

# **FISICA DELL'ATMOSFERA**

Docente: Dott. Silvio Davolio

# Struttura dell'atmosfera

L'atmosfera viene suddivisa in diversi strati in base all'andamento del profilo verticale della temperatura ( $dT/dz$ ) o in base a particolari fenomeni fisici o chimici che la caratterizzano per quanto riguarda la parte più lontana dalla terra. L'utilizzo del gradiente verticale di temperatura è giustificato sia dal fatto che individua strati di atmosfera con caratteristiche differenti tra loro, sia perché è un parametro fondamentale per l'equilibrio idrostatico.

Osservazione: come vedremo in seguito, l'equilibrio idrostatico è il bilanciamento tra la forza di gravità e la forza del gradiente di pressione che agiscono su una determinata massa d'aria.

Si possono individuare due macro-strati di atmosfera:

1. **OMOSFERA o TURBOSFERA**, fino a 100 km circa di quota, caratterizzata dal fatto che la concentrazione dei costituenti principali (Azoto, Ossigeno, Argon) o con tempi di permanenza lunghi ( $CO_2$ ) tende ad essere pressoché uniforme ed indipendente dalla quota grazie al rimescolamento turbolento.
2. **ETEROSFERA**: al di sopra dei 100 km il cammino libero medio molecolare (distanza che mediamente intercorre tra due urti successivi fra molecole) è maggiore di un metro, quindi le collisioni sono così rare che ogni specie molecolare è di fatto sufficientemente mobile da poter essere considerata sola, indipendentemente dalle altre. Sotto queste condizioni la concentrazione degli elementi più pesanti cala più rapidamente con la quota rispetto a quelli più leggeri. Quindi nell'eterosfera le specie molecolari leggere ( $H$ ,  $H_2$ ,  $H_e$ ) diventano via via sempre più abbondanti con l'aumentare della quota. Nell'eterosfera non si utilizza più il profilo di temperatura come criterio di classificazione.

Nella suddivisione basata sul profilo di temperatura si individuano 4 strati fondamentali: troposfera, stratosfera, mesosfera e termosfera (Fig. 1).

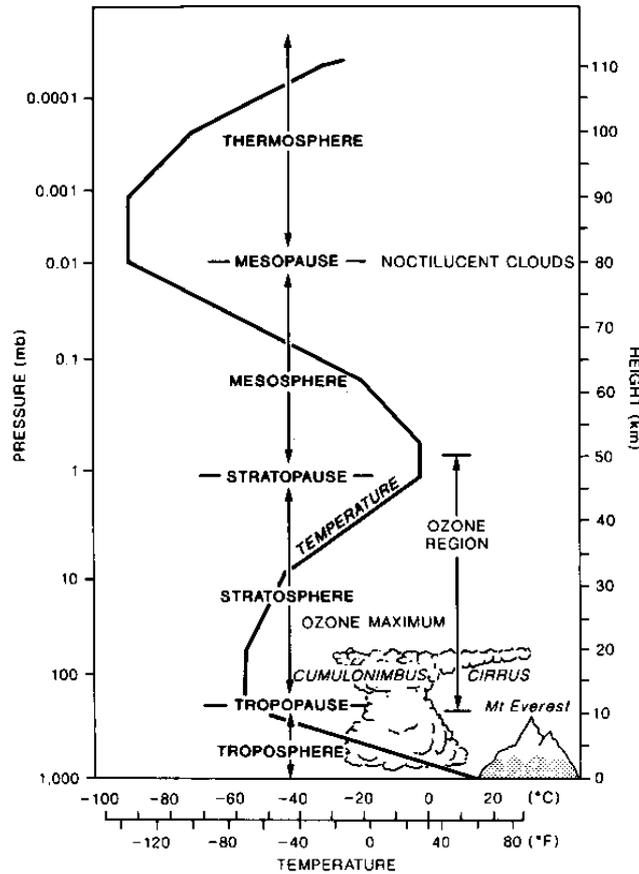


Figura 1: Struttura verticale dell'atmosfera: distribuzione verticale media della temperatura e della pressione fino a 110 km di quota. [1]

## Troposfera

La troposfera è lo strato di atmosfera più vicino alla superficie terrestre e in media si estende in verticale fino ad una quota di 10 km. È caratterizzato da un costante calo della temperatura con la quota, mediamente pari a  $6.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ . Tale calo è dovuto sia al fatto che una particella di aria si espande adiabaticamente salendo, a causa della minore pressione, e quindi si raffredda, sia al fatto che la principale sorgente di calore è rappresentata dal suolo che quindi scalda maggiormente gli strati d'aria ad esso adiacenti. Infatti, la superficie terrestre si riscalda assorbendo la radiazione solare (la radiazione solare non scalda direttamente l'aria della troposfera) ed il calore riemesso dalla terra viene trasportato verso l'alto grazie al rimescolamento turbolento che caratterizza la troposfera. Ci possono comunque essere locali

QUOTA (m)	Pressione (hPa)	T°C
0	1013.3	+15.0
250	983.6	+13.4
500	954.6	+11.8
1000	898.7	+8.5
1500	845.6	+5.3
3000	701.1	-4.5
5000	540.2	-17.5
10000	264.4	-50.0
12000	193.3	-56.5
15000	120.4	-56.5
30000	11.3	-40.0

Tabella 1: Atmosfera standard, rappresentativa della temperatura media annuale.

e marcati scostamenti dal valore medio del profilo di temperatura. Ad esempio, in prossimità del suolo nelle notti invernali, si può generare uno strato di inversione termica, ovvero caratterizzato da un aumento della temperatura con la quota. Questo perché il suolo si raffredda rapidamente e raffredda a sua volta gli strati di atmosfera immediatamente a contatto, mentre il resto dell'atmosfera si raffredda più lentamente.

La troposfera contiene quasi l'80% della massa totale dell'atmosfera e contiene la quasi totalità del vapore acqueo atmosferico. Di conseguenza la troposfera è la sede dei fenomeni meteorologici che solo occasionalmente pos-

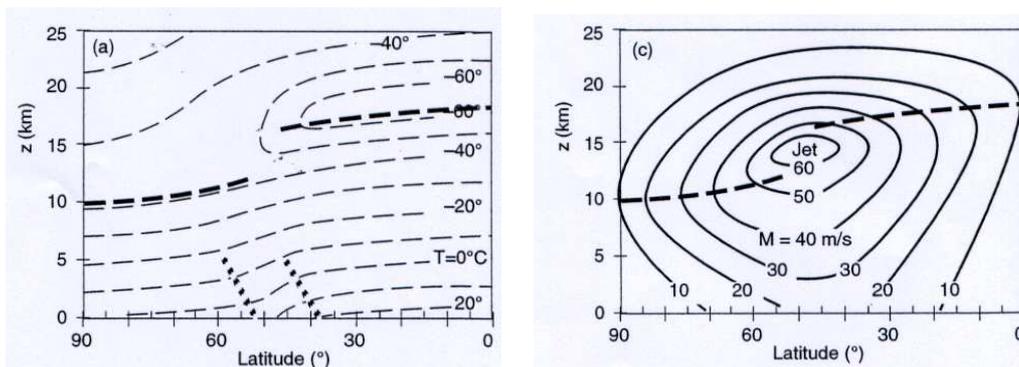


Figura 2: Sezione verticale meridionale di temperatura (a sinistra) e velocità del vento (a destra). La linea tratteggiata marcata indica la tropopausa. Le linee con tratteggio a punti indicano la regione frontale. [3]

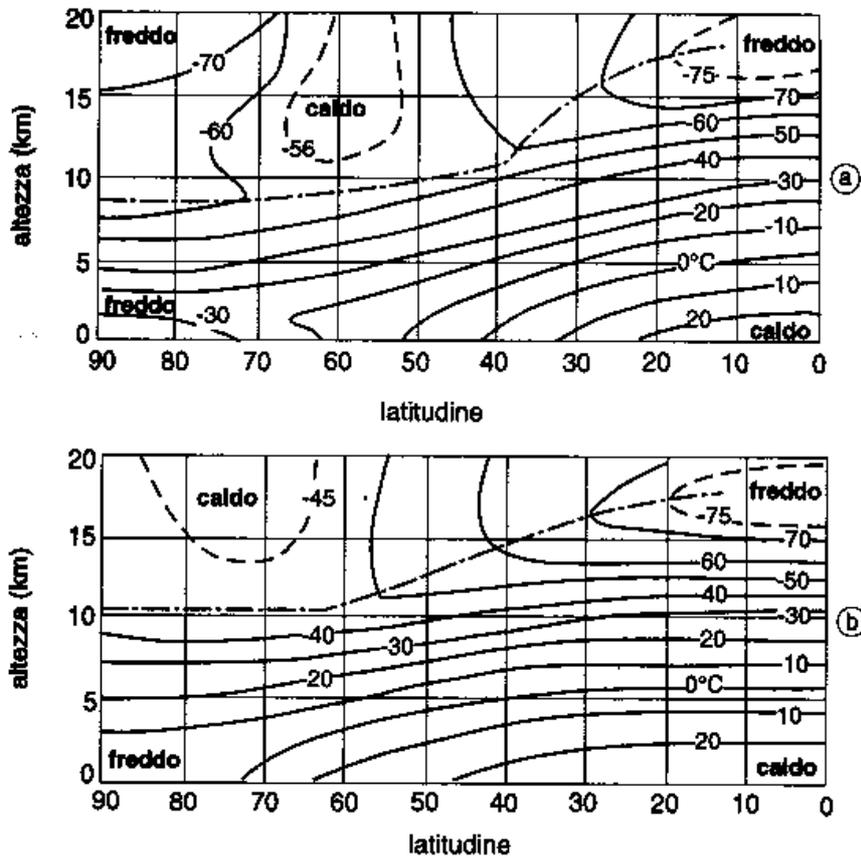


Figura 2.5 – Discontinuità termiche in corrispondenza della tropopausa in inverno (a) e in estate (b).

Figura 3: Sezioni verticali meridionali della temperatura per l'emisfero invernale (sopra) ed estivo (sotto). La tropopausa è indicata dalla linea tratteggiata. [4]

sono interessare gli strati superiori (es: sfioramento in stratosfera delle celle convettive). Gli aerosols presenti in troposfera hanno tempi di residenza piuttosto brevi, dell'ordine della settimana, poiché la troposfera viene "ripulita" frequentemente dalle gocce di pioggia o dai cristalli di ghiaccio che precipitano.

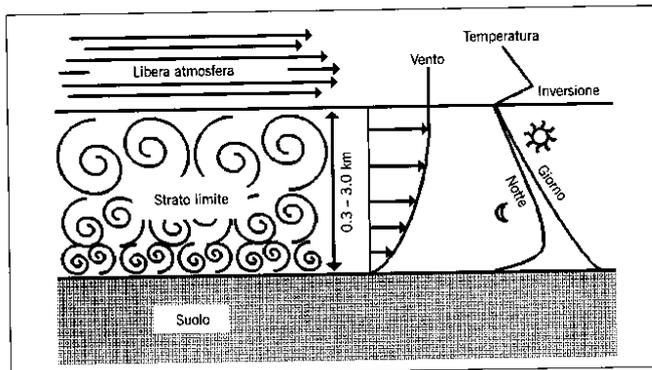
L'estensione verticale della troposfera varia fortemente con la latitudine (Fig. 2). È spessa 7-8 km sopra ai poli, 10-12 km alle medie latitudini, 16-18 km

nelle regioni tropicali dove il forte riscaldamento del suolo favorisce intensi moti convettivi che penetrano verso l'alto, facendo salire il limite della troposfera.

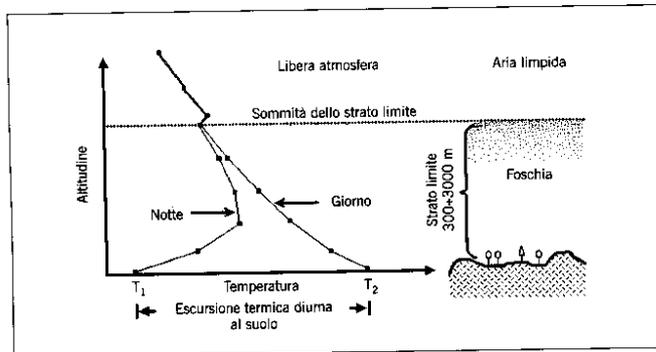
La troposfera è limitata superiormente da un'inversione termica che agisce come un vero e proprio margine che limita l'estensione verticale dei moti convettivi (es: la formazione degli anvil, ovvero le "incudini" dei cumulonembi). La tropopausa separa la troposfera dalla stratosfera.

Come si vede in Fig. 2 l'altezza della troposfera e quindi la quota di inizio della tropopausa, oltre a variare con la latitudine, è caratterizzata da una discontinuità. Proprio in corrispondenza di tale discontinuità si realizza il massimo gradiente orizzontale (meridionale) di temperatura il quale è responsabile del "jet stream", una forte corrente a getto diretta da ovest verso est in cui i venti raggiungono notevoli velocità anche superiori ai 200 km/h. La Fig. 3 mostra invece la variazione stagionale della quota della tropopausa e della distribuzione della temperatura in troposfera.

Il profilo di temperatura in troposfera è funzione della latitudine e varia anche con la stagione



**Figura 5.2**  
Lo strato limite dell'atmosfera che va dal suolo fino a 0.3-3.0 km di quota. Esso è caratterizzato da un aumento della velocità del vento con la quota e da una grande escursione diurna della temperatura.



**Figura 5.3**  
Escursione diurna della temperatura nello strato limite. In condizioni di cielo sereno o poco nuvoloso l'escursione diurna della temperatura è tanto minore quanto più si allontana dal suolo e praticamente zero oltre la quota della sommità dello strato limite (nella libera atmosfera). Sulle vette montane l'escursione diurna è molto piccola perché i moti atmosferici determinano un ricambio d'aria con un ambiente privo d'escursione.

Figura 4: Struttura e caratteristiche del PBL. [2]

La troposfera contiene lo strato limite planetario (PBL, Planet Boundary Layer). Esso è uno strato spesso mediamente 1-1.5 km (Fig. 4), prossimo al suolo, caratterizzato da un attivo rimescolamento verticale dovuto alla turbolenza, ossia ai moti vorticosi generati dagli ostacoli al suolo, dall'attrito viscoso interno e dai moti convettivi innescati da bolle di aria calda (dette termiche) che si sviluppano in prossimità della calda superficie terrestre. Il PBL è lo strato di atmosfera prossimo alla superficie terrestre che risente della presenza del suolo e che risponde al forcing esercitato dalla superficie con tempi di scala dell'ordine di un'ora o meno. Tale forcing include attrito, evaporazione/traspirazione, trasferimento di calore, emissioni di inquinanti e modificazione del flusso. L'altezza del PBL varia durante la giornata, generalmente aumenta durante il giorno grazie al riscaldamento e si riduce di notte, complice la formazione dell'inversione termica. All'interno del PBL si individuano due strati:

- Laminar boundary layer è uno strato aderente al suolo, spesso solo pochi millimetri, caratterizzato da moto laminare, quindi non turbolento.
- Turbulent surface layer (SL), sovrasta il laminar boundary layer, ed è caratterizzato dalla massima intensità della turbolenza a causa dei vortici a piccola scala generati dalla rugosità del suolo. Il SL si estende per 50-100 metri durante il giorno, ma si riduce a pochi metri di notte.

## Stratosfera

La stratosfera è lo strato che sovrasta la troposfera. È caratterizzato da un primo strato di circa 10 km di spessore in cui la temperatura resta pressoché costante con la quota e da uno successivo di 25-30 km, nel quale la temperatura aumenta progressivamente. La stratosfera si estende fino a 50 km di quota. A causa del gradiente verticale di temperatura positivo ( $dT/dz > 0$ ) il rimescolamento verticale è fortemente inibito, al contrario di quanto accadeva in troposfera.

La stratosfera contiene quasi tutto l'ozono atmosferico (circa il 90% del totale) che raggiunge la massima concentrazione tra i 15 e i 35 km di quota. L'ozono assorbe la radiazione ultravioletta (uv) solare producendo di conseguenza un riscaldamento. Tale riscaldamento, che risulta massimo alla sommità della stratosfera, dove si raggiungono temperature prossime agli 0°C, spiega l'andamento del profilo verticale di temperatura visto prima. Al contrario, la temperatura minima in stratosfera si registra negli strati bassi con valori dell'ordine di -70°C sopra all'equatore, da -50 a -60°C sul polo nord, fino a -80°C sul polo sud.

L'assorbimento della radiazione uv da parte dell'ozono è fondamentale per

la vita sulla terra, in quanto si tratta di radiazione biologicamente dannosa. Esso avviene tramite una serie di trasformazioni chimiche di equilibrio che coinvolgono l'ozono ( $O_3$ ), l'ossigeno molecolare ( $O_2$ ) e l'ossigeno atomico ( $O$ ), oltre alla radiazione uv:

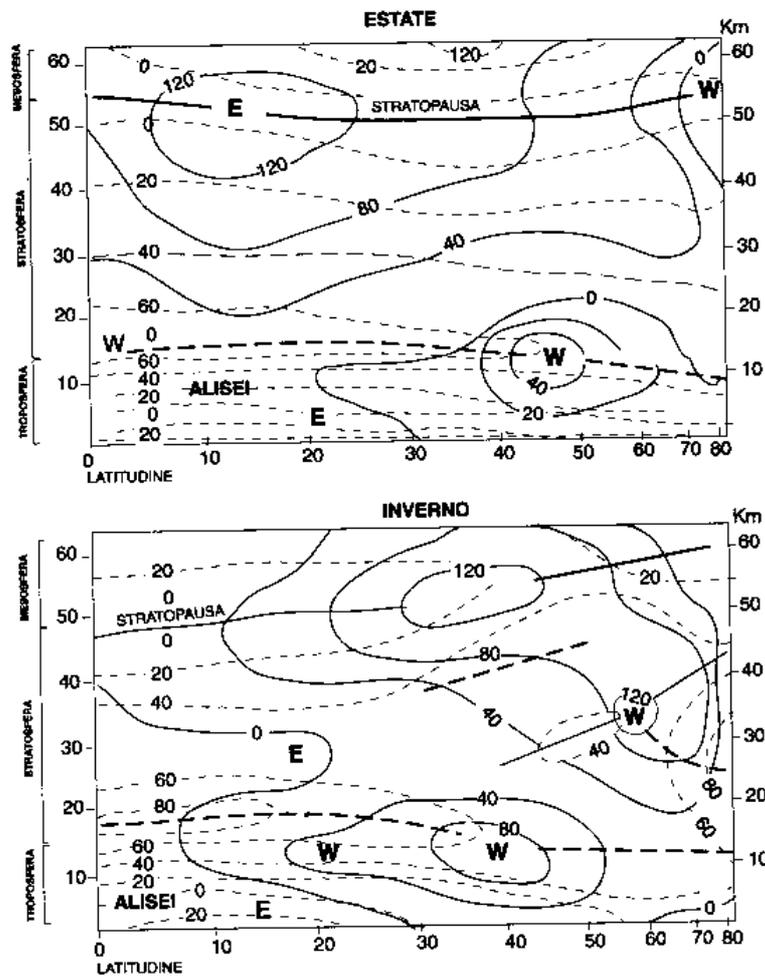
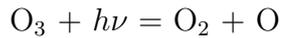
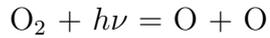


Figura 7.11 – Inversione nella direzione dei venti stratosferici dall'estate all'inverno. W = provenienza da ovest; E = provenienza da est.

Figura 5: Sezioni verticali meridionali di temperatura (linea tratteggiata) e velocità del vento (linea continua) per l'emisfero estivo (sopra) ed invernale (sotto) che mostrano l'inversione della circolazione zonale in stratofera. Sono anche indicate la tropopausa e la stratopausa. [4]



In troposfera l'ozono si produce per interazione della radiazione uv e gli ossidi di azoto ad alte temperature, in ambiente urbano inquinato (smog fotochimico). Se tutta la colonna di  $\text{O}_3$  stratosferico e troposferico venisse ridotta alla pressione di 1 atm e  $0^\circ\text{C}$  occuperebbe uno spessore di pochi millimetri.

La circolazione in stratosfera è prevalentemente zonale, con venti orientali in estate ed occidentali in inverno, massimi al top (Fig. 5). Si registrano inversioni periodiche della direzione delle correnti associate al riscaldamento stagionale della stratosfera. Nell'emisfero nord, dalla primavera, aumenta progressivamente la radiazione solare disponibile per l'assorbimento da parte dell'Ozono. Tale assorbimento produce un riscaldamento della stratosfera che comporta un'inversione della circolazione. In pratica la stratosfera si comporta in inverno come un ciclone a cuore freddo, che si intensifica con la quota. Al contrario, nelle stagioni calde, il riscaldamento dovuto all'Ozono produce un ciclone a cuore caldo, la cui intensità si indebolisce con la quota fino a diventare un centro anticiclonico. A tal punto la circolazione è invertita. Passando dalla troposfera alla stratosfera si registrano brusche variazioni della concentrazione di alcuni componenti. La concentrazione del vapore acqueo diminuisce di un ordine di grandezza, quella dell'ozono aumenta di un ordine di grandezza. Questi forti gradienti di concentrazione indicano una sostanziale assenza di rimescolamento verticale tra l'aria secca e ricca di ozono della stratosfera e l'aria umida povera di ozono della troposfera.

Le particelle immesse in stratosfera hanno tempi di residenza lunghi, al contrario della troposfera. Ciò è principalmente dovuto al gradiente verticale di temperatura che inibisce il rimescolamento e all'assenza quasi totale dei processi legati alla formazione delle nubi. Fanno eccezione solo le nacreous clouds, dette anche nubi di madre perla, nuvole stratosferiche e molto spettacolari, visibili solo alle alte latitudini. Tracce di eruzioni vulcaniche, così come di esperimenti nucleari, possono restare visibili in stratosfera per alcuni anni.

## Mesosfera

La stratopausa, in cui si raggiunge la massima temperatura stratosferica, separa la stratosfera dallo strato superiore, la mesosfera il cui nome significa "media atmosfera". La mesosfera si estende fino a 80 km di quota circa ed è l'ultimo strato dell'atmosfera. La temperatura cala con la quota fino a raggiungere il minimo (attorno ai  $-130^\circ\text{C}$ ) in corrispondenza della mesopausa. Lo strato di ozono stratosferico svolge nei confronti della mesosfera la stessa

funzione che la superficie terrestre aveva per la troposfera: riscalda la parte inferiore dello strato generando un profilo di temperatura  $dT/dz < 0$ . L'andamento verticale della temperatura favorisce il rimescolamento tanto che in mesosfera si possono sviluppare moti convettivi. A causa della presenza di pulviscolo di origine vulcanica che funge da nucleo di condensazione, questi moti convettivi possono portare alla condensazione le tracce di vapore acqueo presente, dando luogo al fenomeno delle "nubi nottilucenti". Queste sono vere e proprie nubi costituite da cristalli di ghiaccio visibili nelle zone polari quando il sole tramonta, ma continua ad illuminare la mesosfera. In corrispondenza della mesopausa il calo di temperatura si interrompe a causa del riscaldamento prodotto dall'assorbimento di radiazione solare da parte dell'ossigeno molecolare e dell'ozono.

La Fig. 6 permette di avere una visione complessiva dello stato medio (climatologico) dell'atmosfera in termini di temperatura e di vento. La troposfera presenta una temperatura (media zonale) che diminuisce all'aumentare della latitudine, con un gradiente meridionale più forte nell'emisfero invernale, dove le calotte polari restano all'ombra. La tropopausa è ovunque evidente come una discontinuità del gradiente termico verticale (lapse rate). C'è inoltre una discontinuità passando dalla tropopausa tropicale, situata attorno ai 17 km di quota, alla tropopausa extra-tropicale, situata ad un'altitudine media di 10 km. La tropopausa tropicale marcatamente più fredda ( $\sim -80^\circ\text{C}$ ). Le differenze di temperature alle diverse latitudini originano i moti atmosferici a diverse scale spazio-temporali. Le caratteristiche principali della circolazione generale nell'atmosfera mostrano un jet stream troposferico alle medie latitudini, centrato nella zona di discontinuità tra la tropopausa tropicale e extra-tropicale ( $\sim 30^\circ$  di latitudine) ed un altro jet stream nella bassa mesosfera. Mentre il jet stream troposferico soffia costantemente da ovest a est sia in estate che in inverno (in entrambi gli emisferi), con maggiore intensità nell'emisfero invernale, il jet stream mesosferico è caratterizzato da un'inversione stagionale nella direzione: in inverno soffia da ovest, in estate da est. Questa caratteristica determina anche l'inversione delle correnti zonali in stratosfera vista in precedenza.

## Termosfera

La termosfera si estende in altezza per parecchie centinaia di chilometri ed è caratterizzata da notevoli oscillazioni di temperatura tra giorno e notte. Infatti la temperatura in termosfera è strettamente legata all'intensità della radiazione solare (uv e raggi x in particolare) ed il suo costante aumento

con la quota è dovuto all'assorbimento della stessa radiazione solare da parte delle molecole di azoto ( $N_2$ ) e ossigeno ( $O_2$ ) che si dissociano (fotodissociazione). Inoltre, sopra ai 100 km di quota, la radiazione cosmica produce anche la ionizzazione degli atomi, strappando gli elettroni e lasciando degli ioni. Questo è alla base della formazione dell'aurora boreale visibile, in particolari condizioni, alle alte latitudini.

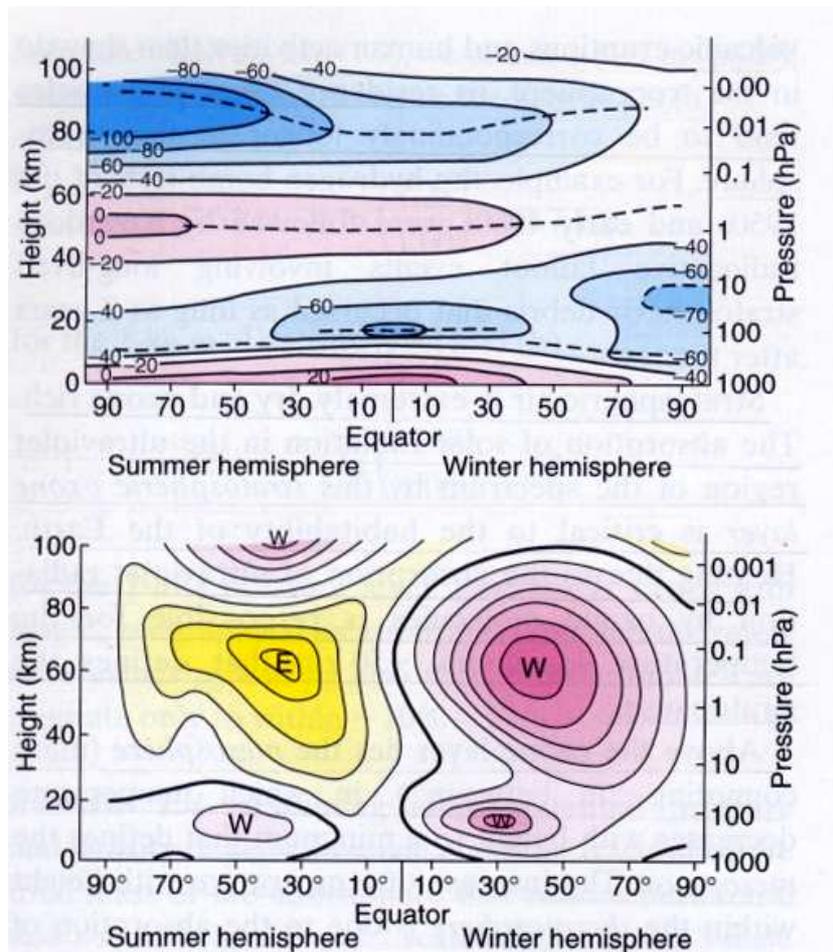


Figura 6: Sezione verticale meridionale (idealizzata) della temperatura mediata zonalmente ( $^{\circ}C$ ) e del vento zonale ( $ms^{-1}$ ) tracciata nel periodo del solstizio, quando i gradienti meridionali di temperatura e vento sono maggiori. Per la temperatura, il colore rosa indica le zone calde, l'azzurro zone fredde. Per il vento, il colore rosa è associato a venti da ovest, il giallo a venti da est. Le linee tratteggiate indicano la tropopausa, la stratopausa e la mesopausa [5]

La densità dell'aria è molto bassa e le forti variazioni di temperatura anche dell'ordine di  $1000^{\circ}\text{C}$  non sono rilevabili da satellite (proprio a causa della bassa densità dell'aria.). Sopra ai 200 km prevale l'ossigeno atomico.

Quindi, riassumendo, ci sono tre zone che si scaldano e che determinano di conseguenza il profilo di temperatura in atmosfera:

- Superficie terrestre calda: il riscaldamento è dovuto all'assorbimento della radiazione solare incidente da parte del suolo e degli oceani;
- Riscaldamento della stratosfera, dovuto all'assorbimento della radiazione uv da parte dell'Ozono
- Riscaldamento in termosfera, dovuto all'assorbimento della radiazione solare da parte dell'Ossigeno e dell'Azoto

## Massa dell'atmosfera

Su ogni punto della superficie della terra, l'atmosfera esercita una forza diretta verso il basso, dovuta all'attrazione gravitazionale terrestre. Tale forza, detta peso, per un'unità di volume di aria con densità  $\rho$  è data da:

$$F = \rho g$$

dove  $g$  è l'accelerazione di gravità.

Integrando dalla superficie terrestre fino al top dell'atmosfera, si ottiene la pressione atmosferica al suolo  $p_s$  dovuta al peso (per unità di area) dell'aria contenuta nella colonna sovrastante:

$$p_s = \int_0^\infty \rho g dz$$

Trascurando le piccole variazioni di  $g$  con la latitudine, la longitudine e la quota e ponendolo uguale al suo valore medio  $g_0 = 9.807 \text{ms}^{-2}$  possiamo portarlo fuori dall'integrale e riscrivere l'equazione come:

$$p_s = g_0 \int_0^\infty \rho dz = mg_0$$

dove  $m = \int_0^\infty \rho dz$  è la massa integrata verticalmente dell'aria sovrastante, per unità di area (dimensionalmente è  $[\text{kg}/\text{m}^2]$ ).

**Esercizio:** sapendo che la pressione superficiale media è di 985 hPa, stimare la massa dell'atmosfera.

Si risolve applicando la definizione di massa per unità di aria appena ottenuta, applicata ai valori medi (la pressione va espressa in Pa):

$$\bar{m} = \frac{\bar{P}_s}{g_0} = \frac{985 \times 10^2}{9.807} = 1.004 \times 10^4 \text{kgm}^{-2}$$

Quindi la massa dell'atmosfera si ottiene moltiplicando per la superficie terrestre sulla quale grava la pressione dovuta alla massa dell'atmosfera stessa:

$$M_{atm} = 4\pi R_T^2 \times \bar{m} = 4\pi 6.37 \times 10^6 \times 1.004 \times 10^4 = 5.1 \times 10^{18} \text{kg}$$

## Struttura verticale

Con buona approssimazione la densità dell'aria a livello del mare vale  $1.25 \text{kg m}^{-3}$ . La pressione  $p$  e la densità  $\rho$  decrescono quasi esponenzialmente con la quota:

$$p \simeq p_0 e^{-z/H}$$

dove  $H$  è definita altezza di scala ed è l'e-folding depth, ovvero la quota alla quale la pressione si riduce di un fattore pari ad  $e$ . Infatti, per  $z = H$  si ha che  $p = p_0/e$ . L'altezza di scala varia solitamente tra i 7-8 km, mentre  $p_0$  è la pressione ad un livello di riferimento, solitamente la pressione al livello del mare. Prendendo il logaritmo ottengo:

$$\ln \frac{p}{p_0} \simeq -\frac{z}{H}$$

relazione utile per stimare l'altezza dei vari livelli di pressione nell'atmosfera terrestre.

**Esercizio:** stimare a quale altezza sopra al livello del mare si ha uguale massa di atmosfera sopra e sotto.

Si risolve determinando il livello  $z_m$  tale per cui  $p_m = p_0/2$ . Utilizzando la formula precedente:

$$\ln \frac{p_0/2}{p_0} = -\frac{z_m}{H}$$

da cui

$$\begin{aligned} -\ln 2 &= -\frac{z_m}{H} \\ z_m &= H \ln 2 \end{aligned}$$

Considerando  $H = 8km$  si ottiene  $z_m \sim 5.5km$

Poiché, come visto prima, la pressione ad una data altezza in atmosfera è la misura della massa che sta sopra a quel livello, essa viene usata come coordinata verticale al posto della quota. In termini di massa, la superficie isobarica pari a 500 hPa, situata mediamente attorno ai 5500 metri sul livello del mare, individua circa la metà dell'atmosfera. Come curiosità, si noti che il 99% della massa dell'atmosfera si trova nei primi 25-30 km.

Le variazioni verticali di pressione e densità sono molto più grandi delle variazioni orizzontali e temporali. Quindi risulta utile definire un'atmosfera standard funzione solo della quota, che rappresenti una media orizzontale e temporale della struttura dell'atmosfera (si vedranno più avanti alcuni modelli).

# Composizione chimica dell'atmosfera

L'atmosfera è composta da una miscela di gas e non da un unico composto chimico. Come mostrato nella tabella (Fig. 7), i principali componenti sono l'azoto, l'ossigeno e l'argon che da soli rappresentano oltre il 99% del volume dell'intera atmosfera. Pur essendo un aggregato di elementi, si parla comunemente di "aria" come se si trattasse di un unico elemento al quale, come per ogni sostanza, viene associato un peso molecolare. Per l'aria secca si può considerare un peso molecolare  $M_d = 28.9$ .

Nella parte bassa dell'atmosfera (ommosfera) la composizione dell'aria è pressoché costante per quanto riguarda i componenti principali, mentre nell'alta atmosfera (eterosfera, Fig. 8) la pressione parziale dei singoli costituenti cala più velocemente, maggiore è il peso molecolare, seguendo la seguente relazione:

$$p_i(z) = p_{i0}e^{-z/H_i} \quad H_i = \frac{R^*T}{M_i g}$$

$M_i$  è il peso molecolare del  $i$ -esimo componente. Maggiore  $M_i$ , minore sarà l'altezza di scala  $H_i$  e quindi l'esponenziale produrrà un più rapido calo della pressione parziale con la quota.

Caratteristico di ogni componente è il suo tempo di residenza, definito come

$$\tau = \frac{m}{F}$$

dove  $m$  è la massa totale del gas,  $F$  l'afflusso/deflusso medio. In pratica,  $\tau$  rappresenta il tempo che mediamente deve trascorrere affinché vi sia un ricambio totale del gas. Per i gas nobili  $\tau$  è dell'ordine dei milioni di anni, per i gas semipermanenti (es: CO, CH<sub>2</sub>) varia tra mesi ed anni, mentre per i gas variabili, ovvero quelli chimicamente attivi o legati al ciclo dell'acqua, scende a pochi giorni.

Passiamo ora a considerare i vari elementi, principali e minoritari, che compongono l'aria.

<b>Constituent<sup>a</sup></b>	<b>Molecular weight</b>	<b>Fractional concentration by volume</b>
Nitrogen (N <sub>2</sub> )	28.013	78.08%
Oxygen (O <sub>2</sub> )	32.000	20.95%
Argon (Ar)	39.95	0.93%
<b>Water vapor (H<sub>2</sub>O)</b>	18.02	0-5%
<b>Carbon dioxide (CO<sub>2</sub>)</b>	44.01	380 ppm
Neon (Ne)	20.18	18 ppm
Helium (He)	4.00	5 ppm
<b>Methane (CH<sub>4</sub>)</b>	16.04	1.75 ppm
Krypton (Kr)	83.80	1 ppm
Hydrogen (H <sub>2</sub> )	2.02	0.5 ppm
<b>Nitrous oxide (N<sub>2</sub>O)</b>	56.03	0.3 ppm
<b>Ozone (O<sub>3</sub>)</b>	48.00	0-0.1 ppm

<sup>a</sup> So called *greenhouse gases* are indicated by bold-faced type. For more detailed information on minor constituents, see Table 5.1.

Figura 7: Composizione chimica dell'atmosfera. [5]

## ELEMENTI PRINCIPALI

- **AZOTO (N<sub>2</sub>)**: è l'elemento più abbondante in atmosfera (78%) e viene liberato da piante, foglie e sostanze animali in decomposizione, oltre che emanato da rocce e in grandi quantità da eruzioni vulcaniche. Inoltre viene emesso anche dalle attività antropiche. Il legame tra i due atomi di azoto è molto forte e di conseguenza la molecola N<sub>2</sub> è molto stabile e difficilmente entra in reazione con altri componenti. Proprio per questo motivo l'azoto si è accumulato in atmosfera nel corso dei millenni. L'azoto svolge un ruolo determinante per la vita delle piante in quanto, attraverso il processo di fissazione eseguito da alcuni batteri presenti nel terreno, viene convertito in nitrati, utilizzabili dalle piante.

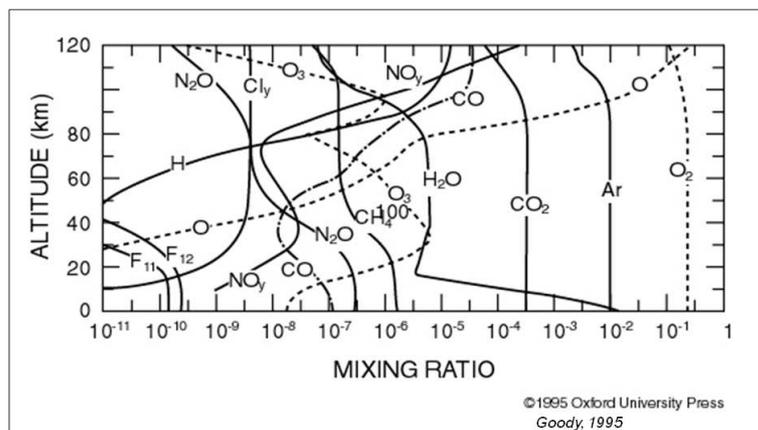
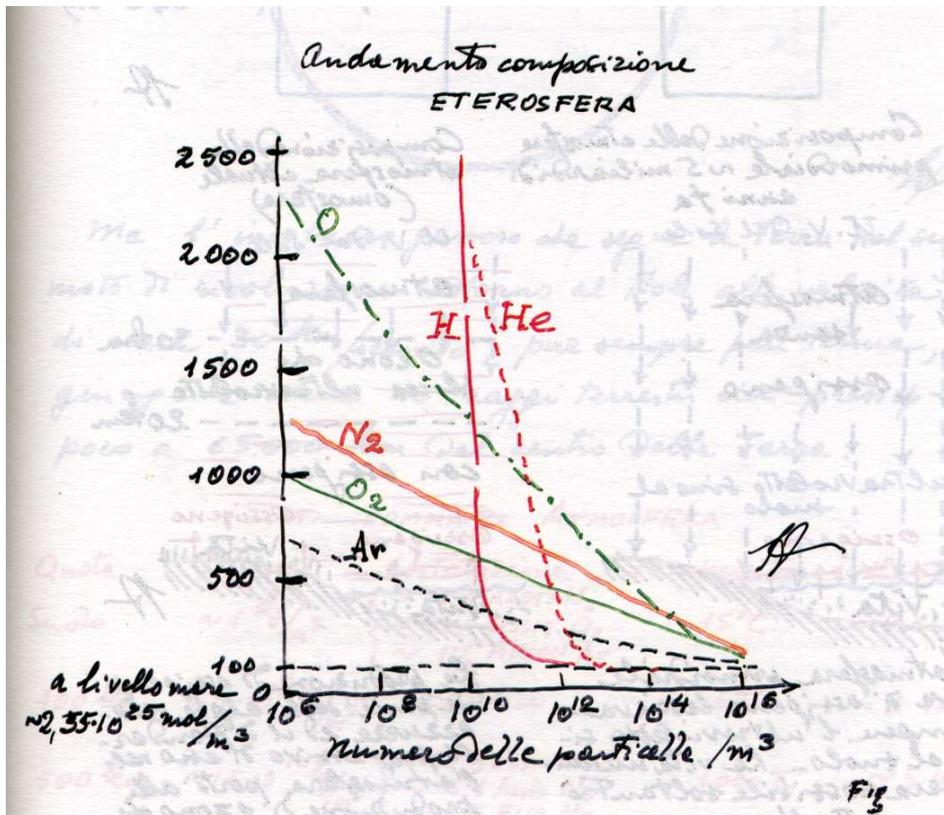


Figura 8: Variazione della concentrazione di alcuni componenti atmosferici con la quota in atmosfera. [6]

- **OSSIGENO ( $O_2$ )**: è l'elemento più abbondante del nostro pianeta. Costituisce il 21% in volume dell'atmosfera, l'86% circa degli oceani e quasi il 50% della crosta terrestre sotto forma di rocce e minerali.

La quantità di ossigeno in atmosfera resta pressoché costante sebbene rientri in un buon numero di processi naturali, quali la fotosintesi e la respirazione, e reagisca con molti elementi presenti in natura tra cui anche i gas nobili. Nella fotosintesi si producono zuccheri e Ossigeno a partire da anidride carbonica e luce visibile:



Pur avendo un tempo di residenza (5000 anni) più breve rispetto a Azoto e Argon, tale tempo di residenza risulta molto maggiore del tempo necessario al rimescolamento. Di conseguenza la concentrazione dell'Ossigeno è pressoché costante.

- **ARGON (Ar):** costituisce lo 0.92% del volume dell'atmosfera, ed ha una concentrazione molto maggiore rispetto a tutti gli altri gas nobili. Viene prodotto costantemente dal decadimento di un isotopo radioattivo del potassio  $^{40}K$  presente in natura. L'Argon è un gas nobile ed inerte.
- **VAPORE ACQUEO:** rappresenta circa lo 0.25% della massa dell'atmosfera, ma è un componente fortemente variabile con concentrazioni che vanno da valori di 10 ppm in volume nelle regioni fredde o desertiche della terra, fino al 5% del volume nelle masse d'aria calde e umide. Quindi è soggetto a variazioni di oltre tre ordini di grandezza. Mediamente oscilla attorno all'1% in volume. Il vapore acqueo entra nel ciclo idrologico ed è quasi esclusivamente presente in troposfera, mentre solo piccole quantità penetrano in stratosfera. È prodotto dall'evaporazione di oceani, mari e laghi e dalla traspirazione delle piante ed è trasferito in atmosfera grazie al rimescolamento turbolento. Il vapore acqueo è il gas serra più abbondante ed importante in atmosfera.

## ELEMENTI MINORITARI

Tra gli elementi minoritari vi sono le molecole contenenti atomi di carbonio, azoto o zolfo, precedentemente incorporati nelle cellule di organismi viventi. Questi gas entrano in atmosfera in seguito a combustione di vegetali o combustibili fossili, emissione delle piante, decadimento e decomposizione di piante ed animali. Dall'atmosfera vengono rimossi tramite ossidazione con il gruppo ossidrilico OH o tramite cattura da parte della pioggia. La variazione di concentrazione dei componenti minoritari è regolata da diversi fattori:

- radiazione solare che innesca o catalizza le reazioni chimiche
- esseri viventi che attraverso la respirazione e la fotosintesi mantengono un'interazione dinamica con la biosfera

## ◇ 2.5.2 I GAS SERRA

Vengono denominati gas serra le sostanze che hanno come caratteristica principale quella di intercettare e, poi, rimettere parte della radiazione infrarossa persa dal sistema Terra-atmosfera mediante irraggiamento.

Gas	Concentrazione prima del 1750 (in ppm)	Concentrazione attuale (in ppm)	Tempo di residenza in atmosfera	Forzante radiativa (W/m <sup>2</sup> )
Biossido di carbonio (CO <sub>2</sub> )	280	370,3	Variabile	1,46
Metano (CH <sub>4</sub> )	0,722/0,680	1,842/1,729	8,4/12 anni	0,48
Protossido d'azoto (N <sub>2</sub> O)	0,270	0,316/0,315	114 anni	0,15
Ozono troposferico (O <sub>3</sub> )	0,025	0,05	qualche ora	0,35
CFC-11 (CCl <sub>3</sub> F)	Zero	0,000262/259	45 anni	
CFC-12 (CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> )	Zero	0,000546/539	100 anni	
CFC-113 (C <sub>2</sub> Cl <sub>3</sub> F <sub>3</sub> )	Zero	0,000082	85 anni	
Tetracloruro di carbonio (CCl <sub>4</sub> )	Zero	0,000097/95	35 anni	
Metilcloroformio (CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub> )	Zero	0,000047/46	4,8 anni	#0,34
HCFC-22 (CHClF <sub>2</sub> )	Zero	0,000146	11,9 anni	
HFC-23 (CHF <sub>3</sub> )	Zero	0,000014	260 anni	
Esafluoroetano (C <sub>2</sub> F <sub>6</sub> )	Zero	0,000003	10.000 anni	
Esafluoruro di zolfo (SF <sub>6</sub> )	Zero	0,0000047	3200 anni	0,002
SF <sub>5</sub> CF <sub>3</sub>	Zero	0,00000012	~ 3200 anni	< 0,0001

Tabella 2.8 – Caratteristiche salienti dei gas serra.

Figura 9: Gas serra e loro caratteristiche. [4]

- eruzioni vulcaniche ed esalazioni terrestri
- attività antropica che è responsabile di una parte notevole dei cambiamenti nella composizione chimica dell'atmosfera

Tra gli elementi minoritari ci sono i gas serra, i composti dell'azoto e gli aerosols.

## GAS SERRA

Sono gas che hanno la capacità di assorbire e rimettere la radiazione infrarossa (IR) che proviene dalla terra, aumentando in questo modo la temperatura della superficie del pianeta. Infatti, la radiazione solare riscalda direttamente il suolo, ma non l'aria la quale risulta quasi trasparente alla radiazione solare

stessa. Il suolo a sua volta scalda l'aria sovrastante sia attraverso flussi di calore, sia attraverso emissione di radiazione IR. È proprio questa radiazione IR che viene intercettata dai gas serra, assorbita e successivamente riemessa in tutte le direzioni, quindi anche verso il suolo. Di conseguenza, oltre che dalla radiazione solare, la superficie della terra viene riscaldata dalla radiazione riemessa dai gas serra. Questo fenomeno è noto come **effetto serra**. Per precisione bisogna notare che la metafora della serra per quanto valida intuitivamente, non è del tutto corretta. Infatti, mentre la serra vera funziona impedendo alle correnti convettive di disperdere il calore assorbito dalla radiazione solare, l'atmosfera impedisce al calore di allontanarsi dalla superficie terrestre per irraggiamento. Quindi lo stesso effetto di riscaldamento si ottiene attraverso differenti processi fisici.

Si noti che i gas serra sono presenti in atmosfera in concentrazioni alquanto basse. Di conseguenza il contributo delle emissioni prodotte dall'attività umana è in grado di modificarne sensibilmente la quantità. L'impatto delle variazioni della concentrazione di gas serra ha anche una dipendenza geografica. Infatti, nelle umide regioni equatoriali dove il contenuto di vapore acqueo è molto alto, l'aggiunta di piccole quantità di  $CO_2$  o vapore acqueo stesso ha solo un impatto limitato in termini di effetto serra. Al contrario, nelle fredde regioni polari, dove l'aria è piuttosto secca, piccoli incrementi di  $CO_2$  o vapor d'acqua hanno effetti molto maggiori.

È ormai stato accertato che la concentrazione dei gas serra ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $O_3$ ,

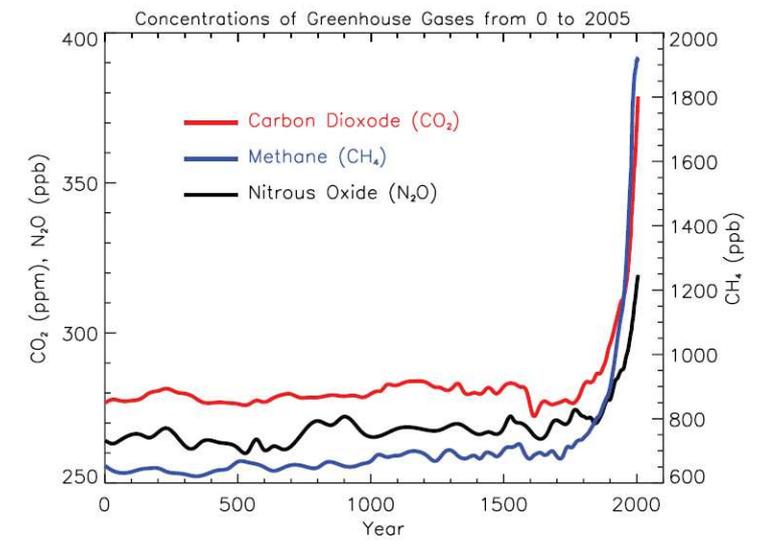


Figura 10: Concentrazione in atmosfera dei gas serra durante gli ultimi 2000 anni. (IPCC 2007 report)

	NATURALE	ANTROPOGENICO
SO <sub>2</sub>	42.5	78
NH <sub>3</sub>	14.6	30.4
N <sub>2</sub> O	9 (4-15)	5.7 (3-9)
CH <sub>4</sub>	160 (80-290)	360 (206-615)
CO	150 (80-360)	1000 (700-1600)
NO <sub>x</sub>	13.5 (7-38)	30.5 (23-38)
NMHC	450 (250-1300)	110 (90-190)

Tabella 2: Stime di sorgenti naturali ed antropogeniche di diversi gas minoritari. I valori sono espressi in Tg/year. [5]

$N_2O$ ) è in aumento a causa dell'uso dei combustibili fossili e della combustione delle biomasse (Fig. 10). In generale l'impatto antropico in termini di sorgenti dei gas minoritari in atmosfera è rilevante, come mostrato nella Tab. 2 .

Vediamo i principali gas serra.

- **Anidride Carbonica ( $CO_2$ )**: è immessa in atmosfera dalla respirazione delle piante, dalla decomposizione di detriti organici, dalla combustione, dall'evaporazione dagli oceani e dall'attività antropica. Viene assorbita dagli oceani e nei processi di fotosintesi. Due fattori regolano le variazioni di  $CO_2$ : la deforestazione contribuisce all'incremento

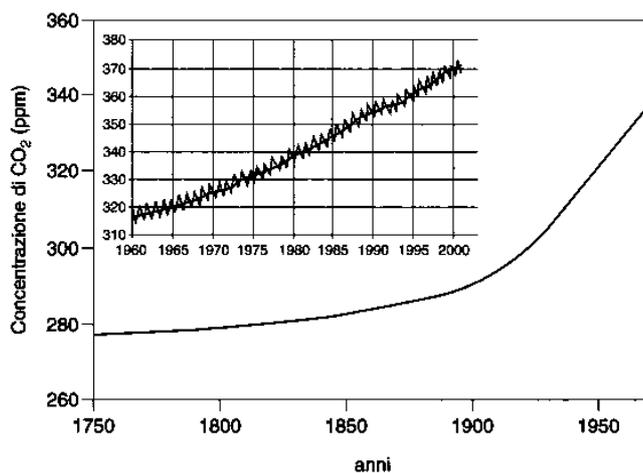


Figura 2.30 – Concentrazione di  $CO_2$  misurata a Mauna Loa (Hawaii).

Figura 11: Concentrazione di anidride carbonica negli ultimi tre secoli. [4]

di  $CO_2$  sia a causa degli incendi, sia perché riduce la capacità delle foreste di rimuovere il surplus di  $CO_2$ ; l'assorbimento da parte degli oceani è maggiore a temperature basse, pertanto il riscaldamento da effetto serra potrebbe portare ad una minore capacità di assorbimento di  $CO_2$  da parte degli oceani, contribuendo così ad amplificare il riscaldamento stesso (feedback positivo). Un altro meccanismo di feedback positivo si ha in quanto l'atmosfera riscaldata in seguito all'aumento della concentrazione dei gas serra è in grado di contenere una maggior quantità di vapore acqueo che intensifica ulteriormente l'effetto serra. Questo effetto di feedback può essere così forte da arrivare a raddoppiare l'incremento di effetto serra della sola  $CO_2$ . Altri importanti feedbacks coinvolgono le nubi che sono in grado da un lato di assorbire la radiazione infrarossa fornendo un contributo positivo in termini di temperatura all'effetto serra, ovvero riscaldando la terra, dall'altro di riflettere la radiazione solare incidente, quindi raffreddando la terra. Una variazione in un qualsiasi aspetto delle nubi (tipo, posizione, contenuto di vapore, quota, forma e dimensione delle particelle) influisce sul loro effetto di riscaldamento o raffreddamento della superficie terrestre. Si ritiene che in media le nubi abbiano un effetto di raffreddamento sul clima.

Le maggiori riserve di  $CO_2$  sono gli oceani, i combustibili fossili, il suolo (carbone attivo) e la vegetazione.

Durante l'ultimo millennio la concentrazione di  $CO_2$  è rimasta pressoché costante fino al XIX secolo, dopo di che è iniziato un progressivo aumento (Fig. 11) e si è passati dai 280 ppm dell'era pre-industriale ai 380 ppm attuali (equivalente ad un aumento del 35% circa). In generale gli aumenti di  $CO_2$  sono correlati a rimarchevoli aumenti di temperatura. Questo è mostrato chiaramente dai risultati del carotaggio di ghiacci antartici eseguito nell'ambito del progetto EPICA (Fig. 12), che ha permesso di analizzare gli ultimi 650000 anni, mostrando una periodicità di circa 100000 anni dei cicli glaciali (i cicli più antichi hanno ampiezza minore). La concentrazione odierna di  $CO_2$  in atmosfera, pari a circa 380 ppm, è risultata essere in assoluto la più alta negli ultimi 650000 anni. Inoltre, prima dell'età industriale, non si erano mai superate concentrazioni di 300 ppm.

Pur tenendo presente che è noto ed indiscutibile il fenomeno fisico di interazione tra  $CO_2$  e radiazione, ovvero l'effetto serra, è logico chiedersi quale sia la relazione tra aumento di temperatura e aumento della concentrazione di anidride carbonica, in altre parole quale è la causa e quale l'effetto? Analisi dettagliate dei dati di EPICA indicano che la

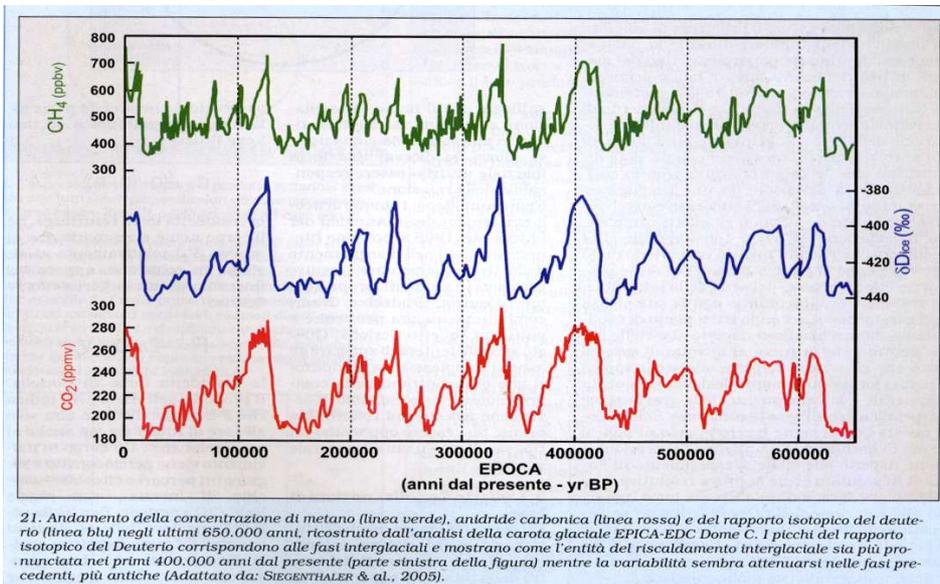


Figura 12: Andamento della concentrazione di anidride carbonica (linea rossa), metano (verde) e temperatura (blu) negli ultimi 650000 anni, ottenuta dai carotaggi di ghiaccio antartici. La temperatura è ricostruita attraverso i picchi del rapporto isotopico del Deuterio. [7]

situazione più probabile durante le fasi di deglaciazione sia che la crescita iniziale della temperatura è innescata da fattori diversi rispetto alla concentrazione di  $CO_2$  atmosferica. Tuttavia, quest'ultima inizia effettivamente a crescere in conseguenza dell'aumento di temperatura e, in seguito, la maggiore concentrazione di  $CO_2$  è in grado di aumentare l'effetto serra, amplificandolo e accelerando il riscaldamento. Sulle scale di tempi più recenti, invece, la crescita della concentrazione di  $CO_2$  atmosferica, iniziata con l'era industriale, di gran lunga più rapida di quella osservata al termine di un periodo glaciale, è stata indotta dall'attività umana, indipendentemente dallo stato climatico, e l'effetto netto è un evidente riscaldamento.

- **Metano ( $CH_4$ ):** è prodotto principalmente dal decadimento di materiale organico, quindi dalle risaie attraverso processi anaerobici, dalla fermentazione enterica nel bestiame oltre che dalla combustione delle biomasse e dall'estrazione del carbone e del petrolio. L'allevamento di bestiame è responsabile del 35-40% delle emissioni antropiche di Metano. L'elevata variabilità spaziale e temporale delle sorgenti naturali, rende difficile quantificarne il contributo. Si stima che almeno i 2/3 del

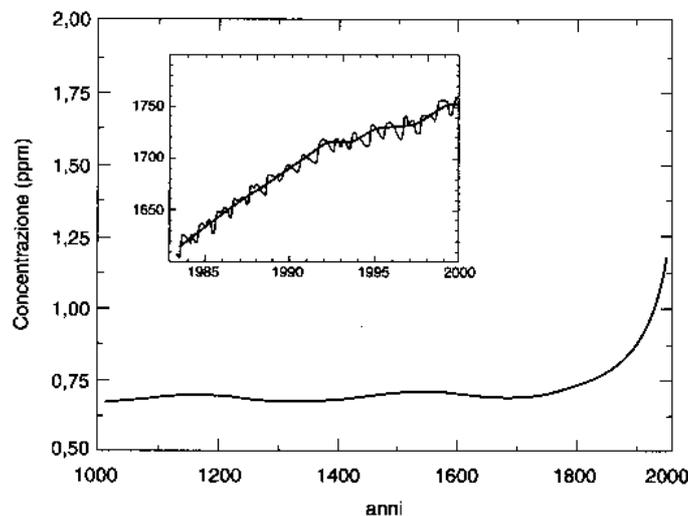
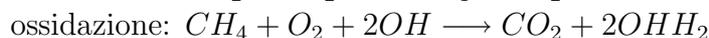


Figura 2.32 – Evoluzione nella concentrazione in atmosfera di  $\text{CH}_4$ .

Figura 13: Concentrazione di metano negli ultimi mille anni. [4]

metano risultino legati all'attività antropica. Il metano viene rimosso attraverso reazione con il gruppo ossidrilico OH:



Le variazioni di concentrazione nel passato mostrano picchi durante le ere interglaciali (Fig. 12). Difficilmente si sono superati valori di 0.7 ppm, mentre dopo il 1750 si è avuto un costante aumento (Fig. 13) fino a raggiungere il valore attuale pari a 1.73 ppm. Dal 1882 è calato il trend di aumento. Il metano ha un'elevata capacità di intrappolare il calore atmosferico, 25 volte superiore a quella dell'anidride carbonica, quindi la sua concentrazione è assai importante per l'effetto serra.

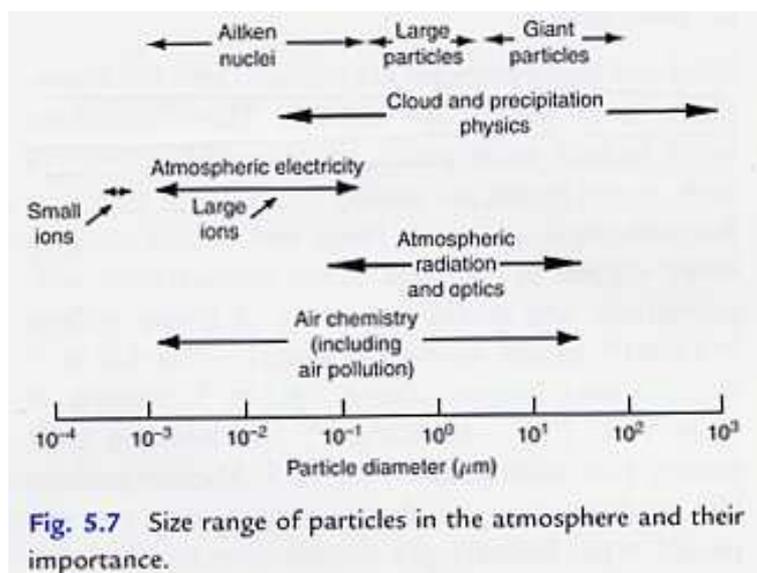
- **Protossido di azoto ( $\text{N}_2\text{O}$ ):** ha concentrazione molto maggiore nell'emisfero nord a causa della localizzazione delle emissioni in tale regione. La concentrazione risulta essere pressoché costante nella troposfera. Si forma dall'attività batterica nel suolo e a causa dell'attività antropica legata all'uso dei combustibili fossili e dei fertilizzanti azotati oltre che alla combustione di biomasse.
- **Ozono ( $\text{O}_3$ ):** ha concentrazione molto variabile, con un massimo in stratosfera tra i 15 e i 35 km di quota. In troposfera si può avere concentrazione rilevante di ozono nei grandi bacini urbani in estate (smog

fotochimico). Infatti, in presenza di intensa radiazione, di temperature elevate e di un'atmosfera ricca di inquinanti, si forma ozono in prossimità del suolo. Concentrazioni superiori a 0.01 ppm sono considerate pericolose per la salute umana. L'ozono stratosferico si forma invece per reazione chimica tra molecole ed atomi di ossigeno in presenza di radiazione uv.

Una nota conclusiva. Esiste una differenza fondamentale tra il vapore acqueo e la maggior parte dei gas serra. Mentre una molecola di anidride carbonica o di metano potrebbe rimanere in atmosfera centinaia di anni, l'acqua viene continuamente rimessa in circolazione tra l'atmosfera, la superficie terrestre e gli oceani, e dunque una data molecola d'acqua resta in atmosfera in media per due settimane. Sulle scale temporali climatiche, che sono ovviamente molto più ampie di due settimane, la quantità di acqua nell'atmosfera e sulla superficie terrestre è molto prossima all'equilibrio, vale a dire che l'acqua entra nell'atmosfera evaporando dalla terra in quantità pari a quella che viene restituita alla terra stessa attraverso le precipitazioni. Inoltre, per quanto riguarda l'acqua, il quadro è assai complesso: oltre all'effetto serra esercitato dal vapore, bisogna tenere presente l'impatto delle nubi, le quali influenzano il clima non solo rinviando alla terra radiazione infrarossa e riscaldandola, ma anche riflettendo la radiazione solare verso lo spazio, con l'effetto di raffreddare il pianeta. Infine, l'attività antropica ha solo una debole influenza sul contenuto di vapore acqueo in atmosfera. Può sostanzialmente variarne la quantità indirettamente attraverso eventuali cambiamenti climatici.

**COMPOSTI DELL'AZOTO** ( $NO$ ,  $NO_2$ ): la sorgente primaria degli ossidi di azoto è la combustione ad alta temperatura dei combustibili fossili, di cui circa il 40% è attribuibile ai trasporti; sorgenti di secondaria importanza sono quelle naturali quali i fulmini, gli incendi e le eruzioni vulcaniche. Nella combustione predomina il monossido di azoto ( $NO$ ), ma una volta in atmosfera si riequilibra rapidamente con il biossido di azoto ( $NO_2$ ). Entrambi vengono rimossi attraverso ossidazione in acido nitrico ( $HNO_3$ ) e nitrati. Questi rappresentano nuclei di condensazione privilegiati per la formazione di gocce di nube e nebbie e, ricadendo al suolo come precipitazione, sono responsabili delle piogge acide. Tra le varie reazioni chimiche, gli ( $NO_x$ ) entrano nella formazione di ozono troposferico e particolato PM10 secondario.

**AEROSOLS**: con questo termine si indicano quelle sostanze, acqua esclusa, presenti in atmosfera in forma liquida o solida, di dimensioni superiori a quelle molecolari, aventi una velocità terminale di caduta trascurabile. Gli aerosols possono essere emessi direttamente dalle sorgenti (aerosol primario)



Designation	Aitken nuclei	Large particles	Giant particles
Sources	<ul style="list-style-type: none"> <li>← Gas-to-particle conversions</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>← Fly ash, sea-salt, pollens</li> <li>← Coagulation of Aitken nuclei</li> <li>← Cloud droplet evaporation</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>← Windblown dusts</li> <li>← Giant particles from industries</li> </ul>
Sinks	<ul style="list-style-type: none"> <li>← Coagulation</li> <li>← Capture by cloud particles</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>← Precipitation scavenging</li> <li>← Dry fallout</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>← Precipitation scavenging</li> <li>← Dry fallout</li> </ul>
Residence time	Less than an hour in polluted air or in clouds	Days to weeks	Hours to days

Figura 14: Dimensioni delle particelle presenti in atmosfera, loro importanza e tempi di residenza. [5]

oppure possono formarsi a partire da gas precursori che condensano o reagiscono in atmosfera (aerosol secondario). A seconda delle dimensioni vengono classificati, hanno origine differente e subiscono trasformazioni e processi di rimozione diversi. Classificazione: nuclei di Aitken, nuclei grandi e nuclei giganti (Fig. 14).

Sorgenti naturali: particelle liquide o solide sono emesse in atmosfera da piante ed animali. Queste emissioni includono semi, pollini, spore e frammenti di animali o piante, batteri, funghi e virus. Gli oceani rappresentano una delle maggiori sorgenti di aerosols atmosferico (spray marino), anche se spesso è di grosse dimensioni e quindi non viene trasportato lontano. Gli incendi boschivi sono un'altra importante sorgente, in grado di produrre sia piccole particelle di fumo (composti organici e carbonio), sia ceneri. Inoltre,

anche la superficie terrestre trasferisce particelle di polvere in atmosfera in caso di vento sufficientemente intenso. A scala globale sono le regioni semi-aride e desertiche la maggior sorgente di questo tipo di particolato. Infine, le eruzioni vulcaniche liberano in atmosfera grandi quantità di particolato.

Sorgenti antropogeniche: l'input di particolato proveniente da attività umana è valutato nel 20% in massa di quello naturale. Le principali sorgenti sono le polveri dalle strade, l'erosione del vento dei campi arati, combustione delle biomasse, combustione dei carburanti e processi industriali. Durante il XX secolo, le emissioni di aerosols in atmosfera da sorgenti antropogeniche sono state una piccola frazione rispetto alle emissioni naturali. E' però previsto che per il 2040 le emissioni di aerosols da sorgenti antropogeniche saranno paragonabili a quelle naturali.

La rimozione degli aerosols avviene principalmente per deposizione secca (sedimentazione, impatto o trasferimento al terreno) e deposizione umida (precipitazioni). La concentrazione degli aerosols negli strati bassi della troposfera è funzione della densità delle sorgenti ed è quindi massima sui grandi insediamenti urbani ed industriali e minima sopra agli oceani. Inoltre cala con la quota piuttosto rapidamente. Può aumentare a causa dall'eventuale presenza in prossimità del suolo di uno strato di inversione termica la quale intrappola gli inquinanti e gli aerosol.

Ordini di grandezza di concentrazione di aerosols (espressa in particelle/cm<sup>3</sup>):

aria continentale pulita: 3000

aria continentale inquinata: 50000

aria urbana: 160000

aria Plateau antartico: 43

aria desertica: 23000

aria marina: 1000-3000

Gli aerosols influenzano il clima sia direttamente che indirettamente. Direttamente attraverso la riflessione e l'assorbimento della radiazione solare ed infrarossa nell'atmosfera. Indirettamente in quanto possono alterare le caratteristiche delle nubi, in quanto fungono da nuclei di condensazione. Alcuni aerosol causano un forcing positivo (in termini di aumento di temperatura della terra), altri un forcing negativo. Si è stimato che l'effetto complessivo degli aerosols risulta negativo (quindi tendono mediamente a raffreddare la superficie terrestre).

# Scale spazio-temporali dei fenomeni atmosferici

L'atmosfera è caratterizzata da una vasta gamma di fenomeni, i quali si sviluppano su scale spaziali e temporali ben definite.

Le scale spaziali e temporali sono strettamente correlate: fenomeni a piccola scala spaziale sono caratterizzati da tempi brevi. Al contrario, fenomeni a larga scala hanno tempi caratteristici più lunghi. In Fig. 15 viene mostrata la principale classificazione dei fenomeni atmosferici. Lo sviluppo di nubi temporalesche (cumulus) e delle trombe d'aria associate avviene su scale spaziali dell'ordine di qualche kilometro e con tempi dell'ordine di 100-1000 secondi. Infatti, la durata tipica di un temporale è dell'ordine dell'ora. A

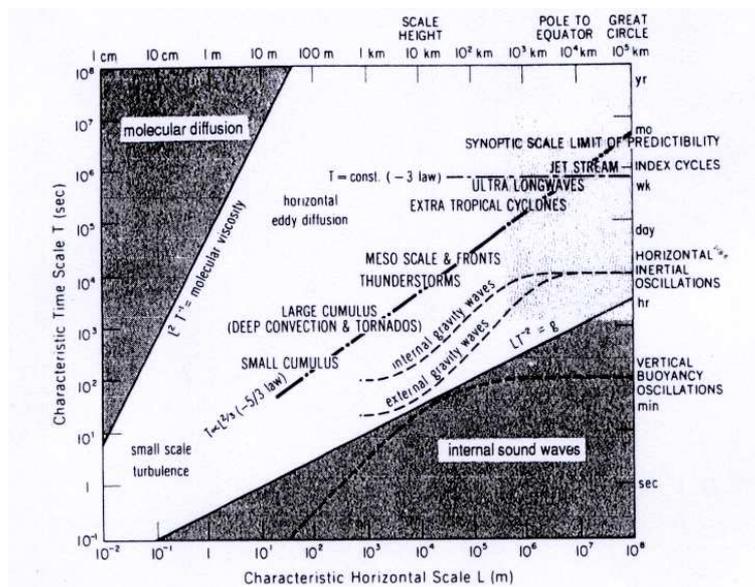


Fig. 6.2 Diagram showing the space and time scales of phenomena in the atmosphere. Light shading represents approximately scales that can be resolved in climate models. [From Smagorinsky (1974).]

Figura 15: Diagramma delle scale spazio-temporali dei fenomeni atmosferici

**Table 9.1** Scales of horizontal motion in the atmosphere

Larger than	Scale	Name
20,000 km		Planetary scale
2,000 km		Synoptic scale
200 km	Meso- $\alpha$	} Mesoscale
20 km	Meso- $\beta$	
2 km	Meso- $\gamma$	
200 m	Micro- $\alpha$	Boundary-layer turbulence
20 m	Micro- $\beta$	Surface-layer turbulence
2 m	Micro- $\gamma$	Inertial subrange turbulence
2 mm	Micro- $\delta$	Fine-scale turbulence
Air molecules	Molecular	Viscous dissipation subrange

Figura 16: Classificazione delle scale spaziali dei fenomeni atmosferici

scale maggiori abbiamo i fronti (perturbazioni) e i cicloni extra-tropicali. Questi ultimi si estendono per qualche centinaia/migliaia di chilometri e hanno tempi caratteristici di qualche giorno.

Le scale spaziali che caratterizzano i fenomeni atmosferici vengono convenzionalmente classificate (Fig. 16) in mesoscala (2-2000 km), scala sinottica ( $\sim 2000$  km) e scala planetaria ( $\sim 20000$  km). A scale più piccole (micro) troviamo i fenomeni turbolenti tipici dello strato limite planetario.

Tipiche scale spatio-temporali possono essere individuate anche per caratterizzare le proprietà dei vari costituenti dell'atmosfera e i rispettivi fenomeni atmosferici che ne determinano la distribuzione. Infatti, come mostrato in Fig. 17, il tempo di residenza di un gas può essere considerato come il suo tempo caratteristico. Se la specie chimica considerata ha un tempo di residenza breve in atmosfera, allora le sue variazioni di concentrazione avverranno principalmente su scale spaziali piccole e quindi interesseranno fenomeni atmosferici tipici della microscala o scala locale. Queste specie saranno presenti in alte concentrazioni solo in prossimità delle sorgenti. Al contrario, se una specie chimica ha un tempo di residenza lungo, allora le sue variazioni di concentrazione avverranno su scale spaziali grandi, interessando la mesoscala, la scala sinottica o addirittura la scala planetaria. Queste specie saranno caratterizzate da concentrazioni più uniformi.

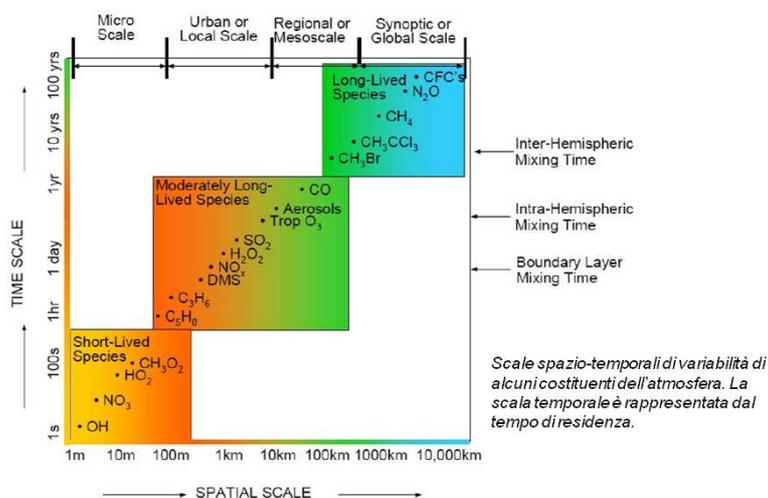


Figura 17: Scale spatio-temporali di variabilità di alcuni costituenti dell'atmosfera. La scala temporale è rappresentata dal tempo di residenza. [5]

## Fonti bibliografiche

1. Atmosphere, weather and climate. R. G. Barry and R. J. Chorley. Ed. Routedledge
2. Il tempo in montagna. G. Kappenberger and J. Kerchmann. Ed. Zanichelli
3. Meteorology for Scientists and Engineers. R. B. Stull. Ed. Brooks Cole
4. Manuale di meteorologia. AA. VV. a cura del Col. M. Giuliacci. Ed. Alpha Test
5. Atmospheric Science. J. M. Wallace and P. V. Hobbs. Ed. Academic Press
6. Appunti di meteorologia fisica, descrittiva e generale. G. Fea. Ed. ERSA Servizio Meteorologico Regionale Emilia Romagna
7. NIMBUS 37-38