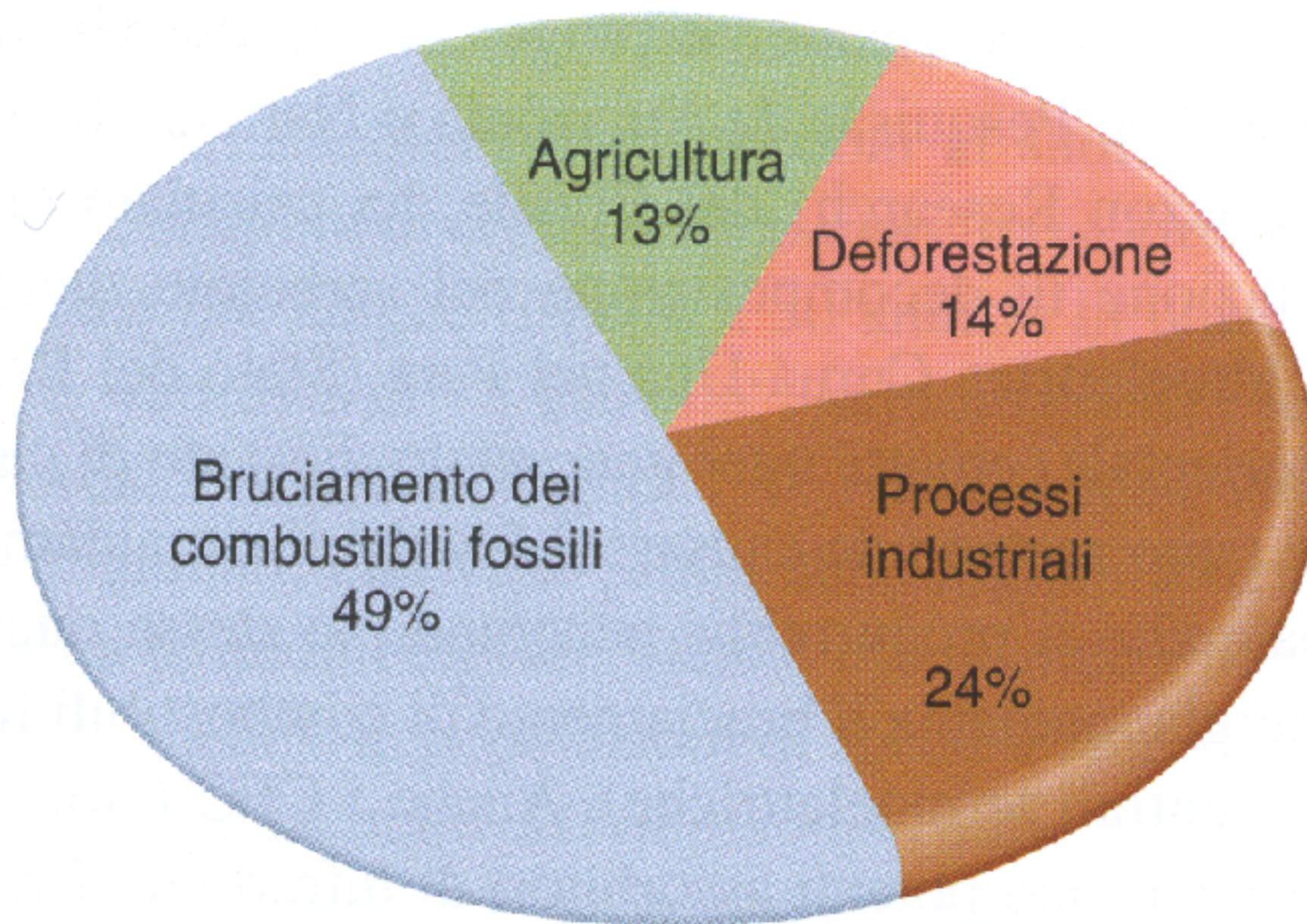
La Terra, come qualunque corpo caldo, emette una radiazione elettromagnetica la cui lunghezza d'onda è correlata alla temperatura del pianeta. Alla attuale temperatura della terra, circa 287 gradi Kelvin (14°C), l'emissione ha una lunghezza d'onda di circa 10 micrometri, e ricade quindi nell'infrarosso.

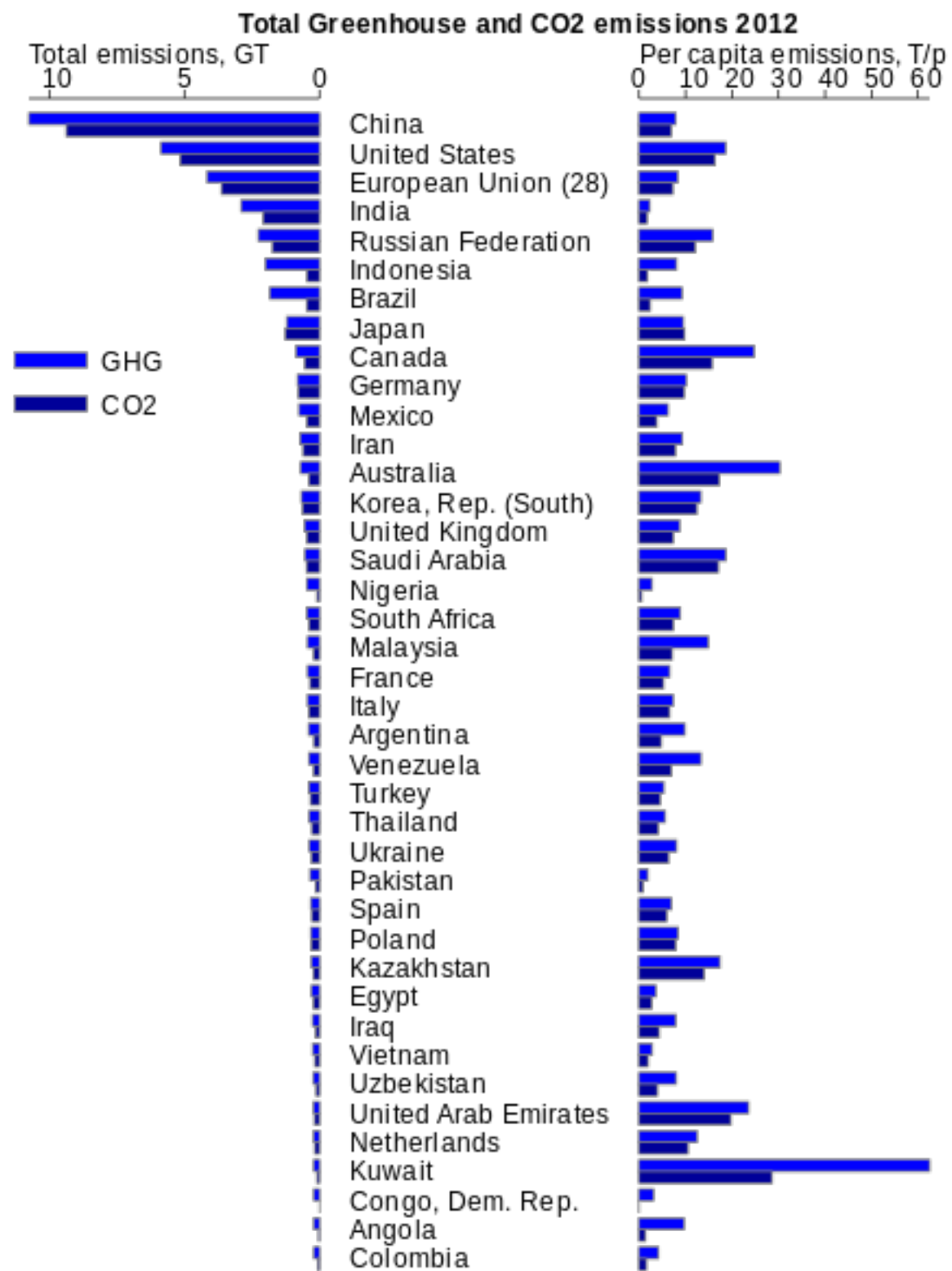
L'effetto serra ha consentito lo sviluppo della vita sulla terra, mantenendone al temperatura al di sopra del punto di congelamento dell'acqua anche quando il sole emetteva circa il 70% della radiazione attuale. In quella situazione, verificatasi circa 3,5 miliardi di anni fa, la temperatura del pianeta sarebbe stata di circa -40°C . La temperatura in realtà era molto maggiore grazie alla presenza di concentrazioni di CO_2 in atmosfera molto maggiori delle attuali, e del conseguente effetto serra.

I principali gas serra sono:
anidride carbonica(CO_2),
metano (CH_4),
ossido di azoto (N_2O),
ozono (O_3),
clorofluorocarburi (CFC),
esafloruro di zolfo (SF_6),
vapore acqueo.

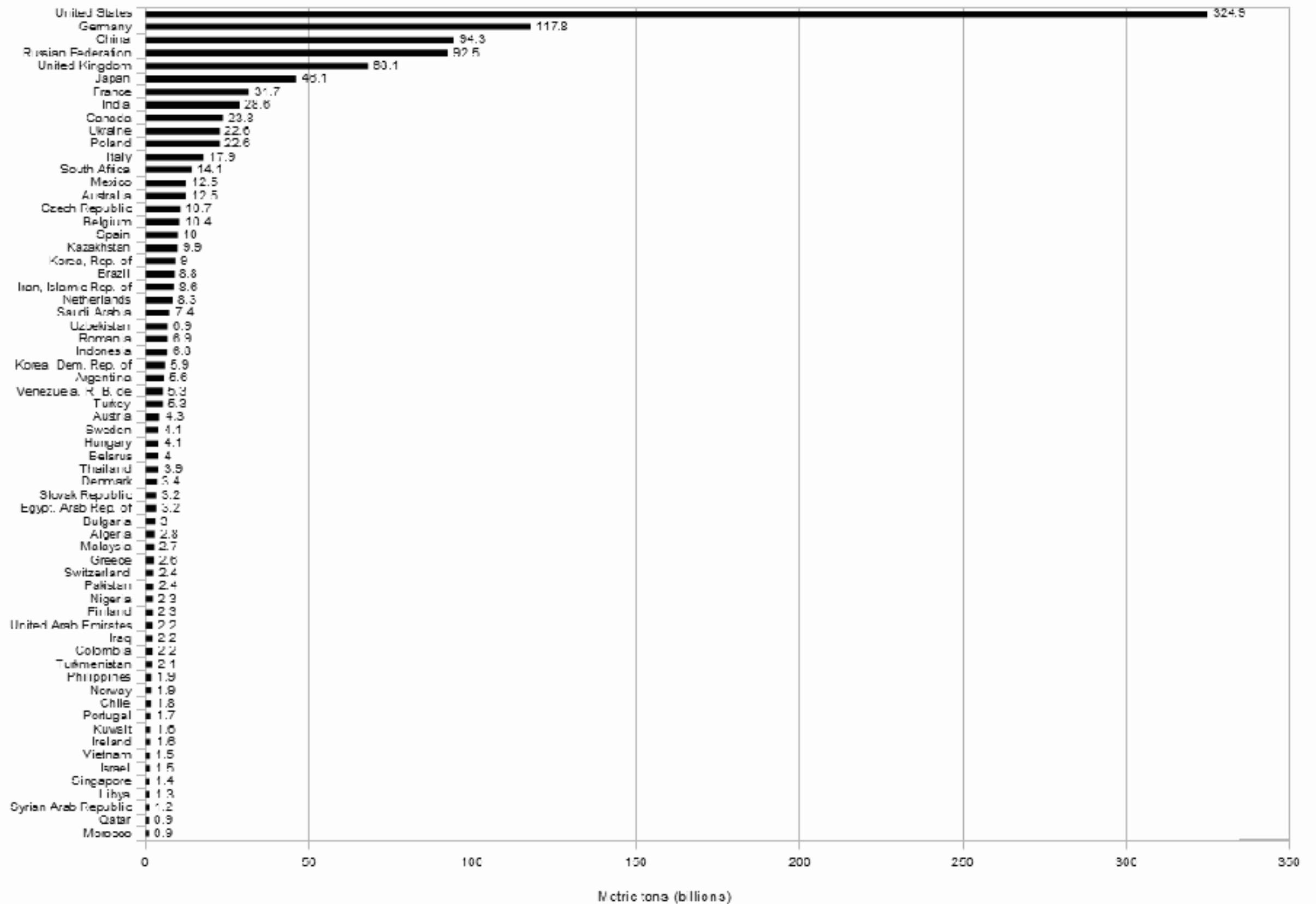
TABELLA 4.3 Percentuale di riscaldamento globale causata da quattro gas serra

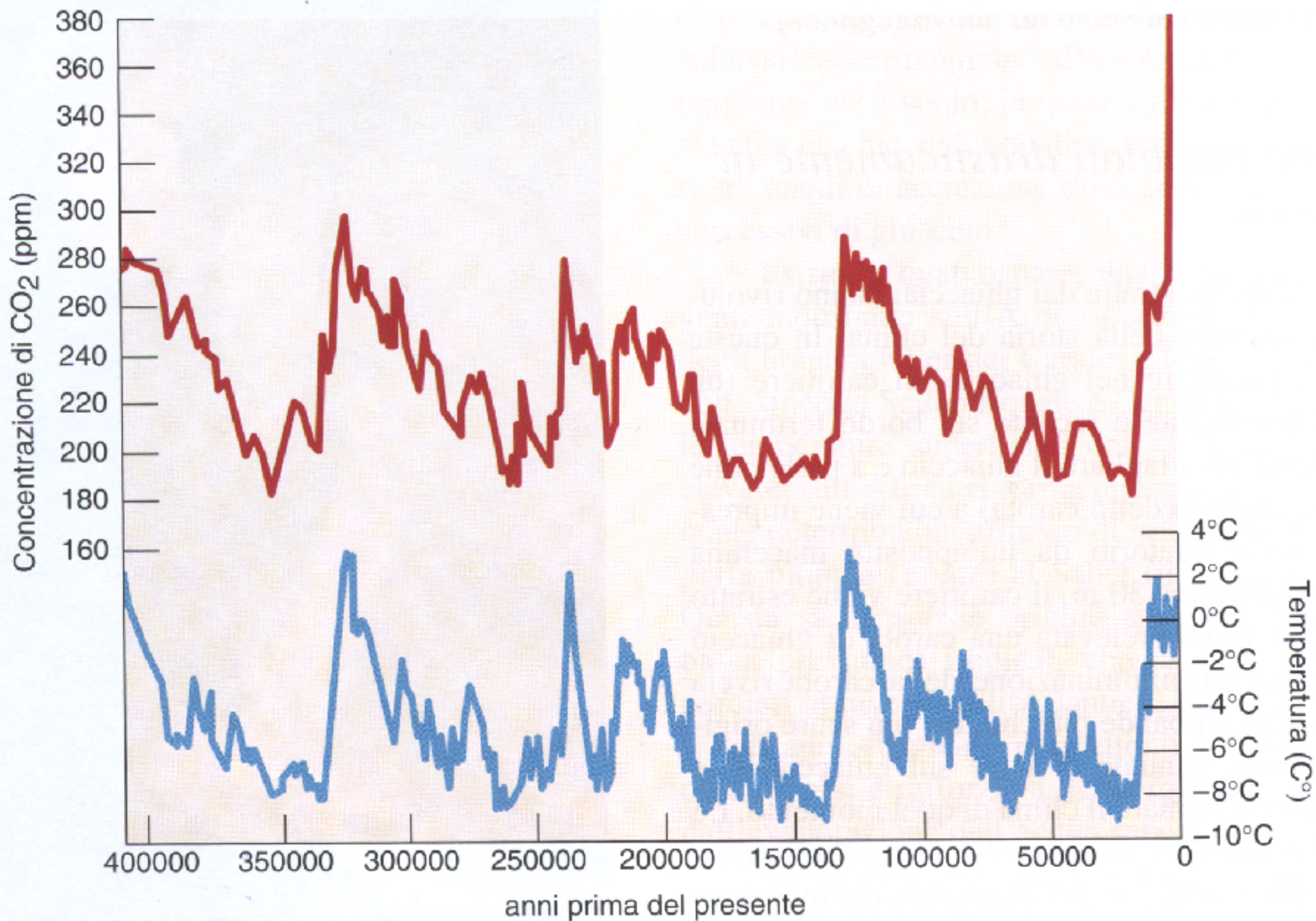
Gas	Percentuale
diossido di carbonio (CO_2)	64
metano (CH_4)	19
clorofluorocarburi (CFC)	11
monossido di diazoto (N_2O)	6
esafloruro di zolfo (SF_6)	0,4





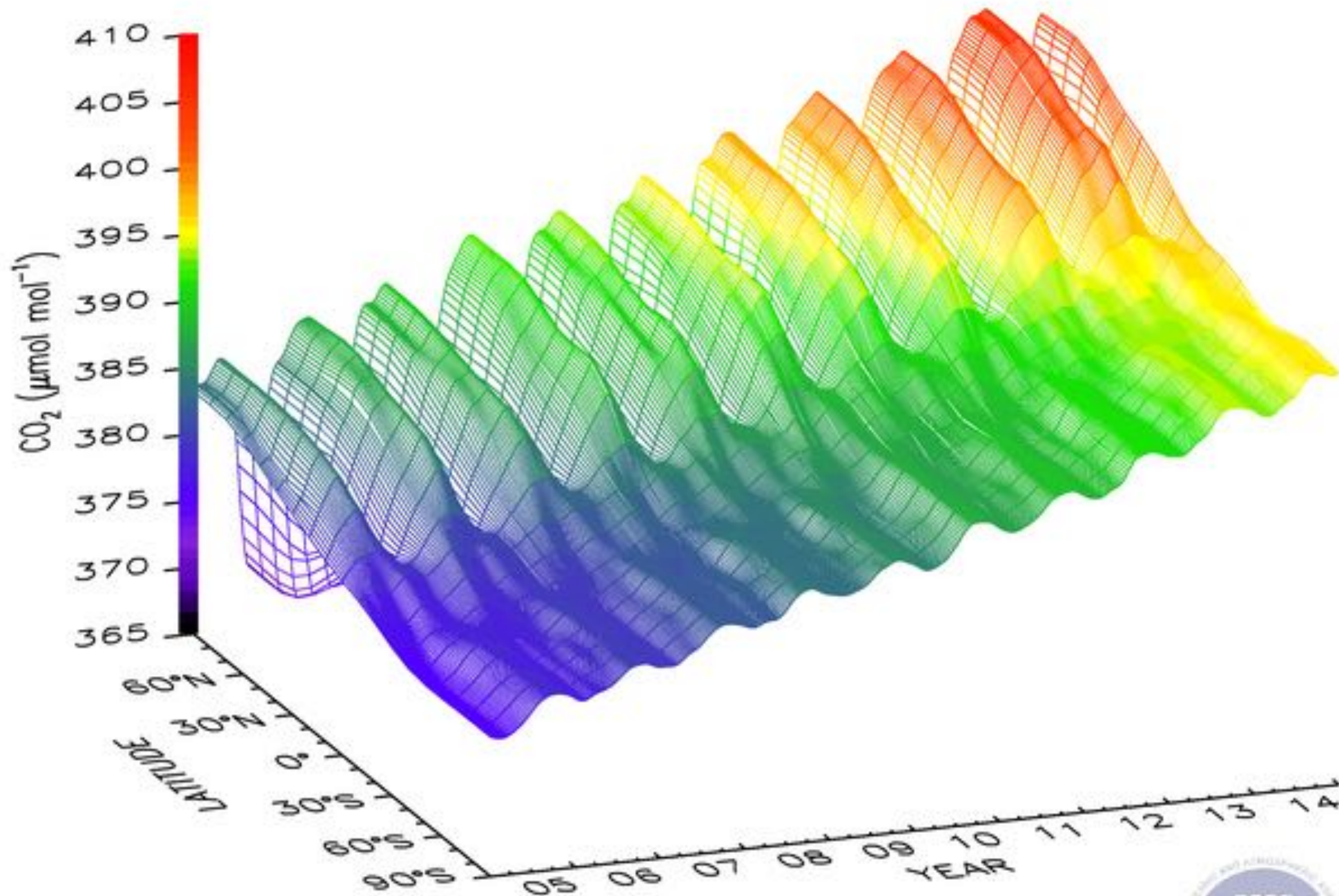
Cumulative energy-related carbon dioxide emissions between 1850-2005





Global Distribution of Atmospheric Carbon Dioxide

NOAA ESRL Carbon Cycle

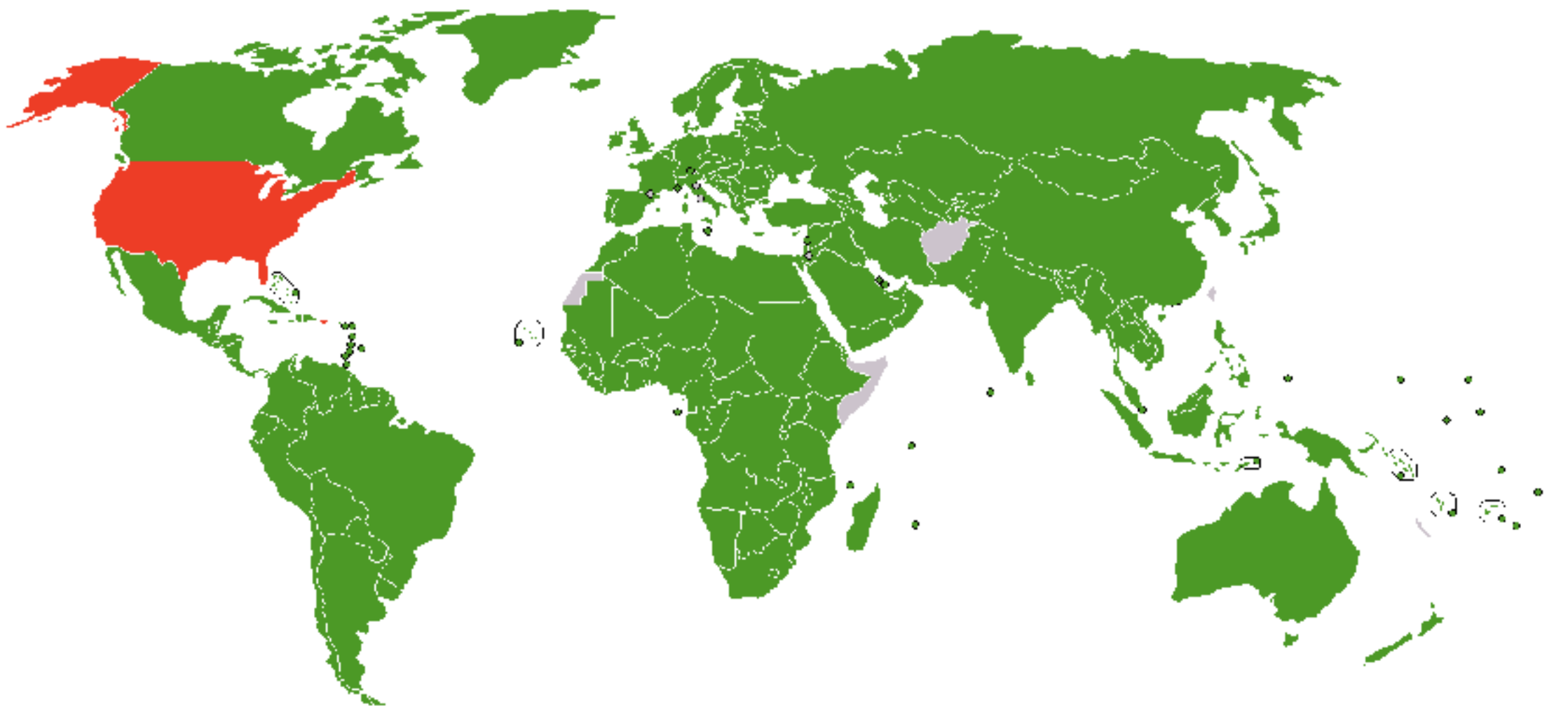


Three-dimensional representation of the latitudinal distribution of atmospheric carbon dioxide in the marine boundary layer. Data from the Carbon Cycle cooperative air sampling network were used. The surface represents data smoothed in time and latitude. Contact: Dr. Pieter Tans and Dr. Ed Dlugokencky, NOAA ESRL Carbon Cycle, Boulder, Colorado, (303) 497-6678, pieter.tans@noaa.gov, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/>.



May 2015

Il protocollo di Kyoto



Mappa dei paesi aderenti al protocollo di Kyoto. In verde i firmatari, in grigio i paesi che non hanno ancora deciso di aderire, in rosso quelli che non intendono aderire.

Un primo tentativo di limitare l'alterazione climatica indotta dall'uomo è il Protocollo di Kyoto (1997).

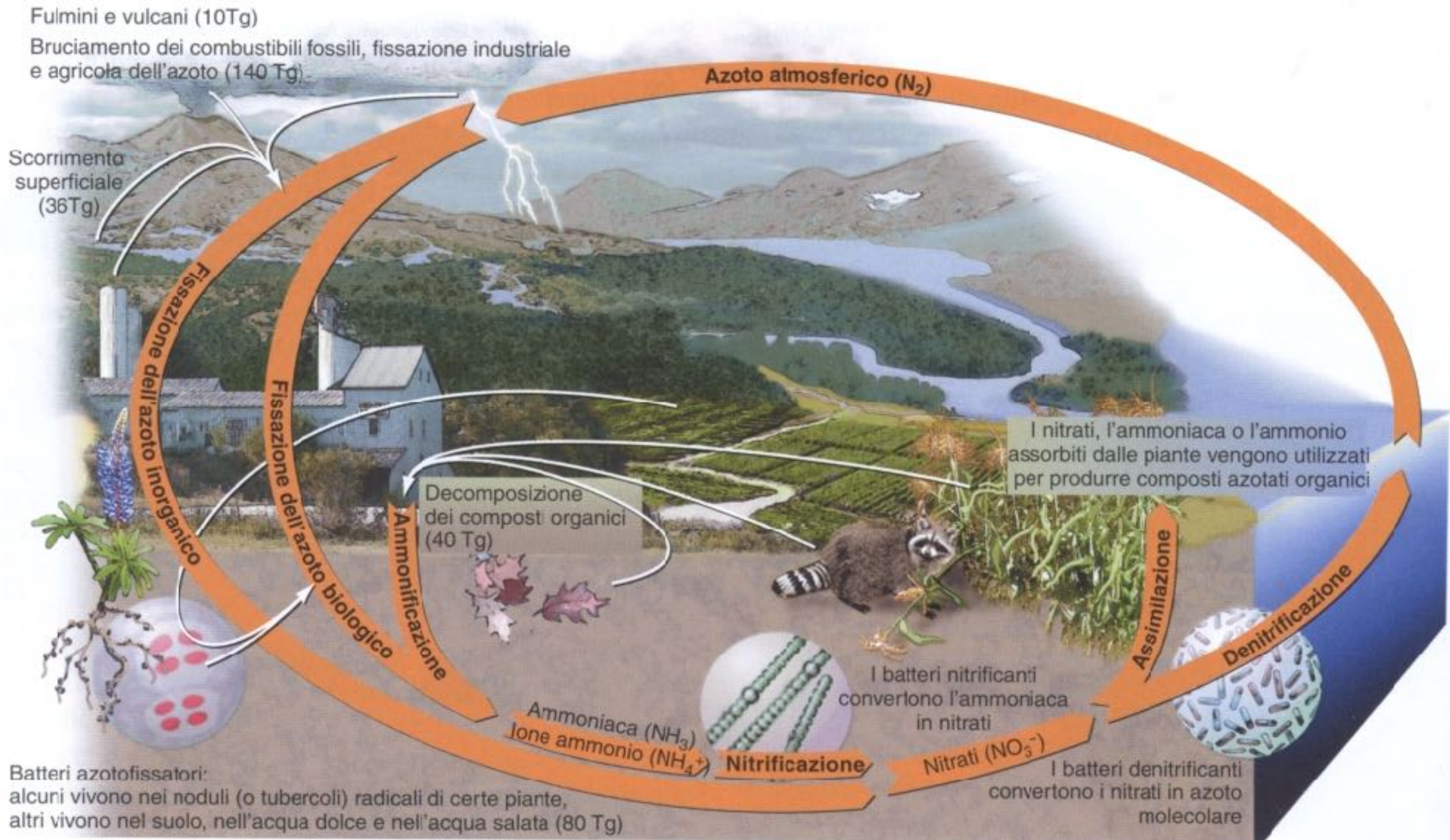
Alcuni paesi hanno deciso di non aderire. In particolare gli Stati Uniti hanno deciso di ritirare la firma inizialmente apposta al Protocollo da parte del presidente Clinton, inizialmente citando studi in cui si metteva in dubbio la responsabilità delle attività antropiche, poi, nel 2005, sostenendo che l'economia americana non sarebbe pronta ad effettuare la transizione verso un minore impatto ambientale.

Il protocollo di Kyoto, tra le altre cose, prevede il meccanismo definito “emissions trading”, ovvero mercato delle emissioni. Nell'Annex I del protocollo, ad ogni paese è stata assegnata una quota massima di emissioni. I paesi virtuosi, ovvero quelli che non raggiungono questo limite, possono “vendere” la differenza tra quanto emesso ed il massimo previsto ai paesi “non virtuosi”.

La **direttiva 2003/87/CE** istituisce un sistema di scambio di quote di emissione all'interno della Comunità Europea. Qualsiasi impianto che emetta gas serra deve avere una apposita autorizzazione, con un massimo di emissione possibile, e deve essere in grado di permettere la verifica di quanto emesso. In caso di superamento della quota concessa, l'impianto viene multato di 100 euro per tonnellata di gas serra eccedente.

Altre critiche al Trattato di Kyoto, su cui si basano alcuni paesi non aderenti, sono che si pone come obiettivo la diminuzione del 6% di anidride carbonica in atmosfera, mentre per annullare l'effetto delle emissioni umane bisognerebbe ridurlo del 60%.

Il ciclo dell'azoto



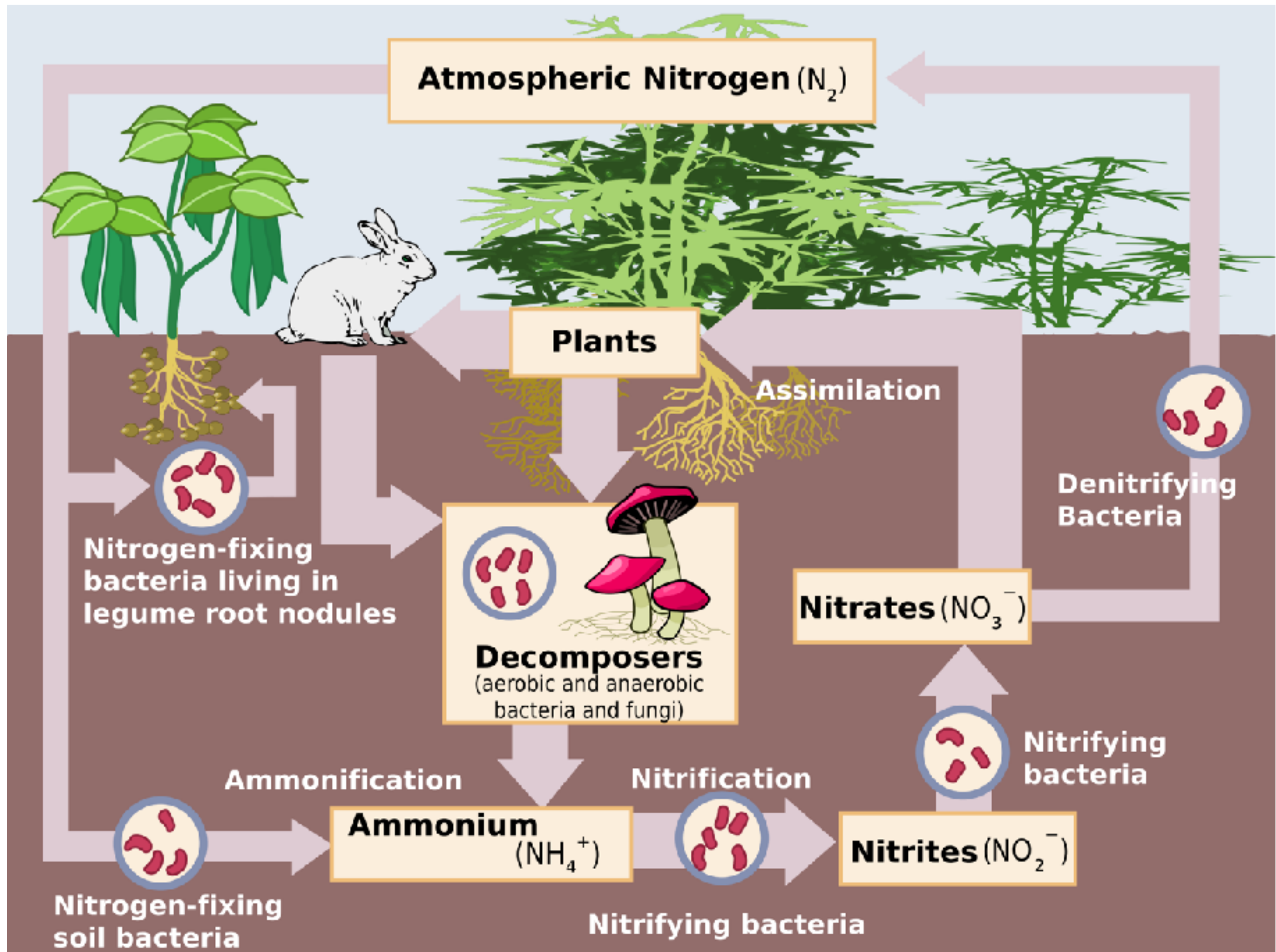
Pool di riserva: atmosfera

Azotofissazione: Prima tappa del ciclo, nella quale l'azoto atmosferico viene convertito in ammoniaca. Il 90% dell'azoto viene fissato da:

batteri liberi (***Clostridium***, anaerobio obbligato, e ***Azotobacter***, aerobio), che sono **autotrofi facoltativi per l'azoto**, ovvero lo fissano solo in casi di carenza di azoto, e consumano l'azoto già fissato se presente, visto l'alto costo energetico della fissazione. L'ammoniaca poi viene nitrificata dai batteri nitrificanti presenti nel suolo, ed in questa forma viene utilizzata dalle piante.

batteri simbiotici di determinate piante (le leguminose, le specie del genere *Cycas*, ecc.). Nella simbiosi questi organismi ricavano nutrienti dalle piante in cambio di azoto fissato. Tra questi ***Rhizobium***, pur essendo in simbiosi con le Leguminose, è un autotrofo facoltativo per l'azoto e quindi, sebbene riesca a fissare fino a 100 mg di questo elemento per grammo secco di nodulo radicale, preferisce, quando è possibile, ricavarlo da altre fonti

Un restante 10% viene fissato dall'azione dei fulmini nei temporali, che ossidano l'azoto atmosferico in nitrati, che con la pioggia raggiungono il suolo. L'efficienza del processo di fissazione varia dal 1% negli organismi liberi (100 grammi di glucosio, circa 400 Kcal, per fissare 1 grammo di azoto) al 10% negli organismi simbiotici delle leguminose (10 g di glucosio, 40 Kcal, per 1 g di azoto). Il ciclo “termina” con la denitrificazione, ad opera di altri batteri, che liberano azoto molecolare per produrre energia.

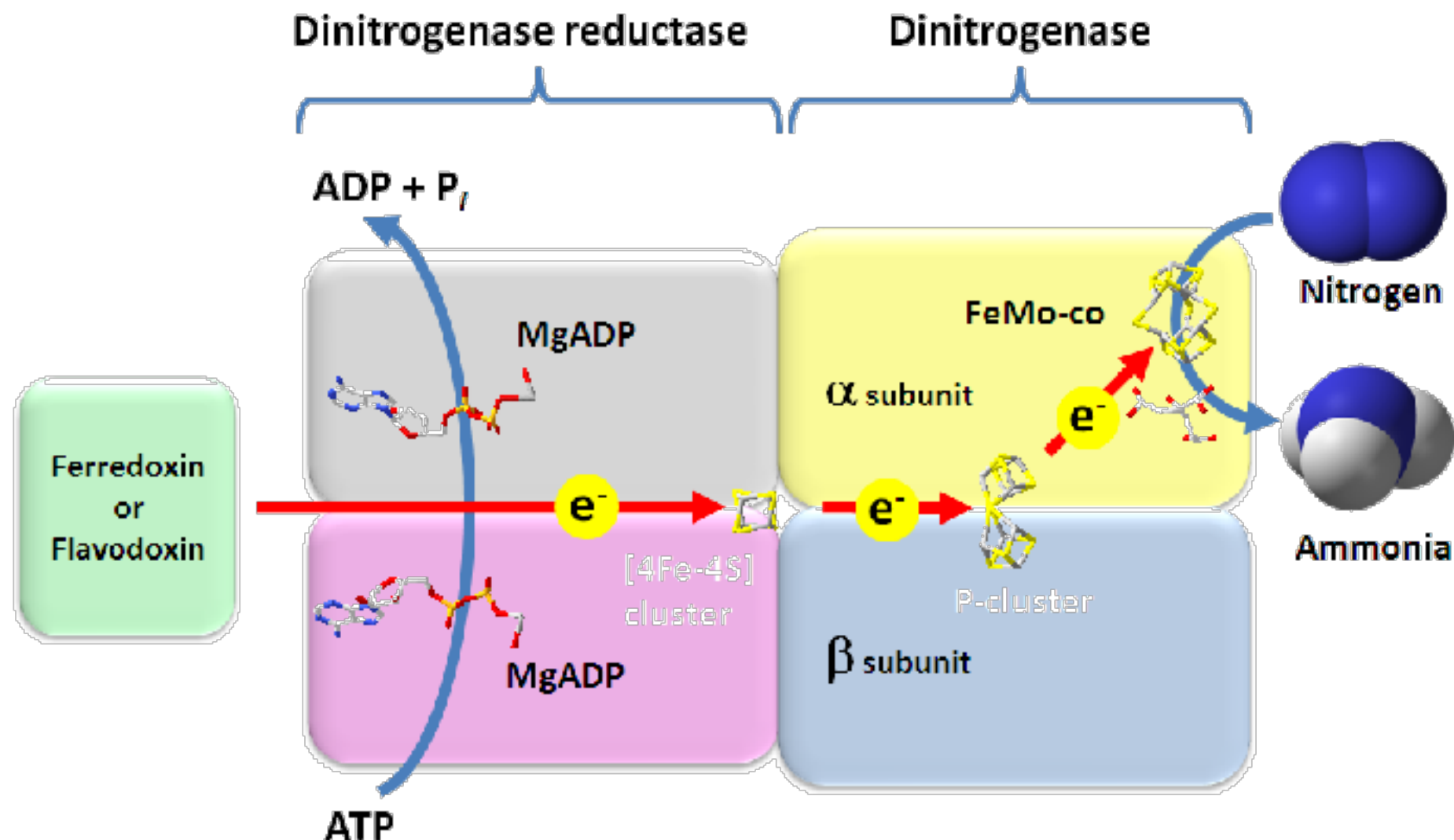


Gli organismi azotofissatori sono in grado di sintetizzare un tipo di enzimi detti nitrogenasi. la struttura delle nitrogenasi varia tra batteri diversi, ma la loro funzione è la stessa, ovvero quella di ridurre gli atomi presenti nella molecola di azoto a ammoniaca.

Esistono tre tipi di nitrogenasi:

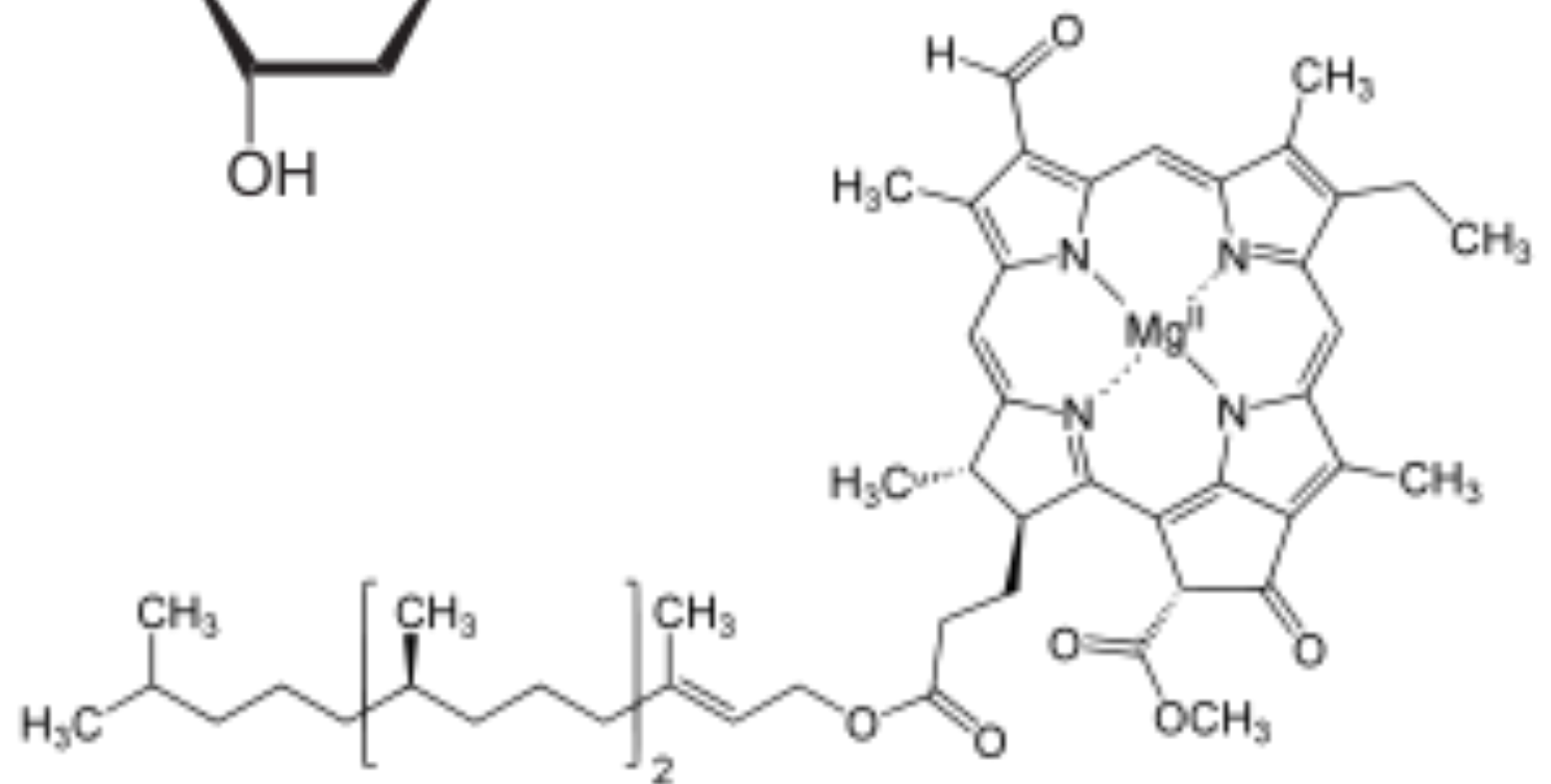
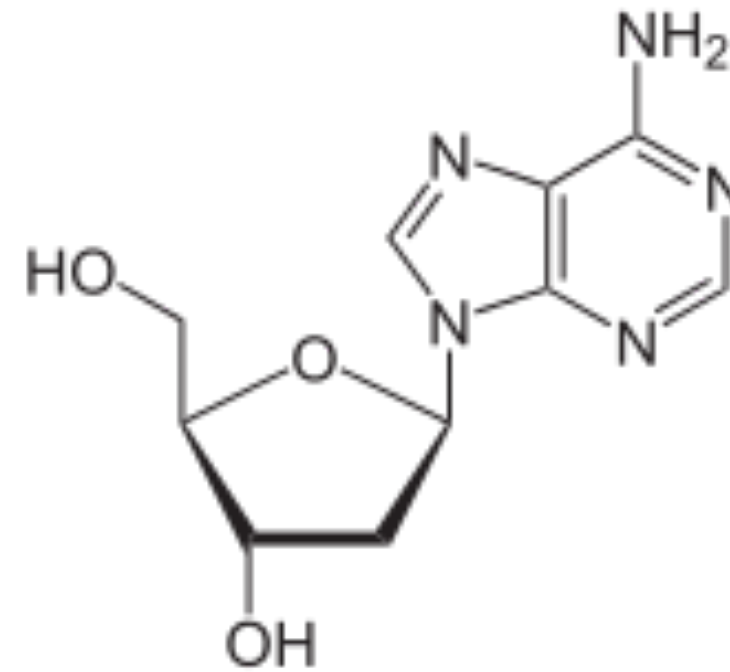
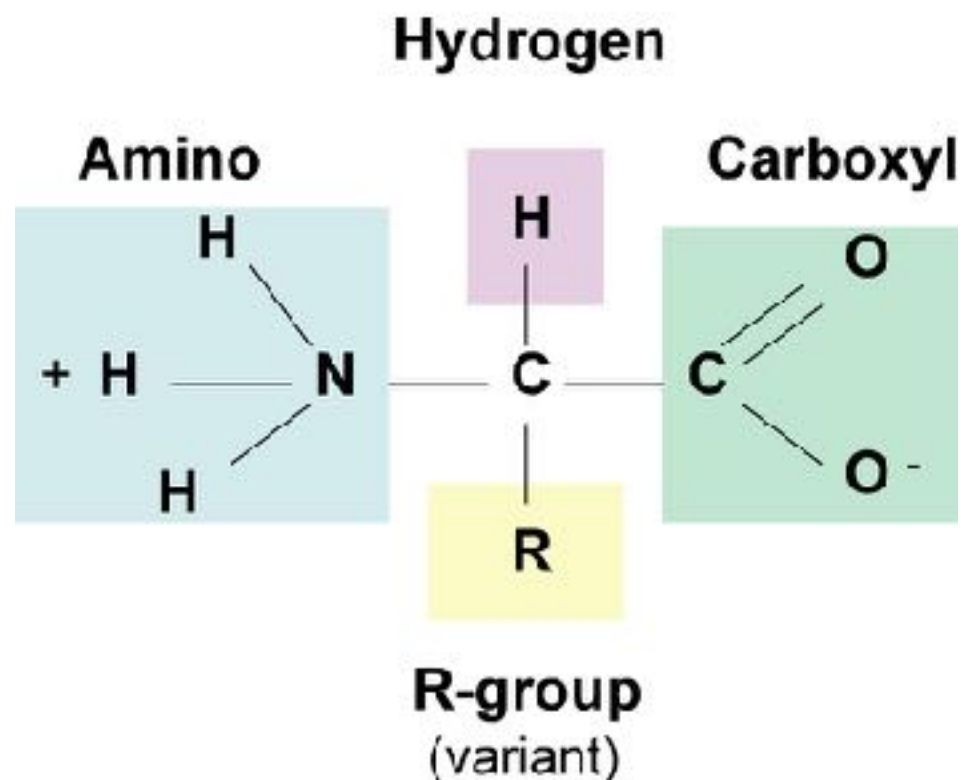
- Nitrogenasi con molibdeno
- Nitrogenasi con vanadio
- Nitrogenasi ferrosa

Tutti e tre i tipi di nitrogenasi sono composti da due subunità.



Le piante possono assorbire azoto in forma di ammonio o nitrato. nel secondo caso, prima di utilizzarlo, lo convertono in nitrito, e poi in ammonio. in questa forma può essere utilizzato per costruire amminoacidi, basi azotate e molecole di clorofilla.

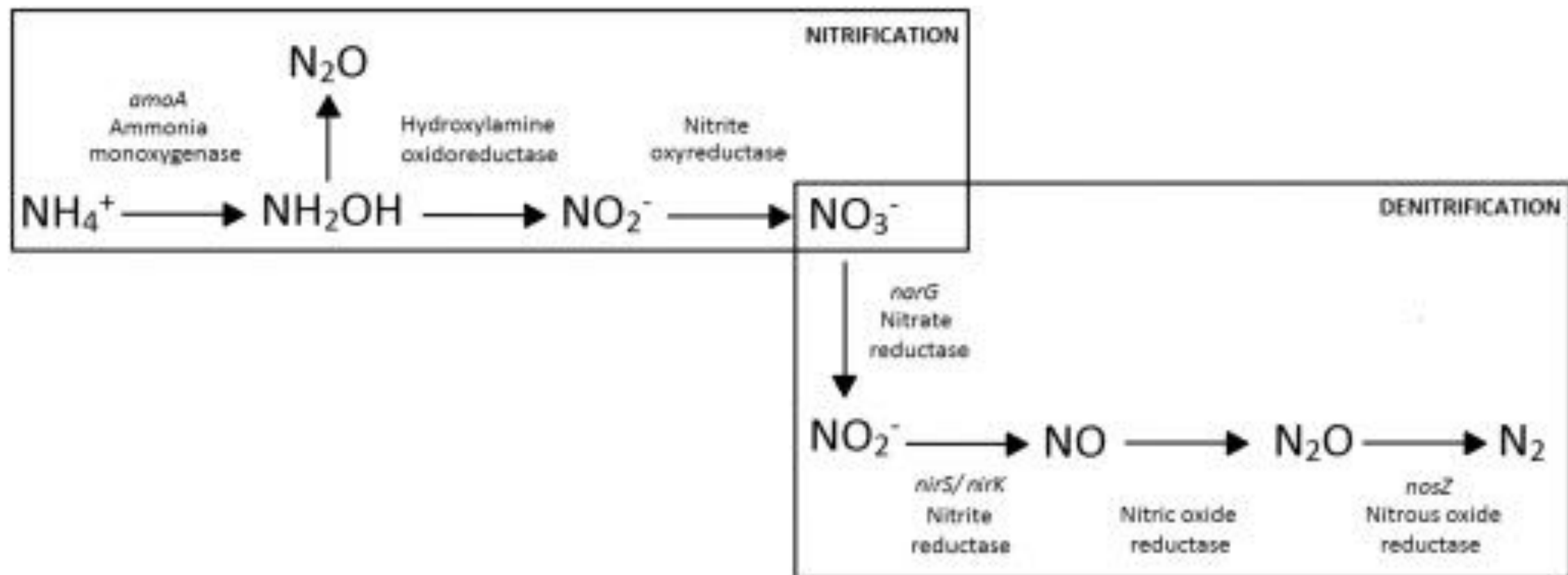
Amino Acid Structure



Quando una pianta o un animale muore, l'azoto organico viene convertito in ammonio da parte dei batteri o funghi decompositori. questo processo si chiama mineralizzazione.

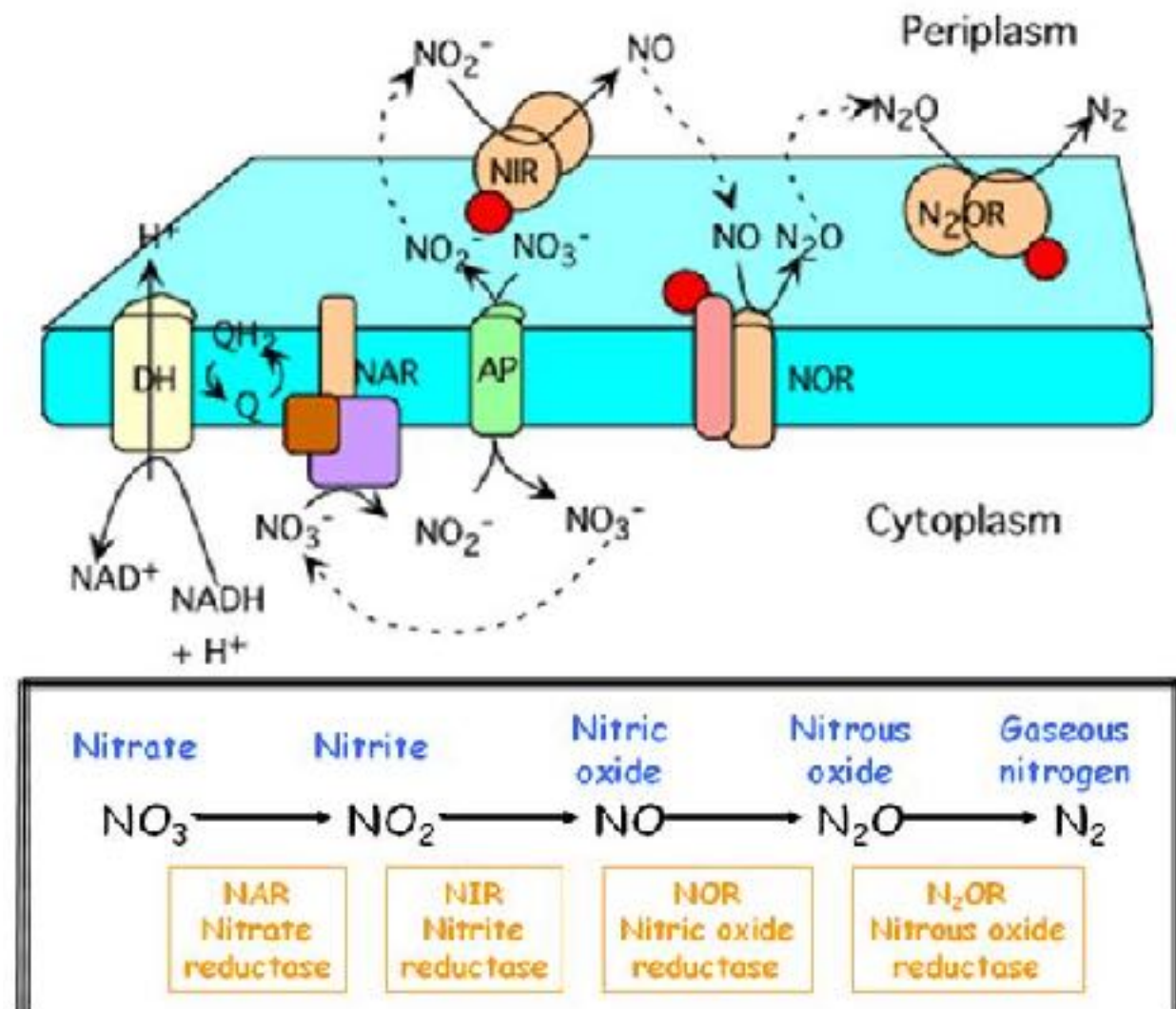
L'ammonio può quindi essere facilmente riassorbito dalle radici delle piante. In alternativa, entrano in gioco i batteri nitrificanti, che convertono l'ammonio in nitriti e poi in nitrati, con due processi di ossidazione.

La prima ossidazione è a carico principalmente di batteri e archeobatteri. La seconda viene svolta principalmente da batteri dei generi *Nitrobacter* e *Nitrospira*.

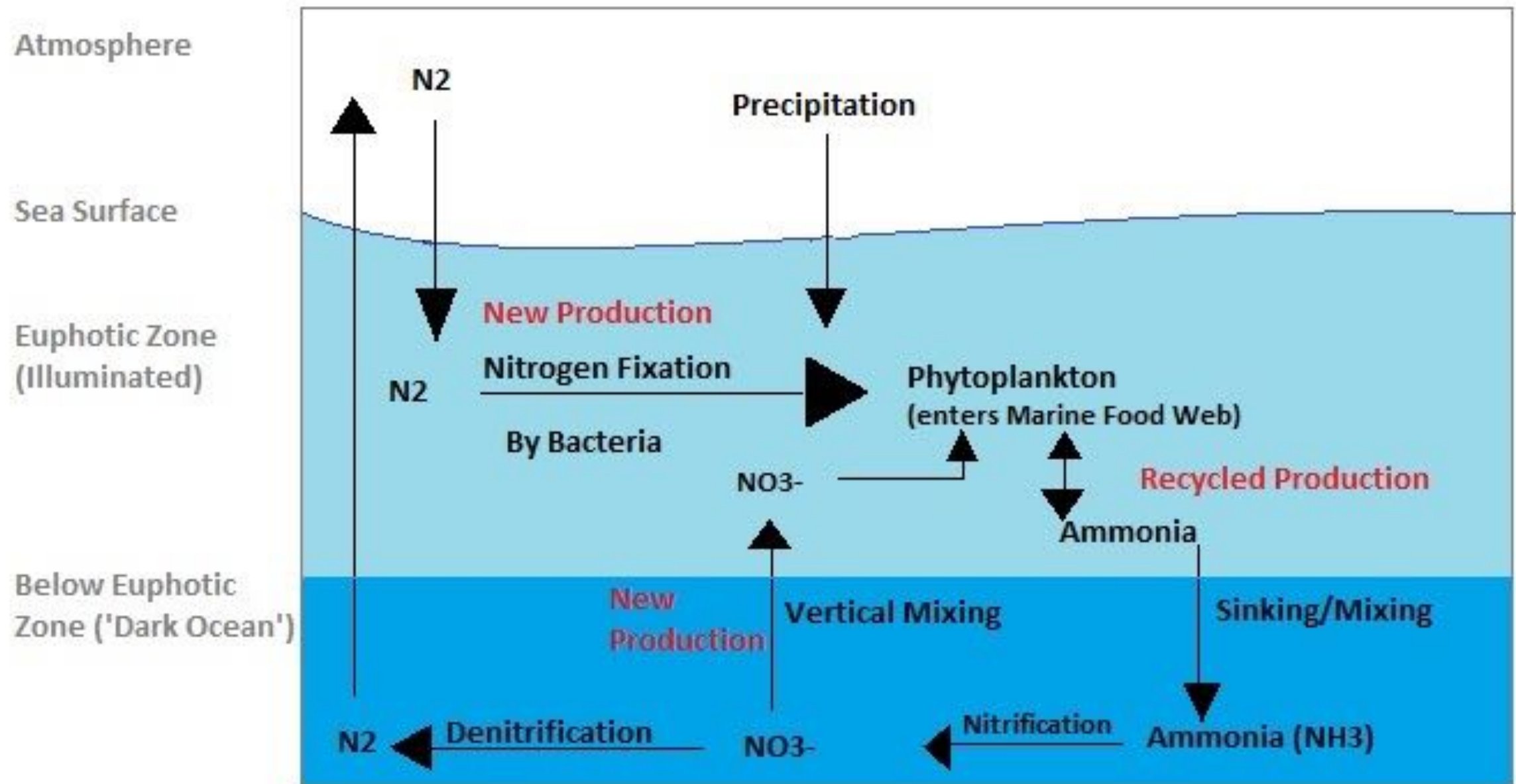


La denitrificazione è l'ultimo passaggio del ciclo, e restituisce l'azoto all'atmosfera in forma molecolare.

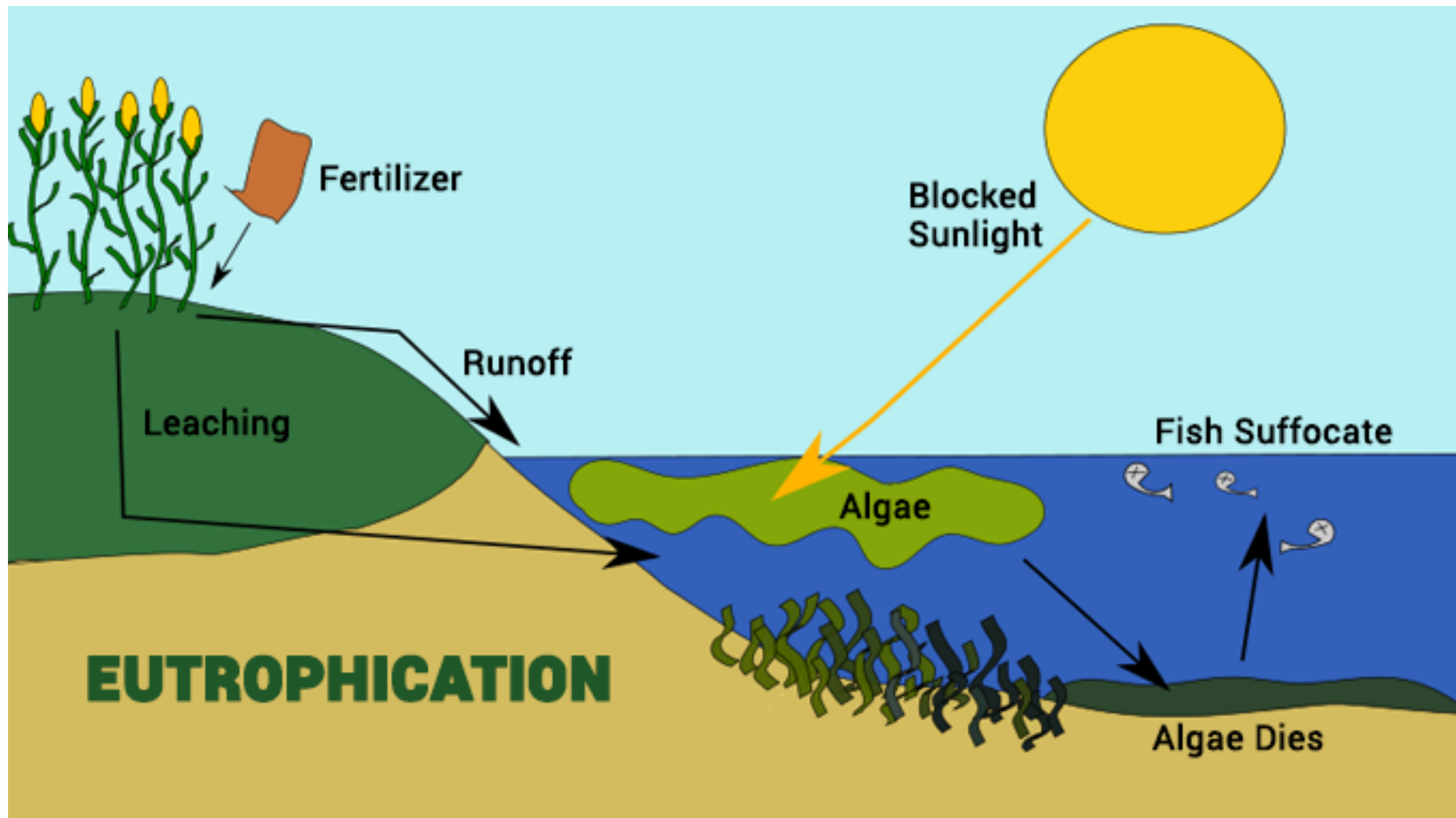
I batteri che praticano questo processo usano i nitrati come accettori di elettroni al posto dell'ossigeno nella respirazione in condizioni anaerobiche. L'azoto viene quindi ridotto, e successivamente liberato in atmosfera. I batteri capaci di questi processi, principalmente *Clostridium* e *Pseudomonas*, sono anaerobi facoltativi, e possono quindi attivare questa catena metabolica in assenza di ossigeno.



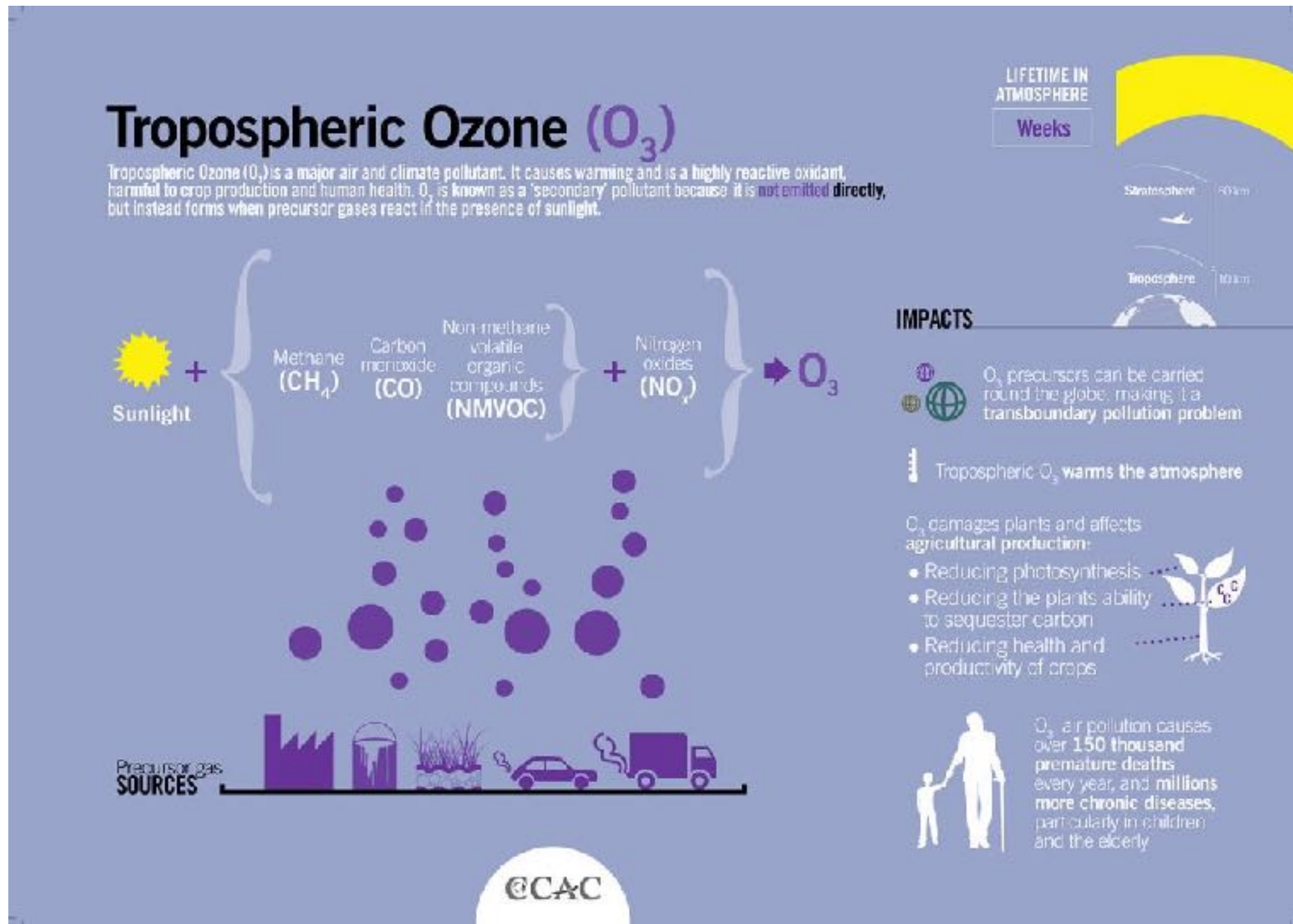
Il ciclo dell'azoto in ambiente marino



Effetti dello sbilanciamento del ciclo dell'azoto: eutrofizzazione



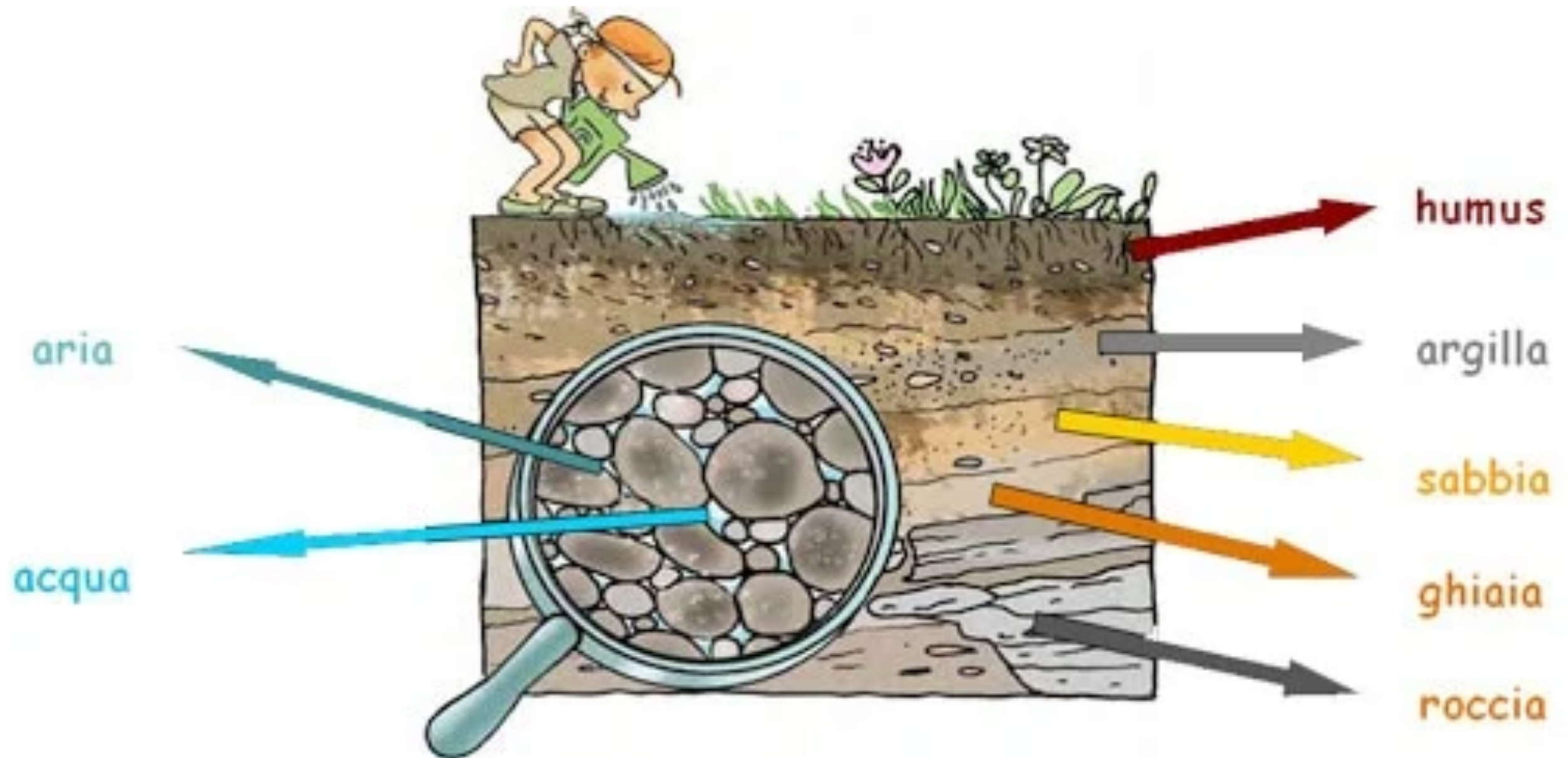
Effetti dello sbilanciamento del ciclo dell'azoto: ozono troposferico



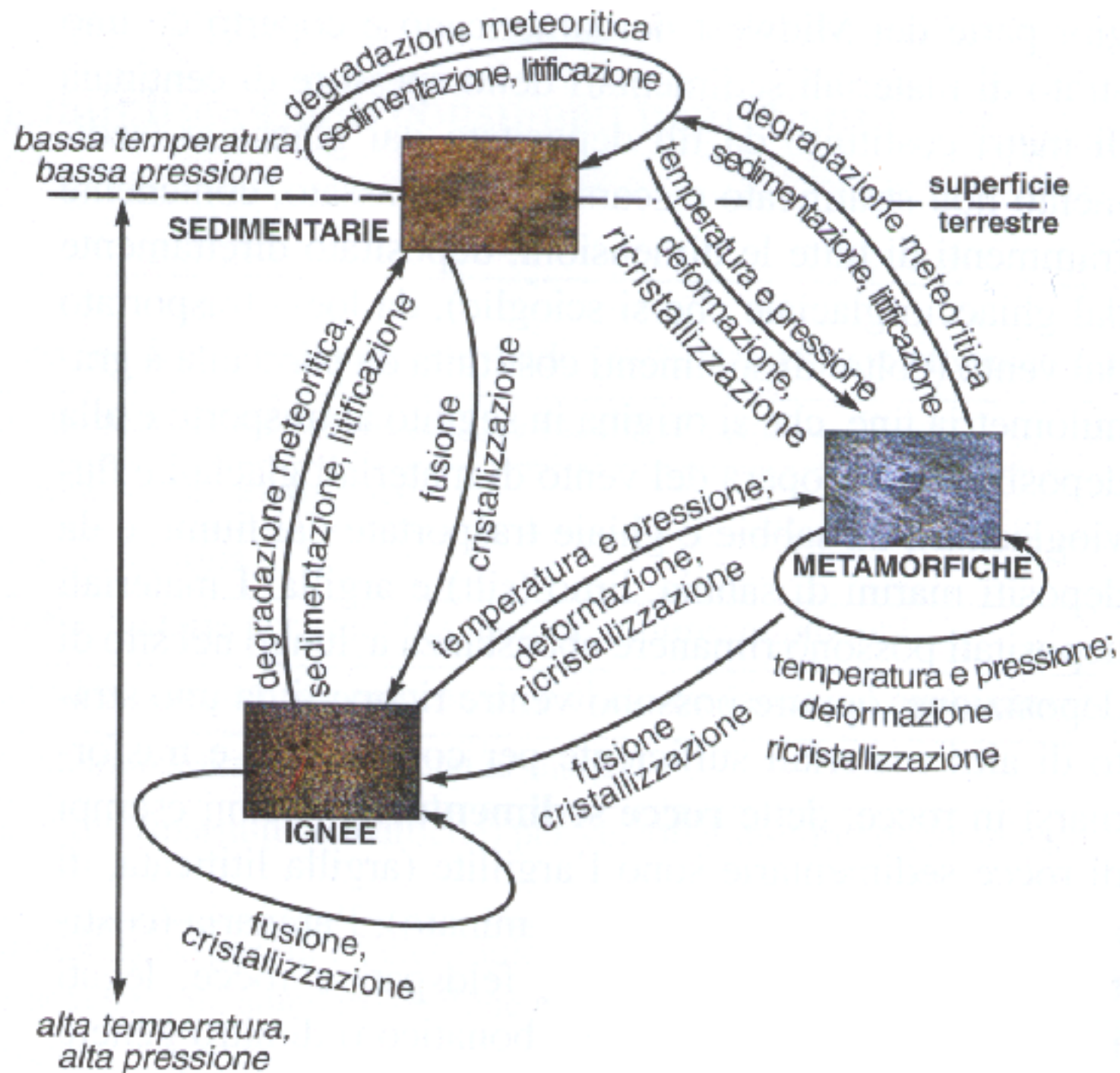
Ma prima di parlare dei cicli sedimentari....
...parliamo del suolo



Il suolo è un “ambiente” estremamente complesso, che non siamo abituati a percepire. Ospita una elevata biodiversità, ed è sede di processi fondamentali per la sopravvivenza del biota epigeo.



Minerali e rocce



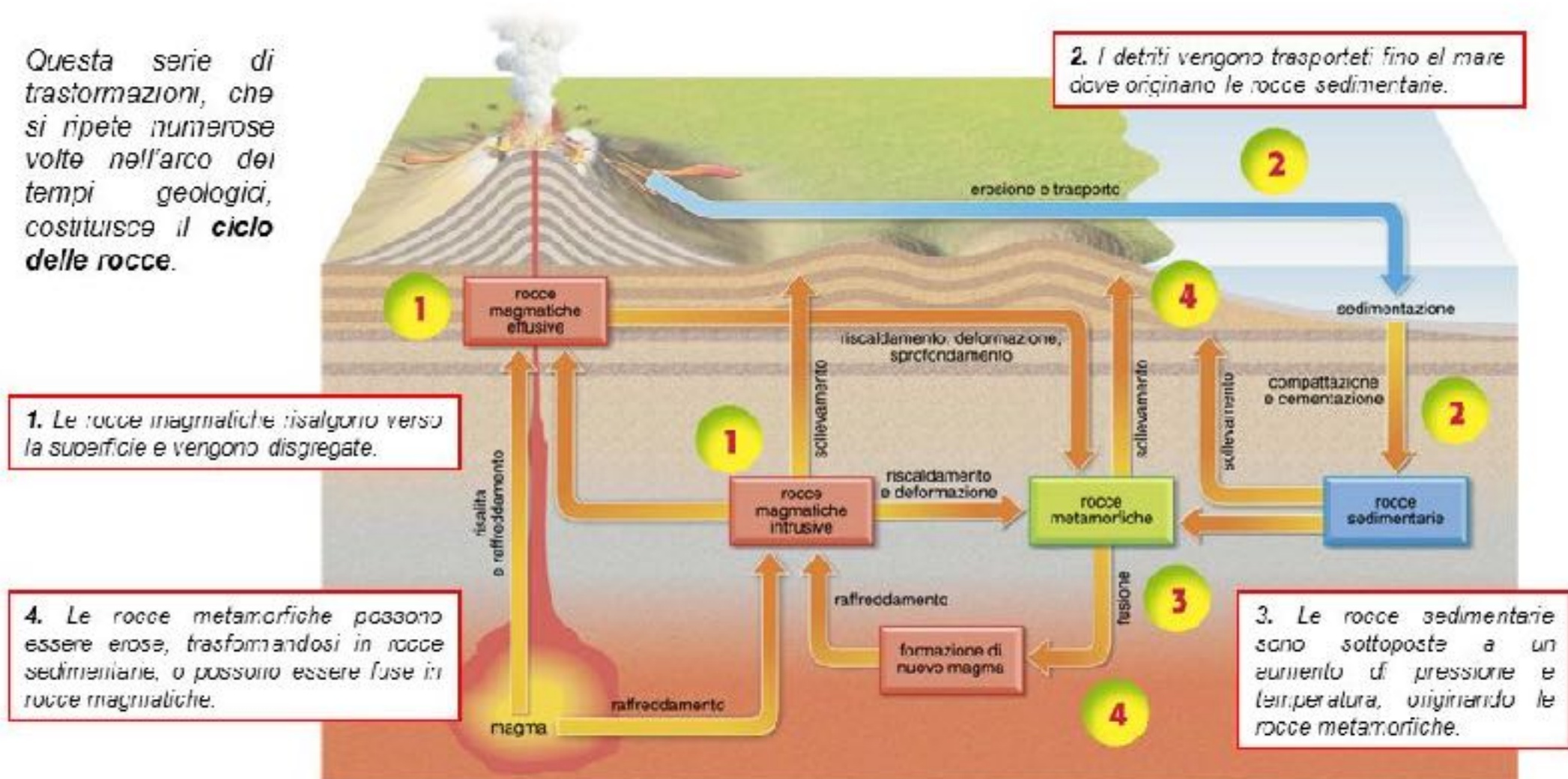
Minerale: sostanza naturale inorganica solida con composizione chimica definita ed una struttura interna cristallina regolare

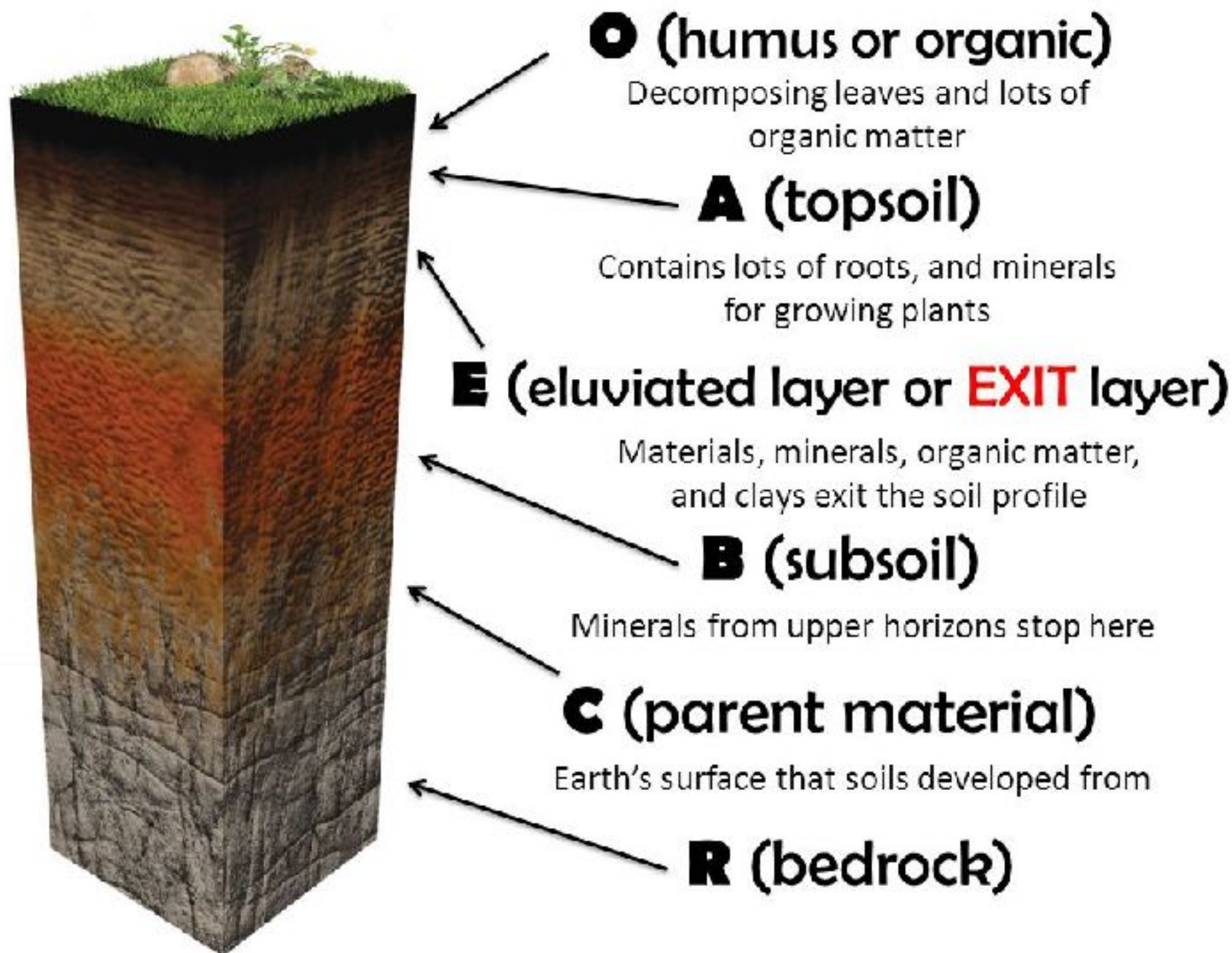
Roccia: sostanza solida costituita da un unico minerale (roccia omogenea o semplice) o più comunemente da un aggregato di minerali (roccia eterogenea o composta) che forma masse aventi la stessa composizione, la stessa struttura e la stessa origine

Il ciclo delle rocce

A causa dei processi **esogeni** (originati dall'energia solare) ed **endogeni** (originati dal calore della Terra) i vari tipi di rocce nel corso del tempo si trasformano continuamente le une nelle altre.

Questa serie di trasformazioni, che si ripete numerose volte nell'arco dei tempi geologici, costituisce il **ciclo delle rocce**.





Orizzonte O: è lo strato più superficiale, formato da materiale organico fresco o parzialmente decomposto. È comune nelle foreste e generalmente assente nelle steppe e nelle praterie. In questo strato ci vivono organismi come batteri, funghi e insetti, mentre la componente inorganica è quasi assente;

Orizzonte A: è chiamato anche topsoil, ed è la zona di massima attività biologica. Il suo colore è generalmente scuro ed ha una tessitura grossolana. In questo strato abbonda l'humus, un complesso di sostanze derivate dalla decomposizione di resti organici animali e vegetali, ricco in elementi essenziali per la crescita delle piante come azoto, zolfo, fosforo e ferro;

Orizzonte E: è uno strato di colore chiaro, ricco di sabbia e particolato sciolto;

Orizzonte B: è chiamato anche subsoil, ed è uno strato di accumulo dei materiali rimossi dagli orizzonti superiori. È ricco di minerali argillosi, ferro e alluminio e povero di sostanza organica;

Orizzonte C: è ricco di regolite – roccia madre frammentata – ed è privo di sostanza organica. Le radici vegetali non raggiungono questo strato, ma si fermano ad orizzonti più superficiali;

Orizzonte R: è lo strato di roccia madre.

Il suolo è una risorsa complessa, essenziale e limitata: limitata perché, sebbene si generi in continuazione, il suo tasso di formazione è molto lento.

Stimare la durata della formazione del suolo è molto complesso perché la risposta dipende da numerosi fattori. Tuttavia, si stima che per dar vita a un pollice di suolo (2.5 cm circa) ci vogliano almeno 100 anni.

Il suolo come altri ecosistemi, fornisce una serie di servizi ecosistemici, tra cui: supporto fisico inteso come base produttiva per alimentazione umana e animale;

- deposito di materie prime (rocce, sabbie, ghiaia, minerali);
- mantenimento dell'assetto territoriale;
- stabilità dei versanti;
- habitat per organismi che vivono all'interno del suolo e sulla sua superficie;
- patrimonio storico e culturale.

Il suolo richiede però relativamente poco tempo per il suo deterioramento (fondamentalmente per cause antropiche), ed è inoltre soggetto a inquinamento, subsidenza (abbassamento del suolo), rischio idrogeologico (frane, alluvioni, valanghe), vulcanico e sismico.

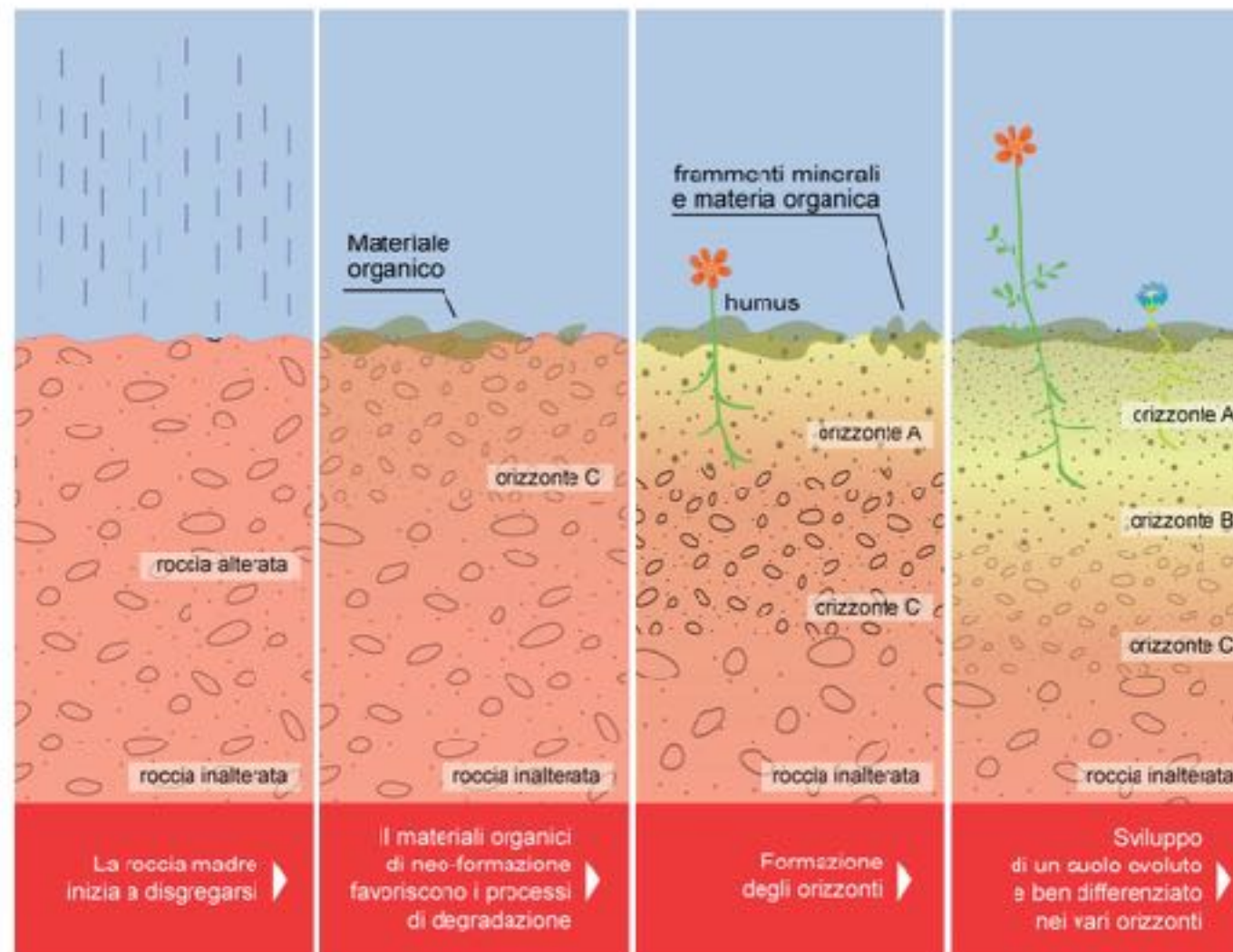
Per questi motivi la tutela del suolo e il suo ripristino è parte del Goal 15 – Vita sulla Terra – dell'Agenda Europea 2030 per lo Sviluppo Sostenibile.

PEDOGENESI

(Evoluzione del suolo)

La formazione del suolo è frutto di lunghi processi (pedogenesi) che prevedono, in generale, l'alterazione (cioè la trasformazione) dei composti inorganici (minerali e rocce) e dei composti organici (piante e animali morti o sostanze da loro rilasciate, come foglie ed escrementi) presenti nella zona, la loro deposizione e la successiva formazione di nuovi minerali e nuove molecole organiche (<http://www.eniscuola.net/argomento/suolo/formazione-di-un-suolo/la-pedogenesi/>).

Possibile evoluzione di un suolo con la formazione di diversi orizzonti



- Orizzonte A: zona ricca di materia organica
- Orizzonte B: zona ricca di argilla, idrossidi di ferro, carbonato di calcio (CaCO_3)
- Orizzonte C: roccia madre parzialmente destrutturata e decomposta

La **pedogenesi** è la sequenza di eventi che porta alla formazione del suolo maturo. Tre sono i tipi di alterazione coinvolti nel processo pedogenetico:

Alterazione fisica: fratture da dilatazione termica e da rilassamento, e dovute alla penetrazione di acqua che congelando amplia le fratture. Questo tipo di alterazione è più attiva in ambienti con frequenti sbalzi di temperatura. La roccia viene disgregata fino a dimensioni di 2-5 micrometri, aumentando la superficie di attacco per l'alterazione chimica.

Alterazione chimica: ossidazione e di riduzione che riducono o aumentano la mobilità di diversi elementi; dissoluzione di sali come cloruri e solfati, che vengono asportati dal suolo; decarbonatazione delle rocce calcaree, da carbonato di calcio (insolubile) a bicarbonato di calcio (solubile), con accumulo di impurezze silicate; idrolisi, con attacco ai reticoli cristallini da parte degli ioni idrogeno. Le particelle del suolo si riducono fino a meno di 2 micrometri.

Alterazione biologica: dovuta agli organismi che si sviluppano sul substrato, modificandolo sia fisicamente che chimicamente che con la deposizione di lettiera e formazione di humus.

Più il suolo è immaturo, ovvero presenta un profilo scarsamente differenziato, con una limitata componente organica, più le sue caratteristiche dipendono da quelle della roccia madre.

Degradazione fisica

L'effetto di vento, pioggia e cambiamenti di temperatura agisce, in tempi relativamente lunghi, sulla roccia, disgregandola in parti con granulometria sempre più fine, fino ad arrivare alle dimensioni della sabbia (granuli, quasi sempre composti da un solo minerale, con dimensioni dell'ordine di frazioni di millimetro).

Le modalità di degradazione fisica sono principalmente:

- azione gelo-disgelo (creazione di pressione interna dovuta alla formazione di cristalli di ghiaccio);
- effetto salsedine (creazione di pressione interna dovuta alla formazione di strutture cristalline organizzate);
- attività organica (azione meccanica di organismi viventi come piante e lombrichi).

Questi processi portano a un incremento del rapporto superficie/volume della massa rocciosa, favorendo così l'alterazione chimica.

Alterazione chimica

L'alterazione chimica dei minerali porta al cambiamento o alla distruzione della loro struttura cristallina e alla perdita di elementi.

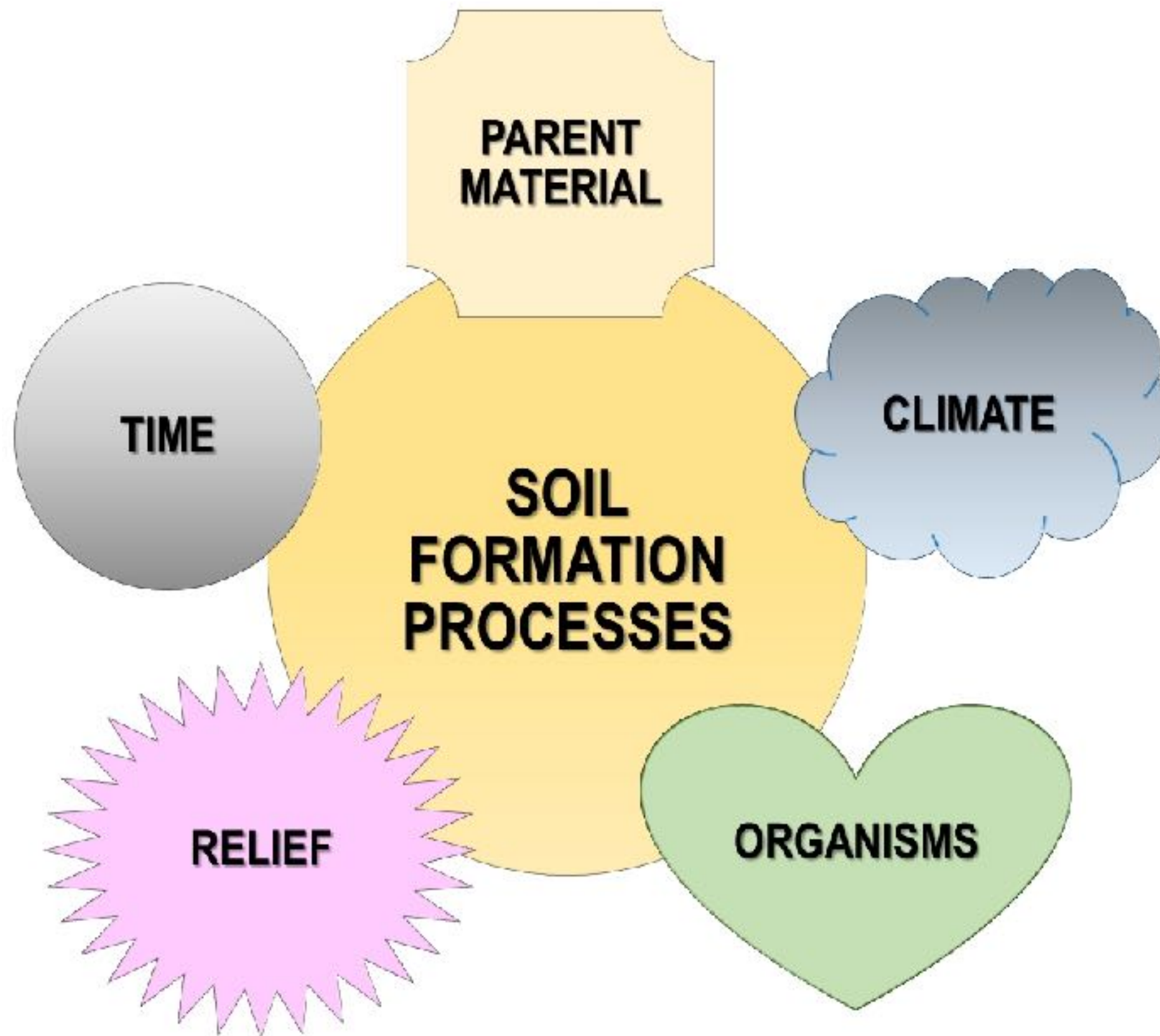
L'acqua ha un ruolo fondamentale in questi processi. Essi sono:

- **Ossidazione e riduzione:** agiscono sulla solubilità e quindi sulla mobilità di alcuni elementi. Alcuni fra gli elementi chimici più importanti nella pedogenesi hanno dinamiche molto influenzate dal loro stato ossidativo. Ad esempio il ferro, in condizioni riducenti (suolo saturato d'acqua), si riduce a ione Fe^{2+} e diventa parzialmente solubile in acqua. In ambiente ossidante (limitata disponibilità d'acqua), il ferro ritorna nella forma Fe^{3+} , meno solubile, e precipita.

- **Solubilizzazione:** l'acqua, resa lievemente acida per la presenza di acidi organici deboli e anidride carbonica, ha un potente effetto solubilizzante, che favorisce il trasferimento di sostanze da un orizzonte all'altro. Essendo molto mobile nel profilo pedologico, l'acqua causa quindi asportazione di grandi quantità di ioni e loro successiva rideposizione.- **Idratazione:** consiste nell'incorporazione di molecole di acqua nel reticolo di un minerale; la disidratazione, invece, si verifica quando, in condizioni di aridità, la forte evaporazione provoca l'espulsione di acqua.

- **Idrolisi:** potente fattore di alterazione, specialmente in ambienti caldi e umidi. Il processo idrolitico comporta la liberazione della silice e delle basi; a seconda delle condizioni climatiche, queste possono essere poi dilavate (desilicizzazione), oppure dare origine ad argille e idrossidi di ferro, alluminio e manganese.

- **Chelazione:** alterazione chimica causata da alcune tipologie di composti organici (acidi organici, fenoli). Tali composti attaccano i minerali, estraendone degli ioni metallici formando dei composti organo-metallici chiamati chelati; questi ioni possono poi subire una traslocazione, ad opera dell'acqua circolante, verso le parti più basse del profilo.



Fattori che influenzano la pedogenesi

Roccia madre

La struttura e la composizione del suolo possono dipendere anche fortemente dalla roccia madre, in particolare nei climi temperati. Qui a litologia diversa corrispondono suoli diversi. Se la roccia madre è ricca in carbonati, ad esempio, la mineralizzazione dell'humus verà rallentata e limitata.

Il tipo di roccia madre influenza anche i tempi della pedogenesi. Rocce di origine piroclastica solitamente si alterano in tempi molto più brevi di rocce come i calcari duri.

Solo in climi estremi, come nelle tundre e nei deserti, il risultato della pedogenesi è pressochè indipendente dalla roccia madre, ed è influenzato quasi esclusivamente dal clima.

Inoltre, quando la pedogenesi produce suoli molto profondi, si genera una relativa indipendenza dalla roccia madre, a causa della grande distanza che la separa dagli orizzonti superficiali del suolo stesso.

Il clima

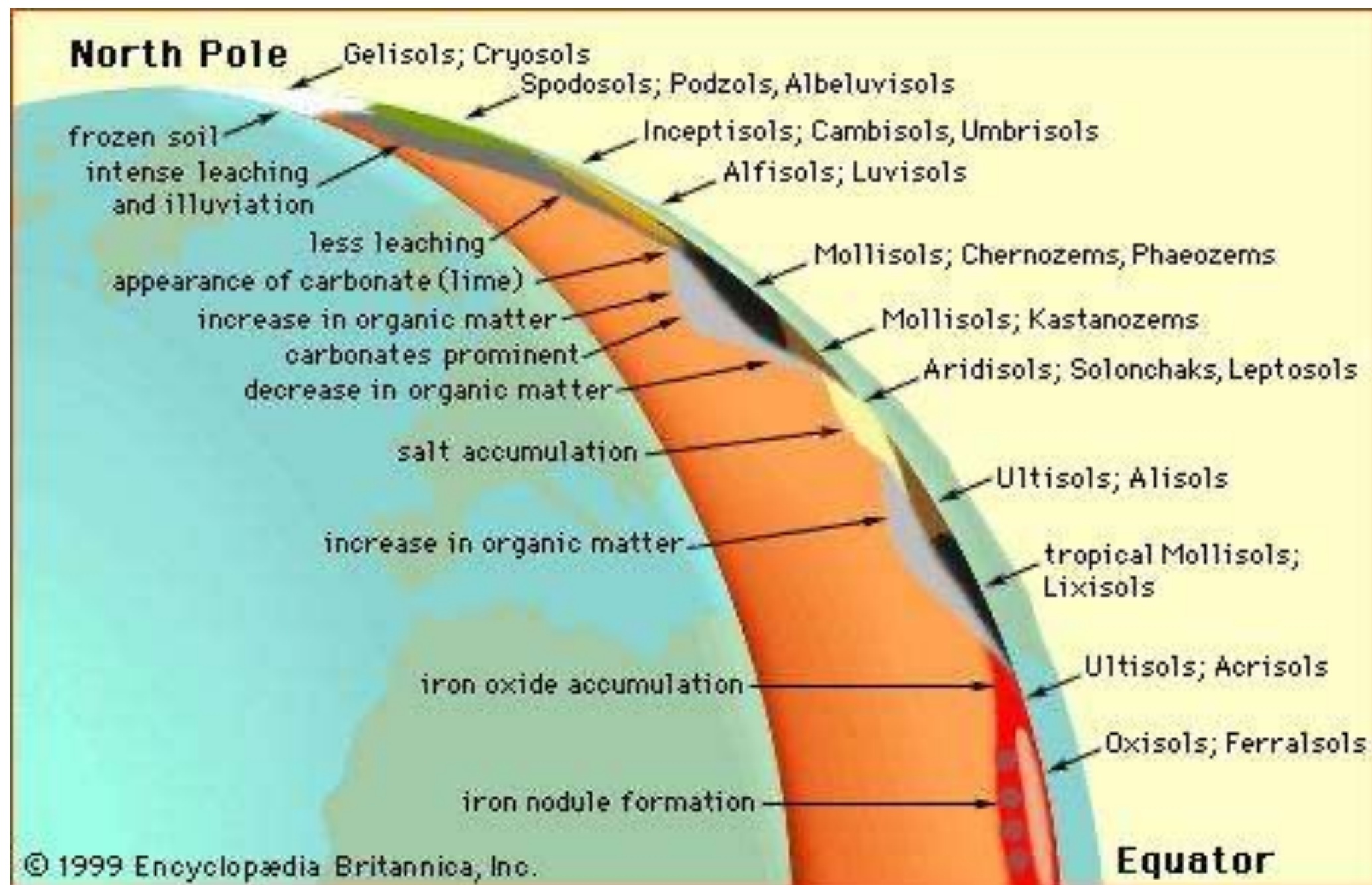
Il clima influenza gli altri fattori pedogenetici, e ha un impatto diretto sull'intensità della pedogenesi, massima nelle zone calde e umide equatoriali e da minima a nulla in zone molto aride e fredde.

Esiste una corrispondenza tra caratteristiche climatiche e tipologie dei suoli (**zonaltà**).

La zonaltà dipende linearmente dalla latitudine, ed ha origine dalle dinamiche dei componenti del suolo (ferro e silice) che risultano dall'alterazione dei minerali primari. Alle alte latitudini (clima umido e freddo) si ha una evapotraspirazione molto bassa. Il ferro permane allo stato ridotto, causando tinte grigie, derivanti dai colori dei minerali primari e della sostanza organica. Al diminuire della latitudine, e con il conseguente aumento delle temperature, si instaurano condizioni più favorevoli all'ossidazione e cristallizzazione del ferro, dapprima come goethite, che colora i terreni di marrone, successivamente come ematite, che dona ai suoli una tinta rossa. Dunque, procedendo dai Poli all'Equatore si ha passaggio da suoli grigi a suoli marroni e, infine, rossi.

La zonaltà non è ovviamente l'unico fattore, specialmente nei climi intermedi, ove i molti fattori pedogenetici concorrono a formare il suolo. Ad esempio, in condizioni di clima temperato freddo, su substrato siliceo si sviluppa un suolo podzolico sotto vegetazione prevalente a conifere, mentre su substrati calcarei si instaura una vegetazione decidua o mista latifoglie/conifere e un suolo bruno.

I paleosuoli sono un caso particolare di suoli extrazonali, formati in ere geologiche precedenti, quando il clima era diverso, come ad esempio le terre rosse del Carso.



Fascia subtropicale e tropicale: precipitazioni elevate ed alte temperature influenzano la pedogenesi. I suoli sono caratterizzati da una rapida mineralizzazione della sostanza organica, e dall'accumulo di ossidi di ferro, che danno a questi suoli un caratteristico colore rosso (terre rosse). Nelle zone equatoriali l'accumulo di ossidi di ferro ed alluminio avviene nell'orizzonte B. In seguito al taglio delle foreste l'orizzonte A viene eliminato dallo scorrimento superficiale delle acque, con affioramento dell'orizzonte B, durissimo ed impenetrabile ad aratri e radici (corazza lateritica o carapace).

Predeserto e deserto: in queste zone le piogge sono scarse (100-150 mm/anno). La vegetazione è rada e xerofila, ed i suoli hanno un tenore in humus di 1-3%. L'alterazione chimica è pressoché assente, mentre vi sono forti alterazioni fisiche per gli sbalzi di temperatura tra giorno e notte. Importante è l'azione erosiva del vento.

Zona delle steppe: le steppe erbose (Ucraina, Romania, Ungheria, Ohio) sono caratterizzate da suoli ad altissima fertilità (terre nere). L'alterazione chimica è limitata al periodo estivo, quando le temperature sono più elevate. Il suolo è poco evoluto, con un orizzonte A particolarmente sviluppato (fino ad un metro di spessore).

Fascia temperata: il clima è mite e moderatamente umido. I suoli tipici sono le terre brune. In Italia sono ampiamente diffusi, dall'area mediterranea al piano montano, con caratteristiche diverse a seconda della natura del substrato litologico e delle condizioni climatiche locali.

Fascia boreale: suoli di tipo podsol con un orizzonte A ricco in humus molto acido, derivante dalla lettiera di conifere ed ericacee, che si decompone lentamente per il freddo ed la copertura nevosa che permane per circa 6 mesi. In Italia questi suoli si possono incontrare nell'arco alpino, sotto le foreste di conifere, e sporadicamente sugli Appennini.

Regione artica: la pedogenesi è fortemente limitata dal freddo, (temperature medie annue < 0 gradi). Prevalle la disgregazione fisica della roccia. Alterazione chimica e l'attività biologica sono fortemente limitate. Il terreno, al di sotto della superficie, è permanentemente ghiacciato (permafrost). La seppur limitata vita vegetale può formare, a causa dei lentissimi ritmi di decomposizione, un forte accumulo di materia organica.

Gli organismi viventi

I viventi, e ovviamente i vegetali in particolare, possono condizionare in diversi modi la pedogenesi.

Essi hanno un'azione diretta in quanto prelevano dal suolo nutrienti, e lo arricchiscono di materia organica, oltre a alterarlo fisicamente.

Le piante in particolare hanno anche una importante azione indiretta, che si esplicita nelle modificazioni al bilancio idrico e allo stato termico, e la protezione dall'erosione eolica e idrica.

Inoltre, la pedofauna trasforma residui organici freschi in sostanza organica decomponibile (animali detritivori) e composti umici. Inoltre, in particolare i lombrichi hanno un ruolo rilevante nel rimescolamento meccanico.

Funghi e batteri riciclano e trasformano la materia organica, integrando l'attività della pedofauna come organismi decompositori.

Il suolo e i suoi orizzonti si possono classificare in base a proprietà chimiche, fisiche e biologiche.

Tra queste il colore è la più evidente. Il colore del suolo dipende dalla presenza di ossidi metallici e materia organica. I suoli riflettono la natura della roccia madre e la presenza di alcune sostanze: quelli giallo-rossastri indicano la presenza di ossidi di ferro, quello nero-bruni un elevato contenuto di humus (indice di fertilità) e quelli grigio-blu un drenaggio scarso e una forte presenza di acqua.

Un'altra proprietà è quella della tessitura o granulometria. Questa indica la dimensione delle particelle e influenza direttamente la quantità di acqua e aria che un suolo può contenere. Più il suolo sarà formato da particelle piccole, più sarà compatto e privo di spazi vuoti; questo a sua volta porterà ad una maggiore idratazione perché l'acqua resterà "attaccata" alle particelle per capillarità. Al contrario, più grandi saranno le particelle, maggiore sarà l'aerazione minore l'idratazione.