

# 1 - LA MACCHINA DEL TEMPO

## 1.1 - Composizione e struttura dell'atmosfera

La **tab. 1.1** illustra la composizione media della atmosfera fino a 90 km di altezza. La massa dei gas formanti l'atmosfera è attratta dalla Terra e si concentra in prossimità di essa; gli strati più densi sono a contatto col terreno. Quindi, procedendo verso l'alto, diminuiscono pressione e densità. Presso il suolo in 1 cm<sup>3</sup> d'aria (la cui densità a 0 °C vale 1,29 kg/m<sup>3</sup>) si trovano 2,5·10<sup>19</sup> molecole. A 100 km di altezza il loro numero si riduce a 3,5·10<sup>13</sup> (un milione di volte di meno) e ad appena 10<sup>5</sup> a 700 km dalla superficie del pianeta. Salendo ancora di quota il numero di molecole per unità di volume diminuisce ulteriormente e l'attrazione gravitazionale si riduce a tal punto che alcune particelle, se possiedono sufficiente energia, sfuggono dall'atmosfera. La zona in cui si verificano questi fenomeni è detta **frangia**; in essa la densità è molto bassa, simile a quella del "gas solare" entro il quale è avvolta la Terra, con densità, a 1.000 km di altezza, di circa 600 protoni per cm<sup>3</sup>, simile ad un gas molto rarefatto, ma con densità ben maggiore di quella della materia interstellare. Vi è quindi continuità di materia fra Sole e Terra, che permette al calore del primo di raggiungere il nostro pianeta, non solo per irraggiamento (con la luce) ma, pur se in limitate proporzioni, anche per conduzione (trasmissione di energia attraverso la materia) e per convezione (trasmissione di energia attraverso il movimento di materia, sotto forma di particelle: **vento solare**).

Gas	Formula	Volume [%]	Massa [%]
azoto	N <sub>2</sub>	78,0880	75,5270
ossigeno	O <sub>2</sub>	20,9490	23,1430
argo	Ar	0,9300	1,2820
anidride carbonica	CO <sub>2</sub>	0,0300	0,0456
neon	Ne	0,0018	0,00125
elio	He	0,00052	0,000072
metano	CH <sub>4</sub>	0,00014	0,000078
kripton	Kr	0,00011	0,000330
ossido nitroso	N <sub>2</sub> O	0,00005	0,000076
idrogeno	H <sub>2</sub>	0,00005	0,000004
xenon	Xe	0,00001	0,000039
ozono	O <sub>3</sub>	0,00004	-
acqua	H <sub>2</sub> O	0,001 ÷ 0,01	-

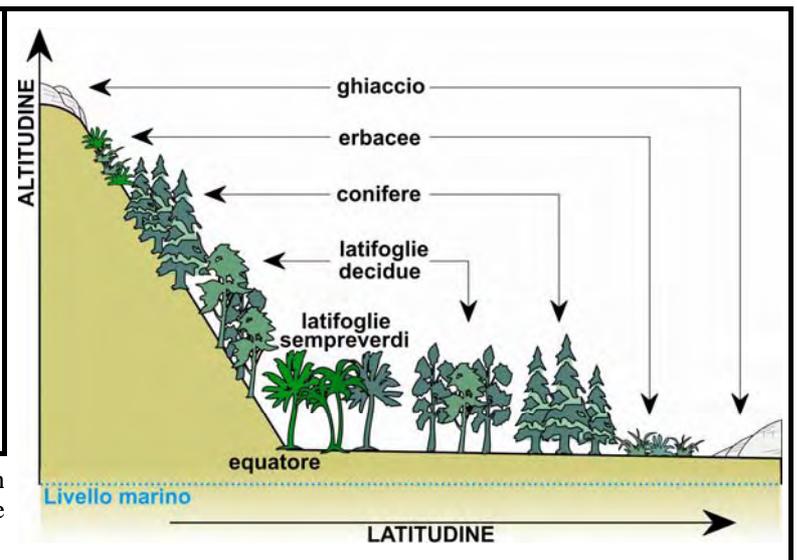
**Tab. 1.1** - Composizione dei gas dell'atmosfera fino a 90 km di altezza. Valori % (rispetto al totale) in volume e in massa.

Il flusso di materia verso l'atmosfera è più intenso durante le tempeste solari; esso è costituito da corpuscoli elettrizzati (ioni, elettroni) e converge soprattutto verso le zone polari, per attrazione dovuta al magnetismo terrestre. La collisione di queste particelle con gli atomi e le molecole dell'alta atmosfera riscalda ed espande quest'ultima, tanto che essa è più calda sopra le calotte polari che sulle zone equatoriali. Quando il vento solare è più intenso produce, per tempi brevi, fluttuazioni dell'intensità e della direzione del campo magnetico terrestre che spesso interrompono le comunicazioni radio in tutto il mondo (**tempeste magnetiche**). Questo fenomeno è causa anche delle **aurore polari**, vivaci spettacoli di luci nell'atmosfera in prossimità dei poli (**fig. 1.1**).

Nelle zone montuose si osservano, in senso verticale, gli stessi cambiamenti di ambiente che si verificano dall'equatore ai poli.



**Fig. 1.1** - Esempio di Aurora boreale. Norvegia; gennaio 2012.



**Fig. 1.2** - Nelle zone montuose si osservano, in senso verticale, gli stessi cambiamenti di ambiente che si verificano dall'equatore ai poli.

La rarefazione dell'aria in funzione della quota condiziona la distribuzione degli ecosistemi. In montagna si assiste ad una successione di ambienti analoga a quella dall'equatore ai poli per effetto di un gradiente di diminuzione della temperatura dell'aria all'aumentare, rispettivamente, dell'altitudine e della latitudine (**fig. 1.2**).

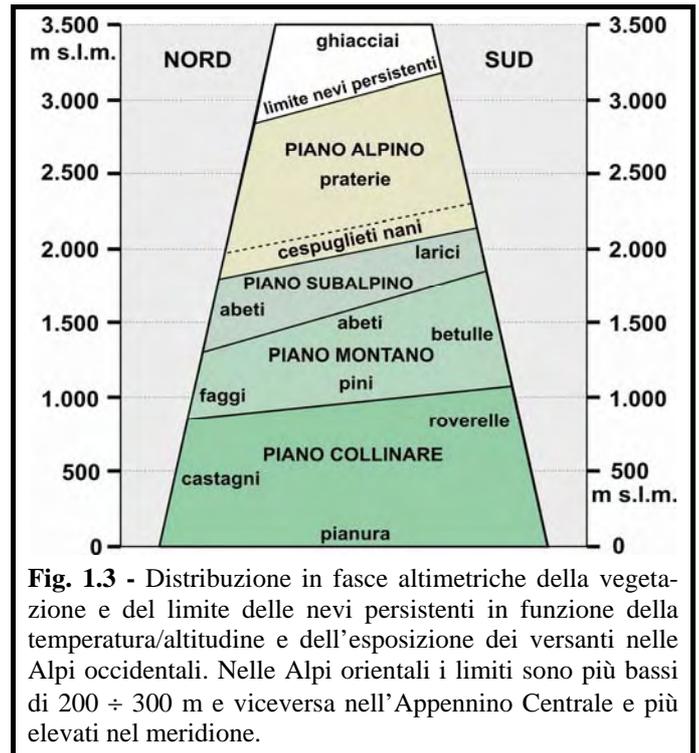
Un “*corpo nero*” assorbe le radiazioni luminose di una lampada o del Sole; esso si scalda ed emette, nello spazio circostante, radiazioni infrarosse (calore; **scheda 1.1**). Un corpo nero assorbe energia sotto forma di radiazioni nel visibile (lunghezza d’onda corta) per convertire tale energia sotto forma di onde lunghe o di “calore”. Questo effetto è tanto maggiore quanto più il corpo è scuro. Se il corpo fosse bianco la luce “rimbalzerebbe” tutta senza cedere energia. I gas sono “trasparenti” alle onde corte (non si scaldano) e molto meno alle onde lunghe (si scaldano); tale effetto è tanto minore quanto più il gas è rarefatto. Quindi la temperatura dell’aria non è determinata tanto dalle radiazioni solari, quanto soprattutto dal calore che il terreno restituisce verso l’alto (*irraggiamento*), comportandosi come un corpo nero che abbia ricevuto luce solare. L’effetto del riscaldamento da parte del corpo nero “terreno” nei confronti del gas “aria” è meno efficace se questa è meno densa. Ciò si verifica con l’aumentare dell’altitudine, in conseguenza della rarefazione dell’aria. Il risultato è un gradiente **termico verticale negativo**: *la temperatura dell’aria diminuisce con la quota*. Per le nostre montagne esso vale circa  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$ ; la temperatura media annua dell’aria diminuisce di circa un grado ogni duecento metri in più di quota, più elevato in estate con  $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , rispetto alla stagione invernale con  $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ).

Il clima è via via più rigido dalla pianura alla montagna e una delle conseguenze più evidenti è il rapido cambiamento degli ecosistemi, ben osservabili nella vegetazione (**fig. 1.3**). Si passa da boschi di latifoglie (in cui predominano il castagno, il faggio, la quercia e, più in alto, la betulla) a quelli di conifere (pini e abeti) e dove il larice lascia il posto agli arbusti ed alle praterie sotto le cime coperte dalle nevi perenni. Il gradiente termico verticale medio, valido per l’intero pianeta e risultato da misure effettuate senza l’influenza del suolo (quindi non in prossimità del versante di una montagna, ma alle varie quote sopra una pianura) vale  $-0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$  ( $6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  in meno ogni km in più di altezza). Considerando una temperatura media dell’aria in prossimità del suolo di  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ , rappresentativa di tutto il pianeta, è facile calcolare che, per esempio, a  $11.000\text{ m}$  di altezza, la temperatura media si abbassa fino a  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Sotto quell’altezza sono presenti i  $3/4$  della massa dell’intera atmosfera.

Non sempre la temperatura diminuisce gradualmente e regolarmente con la quota, ma si possono verificare **inversioni termiche**. Nelle notti invernali serene e in assenza di venti, il suolo si raffredda per irraggiamento; lo strato d’aria a contatto col suolo si raffredda maggiormente rispetto agli strati d’aria sovrastanti, causando le cosiddette *nebbie di irraggiamento* (*inversione termica al suolo*; **figg. 1.4 e 1.5**). Le inversioni al suolo possono verificarsi anche con aria in movimento; per esempio, quando aria calda e umida, proveniente durante la notte dal mare, giunge a sovrastare il sottile strato d’aria più fredda sulla terra; si formano così le cosiddette *nebbie da avvezione* (o da trasporto). Le inversioni possono verificarsi anche in quota ed avere uno spessore di centinaia di metri e una grande estensione orizzontale; esse sono prodotte da uno scorrimento di aria più calda sopra un sottostante cuscinetto di aria più fredda (*inversione termica in quota*; **fig. 1.6**).

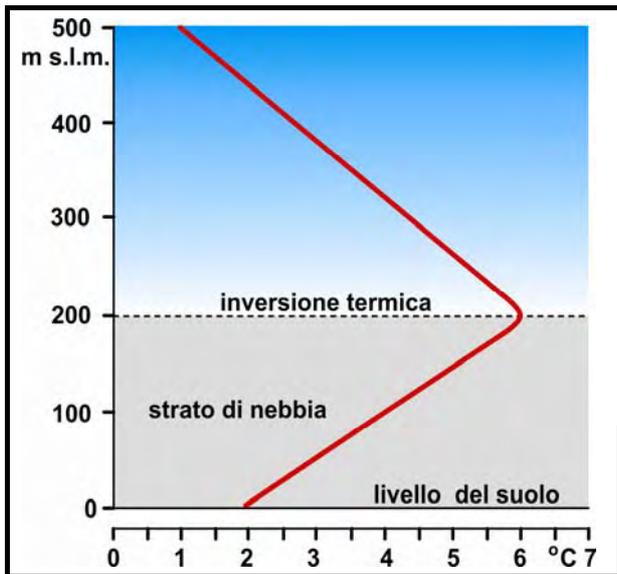
Riassumendo quanto fin qui esposto risulta che all’aumentare dell’altezza le caratteristiche fisiche dell’atmosfera cambiano in quanto diminuiscono: la densità e la pressione dell’aria, l’ossigeno, l’azoto (aumenta l’idrogeno) e la temperatura dell’aria. In base ai cambiamenti di tali caratteristiche è possibile suddividere l’atmosfera in diversi strati (**fig. 1.7**).

**TROPOSFERA.** È la zona più vicina alla superficie terrestre. Presso il suolo la temperatura media è circa  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ , molto variabile durante il giorno, a seconda della copertura nuvolosa, delle aree geografiche, della stagione. Il primato del caldo spetta alla località libica di El Azizia, nella quale il termometro (all’ombra) salì a  $56,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  nel luglio 1913. Il valore più basso è stato registrato a Oimekon (alto Indigirka, a  $63^{\circ}\text{ Lat. Nord}$ , a  $800\text{ m s.l.m.}$ ) con  $-70,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Il gradiente termico vale mediamente  $-0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$ , tanto che a  $11.000\text{ m}$  di altezza, alle medie latitudini, la temperatura tocca valori intorno a  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Questo limite è indicato con il termine **tropopausa**, che separa la troposfera dalla zona sovrastante. Nella troposfera si svolgono quasi tutti fenomeni meteorologici e comprende i  $3/4$  della massa di tutta l’atmosfera e quasi tutta l’acqua terrestre allo stato gassoso. I meteorologi in passato limitavano i loro studi alla troposfera, ritenendo che le condizioni degli strati sovrastanti non condizionassero le manifestazioni del tempo a livello del suolo. In realtà anche nella tropopausa si verificano



**Fig. 1.3** - Distribuzione in fasce altimetriche della vegetazione e del limite delle nevi persistenti in funzione della temperatura/altitudine e dell’esposizione dei versanti nelle Alpi occidentali. Nelle Alpi orientali i limiti sono più bassi di  $200 \div 300\text{ m}$  e viceversa nell’Appennino Centrale e più elevati nel meridione.

fenomeni che influiscono sui quelli meteorologici della troposfera. La tropopausa è più alta in estate rispetto all'inverno; ai poli si trova mediamente a 8 km di altitudine (con una temperatura di - 46 °C), all'equatore è molto più alta, fino a 18 km (con una temperatura di - 80 °C; **fig. 1.8**).

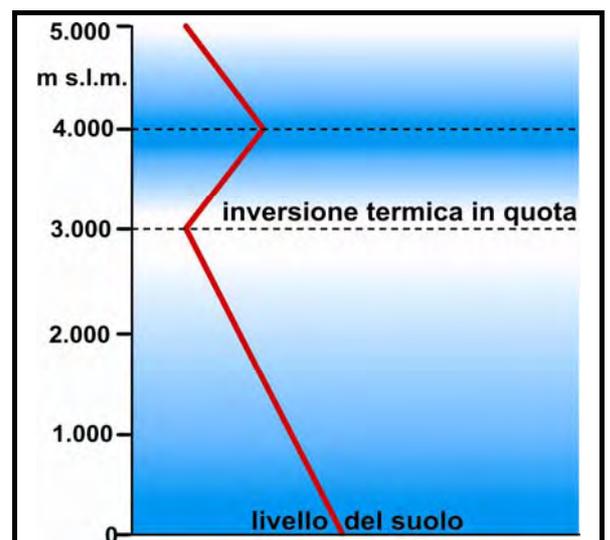


**Fig. 1.4 - Inversione termica al suolo.** In un sottile strato d'aria in prossimità del terreno (da pochi metri a qualche decametro) si ha un abbassamento della temperatura favorito da condizioni meteorologiche che consentono un forte irraggiamento del suolo (la linea rossa indica l'andamento della temperatura con la quota). Per il raffreddamento l'acqua contenuta nell'aria condensa in minute gocce con formazione di *nebbie di irraggiamento*. Il fenomeno è frequente nelle basse pianure, soprattutto nella stagione invernale.

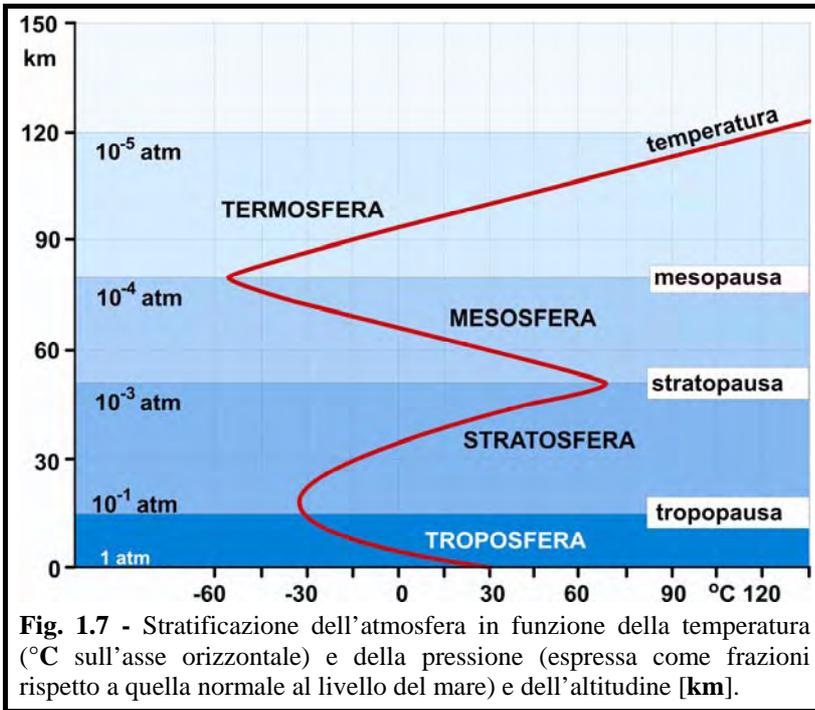
**Fig. 1.5 - L'inversione termica al suolo può anche interessare strati di un certo spessore e coinvolgere intere vallate originando formazioni nebbiose che ristagnano in basso, sotto un cielo sereno.**



**STRATOSFERA.** Alle medie latitudini, la temperatura è costante intorno ai - 55 °C fino a poco più di 20 km di altezza per aumentare, dapprima gradualmente poi, a partire da circa 30 km di altitudine, molto più velocemente, fino a circa 50 °C all'altezza di una cinquantina di chilometri (**fig. 1.6**). L'aumento di temperatura, molto consistente fra i 20 e i 40 km di altitudine, sembra dovuto all'ossigeno e all'ozono che assorbono bene le radiazioni solari nello spettro dell'ultravioletto. In particolare l'**ozono** è costituito da molecole formate da tre atomi di ossigeno ( $O_3$ ); esso, presente in tracce in prossimità del suolo, è rinvenibile in una fascia compresa fra i 15 e i 60 km di altezza, con una concentrazione massima intorno a 25 km. L'ozono è una presenza caratteristica della stratosfera; esso si forma dall'ossigeno per forti radiazioni; ad esempio in occasione dei temporali grazie alla notevole energia dei fulmini. È nella stratosfera che avviene, in massima parte, la reazione chimica ossigeno  $\Rightarrow$  ozono ( $3O_2 \Rightarrow 2O_3$ ): tre molecole biatomiche di ossigeno diventano due molecole triatomiche di ozono. Il fenomeno è dovuto all'energia dei raggi ultravioletti (U.V.); essi trasformano l'ossigeno in ozono e questo forma una barriera (l'**ozonosfera**) che impedisce agli stessi U.V. di giungere con grande intensità sulla superficie della Terra. Diversamente la vita sul nostro pianeta sarebbe molto più difficile. Un sottile strato, in cui la temperatura si mantiene su valori intorno a 50 °C, costituisce la **stratopausa**. Essa è compresa fra il limite superiore della stratosfera e il limite inferiore della sovrastante mesosfera.



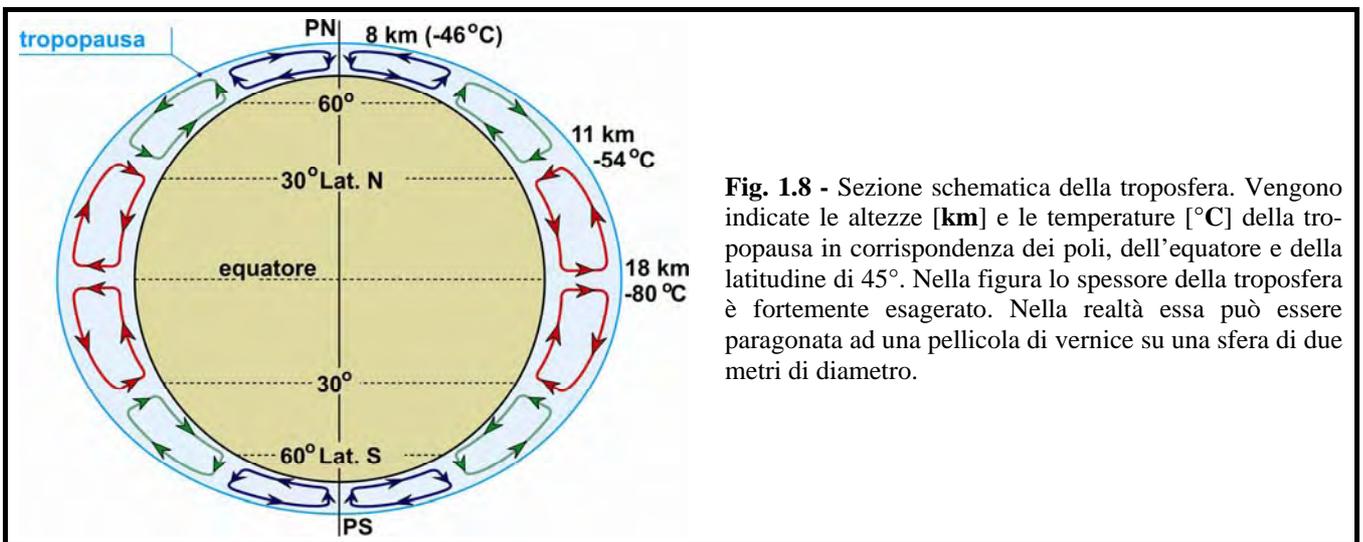
**Fig. 1.6 - L'inversione termica in quota è dovuta da un trasporto orizzontale di uno strato di aria calda su quella più fredda sottostante.**



**MESOSFERA.** La temperatura riprende a diminuire e raggiunge il minimo, fra -70 °C e -80 °C, intorno agli 80 ÷ 90 km (**mesopausa**), quota alla quale si osservano le *nubi nottilucenti* (**scheda 1.2**). Nella mesosfera è presente anche uno strato (detto *strato D*) che ha la capacità di riflettere le onde lunghe impiegate nella radiocomunicazione. La mesopausa segna anche il limite al di sotto la composizione qualitativa dell'atmosfera è più o meno costante (*omosfera*); al di sopra (*eterosfera*) l'ossigeno e l'acqua diminuiscono rapidamente fino a sparire, l'azoto permane in piccolissime percentuali, mentre l'idrogeno diventa la componente più importante.

**TERMOSFERA.** Dall'altezza di 80 km, dove raggiunge i valori più bassi, la temperatura riprende ad aumentare, fino a 100 °C a ~ 100 km di quota, fino a 1.000 °C a 300 km e a valori superiori più in

alto. Le radiazioni solari, per mancanza di strati sovrastanti in grado di funzionare da "filtro", sono così intense da provocare la dissociazione chimica delle sostanze componenti l'atmosfera, con formazione di particelle cariche elettricamente (ioni); per tale motivo questo strato è anche detto **ionosfera**. La **termopausa** (400 ÷ 500 km di altezza) potrebbe essere definita come il limite (teorico) dell'atmosfera. Al di sopra, per centinaia di chilometri, si trova l'**esosfera**, che costituisce la *frangia dell'atmosfera*, in cui la materia si confonde con quella solare.



## 1.2 - La radiazione solare

La quantità media di energia che giunge dal Sole in corrispondenza del margine esterno dell'atmosfera è pari a 1,98 cal/cm<sup>2</sup>/min, cioè quasi due calorie al minuto per ogni centimetro quadrato di una superficie disposta perpendicolarmente ai raggi solari. La quantità di energia della radiazione [cal/cm<sup>2</sup>] è l'unità di misura fondamentale detta **Langley [Ly]**, dal nome dell'astrofisico americano S.P. LANGLEY (1834 - 1906). La quantità di energia solare che giunge alla Terra viene detta **costante solare (Cs = 1,98 Ly/min)**.

Sapendo che il raggio medio terrestre vale  $R = 6.371 \text{ km} \cong 6,37 \cdot 10^8 \text{ cm}$  (e che l'energia del Sole giunge sulla Terra come se illuminasse l'area racchiusa in un cerchio di raggio R e quindi  $\pi R^2$ ), la quantità di energia (**E**) che giunge sull'intero pianeta vale:

$$E = \pi R^2 Cs = 3,14 \cdot (6,37 \cdot 10^8 \text{ cm})^2 \cdot (1,98 \text{ cal/min/cm}^2) = 2,53 \cdot 10^{18} \text{ cal/min} = 4,2 \cdot 10^{13} \text{ kcal/sec}$$

cioè una quantità di energia pari ad oltre 4.000 miliardi di kilocalorie in un secondo. Considerando poi 3.600 secondi in un'ora, 24 ore in un giorno e 365 giorni in un anno, si ottiene la quantità di energia (**Ey**) che giunge sull'intero pianeta in un anno:

$$E_y = (4,2 \cdot 10^{13} \text{ kcal/sec}) \cdot (3.600 \text{ sec/ora}) \cdot (24 \text{ ore/giorno}) \cdot (365 \text{ giorni/anno}) = 1,3 \cdot 10^{21} \text{ kcal/anno}$$

sufficiente a portare in ebollizione un volume d'acqua dieci volte più grande di quello del mare Mediterraneo. Tale energia, per effetto della rotazione terrestre, è in realtà distribuita su tutta la superficie del globo ( $4\pi R^2$ ). Pertanto il valore di costante solare deve essere ridotto nella proporzione  $\pi R^2/4\pi R^2 = 1/4$  per ottenere il valore effettivo della costante solare per unità di superficie reale della Terra:  $C_s = 1,98/4 \cong 0,5 \text{ Ly/min}$ . Moltiplicando tale valore per i minuti del giorno (60 min/ora X 24 ore/giorno = 1.440 min), si ottiene la costante solare media giornaliera pari a circa **714 Ly/g** (cioè 714 cal/cm<sup>2</sup> di superficie terrestre al giorno). Si tratta di un valore medio, ma bisogna tenere conto che la Terra, per il fatto di essere sferica, riceve i raggi del Sole diversamente inclinati; ne consegue che:

- nelle zone polari la lunga durata del periodo di illuminazione compensa la minore intensità della radiazione dovuta alla modesta altezza del sole sull'orizzonte; al momento dei solstizi estivi i poli ricevono oltre 1.100 Ly/g; ma la media su tutto l'anno è pari alla metà, inferiore a quello medio rappresentativo di tutto il globo;
- le medie latitudini ricevono in estate (in giugno nell'emisfero boreale e in dicembre in quello australe), per la maggiore lunghezza del dì, una quantità di energia solare superiore alla media; ma nell'inverno essa scende ad appena 300 Ly/g; il valore medio annuo è simile a quello calcolato per tutto il pianeta;
- all'equatore la durata del dì è costante e la radiazione solare è elevata e superiore alla media terrestre per tutto l'anno (800 ÷ 900 Ly/g).

Ma quanta di questa energia giunge effettivamente alla superficie della Terra? È un quesito molto importante perché tutti i fenomeni fisici dell'atmosfera e biologici sul suolo e nelle acque sono possibili grazie all'energia solare. Fenomeni di ampiezza planetaria, come la circolazione atmosferica, l'evaporazione dagli oceani, il ciclo dell'acqua, il periodico spirare di venti locali, le burrasche,... si verificano per l'energia portata dalla radiazione solare. Essa mette in movimento i circuiti delle correnti marine, determina le oscillazioni dei ghiacciai, consente la vita sulla Terra. Le principali fonti energetiche, come il carbone e il petrolio, sono energia solare trasformata da organismi vissuti sulla Terra centinaia di milioni di anni fa, mentre l'energia potenziale degli impianti idroelettrici è il risultato dell'evaporazione e del trasporto nell'atmosfera di vapore acqueo grazie all'energia fornita dal Sole.

La descrizione di quanto avviene nel momento in cui l'energia solare penetra nell'atmosfera è riportata nella **scheda 1.3**. Buona parte di essa (35 %) è riflessa dalla stessa atmosfera, dalle nubi e dal suolo (*albedo*). Risulta quindi una riduzione della costante solare al valore di 464 Ly/g, parte della quale, pur contribuendo a fornire energia all'atmosfera (che comunque fa parte della Terra), non giunge al suolo. Alla fine *la quantità di energia effettivamente assorbita dal suolo*, su tutto il globo, è pari a **336 Ly/g** (336 cal/cm<sup>2</sup>/giorno), sufficiente per scaldare una tazzina di caffè. Questo valore, oltre cambiare in funzione della latitudine, dipende da altri fattori:

- cresce all'aumentare dell'altitudine dato che i raggi solari devono attraversare uno strato meno spesso di atmosfera; questa, negli strati inferiori, è più densa, più ricca di particelle che riflettono e diffondono la luce;
- è minore nelle aree più umide per la maggiore copertura nuvolosa; è più elevata nelle aree desertiche per opposti motivi (le nuvole da pioggia dello spessore di qualche kilometro riflettono anche l'80 % della luce, come talvolta succede durante i temporali più intensi);
- è minore nelle aree industrializzate, per la presenza di un "velo" di sostanze in sospensione dovute all'inquinamento dell'aria (la tipica "cappa" di "smog" che ricopre le città, soprattutto nell'inverno, quando si aggiungono le combustioni per riscaldamento; il tutto aggravato da condizioni meteorologiche, come le inversioni termiche, che favoriscono il "ristagno" dell'aria, per esempio come spesso capita nell'area padana);
- nelle aree glaciali la neve e il ghiaccio hanno un forte potere riflettente, tanto che l'albedo assume valori prossimi a uno; i terreni molto scuri riducono quasi a zero la percentuale di radiazione diretta che viene riflessa verso lo spazio (i campi innevati contribuiscono a mantenere rigida la temperatura dell'aria; l'asfalto nero determina forti riscaldamenti dell'aria sovrastante);
- è variabile nelle medie ed alte latitudini in funzione delle stagioni (superiore nella stagione estiva, inferiore in quella invernale ed analoga alla media nelle stagioni intermedie);
- è variabile con l'alternarsi del dì e della notte.

L'intensità di energia solare è dunque molto variabile nelle diverse regioni della Terra: da valori inferiori a 40 kLy/anno nelle zone polari fino a cinque volte superiori nelle zone desertiche alle basse latitudini. **La Terra riceve quantità di energia molto diverse nel tempo e nello spazio (fig. 1.9).**

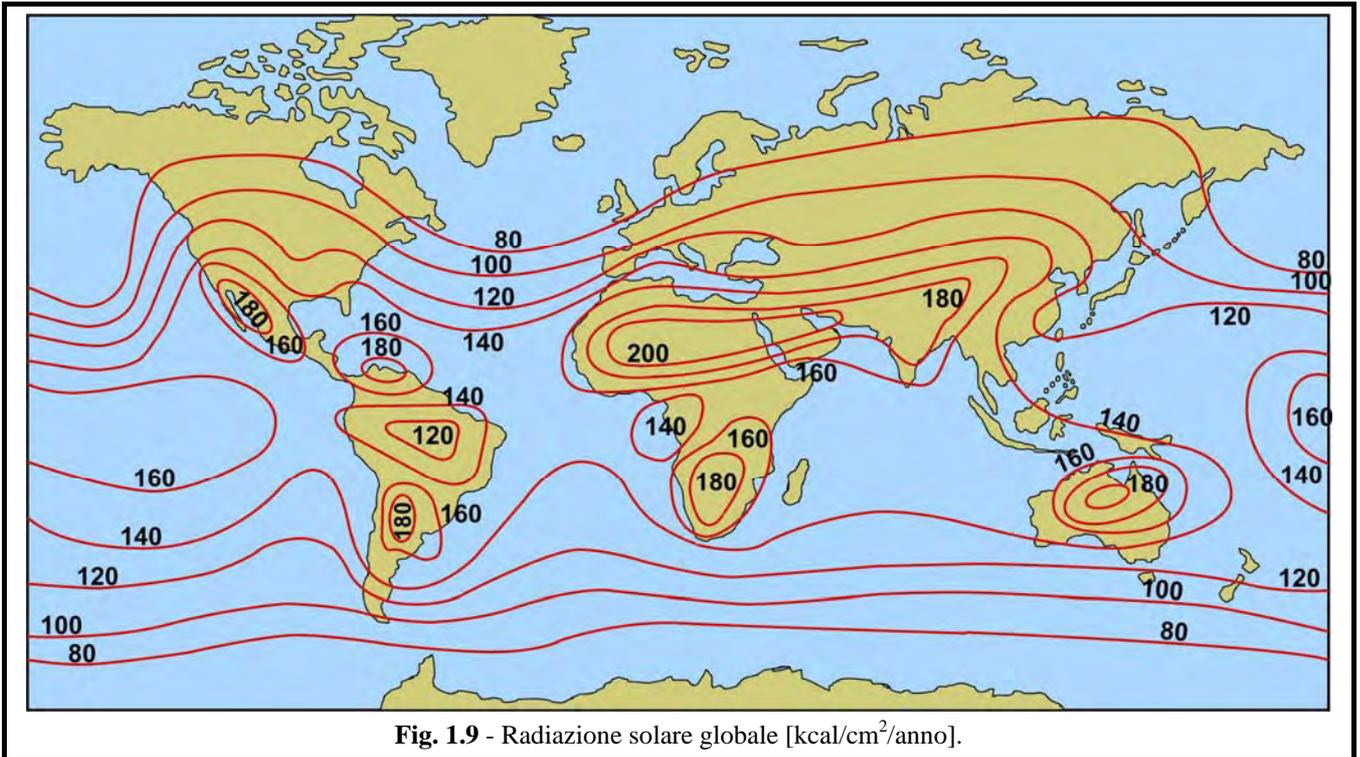


Fig. 1.9 - Radiazione solare globale [kcal/cm<sup>2</sup>/anno].

### 1.3 - Bilancio termico della Terra

L'energia solare che giunge al nostro pianeta scalda la superficie terrestre (terre e mari) e l'atmosfera (soprattutto dal basso), è all'origine dell'evaporazione, fonde nevi e ghiacci e promuove altri processi dissipativi. È difficile determinare la quantità di energia che viene impiegata in ciascuno dei fenomeni citati. Inoltre bisognerebbe tenere conto della perdita di energia per l'attrito del vento al suolo, di quella utilizzata nei processi biologici (per esempio la fotosintesi),... Una volta assorbita ed utilizzata, l'energia viene restituita dalla Terra verso lo spazio (*irraggiamento*) ed in coerenza con i principi della termodinamica, l'energia dalla forma più nobile proveniente dal Sole (onde elettromagnetiche a corta lunghezza d'onda) viene trasformata nella forma più degradata di calore (soprattutto onde lunghe nello spettro dell'infrarosso). Quanto vale l'energia che la Terra restituisce allo spazio?

La forma di energia emessa da un corpo dipende dalla sua temperatura. Quella emessa dal Sole è caratterizzata da onde elettromagnetiche di corta lunghezza d'onda per l'elevata temperatura della sua superficie. La temperatura media della superficie terrestre è pari a circa 15 °C; quindi la Terra emette energia nello spazio con uno spettro di lunghezze d'onda molto più lunghe, intorno a  $10^4 \div 10^5 \text{ } \mu\text{A}$  ( $1 \text{ } \mu\text{A} = 10^{-8} \text{ cm}$ ), cioè nel campo dell'infrarosso (**scheda 1.1**). L'intensità di tale emissione è pari a 820 Ly/g, circa il 14 % superiore alla costante solare.

Quindi sembrerebbe che la Terra sia destinata al raffreddamento dato che perde più energia di quella che riceve. Ma "...per buona sorte degli abitanti della Terra...", afferma il meteorologo contemporaneo H. FLOHN, "...questa radiazione viene trattenuta in grandissima parte dagli strati inferiori della superficie terrestre (contro - radiazione atmosferica)..." È il cosiddetto **effetto serra** (**scheda 1.3**), per cui mentre l'atmosfera è molto trasparente ai raggi solari, lo è molto meno al calore dal basso; essa pertanto si comporta come una vera e propria serra all'interno della quale si conserva molta energia.

L'effetto serra è più evidente nelle aree dove più intense sono le attività umane che, facendo uso di combustibili, immettono notevoli quantità di CO<sub>2</sub> nell'aria, con conseguente aumento della temperatura rispetto alle zone circostanti. Se il cielo è nuvoloso durante la notte, la temperatura dell'aria diminuisce poco o niente, perché il calore emesso dal terreno verso l'alto viene trattenuto grazie all'effetto serra che si manifesta in modo più accentuato per la presenza di una elevata quantità d'acqua nell'aria.

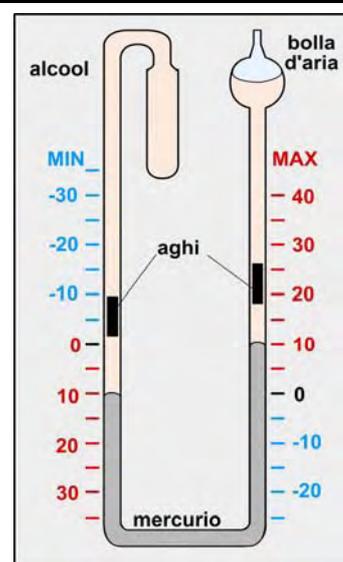
La perdita di calore è maggiore negli altipiani aridi, dove l'aria è limpida e secca; i cosiddetti "gas serra" sono meno abbondanti e durante la notte la temperatura diminuisce notevolmente rispetto ai valori diurni. Fenomeno analogo si verifica nei deserti delle basse latitudini, dove la temperatura nella notte può scendere fino a valori prossimi allo zero.

## 1.4 - Misura della temperatura dell'aria

La misura della temperatura dell'aria è essenziale per lo studio del tempo atmosferico; essa si esprime in **gradi centigradi** o **gradi Celsius** [°C] che prevede i due limiti fondamentali pari a 0 °C e a 100 °C in corrispondenza rispettivamente dei punti di fusione e di ebollizione dell'acqua in condizioni normali (alla pressione di una atmosfera). La scala Celsius è adottata a livello internazionale; tuttavia si utilizzano ancora altri sistemi. La *scala Remur* (Francia) va da 0 °R (punto di fusione dell'acqua) ad 80 °R (punto di ebollizione); quindi il grado Remur è più ampio del grado Celsius. Nei Paesi Anglosassoni si usa la *scala Fahrenheit*; con essa si segna 32 °F alla temperatura di fusione del ghiaccio e 212 °F alla temperatura di ebollizione. La **scala assoluta Kelvin** fu introdotta per ragioni teoriche e riveste grande importanza nella ricerca scientifica; in essa lo 0 °K corrisponde a -273,15 °C, temperatura alla quale l'energia cinetica delle particelle è nulla (lo *zero termico assoluto*). L'ampiezza del grado KELVIN è uguale a quella del grado centigrado; quindi il punto di fusione dell'acqua si trova a 273,15 °K, quello di ebollizione a 373,15 °K. Per passare da una scala termometrica ad un'altra, indicando con °C, °R, °F, °K il numero dei gradi nelle varie scale, si usa la relazione generale:

$$\frac{^{\circ}\text{C}}{100} = \frac{^{\circ}\text{R}}{80} = \frac{^{\circ}\text{F} - 32}{180} = \frac{^{\circ}\text{K} - 273,15}{100}$$

**Fig. 1.10** - Il **termometro a massima e a minima** è un capillare ad "U" contenente **mercurio**. Sopra il mercurio è presente dell'**alcool**, il cui volume principale è contenuto in un serbatoio. Un altro serbatoio contiene una **bolla d'aria**. Due **aghi** metallici sono liberi di scorrere nei due rami occupati dall'alcool. Quando la temperatura sale si alza la colonna di mercurio di destra, grazie alla spinta dell'alcool che aumenta di volume nel serbatoio ed alla compressibilità della bolla d'aria; l'ago di destra viene spinto in alto. Quando la temperatura si abbassa diminuisce il volume di alcool; la bolla d'aria si espande e sale la colonna del mercurio di sinistra spingendo il corrisponde ago; l'altro ago rimane nella posizione precedente e alla base di esso si legge la massima temperatura raggiunta. Quando sale la temperatura l'ago di sinistra rimane nella posizione di minima consentendo la lettura del valore più basso raggiunto usando la scala di sinistra come un termometro capovolto. Ogni mattina viene letta la temperatura istantanea e le temperature massima e minima delle ultime 24 ore (cioè dalla lettura precedente). Dopo, con una calamita, si "spingono" gli aghi fino ad "appoggiarli" sugli apici delle colonne di mercurio, predisponendo quindi il termometro alla lettura del giorno seguente.

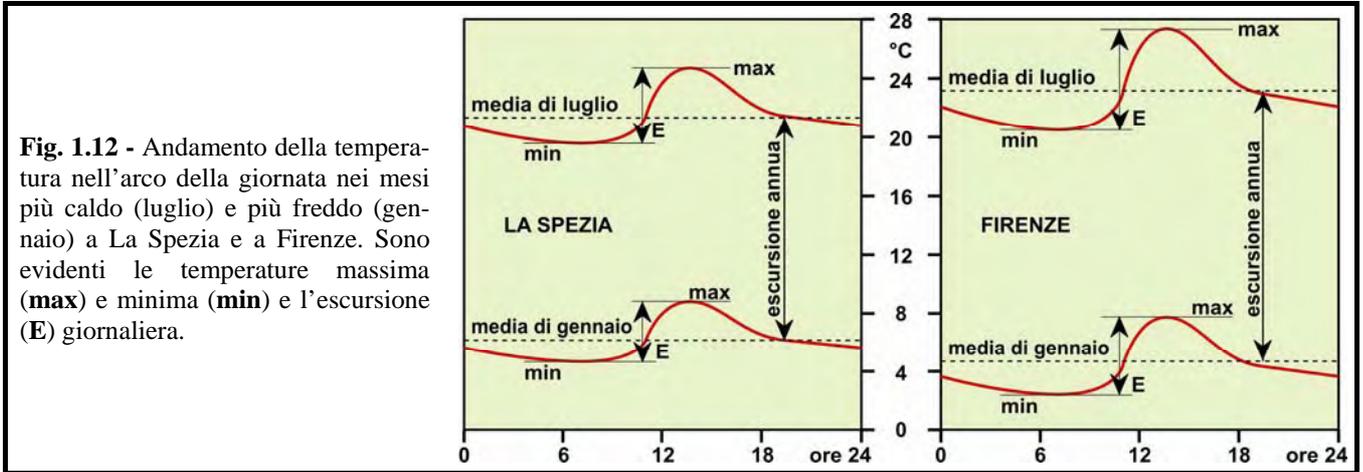


La misura della temperatura dell'aria si effettua con normali termometri, purché all'ombra (i raggi solari, scaldando lo strumento, portano ad una sovrastima), lontano da sorgenti di calore (come una superficie riflettente o un muro scaldato dal sole) e ad altezza d'uomo (~ 1,5 m sul suolo). Il termometro più classico (a massima e a minima; **fig. 1.10**) va inserito in una *capannina* meteorologica (**fig. 1.11**), insieme ad altri strumenti. Grazie a tecnologie più raffinate oggi si utilizzano elementi sensibili in grado di inviare impulsi radio a sistemi riceventi che registrano la temperatura in modo continuo, anche effettuando complesse elaborazioni statistiche.



**Fig. 1.11** - A sinistra una "vecchia" capannina meteorologica con strumenti per la misura dei parametri atmosferici ad altezza d'uomo; le persiane consentono la libera circolazione dell'aria nell'interno riparato dalla radiazione solare diretta. A destra si osserva una struttura più "moderna", sovrastata da una apertura che consente all'acqua delle precipitazioni di raccogliersi all'interno per la misura delle quantità; sono visibili gli strumenti in grado di misurare "in continuo" i parametri atmosferici (essenzialmente termografi e pluviografi). Soprattutto merita osservare, nella capannina di sinistra, la presenza di un semplice termometro "manuale" a massima ed a minima, utile nel caso in cui gli strumenti più "sostanziosi" dovessero guastarsi.

La temperatura dell'aria è una caratteristica del tempo atmosferico molto variabile, in funzione della stagione, dell'altitudine, della latitudine e di diversi altri fattori geografici e cambia notevolmente nell'arco del giorno. Il terreno emette verso l'alto energia nel campo dell'infrarosso e perde calore durante l'intero arco delle 24 ore, ma riceve energia solare durante le ore di illuminazione, in misura tanto più abbondante quanto maggiore è l'altezza del Sole. Finché l'energia ricevuta supera quella restituita, come succede durante le prime ore del giorno, la temperatura del suolo e quindi dell'aria aumenta. Al sopraggiungere del buio si ha esclusivamente perdita di energia e quindi un rapido abbassamento della temperatura.



**Fig. 1.12** - Andamento della temperatura nell'arco della giornata nei mesi più caldo (luglio) e più freddo (gennaio) a La Spezia e a Firenze. Sono evidenti le temperature massima (**max**) e minima (**min**) e l'escursione (**E**) giornaliera.

Per rappresentare l'andamento della temperatura nell'arco delle 24 ore conviene fare riferimento ai mesi centrali dell'inverno e dell'estate (gennaio e luglio), utilizzando i valori termici misurati in tutte le ore di tutti i giorni di quei due mesi per numerosi anni (**scheda 1.4**). In molte località vi sono stazioni meteorologiche dotate di capannine provviste di termometri registratori (*termografi*; **fig. 1.11**), per cui è possibile conoscere le temperature medie mensili. La differenza fra i valori termici rappresentativi dei mesi più caldo e più freddo rappresenta l'**escursione media annua**. La **fig. 1.12** illustra l'oscillazione diurna della temperatura in due località (Firenze e La Spezia) nei mesi luglio e gennaio. Si può osservare quanto segue:

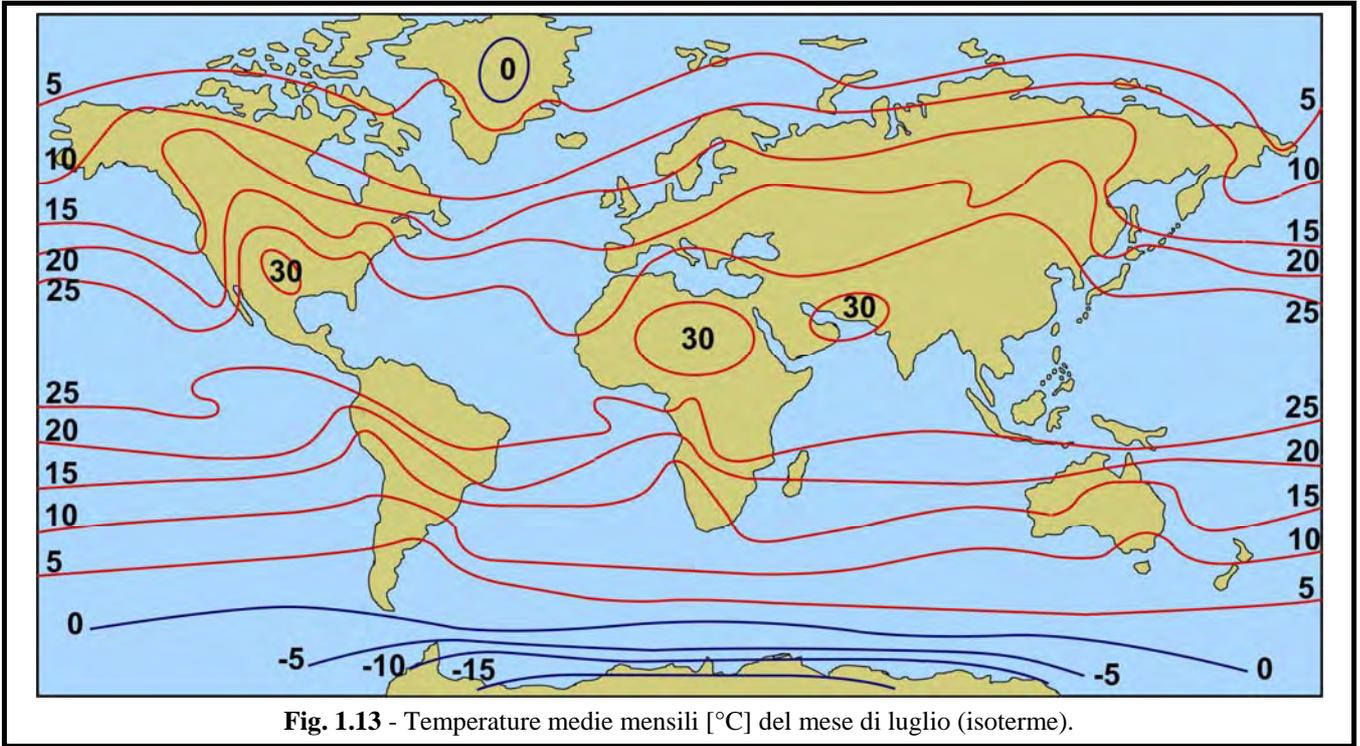
- il minimo diurno si manifesta in genere il mattino presto, mentre il massimo nel primo pomeriggio;
- l'escursione diurna (differenza fra il massimo e il minimo giornalieri) è maggiore in estate;
- le escursioni sono maggiori a Firenze; la Spezia risente della vicinanza della massa d'acqua del mare che attenua gli sbalzi di temperatura, funzionando come un vero e proprio "volano termico".

Non sempre l'andamento della temperatura nella giornata è simile a quanto illustrato. Se il cielo è nuvoloso minore è il riscaldamento durante il giorno (le nubi riflettono i raggi solari che quindi non arrivano a scaldare il suolo) e minore è il raffreddamento notturno (le stesse nubi trattengono verso il basso il calore emesso dal terreno). La conseguenza è la riduzione dell'escursione diurna e l'appiattimento del diagramma ad una linea quasi continua. Può anche accadere che durante la notte la temperatura dell'aria sia superiore a quella diurna.

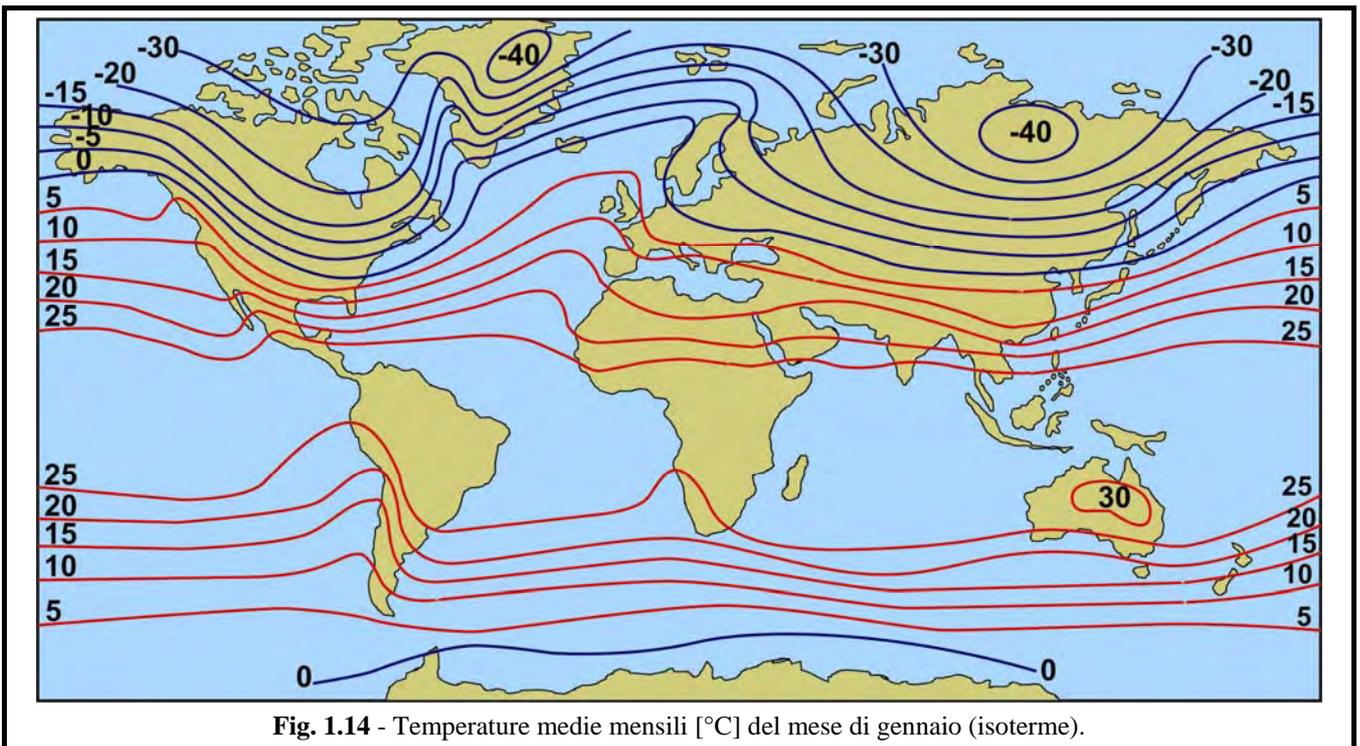
## 1.5 - La temperatura dell'aria al suolo

Le **figg. 1.13** e **1.14** rappresentano l'andamento delle isoterme del globo terrestre relative ai mesi centrali dell'estate e dell'inverno (luglio e gennaio per l'emisfero boreale). Le **isoterme** sono linee che congiungono punti della superficie terrestre con uguale temperatura, con valori ridotti al livello del mare; infatti le temperature medie mensili reali, risultate dall'elaborazione di dati rilevati dalle stazioni meteorologiche, sono fortemente influenzate anche dalla quota delle stazioni stesse; pertanto i valori sono stati "corretti" (ridotti al livello marino) in modo che il fattore altitudine (l'*orografia*) risulti non influente; altrimenti temperature misurate all'altezza dell'equatore, ma su elevate montagne, risulterebbero anche più basse rispetto a misure effettuate in pianura alle medie latitudini. L'esame di tali figure consente di osservare quanto segue:

- la temperatura diminuisce con la latitudine per la minore radiazione solare che giunge al suolo;
- le località lontane dal mare, con clima continentale, hanno forti escursioni termiche (grande differenza fra l'estate e l'inverno); presso le località marine la massa d'acqua agisce come un "volano termico", assorbendo calore in estate (la terra si scalda di meno) e restituendo energia in inverno (la terra si raffredda di meno);



- la maggiore estensione dei mari nell'emisfero Sud determina, a parità di latitudine rispetto all'emisfero Nord, temperature meno elevate in estate e meno rigide in inverno;
- l'alternarsi fra terra e mare lungo un parallelo, determina una maggiore irregolarità nella distribuzione delle isoterme; nell'emisfero australe, per la minore estensione dei continenti (cioè una superficie marina più omogenea), le isoterme sono più regolari e più simili all'andamento dei paralleli; se la superficie della Terra fosse interamente liquida (perfettamente omogenea) le isoterme risulterebbero con andamento lineare e parallele all'equatore;
- le temperature più elevate non si riscontrano all'equatore, ma in prossimità del tropico del cancro, in corrispondenza delle aree continentali; presso l'equatore le elevate umidità dell'aria e nebulosità diminuiscono la trasparenza dell'aria e la radiazione solare; inoltre la copertura forestale agisce come "volano termico" analogamente al mare;



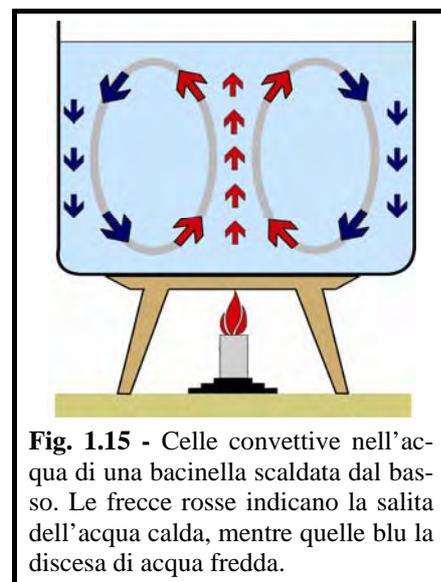
- le temperature più basse si manifestano alle elevate latitudini, ma in corrispondenza delle aree continentali, dato che esse si raffreddano più velocemente dei mari; in gennaio, mentre ad oltre 60° Lat. Nord, nel continente asiatico, si registrano temperature medie inferiori a - 40 °C, alla stessa latitudine si registrano valori prossimi a 0 °C in corrispondenza dell’oceano Atlantico;
- le temperature rigide che si registrano sul continente artico, anche nell’estate australe, sono dovute all’effetto albedo; i ghiacci della calotta polare riflettono quasi interamente la radiazione solare.
- una qualunque isoterma mantiene un andamento più o meno lineare e parallelo all’equatore fin tanto che corre all’interno di un continente o di un oceano; subisce flessioni verso l’alto o verso il basso ai margini delle terre emerse;
- a parità di latitudine, le terre sono più calde dei mari nella stagione estiva e più fredde nella stagione invernale; un esempio si registra nell’America del Nord con temperature estive vicine a 30 °C, mentre a poche decine di chilometri verso occidente, alla stessa latitudine, in corrispondenza dell’oceano Pacifico, si registrano temperature intorno a 20 °C;
- anche le correnti marine influenzano la distribuzione delle isoterme (**scheda 1.4**); un caso eclatante è rappresentato dall’oceano Nord Atlantico che risulterebbe più freddo se non fosse per l’effetto della “calda” corrente del golfo, responsabile della flessione delle isoterme invernali verso l’alto.

## 1.6 - I movimenti dell’atmosfera

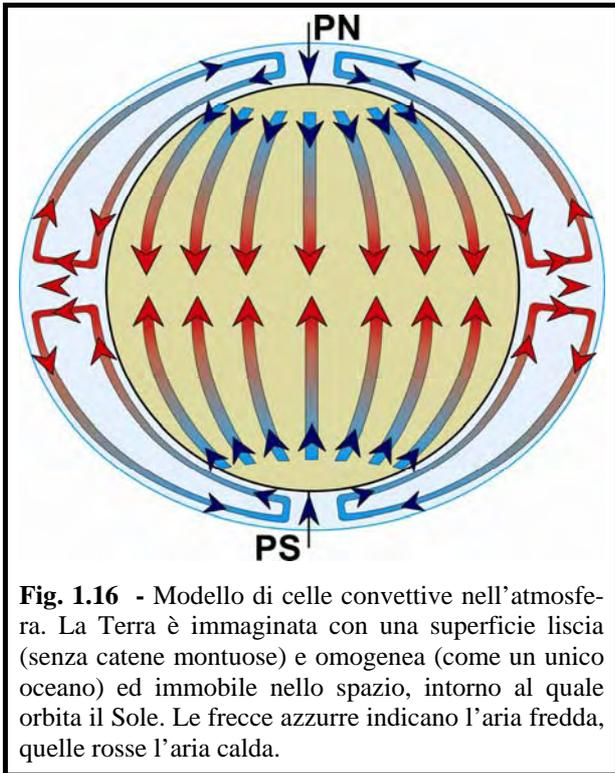
La diversa radiazione solare sulle varie porzioni della Terra (**fig. 1.9**) determina squilibri termici: temperature elevate nelle aree continentali alle latitudini inferiori e basse temperature presso i poli. Con il continuo riscaldamento delle prime ed il raffreddamento delle zone fredde, si giungerebbe a valori termici rispettivamente più elevati e più rigidi di quanto accade realmente. Nell’atmosfera avvengono spostamenti di masse d’aria (venti) calda verso Nord e fredda verso Sud, impedendo eccessivi raffreddamento delle zone polari e riscaldamento della fascia tropicale. Per comprendere i meccanismi dei movimenti dell’atmosfera (in particolare la troposfera) si osservi la **fig. 1.15**. Essa mostra una bacinella contenente acqua su una sorgente di calore. Il liquido è scaldato dal basso, la temperatura degli strati inferiori aumenta, mentre quella degli strati superiori si scalda meno. L’acqua del fondo potrebbe raggiungere una elevata temperatura, mentre quella in superficie rimanere fredda. In realtà l’acqua, man mano che si scalda, diventa più “leggera” e si sposta verso l’alto; quella superficiale, più fredda, è più “pesante” e si sposta verso il basso sostituendo la prima. Si formano **celle convettive**, piccoli circuiti grazie ai quali il fluido circola consentendo una distribuzione omogenea dell’energia termica.

La **fig. 1.15** illustra una macchina che funziona con i principi della termodinamica. La bacinella è un sistema fra due sorgenti a diversa temperatura: il fondo scaldato dalla fiamma e la superficie più fredda. Si soddisfa la condizione essenziale del secondo principio della termodinamica: *per ottenere lavoro dal calore è necessario disporre di due sorgenti a diversa temperatura*. Nel nostro caso il calore è fornito dalla fiamma e il lavoro consiste nello spostamento della massa d’acqua nelle celle convettive. Il tutto può essere paragonato ad una macchina alla quale si fornisce calore per produrre movimento (trasformazione di energia termica in energia cinetica). Nell’atmosfera la massa d’aria è in continuo movimento; essa si comporta come un motore alimentato dall’energia solare, tanto che si parla frequentemente di **macchina del tempo**; infatti sono proprio i continui spostamenti di masse d’aria sulla superficie del globo a determinare le diverse manifestazioni del tempo meteorologico.

La macchina del tempo può essere studiata come un modello semplificato del sistema atmosfera/Terra. Immaginiamo la superficie dell’intero globo perfettamente liscia ed omogenea, interamente coperta da un unico oceano, condizione teorica che consente di trascurare l’irregolare distribuzione di terre emerse, catene montuose e mari. Immaginiamo quindi spostamenti di masse d’aria lineari e senza ostacoli. Ammettiamo inoltre l’idea tolemaica di una Terra ferma, riscaldata da un Sole che gli orbita intorno. Supponiamo infine che l’asse di rotazione terrestre sia perfettamente perpendicolare al piano dell’orbita (assenza delle stagioni). La fascia equatoriale potrebbe essere paragonata al fondo della bacinella dove l’aria si scalda, si dilata, diventa più leggera (diminuisce la pressione al suolo) e sale verso gli strati superiori della troposfera. La zona polare può essere paragonata alla superficie della bacinella; in essa l’aria è fredda, si comprime, diventa più pesante (aumenta la pressione al suolo) e scende.



**Fig. 1.15** - Celle convettive nell’acqua di una bacinella scaldata dal basso. Le frecce rosse indicano la salita dell’acqua calda, mentre quelle blu la discesa di acqua fredda.



**Fig. 1.16** - Modello di celle convettive nell'atmosfera. La Terra è immaginata con una superficie liscia (senza catene montuose) e omogenea (come un unico oceano) ed immobile nello spazio, intorno al quale orbita il Sole. Le frecce azzurre indicano l'aria fredda, quelle rosse l'aria calda.

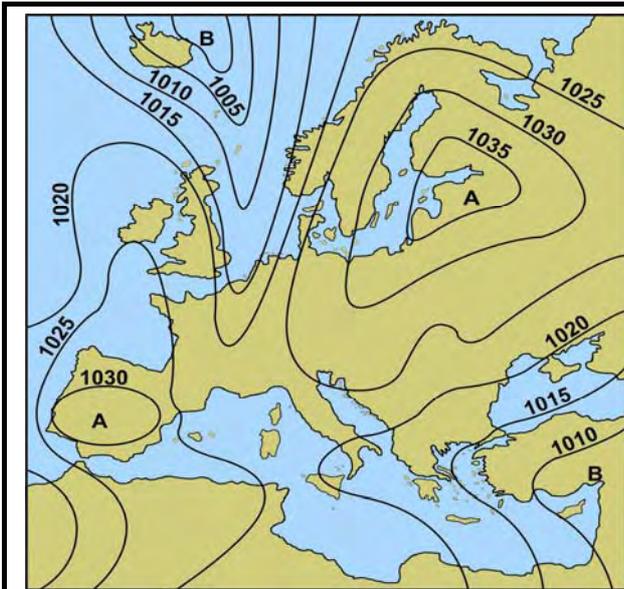
L'aria calda migra in quota verso le zone polari raffreddandosi gradualmente (**fig. 1.16**), mentre quella fredda si sposta in prossimità del suolo verso le basse latitudini scaldandosi gradualmente. Si formano celle convettive di dimensioni planetarie che ridistribuiscono l'energia su tutto il pianeta. Con un simile modello le zone polari sarebbero costantemente dominate da alte pressioni (**anticicloni**), mentre quelle equatoriali da basse pressioni (**cicloni** o **depressioni**). Vi sarebbero venti costanti dalle alte latitudini verso l'equatore nella stessa direzione dei meridiani. Tutto ciò, anche se è utile per comprendere il meccanismo fondamentale della macchina del tempo, non corrisponde alla realtà. Perfezioniamo allora il modello eliminando una prima semplificazione: *la Terra non è ferma, ma ruota intorno all'asse del Mondo*.

Un oggetto sulla superficie della Terra all'equatore compie un giro pari al cerchio massimo ( $2\pi R = 2 \cdot 3,14 \cdot 6.371 \text{ km} = 40.030 \text{ km}$ ) in 24 ore; esso si muove alla notevole velocità di  $40.030 \text{ km}/24\text{h} = 1.668 \text{ km/h}$ . Un oggetto su un polo non si sposta, ma ruota su se stesso. *La velocità periferica di un oggetto sulla superficie terrestre diminuisce all'aumentare della latitudine*. Consideriamo ora una particella d'aria che si sposta da Nord a Sud spinta da una forza che dipende da un gradiente di pressione; l'aria più fredda e più pesante si

sposta da un'area anticiclonica verso una depressione a sostituire l'aria più calda e più leggera che sale in quota, come se il ciclone, a livello del suolo, "succhiasse" aria dalle zone di alta pressione. Se quella particella si trova originariamente in un determinato punto della superficie terrestre ad elevata latitudine, possiede una bassa velocità periferica; muovendosi verso Sud, più o meno libera da vincoli con la superficie terrestre, giunge a "sorsvolare" porzioni del globo con velocità periferiche maggiori. La particella d'aria mantiene la sua velocità periferica iniziale; ad un osservatore esterno (per esempio da una navicella spaziale) apparirà muoversi di moto quasi rettilineo con la Terra che ruota al di sotto; mentre ad un altro osservatore, vincolato sulla superficie, apparirà muoversi deviando verso Ovest. Infatti il Sole sorge a oriente e tramonta ad occidente; quindi la Terra ruota da Ovest verso Est; è come se la particella d'aria "rimanesse indietro", quindi ad Ovest, man mano che, scendendo verso l'equatore, "sorsvola" territori che viaggiano più velocemente verso Est. In sintesi si può affermare che *la particella devia verso destra rispetto al verso di percorrenza dall'anticiclone alla depressione*.

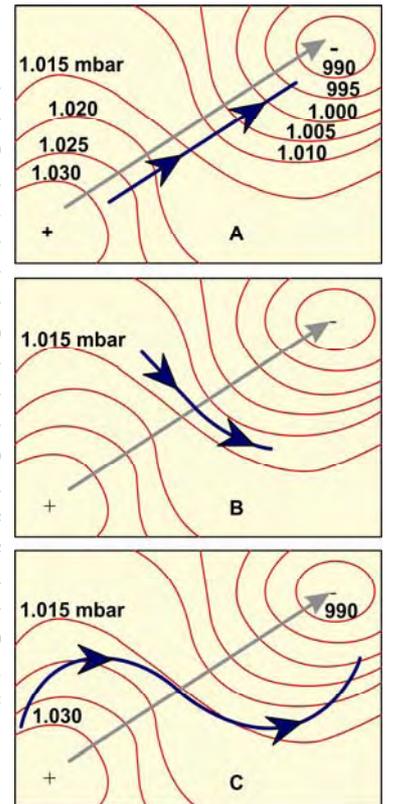
Consideriamo ora un'altra particella d'aria che si trovi in quota all'altezza dell'equatore e che si muova verso Nord nella parte superiore della cella convettiva. Essa possiede una elevata velocità periferica, si muove verso Est sempre più velocemente rispetto ai territori che man mano "sorsvola", dato che essi progrediscono con una velocità periferica progressivamente minore all'aumentare della latitudine. Anche in questo caso, per un osservatore sulla Terra, sembra che la particella d'aria subisca una deviazione verso destra rispetto al verso di percorrenza. Analoghi ragionamenti valgono per l'emisfero Sud risultando però una deviazione contraria, verso sinistra. L'aria si muove secondo un gradiente barico (di diminuzione di pressione), inizialmente lungo una direzione che va da un anticiclone a una depressione, subendo poi una deviazione verso destra che, come si è detto, è solo apparente; ma ad un osservatore sulla Terra appare come un reale cambiamento della direzione di spostamento dell'aria, determinato da una apparente forza deviatrice terrestre, detta **forza geostrofica** (**scheda 1.6**).

La pressione dell'aria al suolo viene misurata mediante strumenti (barometri). Disponendo di numerose misure contemporanee registrate da diverse stazioni meteorologiche, costituenti una "rete di rilevamento" distribuita su una porzione di territorio, è possibile tracciare, su una carta, una serie di linee (**isobare**) che uniscono punti con uguale pressione atmosferica. L'andamento di tali linee permette di osservare la distribuzione nello spazio di questa importante variabile meteorologica. Il disegno costituito dall'insieme di isobare è simile a quello delle curve di livello in una carta topografica: si distinguono aree in cui prevalgono alte pressioni (aria più fredda che scende comprimendosi) ed aree dominate da depressioni (aria più calda che sale dilatandosi). Dove le isobare sono più vicine maggiore è il gradiente di pressione (come nelle carte topografiche, il dislivello tra due punti è maggiore quando fra essi sono interposte numerose isoipse molto vicine fra loro). Dove le isobare sono molto distanti il "dislivello" di pressione fra due punti è ridotto (**fig. 1.17**).

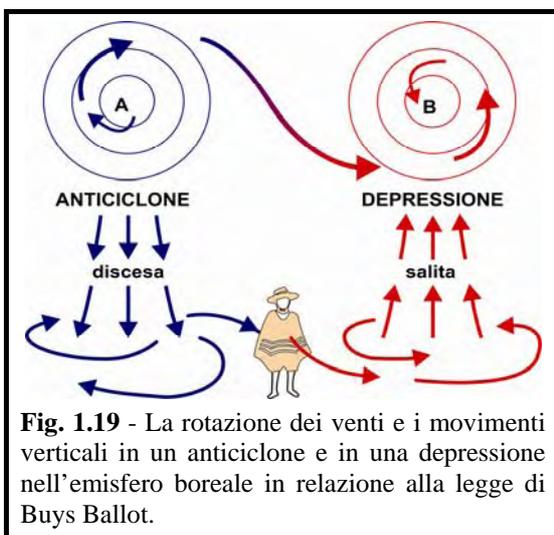


**Fig. 1.17** - Le **isobare** sono linee che congiungono, su una carta geografica, punti con uguale pressione atmosferica in un determinato istante. L'insieme di queste linee assume un aspetto simile all'andamento delle curve di livello nelle carte topografiche. I "picchi" sono le alte pressioni (A), mentre i centri di bassa pressione (B) appaiono come vere e proprie depressioni (valori indicati in hPa;  $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$ ).

**Fig. 1.18** - Il vento è diretto dall'alta (+) alla bassa (-) pressione, tagliando le isobare con velocità tanto maggiore quanto più queste sono fra loro vicine (A). Ma la forza geostrofica, nell'emisfero boreale, devia il vento verso destra, tanto che esso tende ad assumere una direzione parallela alle isobare (B). A livello del suolo l'aria si sposta come una spirale in senso orario che diverge dall'anticiclone per convergere sulla bassa pressione (C) dove si "inverte" ruotando in senso anti-orario (valori indicati in hPa;  $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$ ).



La pressione dunque cambia, più o meno rapidamente a seconda della distanza fra le isobare, se queste vengono tagliate lungo una direzione ad esse perpendicolare. Lungo tale direzione l'aria tende a spostarsi da un anticiclone ad una depressione (**fig. 1.18/A**). Ma per effetto della forza geostrofica il vento, nell'emisfero boreale, si sposta a destra e se il percorso è sufficientemente lungo, la direzione del vento finisce col diventare parallela alle isobare con velocità che dipende dal gradiente barico (venti tanto più intensi quanto più le isobare sono ravvicinate; **fig. 1.18/B**). Negli strati bassi dell'atmosfera l'aria fredda scende come una spirale che ruota in senso orario comprimendosi al suolo (alta pressione) ed "allargandosi" verso la periferia. Quell'aria viene come "risucchiata" dall'area di bassa pressione a sostituire quella calda e leggera che sale come un vortice ruotando in senso antiorario (**fig. 1.18/C**). Da quanto finora espresso è possibile enunciare la legge di Buys Ballot: *nel nostro emisfero, volgendo le spalle al vento, si ha la bassa pressione davanti a sinistra e l'alta pressione indietro a destra e viceversa nell'emisfero australe* (**fig. 1.19**).

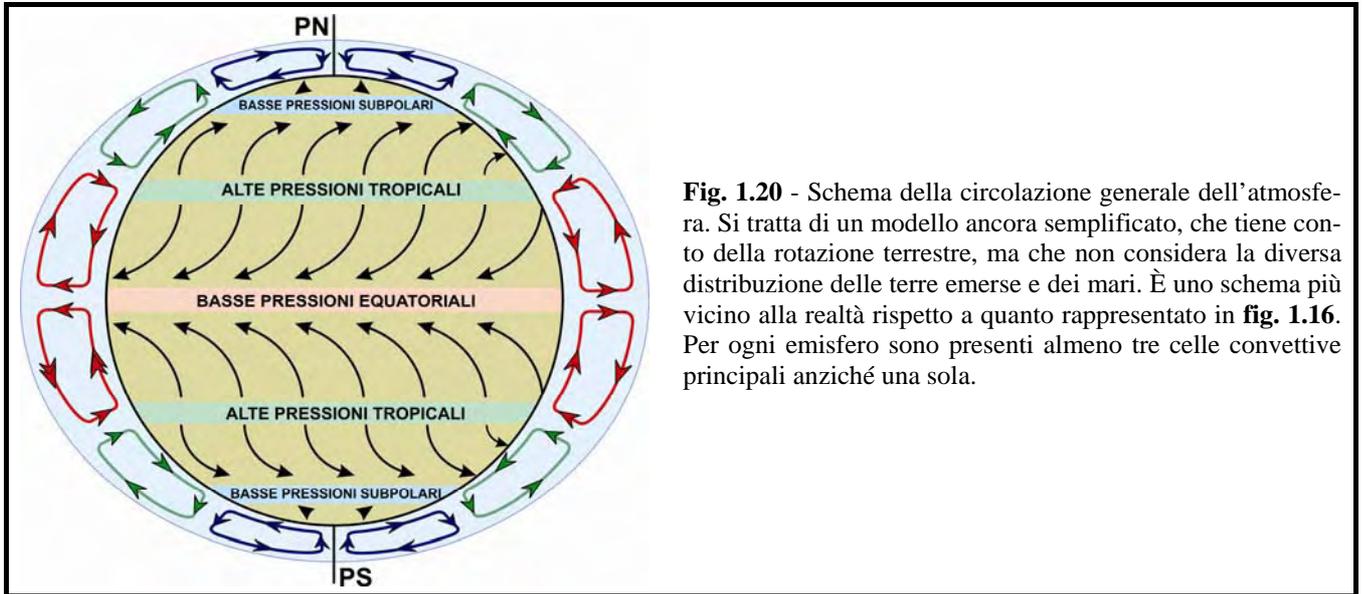


**Fig. 1.19** - La rotazione dei venti e i movimenti verticali in un anticiclone e in una depressione nell'emisfero boreale in relazione alla legge di Buys Ballot.

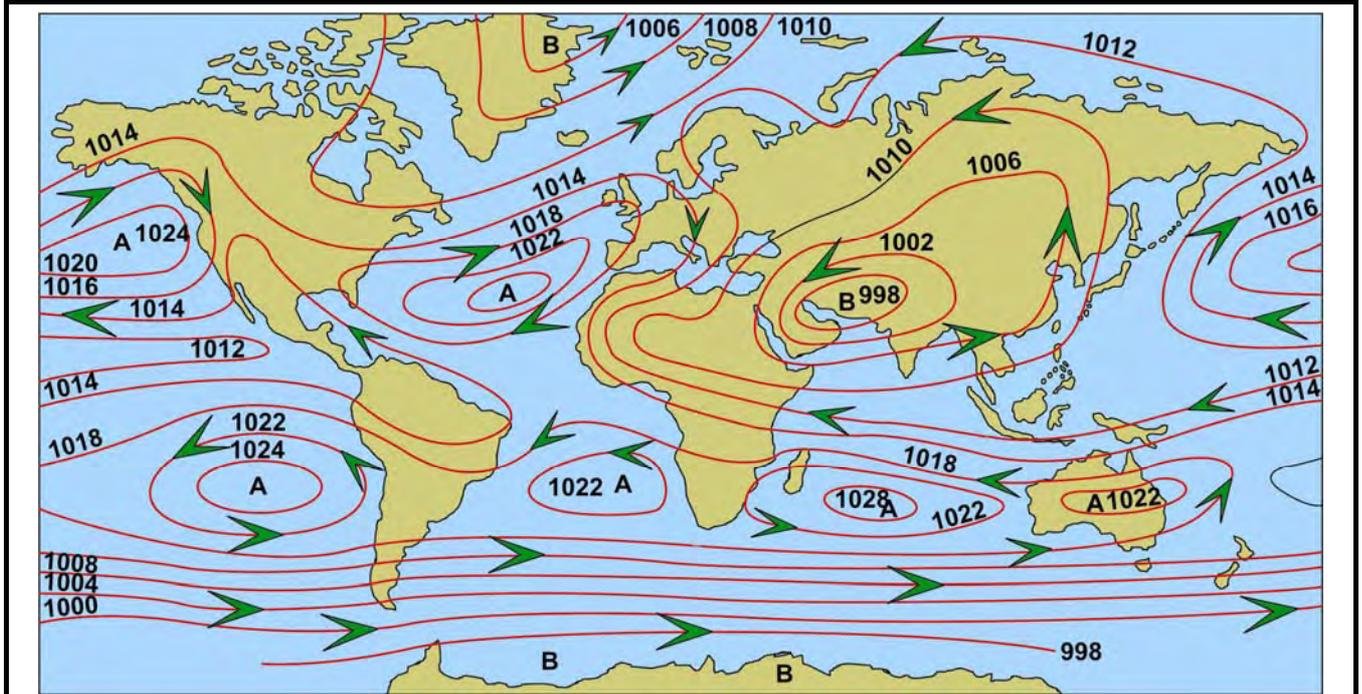
Nell'emisfero boreale i venti, che in quota soffiano dall'equatore verso Nord, grazie alla forza geostrofica sono deviati a destra; a circa 30° di latitudine, l'aria diventa più fresca, si sposta da Ovest verso Est ed essendo più pesante, scende comprimendosi (**anticiclone subtropicale**); giunta al suolo una parte prosegue verso Nord, mentre una parte torna a Sud. Anche i venti al suolo che tornano verso l'equatore vengono sottoposti alla forza di deviazione piegando verso ovest. Lo stesso avviene per emisfero Australe; i venti al suolo di ritorno all'equatore (**alisei**) man mano scaldandosi (l'aria diventa più leggera), si incontrano e risalgono (**bassa pressione equatoriale**) chiudendo una prima cella convettiva (**fig. 1.20**). Al polo l'aria fredda e pesante si accumula al suolo (**anticiclone polare**) e tende a muoversi verso Sud man mano scaldandosi, ma interviene la forza geostrofica facendola deviare verso Ovest (**venti di Nord-Est**). A circa 60° di latitudine essa incontra quella proveniente dall'anticiclone subtropicale (**venti di ponente**) e forma una fascia depressionaria detta

**subpolare** dove l'aria risale chiudendo così un altro ciclo.

In sintesi i movimenti dell'atmosfera, per ogni emisfero, sono regolati da tre celle convettive (**fig. 1.20**), due fasce di alte pressioni (poli e tropici) e due fasce depressionarie (zona sub-polare ed equatore). Nelle porzioni centrali delle fasce depressionarie e anticicloniche l'aria si muove prevalentemente in senso verticale (verso l'alto e verso il basso rispettivamente). La bassa pressione equatoriale viene anche detta *zona delle bonacce* per la quasi totale assenza di venti al suolo. Nelle parti centrali delle fasce di transizione fra le alte e le basse pressioni, i venti al suolo assumono la maggiore velocità.



**Fig. 1.20** - Schema della circolazione generale dell'atmosfera. Si tratta di un modello ancora semplificato, che tiene conto della rotazione terrestre, ma che non considera la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari. È uno schema più vicino alla realtà rispetto a quanto rappresentato in **fig. 1.16**. Per ogni emisfero sono presenti almeno tre celle convettive principali anziché una sola.



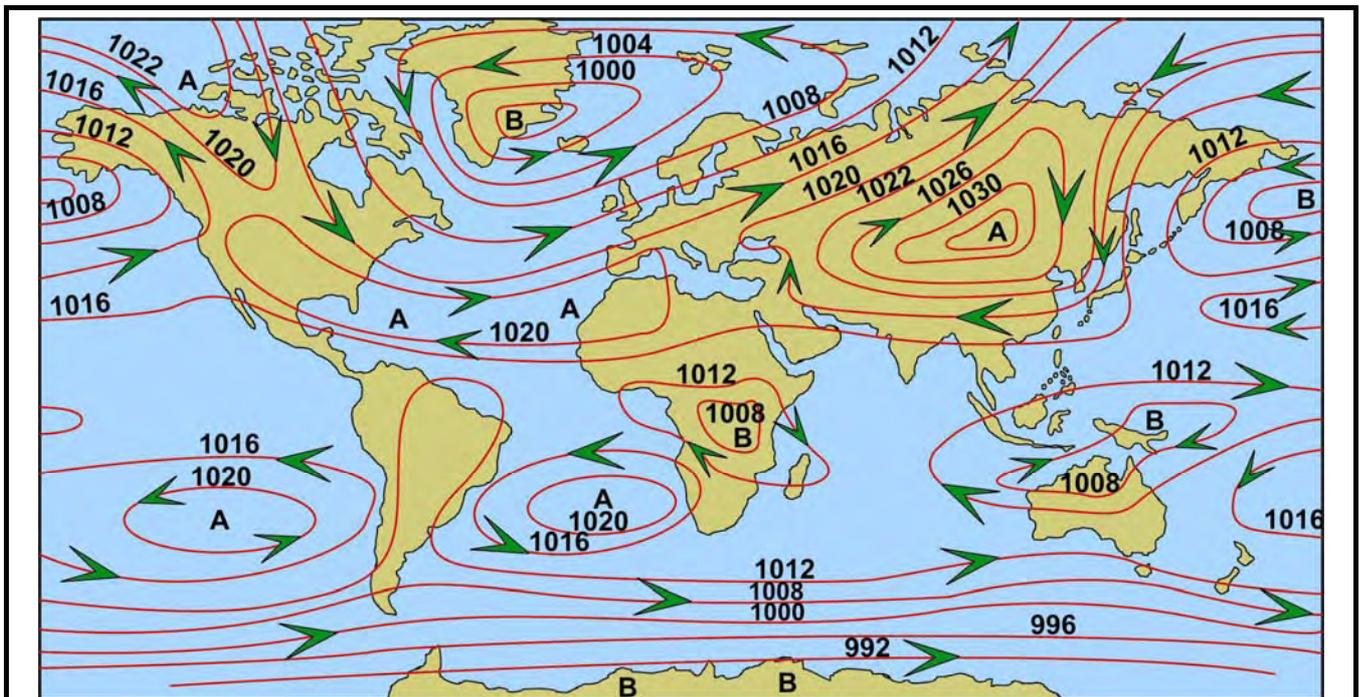
**Fig. 1.21** - Isobare del mese di luglio (valori indicati in hPa;  $P_{standard} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$ ).

Il modello fin qui illustrato non corrisponde ancora alla realtà, anche se, per certi aspetti, si dimostra adatto a spiegare fenomeni come i venti costanti alisei. Occorre pertanto eliminare altre semplificazioni del modello iniziale. È necessario considerare la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari e della diversa incidenza della radiazione solare nelle stagioni. Le **figg. 1.21** e **1.22** ci aiutano a capire come si complica ulteriormente il modello della circolazione generale dell'atmosfera. Esse mostrano la distribuzione media delle isobare in luglio e gennaio e ci consentono di osservare quanto segue:

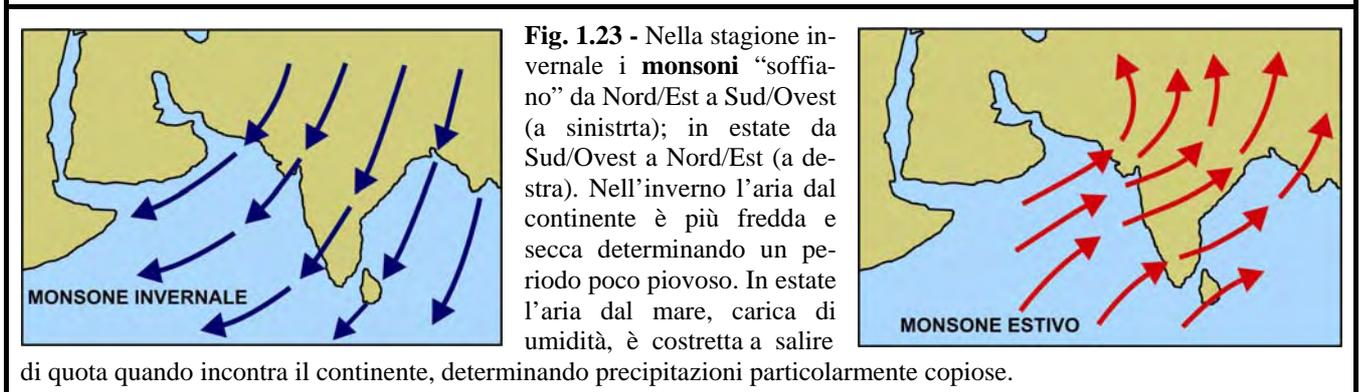
- le isobare sono fra loro distanziate nella zona equatoriale in ambedue le carte; pertanto i gradienti di pressione sono deboli (zona delle bonacce); gli **alisei** sono venti costanti per tutto l'anno;
- le isobare hanno un andamento simile ai paralleli con un gradiente di diminuzione in entrambe le stagioni nella fascia compresa tra il Tropic del Capricorno (con presenza di anticicloni) e il circolo polare antartico

(depressione subpolare); nell'emisfero australe, dove prevalgono gli oceani, quindi con superficie più omogenea la situazione è analoga a quella descritta con il precedente modello; nell'emisfero boreale, per opposti motivi, la situazione si complica notevolmente;

- è parzialmente riconoscibile la fascia dell'anticiclone subtropicale nell'emisfero Nord; l'**anticiclone delle Azzorre** sull'Atlantico è presente sia in gennaio che in luglio; la depressione polare (**ciclone Nord - Atlantico**) è pure presente, ma veramente attiva solo nella stagione invernale;
- nell'inverno boreale il continente asiatico si raffredda maggiormente e più velocemente degli oceani circostanti (**fig. 1.14**); l'aria più fredda e più pesante forma un'alta pressione (**anticiclone siberiano; fig. 1.22**); in estate succede il contrario (**fig. 1.13**); l'aria più calda e più leggera forma una bassa pressione (**ciclone siberiano; fig. 1.21**); questa è una delle più evidenti "anomalie" rispetto al modello di **fig. 1.20**; confrontando le **figg. 1.13** e **1.14** con le **figg. 1.21** e **1.22**, ne risultano altre, pur se meno evidenti;
- nell'inverno boreale venti intensi (**monsoni invernali** da Nord Est; **fig. 1.23**) soffiano dal continente asiatico (alta pressione) verso Sud dove, sull'oceano Indiano, la temperatura è più elevata (bassa pressione); durante la stagione calda l'oceano è più fresco (alta pressione) rispetto al continente (bassa pressione); i venti soffiano in senso inverso e vengono detti **monsoni estivi** (da Sud-Ovest; **fig. 1.23**).



**Fig. 1.22** - Isobare del mese di gennaio (valori indicati in mbar;  $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$ ).



**Fig. 1.23** - Nella stagione invernale i **monsoni** "soffiano" da Nord/Est a Sud/Ovest (a sinistra); in estate da Sud/Ovest a Nord/Est (a destra). Nell'inverno l'aria dal continente è più fredda e secca determinando un periodo poco piovoso. In estate l'aria dal mare, carica di umidità, è costretta a salire

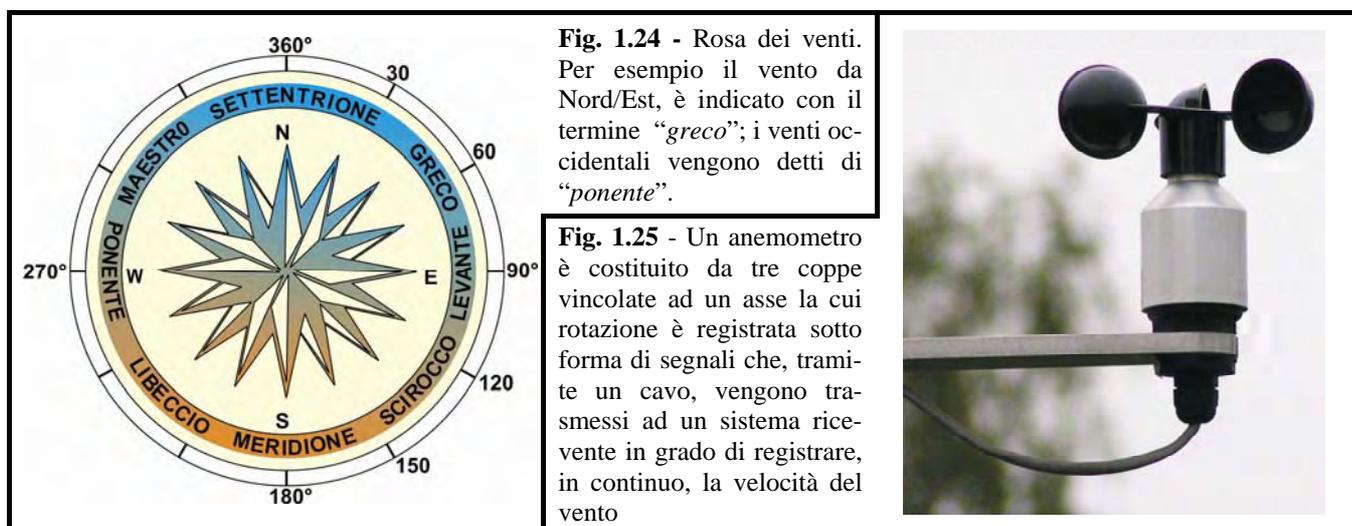
di quota quando incontra il continente, determinando precipitazioni particolarmente copiose.

A questo punto abbiamo una visione abbastanza approfondita di come funziona la macchina del tempo, ma dobbiamo eliminare un'ultima semplificazione. Avevamo supposto che la Terra fosse liscia. In realtà vi sono montagne alte migliaia di metri, fino a 8.000 m le più elevate, poco inferiori al limite superiore della troposfera. Quando i venti "corrono" sulla superficie terrestre perdono energia per attrito, con riduzione della forza geostrofica; la deviazione è minore rispetto a quanto accade in quota. I rilievi costringono l'aria a salire per superarli o a cambiare rotta per aggirarli; addirittura montagne, colline e pianure possono costringere l'aria a cambiare direzione più efficacemente della forza geostrofica. Non si deve pensare che la presenza di rilievi renda vanifichi il modello di circolazione dell'atmosfera sopra descritto, ma lo complica a livello locale. Le condizioni

del tempo presso una determinata località dipendono da ciò che si verifica a livello del globo, ma dipendono anche dai caratteri morfologici locali che possono esaltare o attenuare i fenomeni meteorologici innescati dalla circolazione generale dell'atmosfera.

## 1.7 - La misura del vento

Il vento è una grandezza vettoriale che rappresenta la sua velocità. L'aria infatti può muoversi lungo determinate direzioni e versi. La **fig. 1.24** mostra la classica **rosa dei venti**; a ciascuno di essi è assegnata una denominazione a seconda del quadrante da cui proviene. I venti sono più o meno intensi e lo strumento adatto per misurarne la velocità è l'*anemometro*. Esso viene posto sulla sommità delle capannine meteorologiche, a condizione che queste siano situate in spazi aperti. Il vento è infatti una variabile meteorologica difficile da rilevare perché influenzabile da ostacoli naturali (colline, dossi,...) o artificiali (muri, case,...). Spesso gli anemometri sono collocati in cima a colline o a grattacieli e sono muniti di una *banderuola*, che si allinea con la direzione del vento. Questo mette in rotazione tre o quattro *coppe* vincolate, come in un mulinello a vento, ad un asse che ruotando aziona un contagiri dal quale è possibile ricavare il dato della velocità (**fig. 1.25**).



**Fig. 1.24** - Rosa dei venti. Per esempio il vento da Nord/Est, è indicato con il termine "greco"; i venti occidentali vengono detti di "ponente".

**Fig. 1.25** - Un anemometro è costituito da tre coppe vincolate ad un asse la cui rotazione è registrata sotto forma di segnali che, tramite un cavo, vengono trasmessi ad un sistema ricevente in grado di registrare, in continuo, la velocità del vento

L'unità di misura della velocità del vento può essere espressa in chilometri all'ora [km/h]. Tuttavia la tradizione dei naviganti, largamente condizionata dalle misure inglesi, ha imposto un ampio uso del "nodo" pari ad un miglio marino all'ora (un miglio marino = 1,853 km)<sup>1</sup>. Un altro sistema, usato in aeronautica e in marina, è quello di indicare la *forza* del vento sulla base della Scala Internazionale di BEAUFORT (**tab. 1.2**).

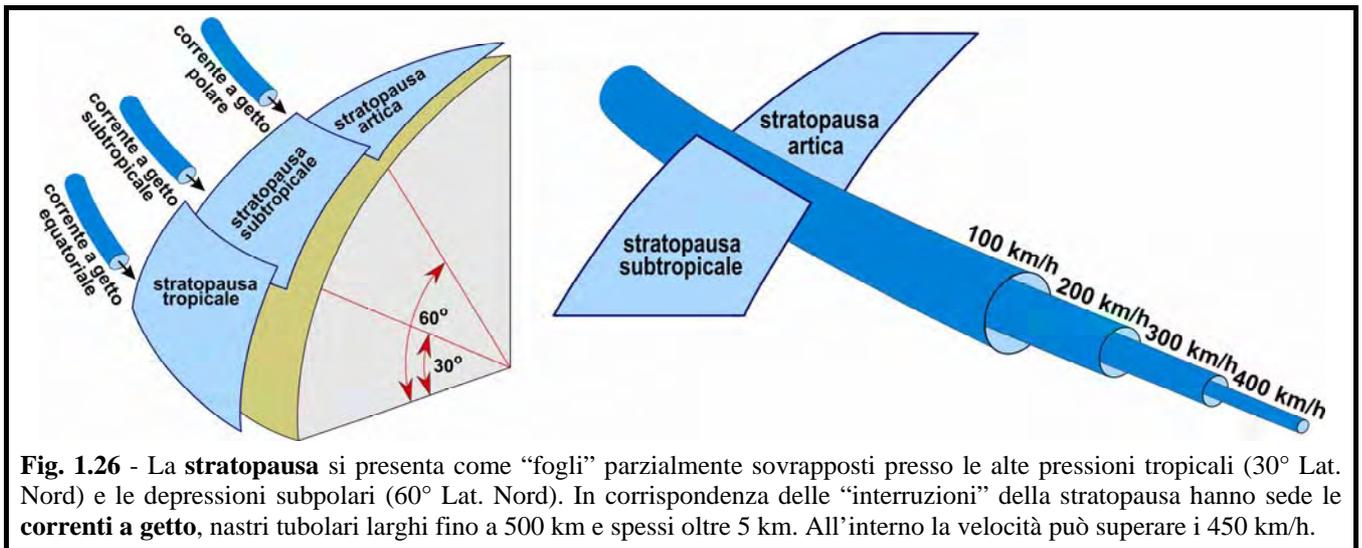
**Tab. 1.2** - La scala internazionale BEAUFORT è una classificazione dei venti in funzione della "forza" (velocità). Un "nodo" corrisponde ad un "miglio marino" all'ora (1,609 km/h).

Scala	velocità		descrizione	osservazioni
	[km/h]	[nodi]		
0	0 ÷ 2	0 ÷ 1	calma	Il fumo sale verticalmente.
1	2 ÷ 6	1 ÷ 3	bava di vento	Direzione del vento indicata dal fumo, non dalle banderuole.
2	7 ÷ 13	4 ÷ 6	brezza leggera	Vento sensibile al volto; si muovono le foglie; si orientano le banderuole.
3	14 ÷ 22	7 ÷ 10	brezza tesa	Foglie ramoscelli in movimento; il vento distende le bandiere.
4	23 ÷ 33	11 ÷ 16	vento moderato	Polvere, pezzi di carta si sollevano; si muovono i piccoli rami.
5	34 ÷ 44	17 ÷ 21	vento teso	Si muovono rami; si increspano le acque nei bacini.
6	45 ÷ 57	22 ÷ 27	vento fresco	Si agitano i grossi rami; si odono fischi; uso difficoltoso di ombrelli.
7	58 ÷ 70	28 ÷ 33	vento forte	Alberi in movimento; si cammina controvento con difficoltà.
8	71 ÷ 85	34 ÷ 40	burrasca moderata	Piccoli rami si spezzano; si cammina controvento con molta difficoltà.
9	86 ÷ 100	41 ÷ 47	burrasca forte	Danni leggeri alle strutture (tegole, camini, ecc...).
10	101 ÷ 117	48 ÷ 55	burrasca fortissima	Alberi sradicati, danni considerevoli alle costruzioni.
11	118 ÷ 133	56 ÷ 63	bufera	Devastazioni gravi.
12	134 ÷ 152	64 ÷ 71	uragano	Devastazioni gravissime.

<sup>1</sup> Da non confondersi con il "miglio terrestre" pari a 1,609 km.

## 1.8 - Le correnti a getto

L'altezza della tropopausa non è uguale su tutta la superficie del globo, ma varia da un massimo di quasi 18 km presso l'equatore, ad un minimo di 8 km presso i poli nelle stagioni fredde (**fig. 1.8**). Questa differenza sembra dovuta ai moti verticali dell'aria verso l'alto, più intensi alle basse latitudini e nella stagione calda per la maggior radiazione solare (l'aria calda si dilata, diventa più leggera e sale). È una teoria non condivisa da tutti i meteorologi, dato che altri fattori sembrano influire sull'altezza della tropopausa. Essa non è una fascia continua che si estende dai poli all'equatore, come mostra lo schema molto semplificato di **fig. 1.8**; non è una sottile pellicola che avvolge in modo continuo la troposfera ad una altezza gradualmente variabile con la latitudine. In realtà essa presenta interruzioni. La tropopausa si presenta come "fogli" a diversa altezza e parzialmente stratificati ai loro margini (**fig. 1.26**) in corrispondenza delle alte pressioni tropicali (30° Lat. Nord) e delle depressioni polari (60° Lat. Nord). Nella stretta fascia dove i "fogli" si sovrappongono, lungo la verticale si registrano rapidi cambiamenti nella struttura fisica dell'atmosfera (temperatura, pressione,...) che innescano spostamenti di masse d'aria. Ciò accade perché movimenti dell'aria tendono sempre ad annullare, pur essendo da esse innescate, le diversità nello stato fisico tra le porzioni di atmosfera.



**Fig. 1.26** - La stratopausa si presenta come "fogli" parzialmente sovrapposti presso le alte pressioni tropicali (30° Lat. Nord) e le depressioni subpolari (60° Lat. Nord). In corrispondenza delle "interruzioni" della stratopausa hanno sede le **correnti a getto**, nastri tubolari larghi fino a 500 km e spessi oltre 5 km. All'interno la velocità può superare i 450 km/h.

Ad alta quota l'aria è maggiormente libera di spostarsi non essendo vincolata, diversamente dai venti al suolo, dall'attrito con il terreno; inoltre le discontinuità fra i livelli della stratopausa determinano elevati gradienti fisici (veloci cambiamenti delle caratteristiche fisiche in poco spazio). Sono condizioni adatte alla formazione di venti intensi: **correnti a getto**. Esse sono vere e proprie fiumane d'aria molto veloci, larghe centinaia di chilometri e spesse alcuni chilometri, al cui centro i venti (da Ovest) possono spirare fino alla ragguardevole velocità di 500 km/h. Le correnti a getto non presentano caratteristiche costanti nell'arco dell'anno e contribuiscono a distribuire l'energia sulla Terra (**scheda 1.7**). Per esempio quella polare è molto più attiva durante nell'inverno, dato che più pronunciate sono le diversità in termini di altezza e di caratteristiche fisiche (quindi maggiori gradienti) fra la stratopausa a livello del polo e quella alle latitudini più basse. Le correnti a getto non sono nastri perfettamente paralleli all'equatore con la stessa larghezza, spessore e velocità dei venti; nell'emisfero boreale durante l'inverno sono relativamente costanti; nell'estate si spezzano e si indeboliscono.

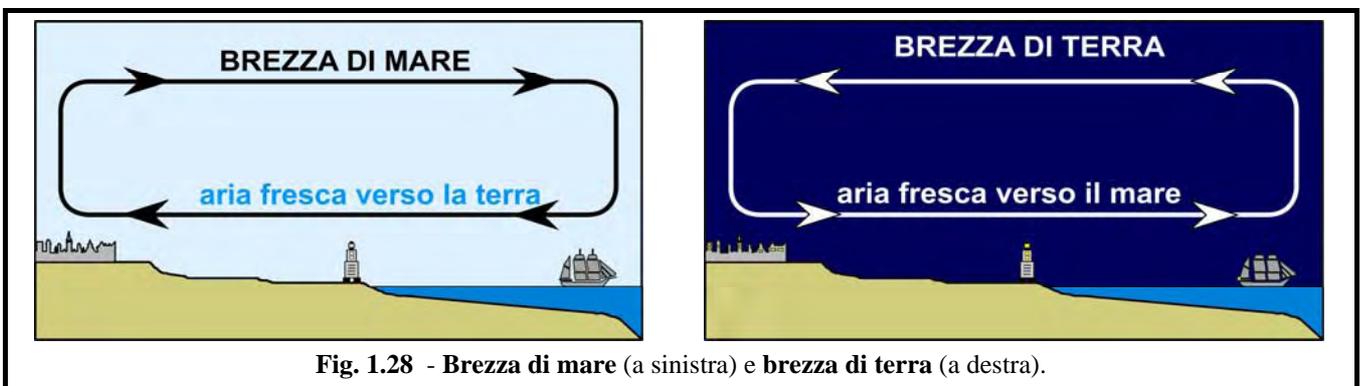
## 1.9 - I venti periodici

I venti periodici si verificano con frequenza regolare; l'intervallo di tempo fra una manifestazione e quella successiva può essere molto diverso a seconda delle situazioni. Un caso che abbiamo già esaminato è rappresentato dai monsoni che si succedono regolarmente due volte all'anno: una volta dal continente e una volta dall'oceano (**fig. 1.23**). Si tratta di un fenomeno che interessa un'ampia porzione del continente asiatico; Vi sono inoltre situazioni locali che determinano venti su piccola scala che si manifestano quotidianamente: le **brezze**.

La **brezza di valle** (**fig. 1.27**) si verifica durante il giorno come vento leggero dalla pianura o dalla porzione più bassa di un valle verso monte (venti ascendenti). Nelle ore più calde l'aria stazionante in pianura o nella valle si riscalda, si dilata e sale lungo i pendii montuosi. Le **brezza di monte** è un vento che spira nelle notti calme e serene muovendosi in senso opposto al precedente; nella notte i fianchi delle montagne si raffreddano abbassando la temperatura dell'aria immediatamente sovrastante che diventa più densa e scende a valle.



Il mare e la terra esposti alla medesima radiazione solare si riscaldano in modo diverso; il primo è più lento ad assorbire l'energia solare e a restituire calore, mentre la terra si riscalda e si raffredda più velocemente. Durante il giorno la terra costituisce un punto caldo e quindi una relativa bassa pressione e il mare un punto meno caldo con una relativa alta pressione: l'aria si muove dal mare verso la terra (**brezza di mare**; **fig. 1.28**). Durante la notte succede il contrario (**brezza di terra**).



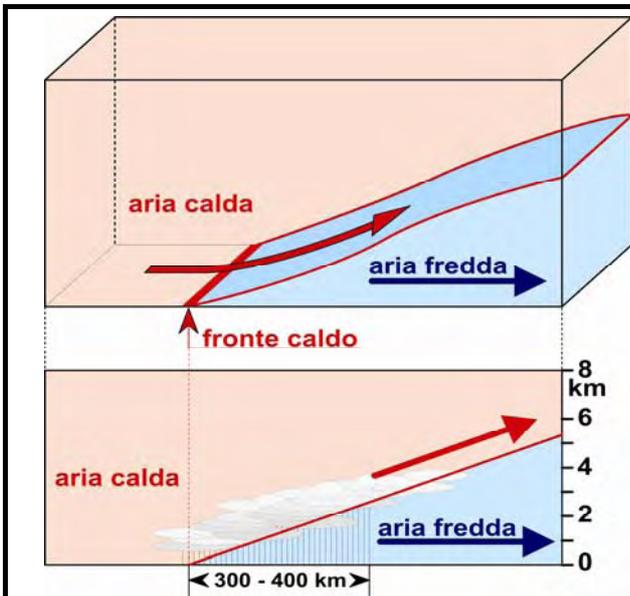
## 1.10 - I fronti e le precipitazioni

La macchina del tempo è responsabile della circolazione globale dell'atmosfera; l'aria si sposta senza sosta con movimenti orizzontali e verticali al suolo e in quota. Il funzionamento di questo meccanismo dipende dalla fonte energetica solare che riscalda in modo disomogeneo porzioni diverse della Terra; queste si scaldano e si raffreddano con intensità diverse a seconda che si tratti di terre emerse o di oceani. In questo gioco entra anche l'acqua; l'aria muovendosi cambia il suo stato fisico (pressione, volume, temperatura) e l'acqua in essa contenuta, evaporata dagli oceani, dai laghi, dal terreno, traspirata dai vegetali, condensa in minute goccioline formando nubi e determinando precipitazioni (pioggia, grandine, neve), oppure può diventare più "secca".

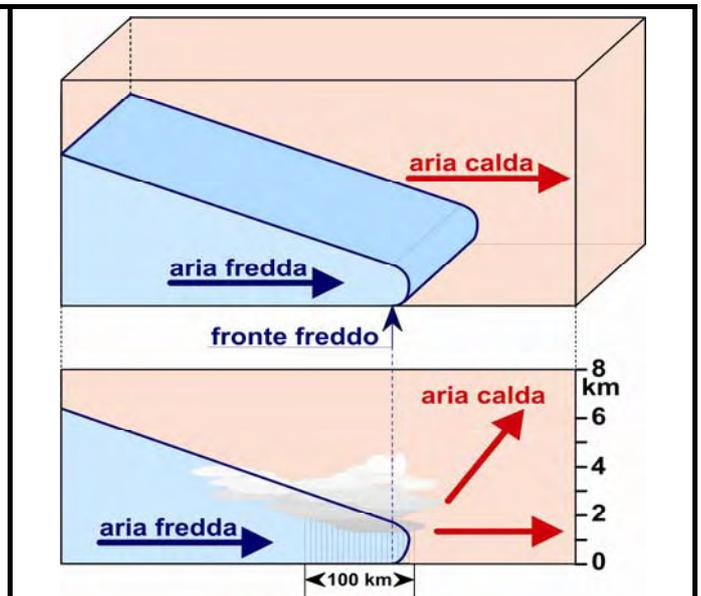
Se diminuisce la temperatura di una massa d'aria, anche la sua umidità relativa diminuisce fino a diventare pari o inferiore all'umidità assoluta; l'acqua in eccesso passa dallo stato gassoso a quello liquido. Un abbassamento della temperatura può determinare la condensazione dell'acqua in minute goccioline con formazione di **nebbie** o di **nuvole**. Se la temperatura è molto bassa la condensazione può portare alla formazione di microcristalli di ghiaccio. Il passaggio dallo stato gassoso a quello liquido o solido viene facilitato dalla presenza di *nuclei di condensazione*, particelle igroscopiche attorno alle quali si raccolgono le molecole d'acqua. I nuclei di condensazione sono costituiti dal pulviscolo atmosferico e sembra anche dal cloruro di sodio, mobilizzato dal vento dagli spruzzi delle onde marine e trasportato a grande distanza. Il diametro delle goccioline (quando non sono formate da sottili aghi di ghiaccio) è pari a  $0,004 \div 0,1$  mm. In aria ferma scendono con una velocità di  $\sim 1$  cm/sec, ma è sufficiente una debole corrente per mantenerle in quota. Se il diametro supera 0,1 mm le gocce scendono con maggiore velocità (fino a 1 m/sec), possono unirsi fra loro e diventare vere e proprie gocce di pioggia, con diametro di  $1 \div 5$  mm.

Quali sono i meccanismi che provocano condensazione in una massa d'aria che spostandosi cambia il suo stato fisico? Consideriamo una massa d'aria che si muove in prossimità di un terreno, che per comodità immaginiamo senza rilievi. Supponiamo che essa incontri un'altra massa d'aria più fredda (**fig. 1.29**); la prima tenderà a sormontare la seconda perché più leggera, che quindi sale di quota, si dilata e si raffredda con conseguente condensazione. Si formano nubi prevalentemente alte e stratificate, seguite da strati più bassi che provocano la

pioggia. È uno strato d'aria calda che sormonta e spinge una massa d'aria fredda, dove la linea di contatto al suolo fra le due viene detta **fronte caldo**. Una situazione analoga a quella descritta si ha spesso in inverno sulla Pianura Padana; essa costituisce un vero e proprio “cuscinetto” d'aria fredda, sul quale, quando spirano venti meridionali carichi di umidità raccolta dal Mediterraneo, scorre uno strato d'aria calda con conseguente formazione di nubi e talora nevicata anche abbondanti.

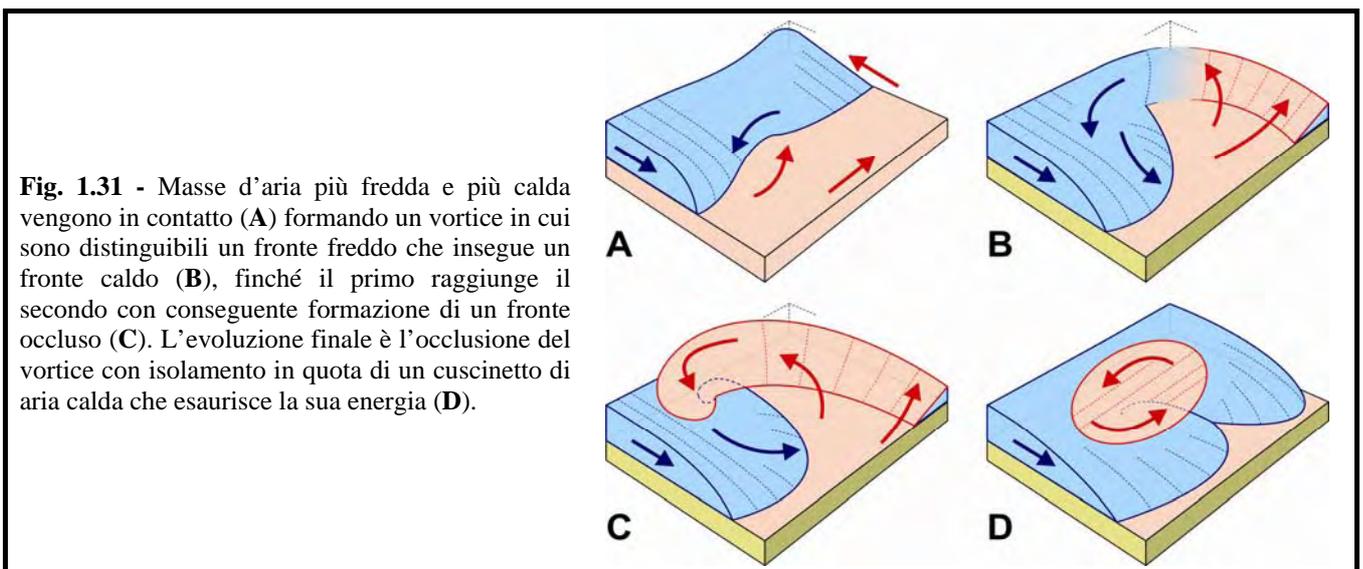


**Fig. 1.29** - Il **fronte caldo** è dovuto ad una massa d'aria calda che spinge e sovrasta una massa d'aria fredda.



**Fig. 1.30** - Il **fronte freddo** è dovuto a una massa d'aria fredda che spinge e solleva una massa d'aria calda.

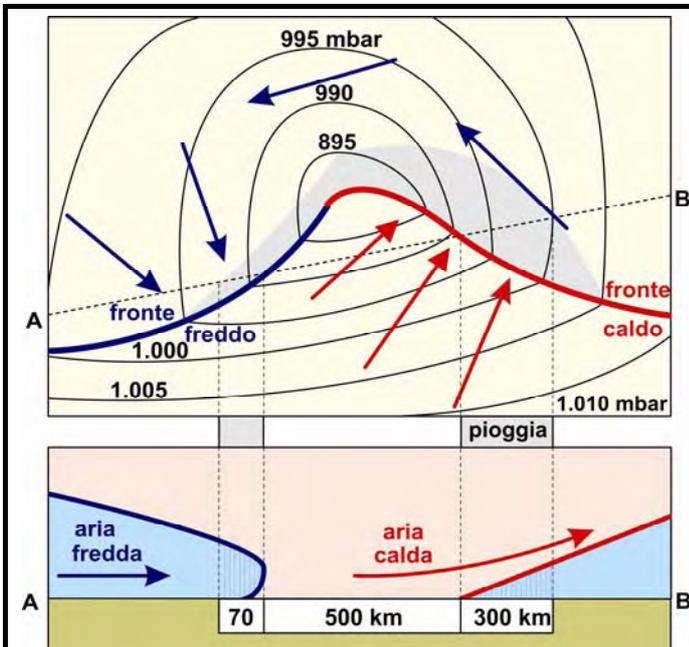
Se una massa d'aria fredda, nel suo spostamento al suolo, incontra una massa d'aria più calda (**fig. 1.30**), questa viene violentemente sollevata verso l'alto con la prima che vi si incunea al di sotto. L'aria calda sale velocemente in quota dilatandosi e raffreddandosi, con formazione di nubi prevalentemente cumuliformi, vere e proprie “torri” con grande sviluppo verticale, spesso nubi temporalesche, così spesse, da risultare quasi nere ed in grado di provocare rovesci (piogge intense). La linea di contatto fra le due masse d'aria al suolo viene detta **fronte freddo**. In Italia situazioni del genere si hanno in occasione di invasioni di masse d'aria provenienti da Nord o da Nord/Nord - Ovest (venti di tramontana) e da Est o da Nord/Est (venti di Bora).



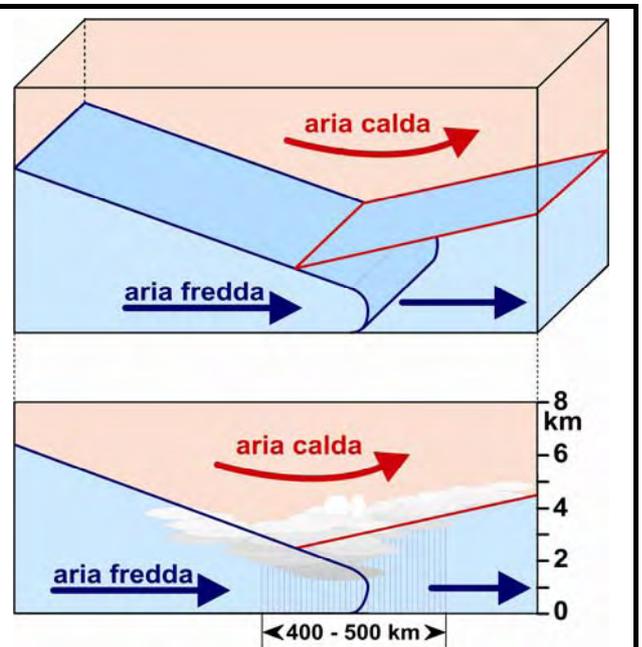
**Fig. 1.31** - Masse d'aria più fredda e più calda vengono in contatto (A) formando un vortice in cui sono distinguibili un fronte freddo che insegue un fronte caldo (B), finché il primo raggiunge il secondo con conseguente formazione di un fronte occluso (C). L'evoluzione finale è l'occlusione del vortice con isolamento in quota di un cuscinetto di aria calda che esaurisce la sua energia (D).

La formazione dei fronti, così come illustrata, non spiega la maggior parte dei fenomeni associati agli spostamenti delle masse d'aria. Occorre analizzare la distribuzione delle alte e basse pressioni e delle isobare che determinano le direzioni dei venti. Consideriamo due masse d'aria più fredda e più calda che vengono in contatto (**fig. 1.31/A**). La Terra ruota da Est verso Ovest, pertanto l'aria fredda tende a spostarsi a Sud nella parte Ovest della figura; nel frattempo l'aria calda, che si trovava a Sud e quindi con velocità periferica superiore, sovrasta quella più fredda nella parte Est della figura. L'aria fredda si “incunea” nell'aria calda assumendo le caratteristiche di un fronte

freddo (**fig. 1.31/B**); contemporaneamente l'aria calda "spinge" ulteriormente quella fredda come in un fronte caldo. A questo punto si forma una depressione, un vortice ciclonico in cui le isobare assumono il caratteristico andamento illustrato in **fig. 1.32**. Il fronte freddo è più irruento e avanza più velocemente del fronte caldo, fino a raggiungerlo, inizialmente presso il centro del vortice, dove erano meno distanti, poi man mano anche in periferia (**fig. 1.31/C**). Quando il fronte freddo raggiunge e sovrasta quello caldo, si forma un nuovo sistema (**fronte occluso**; **fig. 1.33**), in cui l'aria calda rimane isolata a formare un cuscinetto sopra quella fredda. Nella sua evoluzione il vortice diventa un unico fronte occluso con una cellula residua d'aria calda (**fig. 1.31/D**) che esaurisce la sua energia fino a sparire del tutto, per ritornare ad una situazione simile a quella iniziale.



**Fig. 1.32** - È riproposta la situazione della **fig. 1.31/B**. Notare la disposizione delle isobare, con verso di rotazione antiorario dei venti come è tipico di un ciclone nell'emisfero Nord.

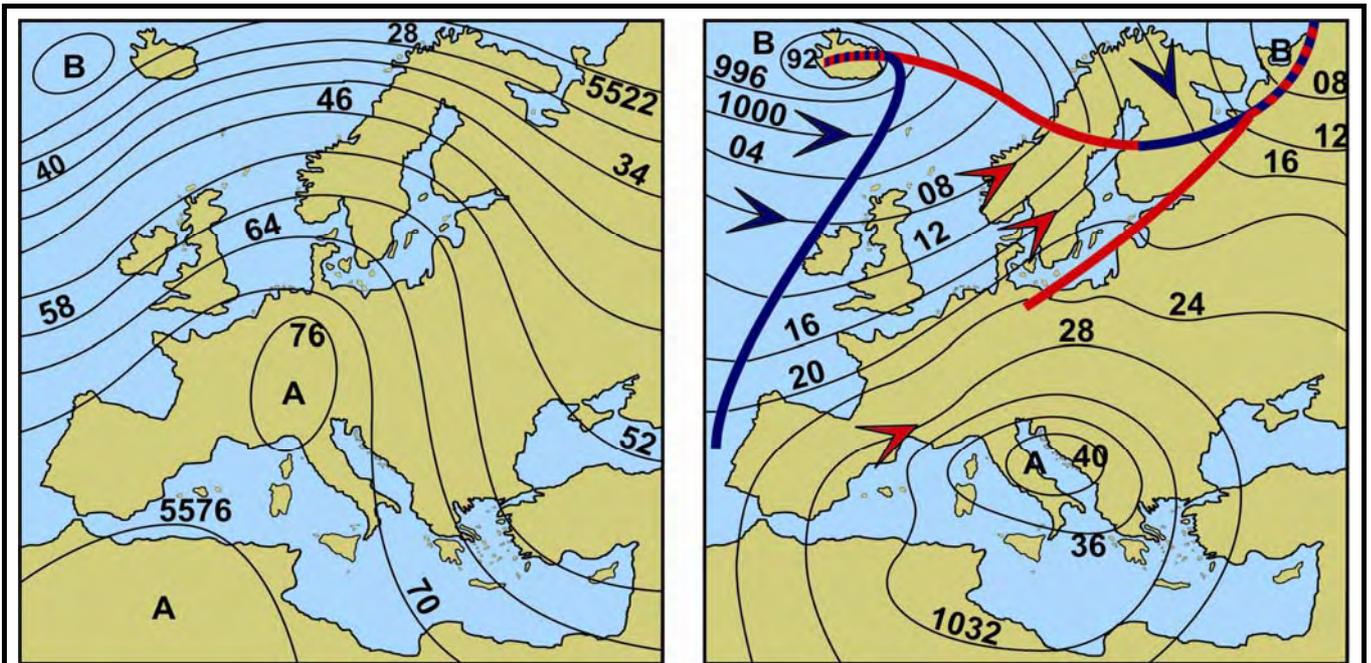


**Fig. 1.33** - il **fronte occluso** è dovuto alla sovrapposizione di due fronti con quello freddo che raggiunge e si incunea in quello caldo.

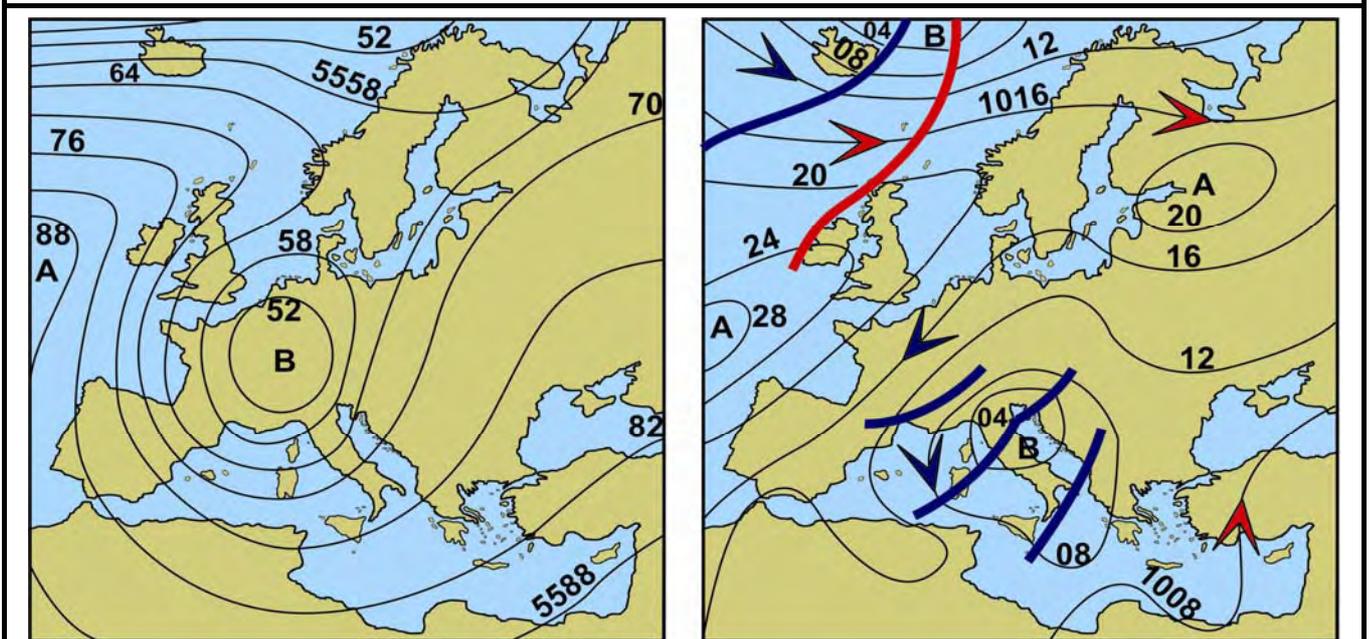
Il sistema sopra descritto costituisce, nel suo insieme, una **perturbazione**: una alterazione di un equilibrio iniziale (seppure precario) in cui due masse d'aria sono in contatto ma separate. Tale disequilibrio porta alla formazione di un vortice ciclonico lungo la linea di separazione fra le due, tendente a mescolarle. La perturbazione è un fenomeno che contribuisce all'entropia del sistema Terra-atmosfera; infatti essa tende a mescolare parti dell'atmosfera inizialmente "ordinatamente" separate per arrivare ad un disordine, ad una distribuzione più omogenea nello spazio dell'energia e delle altre proprietà fisiche del gas aria.

La linea di contatto fra l'aria fredda dell'anticiclone polare e quella calda delle alte pressioni tropicali intorno a 60° Lat. Nord (**figg. 1.21 e 1.22**) può essere descritta come situazione analoga a quella appena analizzata. Lungo la fascia delle depressioni subpolari si formano numerosi vortici; essi sono perturbazioni che si spostano da Ovest verso Est (quindi dall'Atlantico invadono l'Europa) portando precipitazioni al loro passaggio. La posizione di quella fascia di basse pressioni (largamente influenzata dalla disposizione delle correnti a getto) non è costante. Una di queste è la depressione d'Islanda, che è più attiva e spinge la sua influenza a Sud durante la stagione invernale quando, per il maggior freddo, l'anticiclone polare estende la sua influenza verso latitudini più basse. Questa depressione "pulsava" con ritmi molto variabili, si forma presso l'Islanda, invade l'Europa, andando ad estinguersi nel continente eurasiatico, dove giunge normalmente quasi esaurita. Talvolta viaggia a latitudini superiori portando piogge e neve in Europa centrale e sulla penisola scandinava. Oppure estende la sua influenza più a Sud fino a portare precipitazioni sul Mediterraneo (**figg. 1.34 e 1.35**).

Nubi e precipitazioni possono manifestarsi anche in regime di alta pressione, in assenza di perturbazioni. In estate, soprattutto in pianura, durante il giorno, quando più intensa è la radiazione solare e dopo parecchi giorni durante i quali il ristagno dell'aria determina una elevata umidità relativa (la cosiddetta "afa" o "caldo umido"), l'aria diventa molto calda e sale in quota dilatandosi e raffreddandosi. Si formano nubi ad ampio sviluppo verticale (prevalentemente cumulonembi) che danno luogo a temporali brevi, talora anche intensi. Situazioni analoghe sono frequenti in montagna nei pomeriggi d'estate, in seguito alla risalita lungo le pendici di aria più calda proveniente dalle vicine pianure o dai fondovalle. Il rilievo e l'irregolare distribuzione delle terre emerse e dei mari condizionano notevolmente i fenomeni meteorologici ed in particolare proprio le precipitazioni.



**Fig. 1.34** - A sinistra è rappresentata la distribuzione di isobare all'altezza di 5.500 m. Normalmente l'anticiclone delle Azzorre ha il massimo nell'Atlantico ad Ovest del Mediterraneo; in estate invade il Mediterraneo portando "bel tempo" in Italia. Più raramente estende la sua influenza all'Europa centromeridionale nell'inverno (a sinistra). La stessa situazione è rappresentata dall'andamento delle isobare al suolo (in hPa, a destra); la maggiore irregolarità delle linee è dovuta all'influenza dei rilievi; si osservano due perturbazioni "guidate" dalla depressione d'Islanda che aggirano la "campana" di alta pressione, portando piogge sull'Europa settentrionale.

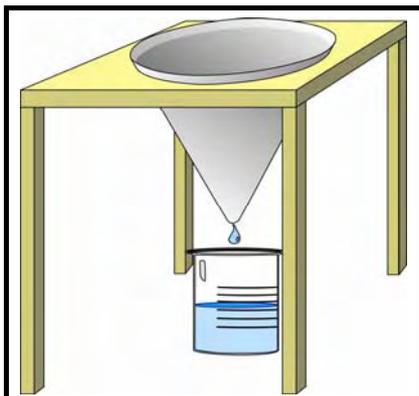


**Fig. 1.35** - È illustrata la situazione registrata nel luglio 1966, con lo stesso tipo di rappresentazione utilizzata per la fig. 1.34. L'estate fu interrotta da un flusso d'aria fredda sul Mediterraneo occidentale a causa dell'arretramento ad ovest dell'anticiclone delle Azzorre e dell'anomala espansione della depressione d'Islanda. Si formarono fronti freddi che determinarono intense manifestazioni temporalesche sulla penisola italiana.

### 1.11 - La misura delle precipitazioni

Le precipitazioni vengono rilevate e misurate in millimetri presso le stazioni meteorologiche. Cumulando la pioggia di un mese si ha la **precipitazione mensile**. Calcolando la media delle precipitazioni mensili di un dato mese per un lungo periodo di osservazione, si ottiene la **precipitazione media mensile**. La somma dei dodici valori medi mensili è la **precipitazione media annua**.

La precipitazione può essere raccolta e misurata con un apparecchio (**pluviometro**). Quello più comune è un imbuto con una imboccatura quadrata o rotonda e da un recipiente graduato sottostante (**fig. 1.36**). Attraverso le pareti dell'imbuto si può far passare una resistenza elettrica in modo da fondere la neve per raccogliere l'equivalente quantità d'acqua. La misura può essere effettuata ad intervalli di 24 ore per registrare la pioggia giornaliera. Se nel recipiente graduato l'acqua raccolta in un giorno è pari a un litro, mentre la superficie di raccolta dell'imbuto è pari a un metro quadrato, è facile calcolare che l'altezza di precipitazione giornaliera è pari a un millimetro.



**Fig. 1.36** - Il pluviometro più semplice è formato da un imbuto che raccoglie le acque di precipitazione in un cilindro graduato.

Pur basandosi sullo stesso principio i pluviometri sono strumenti più complessi. Sono muniti di un imbuto posto su una capannina meteorologica che porta acqua ad un "cucchiaio contatore", in grado di produrre un'azione ad ogni quarto di millimetro di pioggia (**fig. 1.37**). Vi sono strumenti in grado di registrare le precipitazioni con precisione ed in modo continuo, che permettono misure entro qualsiasi intervallo di tempo. Pur riconoscendo l'utilità della moderna tecnologia è doveroso riconoscere il valore storico delle rilevazioni effettuate in passato con strumenti molto meno sofisticati, fondamentali oggi per gli studi di climatologia.



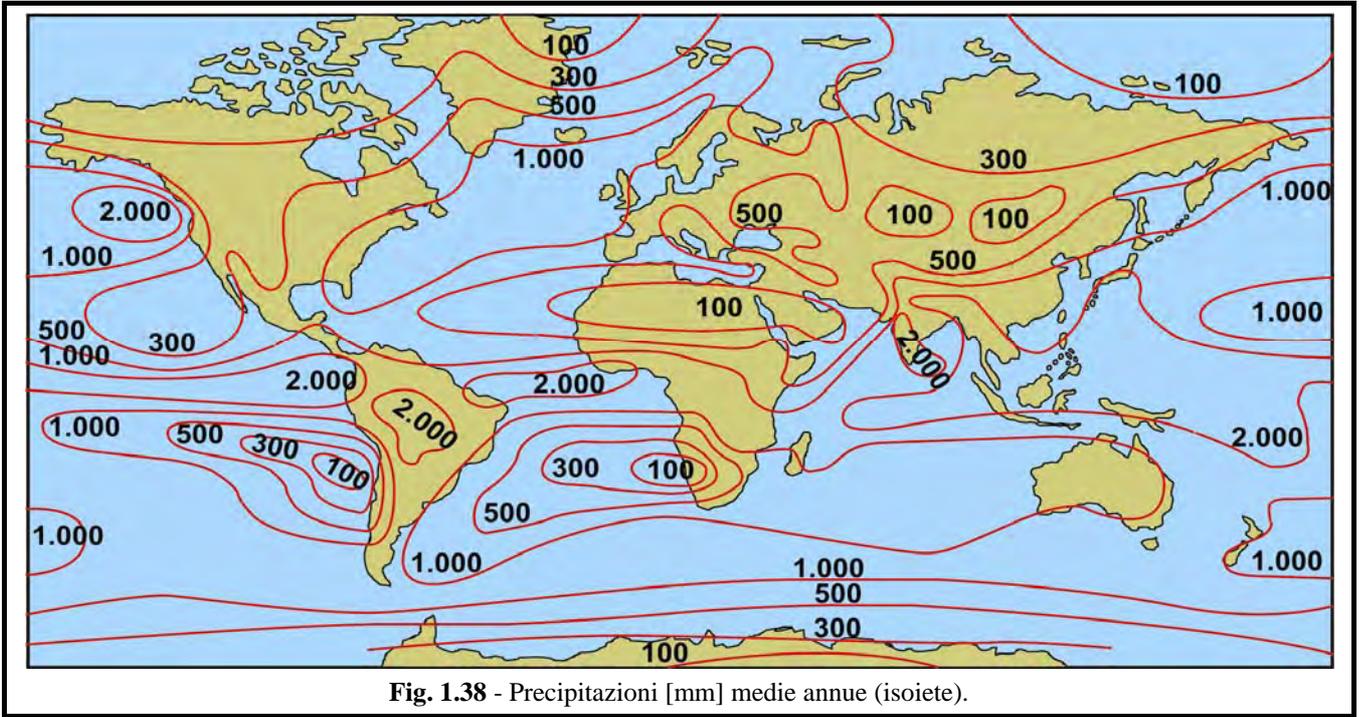
**Fig. 1.37** - A sinistra una capannina meteorologica con strumenti per la misura dei parametri atmosferici ad altezza d'uomo ed un pluviometro a forma di cilindro sormontato dall'imbuto che raccoglie l'acqua delle piogge (vedi anche **fig. 1.11**). A destra si osservano i meccanismi interni del pluviometro, che consentono la rilevazione continua della quantità di precipitazione.

Disponendo di numerose stazioni pluviometriche che abbiano effettuato misure per un identico periodo di osservazione, è possibile tracciare le **isoiete**, linee su una carta topografica (o su una carta geografica regionale o continentale) che uniscono i punti con uguale precipitazione. In **fig. 1.38** sono rappresentate le isoiete medie annue sull'intero mappamondo.

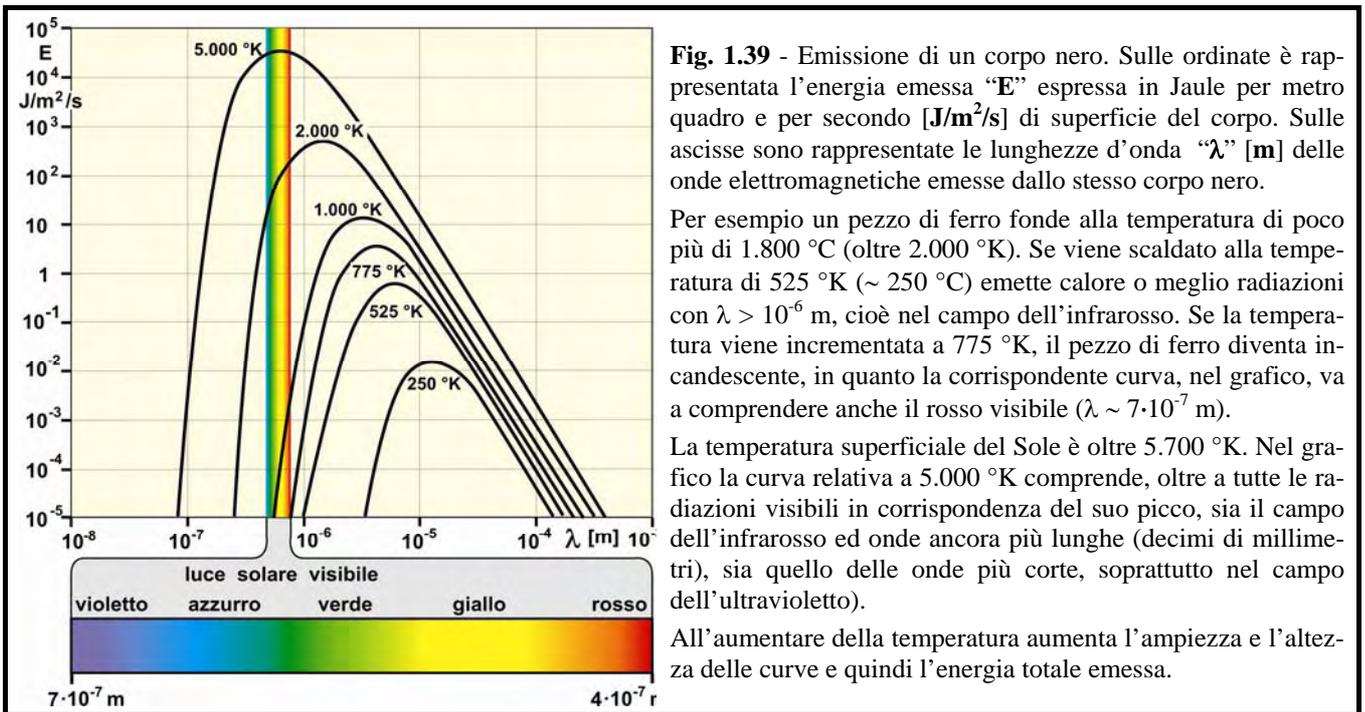
### **SCHEMA 1.1 - Radiazione del corpo nero**

Le onde radio, le radiazioni infrarosse, la luce visibile (scomponibile nei diversi colori tipici dell'arcobaleno), i raggi ultravioletti, i raggi X, ecc... sono tutte radiazioni elettromagnetiche che si muovono alla velocità della luce nel vuoto (~ 300.000 km/s) e descrivibili come vere e proprie onde. Tali radiazioni si distinguono tra loro mediante un parametro fondamentale della fisica delle onde: la **lunghezza d'onda** ( $\lambda$ ). Essa può variare da decine ed anche centinaia di metri per quelle più lunghe (radio), fino a milioni di milioni di volte più piccole, come nel caso dei raggi X ( $10^{-10}$  m). Le lunghezze d'onda nel campo del visibile sono comprese tra  $7 \cdot 10^{-7}$  m (rossa) e  $4 \cdot 10^{-7}$  m (blu). Le onde sono veri e propri sistemi di trasporto di energia, tanto più efficaci, quanto minore è la lunghezza d'onda. Per esempio i raggi ultravioletti ( $\lambda = 2 \cdot 10^{-7}$  m ÷  $4 \cdot 10^{-7}$  m) trasportano molta più energia (e sono pertanto pericolosi per i viventi) dei raggi infrarossi ( $\lambda = 4 \cdot 10^{-7}$  m ÷  $1 \cdot 10^{-3}$  m). Questi ultimi vengono demoninati in tal modo perché si riferiscono a radiazioni "sotto il rosso" (dal latino *infra*, "sotto"), perché il rosso è il colore visibile con  $\lambda$  più lunga; inoltre i raggi infrarossi sono anche detti "onde del calore" ed hanno  $\lambda$  superiore a quelle radio.

La luce visibile proveniente dal Sole colpisce gli oggetti. Una parte delle radiazioni viene riflessa e giunge ai nostri occhi che quindi ci fanno "vedere" gli oggetti stessi. Un corpo appare bianco perché riflette "tutte" le radiazioni del visibile. Un corpo appare, per esempio, verde perché riflette quella radiazione, trattenendo le altre e i nostri occhi ci fanno "vedere" quel colore. Un corpo nero non riflette radiazioni, trattenendole tutte.



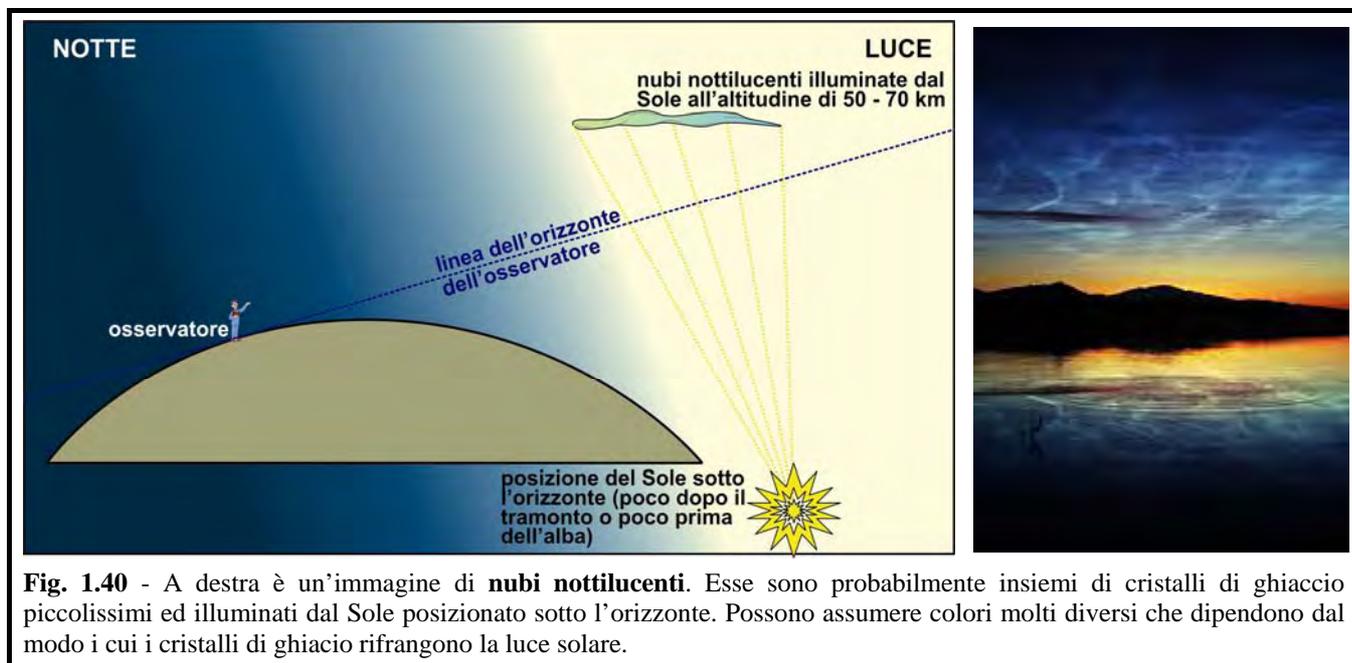
Dove finisce l'energia portata dalle radiazioni elettromagnetiche della luce visibile se queste non vengono riflesse, ma trattenute dal corpo? Per rispondere immaginiamo di mettere sotto il forte sole di luglio due pentole, una perfettamente bianca e una assolutamente nera. Dopo una decina di minuti la prima risulterà appena tiepida, mentre quella nera risulterà talmente calda da poterci quasi cuocere un uovo. Evidentemente l'energia nobile sotto forma elettromagnetica portata dalla luce viene convertita in calore.



La padella calda può essere considerata un esempio di ciò che, in fisica, viene indicato come **corpo nero**, cioè un oggetto che assorbe tutta la radiazione elettromagnetica incidente (e quindi non ne riflette). Il corpo nero, per la conservazione dell'energia, irradia, sotto forma di infrarossi (calore), tutta la quantità di quella assorbita (coefficiente di emissività uguale a quello di assorbività) e deve il suo nome all'assenza di riflessione. Lo spettro (intensità della radiazione emessa ad ogni lunghezza d'onda) di un corpo nero è caratteristico e dipende unicamente dalla sua temperatura (**fig. 1.39**). In generale un corpo poco caldo, generalmente con temperatura pari o inferiore a un centinaio di gradi centigradi, irradia poca energia e quindi sottoforma di infrarossi. Un corpo più caldo emette radiazioni con lunghezza d'onda più corte; per esempio un chiodo ben scaldato alla fiamma diventa incandescente emettendo quindi nel campo del rosso visibile; aumentando ancora la temperatura, fin quasi alla fusione del ferro, la radiazione emessa tende al giallo, cioè con  $\lambda$  minore. Il Sole, per esempio, è molto caldo; pertanto emette radiazioni che vanno da quelle radio fino a quelle più corte, come i raggi gamma.

## SCHEDA 1.2 - Nubi nottilucenti

Alle latitudini più elevate, generalmente sopra i 50°, nei mesi estivi, talvolta si osservano nel nubi molto particolari, denominate nottilucenti, in quanto sembrano risplendere quasi di luce propria contro il fondo più scuro del cielo. Si tratta di rare formazioni nuvolose che si formano nella mesosfera (la parte più alta della stratosfera), a 50 ÷ 70 chilometri di altitudine (mentre di solito le nubi più alte non superano i 12 km di quota nella troposfera) illuminate dal Sole sotto l'orizzonte poco dopo il tramonto o poco prima dell'alba (fig. 1.40).



**Fig. 1.40** - A destra è un'immagine di **nubi nottilucenti**. Esse sono probabilmente insiemi di cristalli di ghiaccio piccolissimi ed illuminate dal Sole posizionato sotto l'orizzonte. Possono assumere colori molti diversi che dipendono dal modo i cui i cristalli di ghiaccio rifrangono la luce solare.

Tali nubi furono notate la prima volta nel 1885, dopo l'esplosione del vulcano Krakatoa, avvenuta nel 1883 in Indonesia. Questo evento portò a ipotizzare che le nubi nottilucenti fossero causate dal residuo di polveri vulcaniche nell'alta atmosfera, e che meccanismi simili, come ad esempio polveri meteoriche, potessero alimentarle. Purtroppo è molto difficile studiare queste nubi, troppo alte per i palloni sonda e troppo basse per i satelliti. Sappiamo che sono minuscoli granuli di ghiaccio che probabilmente si aggregano attorno al pulviscolo meteorico o vulcanico che funge da seme di crescita per i cristalli, ma non è chiaro come avviene il meccanismo che trasporta l'acqua (o meglio vapore acqueo) in quella fascia atmosferica totalmente "secca".

## SCHEDA 1.3 - Bilancio della radiazione solare

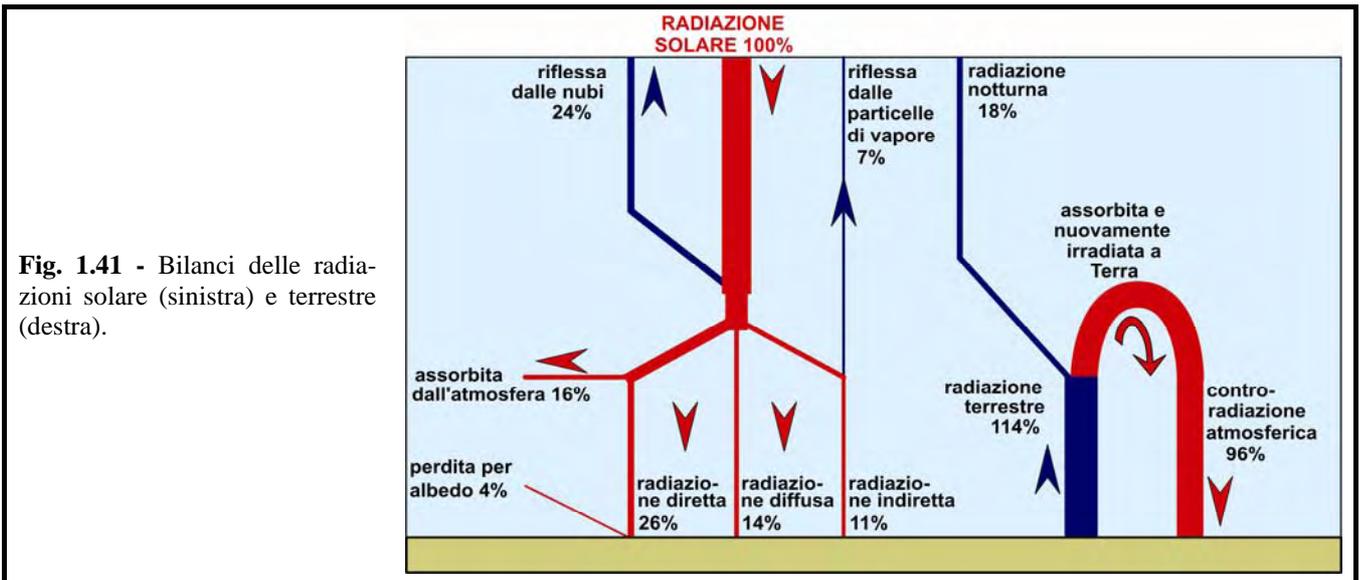
Il bilancio della radiazione solare è rappresentato in **fig. 1.41**. Se poniamo pari a 100 il valore della costante solare (714 Ly/g) rappresentativo dell'energia che giunge alla termopausa, risulta:

- il 16 % è assorbita dall'atmosfera (in particolare da ozono, CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O); essa viene trasformata in calore o impiegata per processi fisici e chimici che coinvolgono i gas atmosferici; è un valore attivo in quanto l'atmosfera fa parte della Terra;
- il 18 % viene diffusa dalle molecole d'aria e dell'acqua in tutte le direzioni; il 7 % viene persa verso l'esterno (valore passivo) e l'11 % viene rinviata sulla superficie terrestre (attivo);
- le nubi coprono il cielo mediamente per un valore rappresentativo dell'intero globo di oltre il 50 %; nell'insieme assorbono il 40 % della radiazione solare, di cui la maggior parte, il 24 %, viene riflessa nello spazio (passivo); il 2 % viene assorbita e trasformata in calore dalle nubi stesse (attivo), mentre il restante 14 % giunge comunque alla superficie terrestre (attivo);
- il 26 % della radiazione solare giunge alla superficie come radiazione diretta; non si tratta di un valore interamente attivo perché le terre e i mari ne riflettono una parte (il 4 %; passivo) assorbendone il 22 % (attivo).

Sommando le voci passive si ottiene il 35 %, che rappresenta la percentuale di radiazione solare che non fornisce energia alla Terra; essa è il cosiddetto **albedo**, cioè il rapporto tra l'energia riflessa nello spazio e quella incidente. Per cui il valore di costante solare rapportato a tutto il globo si riduce da 714 a **464 Ly/g**. Se poi delle voci attive considerassimo soltanto quelle corrispondenti all'energia che giunge sulla superficie terrestre per essere effettivamente assorbita (11 % inviato dalla diffusione, 14 % dalle nubi e il 22 % dalla radiazione diretta assorbita), si ottiene il totale di 47 %, pari a **336 Ly/g**, valore medio globale che effettivamente raggiunge il suolo.

Dato che la radiazione terrestre è pari al (100 + 14) % di quella solare, poniamo tale emissione pari a 114 (**fig. 1.40**). Sono radiazioni nel campo dell'infrarosso, in gran parte assorbite dall'atmosfera grazie alla CO<sub>2</sub>, all'acqua e ad altri gas, caratterizzati da molecole più grandi, ma che, come il metano, sono presenti in natura in quantità nettamente inferiori. Solo il

18 % riesce a passare attraverso questa sorta di “cappa” paragonabile ad una gigantesca cupola che funziona come una vera e propria serra. La maggior parte, il 96 %, viene trattenuto.



Della radiazione terrestre che si manifesterebbe in assenza di atmosfera (820 Ly/g) soltanto i 18/114 sfugge effettivamente dalla Terra: 129 Ly/g, mentre la restante parte (691 Ly/g) rimane come energia disponibile. Il valore di energia che viene effettivamente assorbita dal suolo è pari a 336 Ly/g. Se l'energia effettivamente dispersa dal suolo verso lo spazio è pari a 129 Ly/g, la differenza  $336 - 129 = 207$  Ly/g rappresenta il bilancio energetico attivo medio della superficie della Terra. Il terreno sembrerebbe destinato a scaldarsi; in realtà esso funziona come una “piastra calda” che fornisce dal basso e in quantità diverse nelle varie aree geografiche, energia all'atmosfera affinché in essa possano verificarsi i fenomeni meteorologici.

La macchina del tempo rimane in funzione nell'atmosfera grazie al terreno che funziona come una caldaia. D'altra parte i fenomeni meteorologici rappresentano diversi aspetti del ciclo dell'acqua ed i passaggi di stato ghiaccio/liquido e liquido/vapore richiedono l'assorbimento da parte dell'acqua di grandi quantità di energia e viceversa. La maggior frazione dell'energia fornita dalla piastra calda “terreno” alla macchina termica “atmosfera” viene utilizzata sia per produrre grandi spostamenti di masse d'aria su scala planetaria, sia per i passaggi di stato dell'acqua.

Nell'atmosfera lo scambio di acqua tra precipitazione ed evaporazione avviene piuttosto rapidamente in quanto per ciascuna molecola il periodo di tempo medio tra la vaporizzazione dalla superficie terrestre e il suo ritorno in forma di pioggia è intorno ad una decina di giorni (intanto essa può, per il vento, percorrere circa mille chilometri). Il tempo di permanenza di una molecola d'acqua in un oceano è di poche migliaia di anni; nei grandi ghiacciai continentali può arrivare ad oltre diecimila anni.

#### SCHEDA 1.4 - Temperatura dell'aria: definizioni utili

La temperatura dell'aria si misura con un termometro posto sul suolo ad altezza d'uomo (1,6 m), all'ombra e distante da fonti di calore (figg. 1.1 e 1.37). Nell'arco della giornata la temperatura cambia (il giorno meteorologico va dalle ore 9 alla stessa ora del giorno seguente), ma sono due i valori più significativi:

$T_{max_g}$  → la temperatura massima giornaliera (o diurna);

$T_{min_g}$  → la temperatura minima giornaliera (o diurna).

Da essi si possono ricavare le seguenti definizioni:

$T_g = (T_{max_g} - T_{min_g}) : 2$  → la temperatura media giornaliera (o diurna);

$Esc_g = T_{max_g} - T_{min_g}$  → la escursione giornaliera (o diurna).

Disponendo di una lunga serie di misure (almeno 20 ÷ 30 anni) sulle temperature massime e minime giornaliere effettuate presso una stazione meteorologica situata in una determinata località, è possibile effettuare elaborazioni statistiche che portano, come risultati, a valori molto utili per effettuare importanti considerazioni sui diversi climi della Terra:

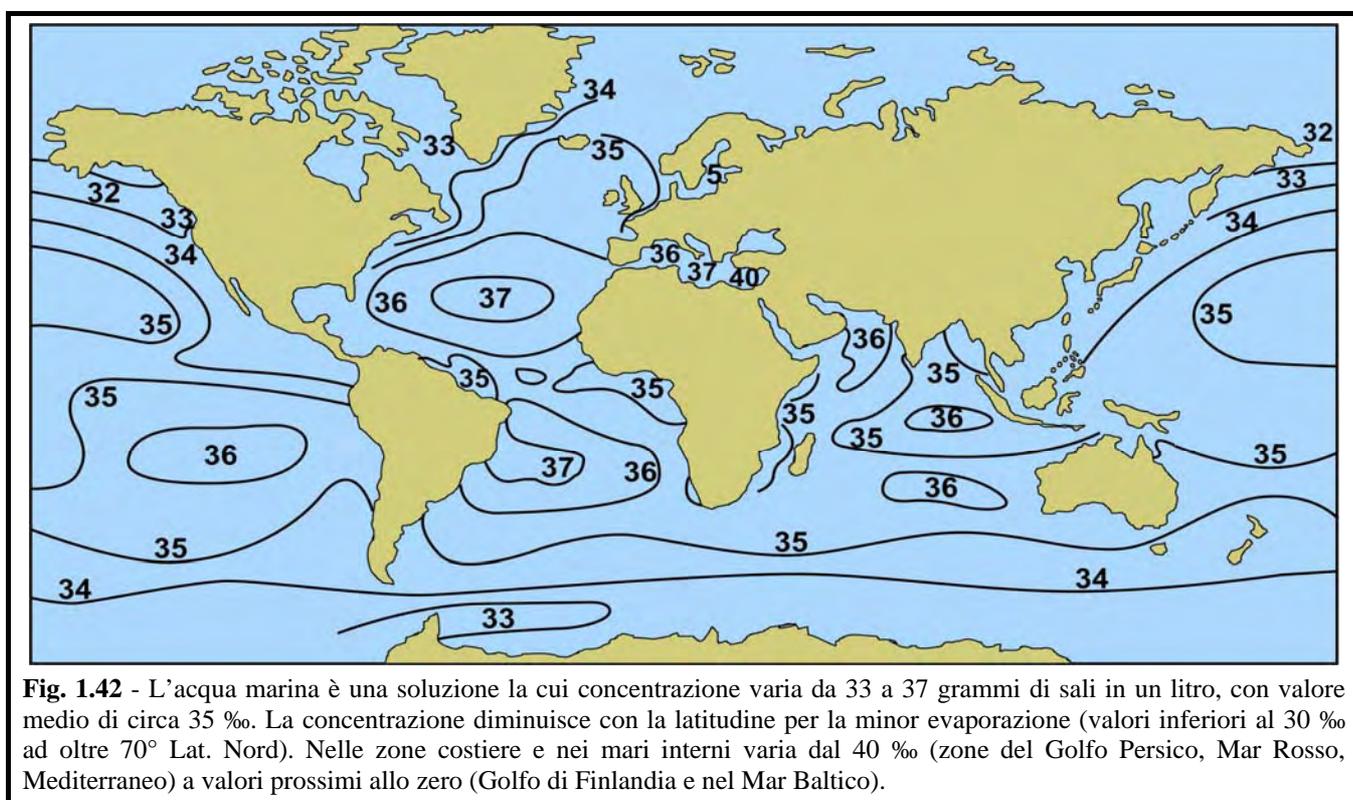
- **temperatura media mensile**; media delle temperature medie giornaliere di tutti i giorni di un determinato mese per l'intero periodo di osservazione (la media calcolata su  $31 \cdot 25 = 775$  dati nel caso in cui il mese considerato sia gennaio con 31 giorni e per un periodo di 25 anni di osservazione);
- **escursione media annua**; differenza tra le temperature medie mensili del mese più caldo (solitamente luglio o agosto nell'emisfero boreale) e di quello più freddo (solitamente gennaio o febbraio);
- **temperatura media annua**; media dei dodici valori termici medi mensili.

## SCHEDA 1.5 - Temperatura dell'aria e correnti marine

Le correnti marine condizionano la distribuzione della temperatura dell'aria su tutto il globo. Sono movimenti delle masse oceaniche orizzontali (che interessano sia gli strati superficiali, sia quelli profondi) e verticali (immersione o sollevamento di masse d'acqua), costanti o variabili, che coinvolgono gran parte del globo o strettamente locali. Le correnti marine possono essere "fredde" o "calde" a seconda della provenienza; sono fredde quando hanno origine da bacini profondi o giungono dalle alte latitudini; viceversa se sono di origine superficiale o se giungono da zone climaticamente calde. Le correnti marine sono provocate da differenza di salinità e di temperatura dell'acqua, dall'azione dei venti, dalle forze legate alle maree o alla rotazione terrestre,...

Il sistema delle correnti superficiali si limita ai primi 100 ÷ 200 m di profondità, mentre la loro velocità varia da meno di 1 a poco più di 7 km/h. Le acque superficiali oceaniche vengono sostituite completamente da acque profonde secondo un ciclo della durata di circa 500 anni. È grazie a questo ricambio (il motore principale dell'insieme dei grandi circuiti delle correnti marine) che i sali nutritivi, indispensabili agli organismi vegetali (al primo anello della catena alimentare), dei quali le acque superficiali tendono ad impoverirsi, hanno modo di rinnovarsi.

Le acque superficiali si scaldano in modo disuguale nelle diverse zone del mondo; quelle più calde sono più salate per la maggior evaporazione ed il conseguente aumento della concentrazione dei sali disciolti (fig. 1.42). Le correnti calde e salate, in moto verso le aree polari, si raffreddano, si appesantiscono e sprofondano spostando le acque preesistenti che di contro si muovono, come controcorrenti profonde, verso le basse latitudini per sostituire le precedenti e chiudendo così un ciclo.



**Fig. 1.42** - L'acqua marina è una soluzione la cui concentrazione varia da 33 a 37 grammi di sali in un litro, con valore medio di circa 35 ‰. La concentrazione diminuisce con la latitudine per la minor evaporazione (valori inferiori al 30 ‰ ad oltre 70° Lat. Nord). Nelle zone costiere e nei mari interni varia dal 40 ‰ (zone del Golfo Persico, Mar Rosso, Mediterraneo) a valori prossimi allo zero (Golfo di Finlandia e nel Mar Baltico).

Un esempio di corrente superficiale calda è la *Nord - equatoriale* (fig. 1.43) che attraversa l'Atlantico, penetra nel Golfo del Messico, lambisce le Antille, forma un vortice caldo nel mar dei Sargassi e riparte come un fiume d'acqua calda, la **corrente del golfo**. Essa ha inizialmente una notevole profondità (400 ÷ 800 m), larga oltre 50 km, con una velocità di 5 km/h. Avvicinandosi al continente europeo si allarga, diminuisce di profondità e di velocità dividendosi in più rami. Il tronco principale si dirige verso Nord-Est, andando a mitigare il clima delle coste Nordeuropee (Inghilterra, Islanda, Norvegia). Un ramo meridionale ritorna verso Sud, andando a chiudere il circuito Nord oceanico, mentre i rami orientati verso Nord si raffreddano e sprofondano dando origine ad una corrente profonda di ritorno. La corrente del Golfo contribuisce alla flessione verso l'alto delle isoterme di gennaio sulla linea costiera dell'Europa Nord - occidentale (fig. 1.14).

Le correnti marine determinano non solo riscaldamenti, ma anche raffreddamenti. Un caso è rappresentato dalla **corrente del Labrador**, che resta in superficie nonostante la bassa temperatura; essa scende dalla zona polare e raffredda le coste atlantiche del continente Nordamericano. Un caso più evidente, che contribuisce alla flessione verso l'alto delle isoterme in corrispondenza della costa atlantica meridionale dell'Africa (fig. 1.13), è la **corrente del Benguela**; essa è fredda, di origine profonda e giunge alla superficie lambendo la costa africana, convogliando elevate quantità di sali nutritivi da rendere quelle acque biologicamente molto produttive. La corrente del Benguela, man mano che si scalda, si dirige verso il largo dividendosi in due rami; uno verso Nord - Ovest a contribuire alla corrente Nord - equatoriale e l'altro verso Sud - Ovest, per diventare la **corrente del Brasile**; questa, dopo aver lambito il continente Sudamericano ripiega verso Est. Diverse analogie con la corrente del Benguela presenta la **corrente del Perù**; è una corrente di acqua fredda, di origine profonda e ricca di sali nutritivi. Infatti le coste Nord - occidentali dell'America latina sono molto pescose.

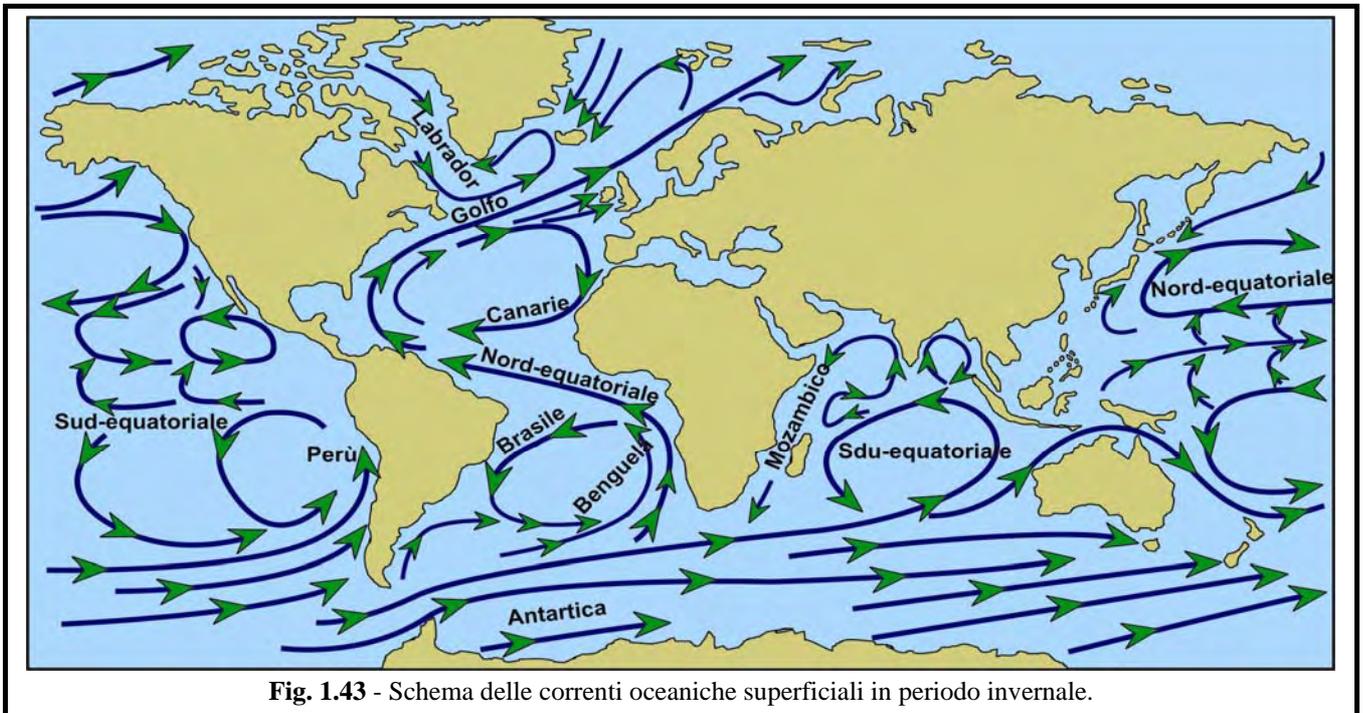


Fig. 1.43 - Schema delle correnti oceaniche superficiali in periodo invernale.

Il circuito oceanico Nord Atlantico influisce anche il Mediterraneo. In superficie una corrente più fredda, ma poco salata e più leggera, dall'Atlantico penetra nel Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra. In profondità, anche se più calda, ma più pesante perché molto più salata, l'acqua attraversa lo stretto in senso opposto, ma in quantità minore rispetto a quella che entra. Per l'intensa evaporazione infatti il Mediterraneo, se non fosse rimpinguato dall'oceano, si abbasserebbe di oltre un metro ogni anno.

In assenza delle correnti oceaniche la temperatura delle acque superficiali degli oceani aumenterebbe gradualmente e regolarmente dai poli verso l'equatore. Nella realtà, per effetto di tali notevoli spostamenti delle masse d'acqua più o meno fredde e calde, si determinano situazioni particolari come documentato dalle figg. 1.44 e 1.45.

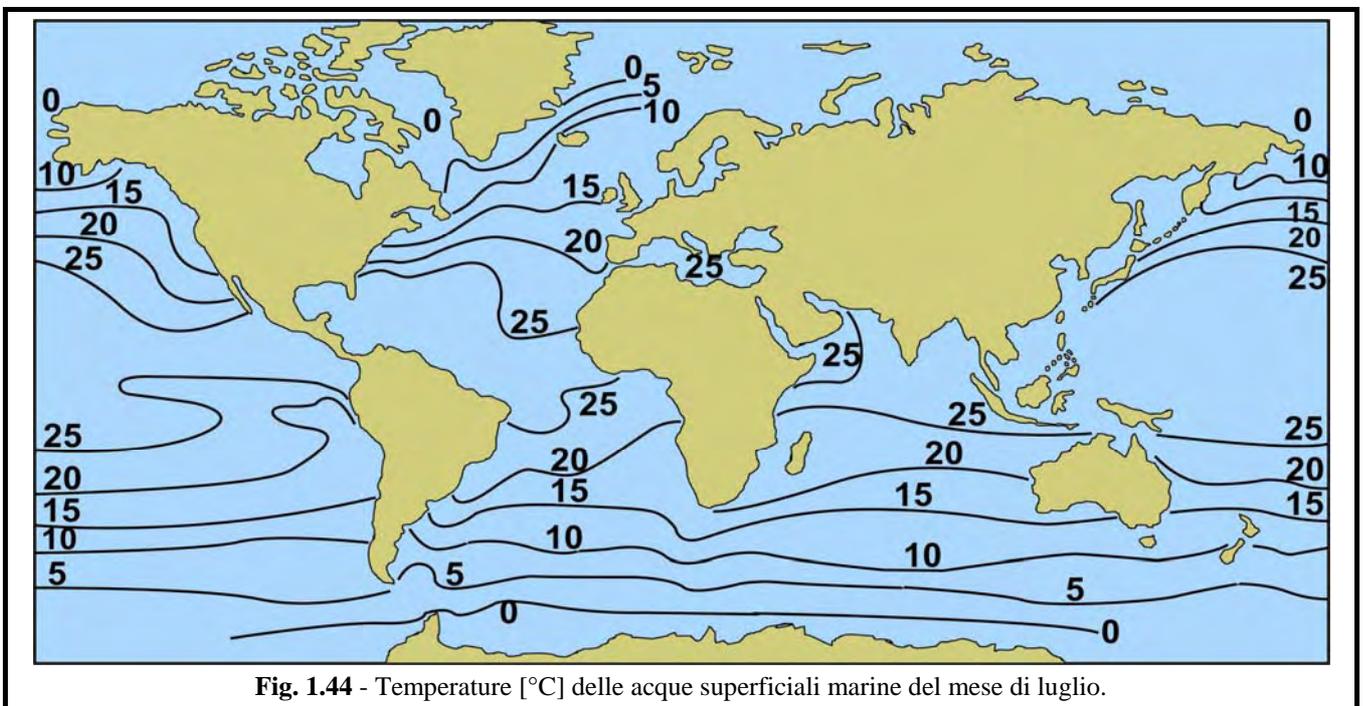
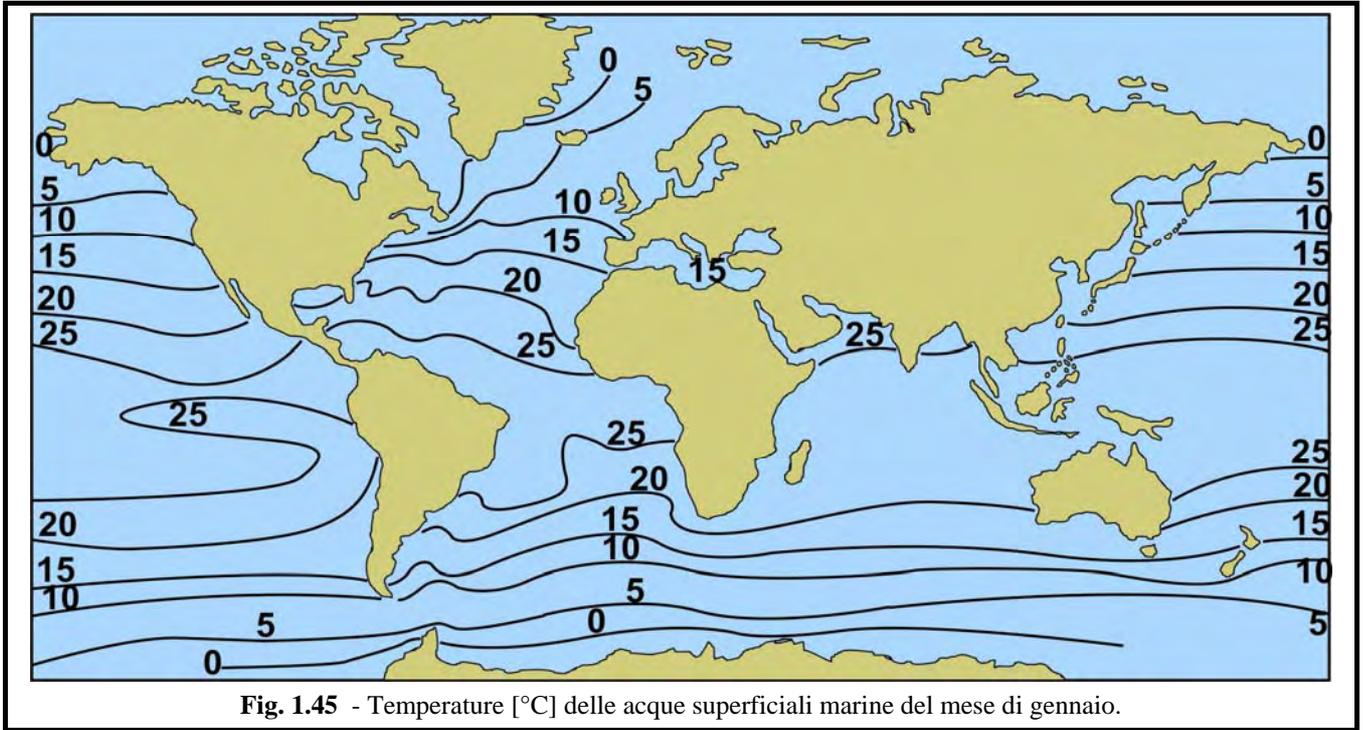


Fig. 1.44 - Temperature [°C] delle acque superficiali marine del mese di luglio.

### SCHEDA 1.6 - Accelerazione di Coriolis

La velocità di un oggetto è un vettore; ciò significa che tale grandezza fisica non possiede soltanto un valore definito quantitativamente da un numero, ma è caratterizzata anche da una direzione e da un verso di percorrenza. Anche l'accelerazione è una grandezza fisica; essa descrive un cambiamento di velocità. Quindi il cambiamento di direzione e verso del vettore velocità, pur mantenendosi costante il suo valore numerico, è una accelerazione.

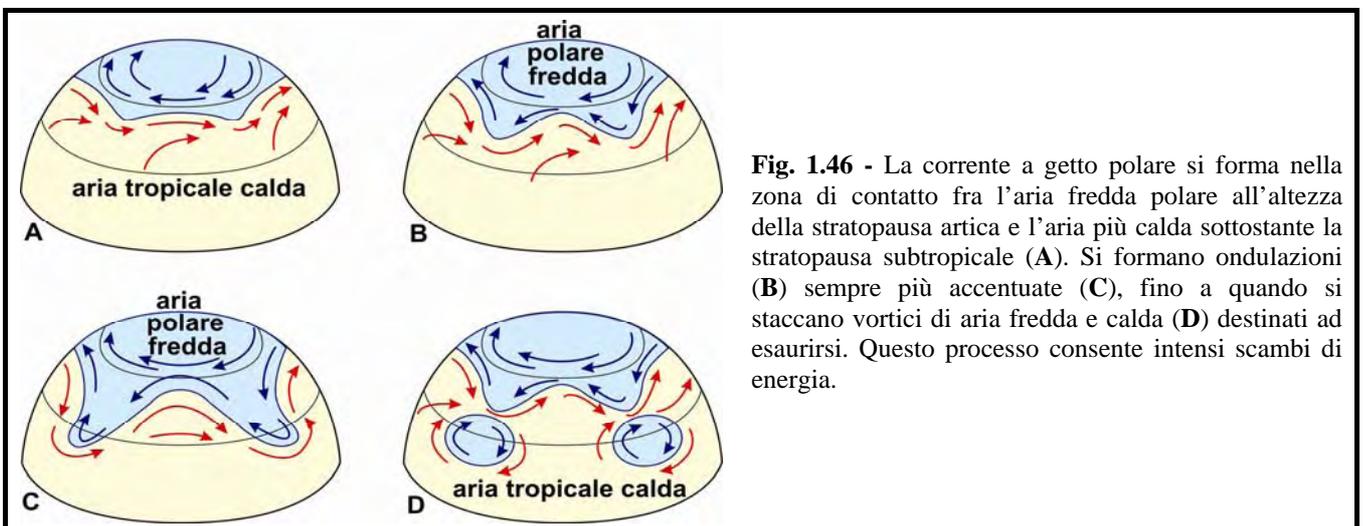


Un corpo che si muove di moto circolare con velocità periferica costante è in realtà un moto accelerato perché il vettore velocità cambia continuamente di direzione e verso; in questo caso si parla di *accelerazione centripeta* orientata verso il centro della circonferenza. Il vento si comporta allo stesso modo; in conseguenza della rotazione terrestre, subisce una forza deviatrice (geostrofica) apparente.

Il secondo principio di NEWTON afferma che ad ogni forza che agisce su un corpo ne consegue un cambiamento del suo stato di moto: una accelerazione; in questo caso il vento, subendo la forza geostrofica, viene sottoposto ad una *accelerazione centripeta* (**accelerazione di Coriolis**) risultato del cambiamento di propagazione del vento verso destra nell'emisfero Nord e verso sinistra nell'emisfero Sud.

### SCHEDA 1.7 - Correnti a getto ed energia

I margini parzialmente sovrapposti fra i "fogli" della stratopausa sono caratterizzati dal contatto fra "lamine" di atmosfera a diverse temperature (**fig. 1.26**). Per esempio la stratopausa artica è costituita da aria fredda e pesante; essa viene a contatto con l'aria più calda e più leggera sottostante la stratopausa subtropicale (**fig. 1.46/A**) dove si forma la corrente a getto polare. L'aria calda tende a sormontare quella fredda più pesante che viceversa tende ad incunarsi sotto la precedente (**fig. 1.46/B**). Si formano delle onde (**fig. 1.46/C**) e la corrente a getto tende ad assumere un andamento sinuoso spingendosi molto più a Sud e molto più a Nord, finché cellule d'aria fredda si staccano come vortici indipendenti (**fig. 1.46/D**) che, nel giro di giorni o al massimo di qualche settimana, continuano a spostarsi verso Est fino ad esaurire la loro energia. Similmente accade per cellule d'aria calda che si "invorticano" e si esauriscono.



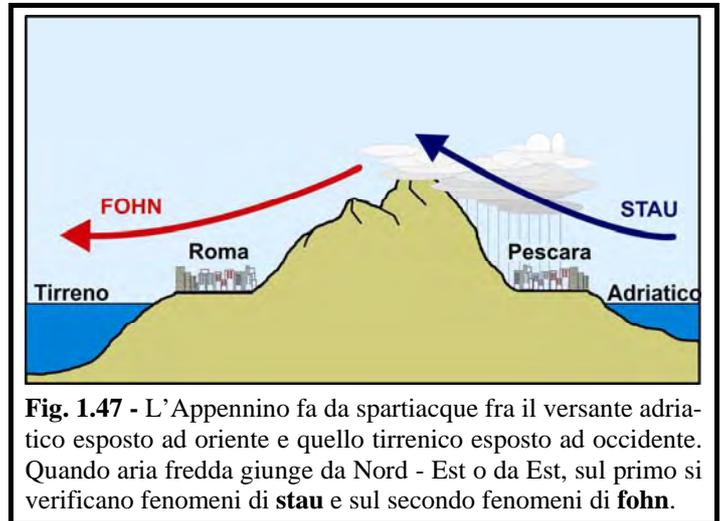
In questo modo si è avuto passaggio di aria fredda a Sud e di aria calda a Nord, mentre la corrente a getto tende a ritornare alla situazione iniziale per dare origine a nuove onde e quindi a nuovi scambi di energia in quota fra il tropico ed il polo. L'esistenza delle correnti a getto costituisce una ulteriore complicazione della macchina del tempo. Esse furono scoperte, durante la Seconda Guerra Mondiale, dall'equipaggio americano di un B29 che effettuava voli dal Giappone alle Marianne quando, con una certa frequenza, si imbatteva in venti provenienti da occidente con una intensità di gran lunga superiore a quella prevista.

### SCHEDA 1.8 - Stau e fohn

Una massa d'aria in movimento, se i venti non sono molto forti, tende ad aggirare un ostacolo, quale una catena montuosa non troppo alta e non troppo estesa in lunghezza. Se la massa d'aria è veloce e le montagne da superare sono alte, essa è costretta a salire lungo il *versante sopravvento*, per ridiscendere sul *versante sottovento*. In prossimità del primo si generano processi di espansione e condensazione con conseguente formazione di nubi accompagnate da precipitazioni anche molto intense (**stau**). Lungo il versante opposto l'aria scende e si comprime, si scalda e le nubi si dissolvono (**fohn**).

Quando l'anticiclone delle Azzorre, soprattutto in inverno, si spinge molto più a Nord rispetto alla sua posizione normale, aria fredda e umida (da Nord - Ovest) scende a latitudini più basse giungendo sulla catena alpina Nord - occidentale, dove sono presenti i rilievi più elevati. Sul versante francese si manifesta lo stau, con abbondanti nevicate; mentre sul versante italiano sotto-

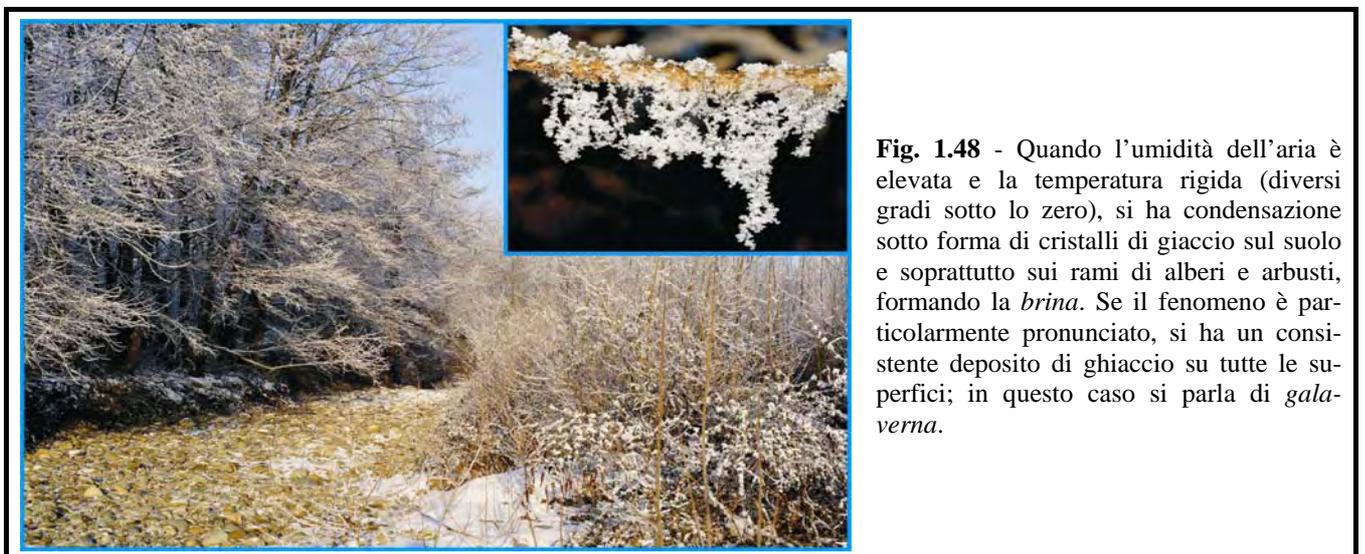
vento si manifesta il fohn, che può provocare improvvisi aumenti di temperatura (vento secco e caldo), fino a  $15 \div 20 \text{ }^\circ\text{C}$  nella bassa Valle d'Aosta e nella pianura padana occidentale. Fenomeni analoghi si verificano, con una certa frequenza, nel resto della Padania, nella Valtellina, nella Valle dell'Adige, ecc.. Anche in altre parti d'Italia si verificano simili manifestazioni. Nella stagione invernale frequentemente l'anticiclone eurosiberiano estende la sua influenza fino all'Europa centrale, convogliando aria fredda e secca verso l'Italia (Bora). Una parte di questa si infila nella pianura Padana risalendola e determinando giornate limpide e molto fredde. Un'altra parte si dirige verso l'Italia centrale determinando fenomeni di stau sul versante appenninico orientale e di fohn sul versante tirrenico (**fig. 1.47**).



**Fig. 1.47** - L'Appennino fa da spartiacque fra il versante adriatico esposto ad oriente e quello tirrenico esposto ad occidente. Quando aria fredda giunge da Nord - Est o da Est, sul primo si verificano fenomeni di **stau** e sul secondo fenomeni di **fohn**.

### SCHEDA 1.9 - Precipitazioni occulte

Il passaggio dell'acqua dallo stato gassoso a quello liquido e viceversa, non avviene esclusivamente attraverso fenomeni a grande scala e appariscenti come le precipitazioni o l'evaporazione dai mari. La nebbia, per esempio, può essere paragonata ad una nuvola ad altezza del suolo e, come l'esperienza insegna, nelle giornate con nebbia fitta e persistente, il terreno, l'asfalto delle strade e tutti gli oggetti appaiono bagnati come se fosse in atto una leggera pioggia. Se il fenomeno avviene con la temperatura dell'aria sotto lo zero, tutto apparirebbe ammantato di bianco (*galaverna*) dando l'illusione di una breve nevicata (**fig. 1.48**).



**Fig. 1.48** - Quando l'umidità dell'aria è elevata e la temperatura rigida (diversi gradi sotto lo zero), si ha condensazione sotto forma di cristalli di ghiaccio sul suolo e soprattutto sui rami di alberi e arbusti, formando la *brina*. Se il fenomeno è particolarmente pronunciato, si ha un consistente deposito di ghiaccio su tutte le superfici; in questo caso si parla di *galaverna*.

Una sorta di precipitazione occulta si può avere anche in assenza di nebbia. Durante le giornate serene, con l'aria stagnante e umida, il suolo si può raffreddare raggiungendo temperature leggermente più basse dello straterello d'aria (spesso anche pochi centimetri) immediatamente sovrastante. L'acqua presente nell'aria a contatto con il suolo condensa bagnandolo e formando la "rugiada". Se la temperatura è sotto lo zero, al mattino, invece di vedere i prati umidi, noteremmo uno straterello bianco formato da ghiaccio (*brina*). Il ghiaccio della galaverna e della brina e l'umidità che ricopre il suolo, al primo sole "asciugano" velocemente consentendo il ritorno dell'acqua allo stato gassoso. I volumi in gioco in questo micro - ciclo dell'acqua sono praticamente insignificanti al confronto di quelli connessi con i fronti e le perturbazioni.

### SCHEDA 1.10 - Ciclioni



Fig. 1.49 - Esempio di tornado (Oklahoma - USA)

Il termine **ciclone** non è unicamente usato per indicare un'area depressionaria o il centro di un vortice di una perturbazione; viene anche usato per descrivere un evento meteorologico locale improvviso e rovinoso. I cicloni hanno una vasta diffusione e sono innescati da venti irregolari, bruschi e vorticosi, determinati da fortissimi gradienti di pressione fra due masse con caratteri fisici molto diversi. Nel mare delle Antille sono chiamati *Hurricanes*; essi, percorrendo le loro rotte, investono spesso regioni molto popolate. Nel mar Giallo i cicloni prendono il nome di *tifoni*, sulle Montagne Rocciose quello di *tornado* (fig. 1.49). Nelle regioni monsoniche i cicloni compaiono nei periodi di transizione tra due monsoni. In Italia si verificano fenomeni del genere, ma con minor intensità. Sono le *trombe marine* e le *trombe terrestri*, masse d'aria in rapidissimo movimento di rotazione e di traslazione, in grado di sollevare colonne d'acqua o di polvere e sabbia.

### SCHEDA 1.11 - L'arcobaleno

L'**arcobaleno** è un classico esempio di rifrazione della luce nelle sue componenti colorate, da quelle di lunghezza d'onda maggiore come il rosso ( $\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$  m) a quelle con lunghezza d'onda minore come il blu/violetto ( $\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$  m) secondo lo schema illustrato nella scheda 1.1. La rifrazione è un fenomeno per cui un raggio di luce monocromatica (cioè costituito da un'unica lunghezza d'onda) cambia di direzione al passaggio da un mezzo di trasmissione ad un altro.

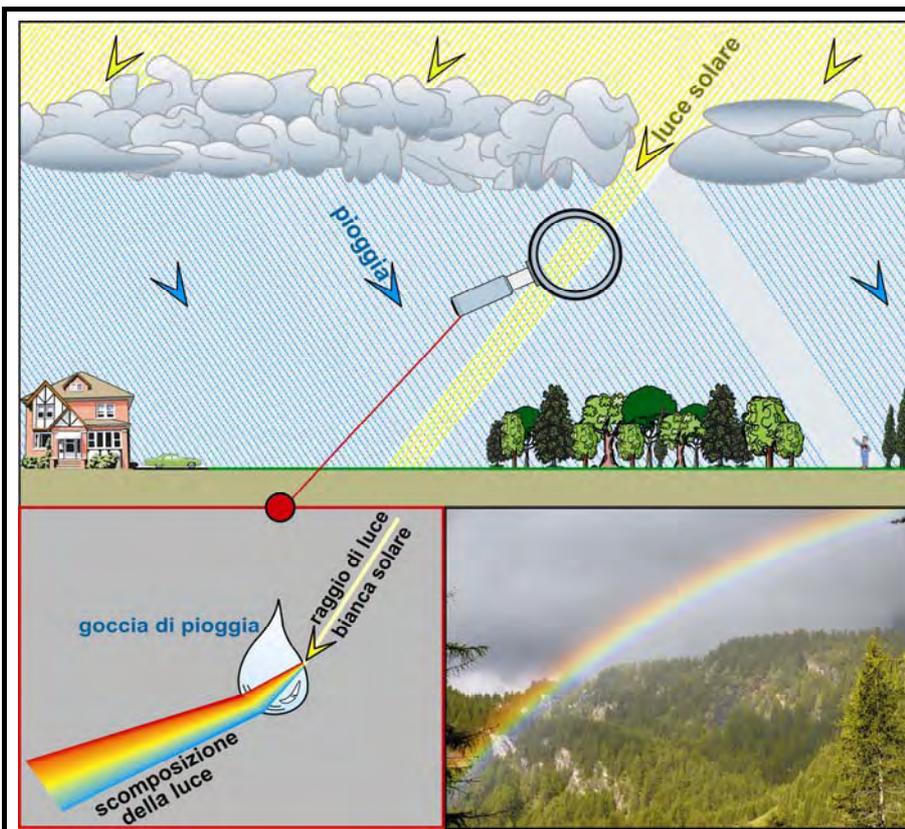


Fig. 1.50 - Attraverso uno squarcio nella fitta copertura nuvolosa associata ad un temporale, riesce a filtrare la luce del Sole che illumina le numerosissime e grandi gocce di pioggia che precipitano veloci verso il suolo.

Ciascuna goccia agisce come un piccolo prisma che rifrange la luce dividendola in fasci colorati. Ciascuna goccia quindi produce un microscopico arcobaleno. Ma le gocce sono numerosissime e gli effetti di tutte si sommano formando un "grande" e luminoso arcobaleno che si staglia ben visibile nel cielo.

Per esempio un raggio verde, dopo aver attraversato il mezzo aria, incontra la superficie di contatto aria/vetro. Appena è penetrato nel nuovo mezzo (vetro), la direzione di propagazione di quel raggio verde cambia leggermente, per ritornare a quella iniziale quando esce dal vetro per percorrere nuovamente l'aria. Lo stesso fenomeno può essere osservato in tutte le situazioni caratterizzate dal contatto tra due mezzi di trasmissione, naturalmente a condizione che siano entrambi trasparenti. Per esempio al passaggio dall'aria all'acqua, dall'olio (quello più lipidico e meno colorato) all'acqua o dall'acqua al vetro.

L'entità della variazione della direzione di propagazione del raggio luminoso dipende dall'inclinazione con la quale il raggio stesso "colpisce" la superficie di separazione tra i due mezzi: con la perfetta verticalità la rifrazione è nulla ed è tanto maggiore quanto più elevata è l'inclinazione (angolo tra la direzione del raggio e la superficie di separazione). Ma dipende anche dalle caratteristiche fisiche delle sostanze coinvolte. Infine, per ciò che più interessa, dipende soprattutto dalla lunghezza d'onda del raggio luminoso. Un fascio luminoso è "bianco" quando è costituito da un insieme di raggi luminosi con lunghezze d'onda diverse (dal rosso al blu/violetto). Quando esso giunge alla superficie di contatto aria/acqua tutti i raggi vengono rifratti secondo le regole sopra illustrate, ma anche in modo diverso in funzione delle lunghezze d'onda. I raggi con onde più lunghe (giallo e soprattutto rosso) subiscono una rifrazione leggermente superiore; il cambiamento della direzione delle onde più corte (verde e soprattutto blu e violetto) è un po' meno evidente. In tal modo avviene una separazione dei colori analogamente a quanto rappresentato in **fig. 1.50**.

La luce bianca solare attraversa l'aria per incontrare la superficie della goccia d'acqua attraverso la quale avviene la scomposizione nei diversi colori con un effetto più o meno vistoso a seconda dell'angolo di incidenza della direzione della luce sulla superficie della goccia stessa. Quando l'effetto è più vistoso, tenuto conto della somma degli effetti dei miliardi di miliardi delle grosse gocce d'acqua di un temporale, si forma un arcobaleno, analogo a quello illustrato in **fig. 1.50**.

### SCHEDA 1.12 - I colori del cielo

La luce bianca del Sole è una miscela di onde elettromagnetiche dal rosso ( $\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$  m) al blu/violetto ( $\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$  m). Se esaminiamo la composizione dell'atmosfera (**tab. 1.1**) risulta che le particelle più piccole sono atomi che compongono alcuni gas nobili come l'elio (He) e il neon (Ne), circa mille volte più piccoli ( $10^{-10}$  m) delle lunghezze d'onda del visibile ( $10^{-7}$  m). L'ossigeno è molto più abbondante; nell'atmosfera, si presenta sotto forma di molecole biatomiche ( $O_2$ ), cioè coppie di atomi uguali strettamente legati tra loro, grandi quasi 10 volte i più piccoli atomi di elio, ma sempre 100 volte più piccole delle lunghezze d'onda nel campo del visibile. Le molecole d'acqua ( $H_2O$ ) ed ancor più quelle di anidride carbonica ( $CO_2$ ) sono un poco più grandi, ma sempre entro lo stesso ordine di grandezza.

Il miglior mezzo di propagazione delle onde elettromagnetiche è il vuoto, nel quale viaggiano alla velocità di 300.000 km/s. Nel mezzo "aria", costituito da particelle con dimensioni molto più piccole (da 100 a mille volte) della lunghezza d'onda, la luce perde un poco di velocità, ma tutto sommato si propaga ancora molto bene. In altri termini le onde elettromagnetiche con lunghezza d'onda nell'intervallo del visibile non "vedono" le singole particelle che compongono i principali gas dell'atmosfera perché troppo piccole e da esse sono poco o nulla influenzate nella loro propagazione attraverso l'aria.

Al limite superiore della troposfera le molecole d'acqua si riuniscono tra loro a formare goccioline piccolissime, non visibili ad occhio nudo e non in grado di sviluppare delle nubi, ma sufficientemente grandi da diventare paragonabili ai valori delle lunghezze d'onda del visibile. Tali goccioline possono anche diventare microscopici cristalli di ghiaccio di analoghe dimensioni. Inoltre altre particelle di natura diversa, microscopiche e quindi sufficientemente leggere da rimanere sospese negli strati alti dell'atmosfera, si uniscono a quelle di acqua e di ghiaccio. Da ciò si capisce che l'aria non è costituita soltanto dai gas elencati in **tab. 1.1**, ma anche da materiali, pur sempre molto leggeri e costituiti da particelle piccolissime, con dimensioni sufficienti per interferire con la luce solare.

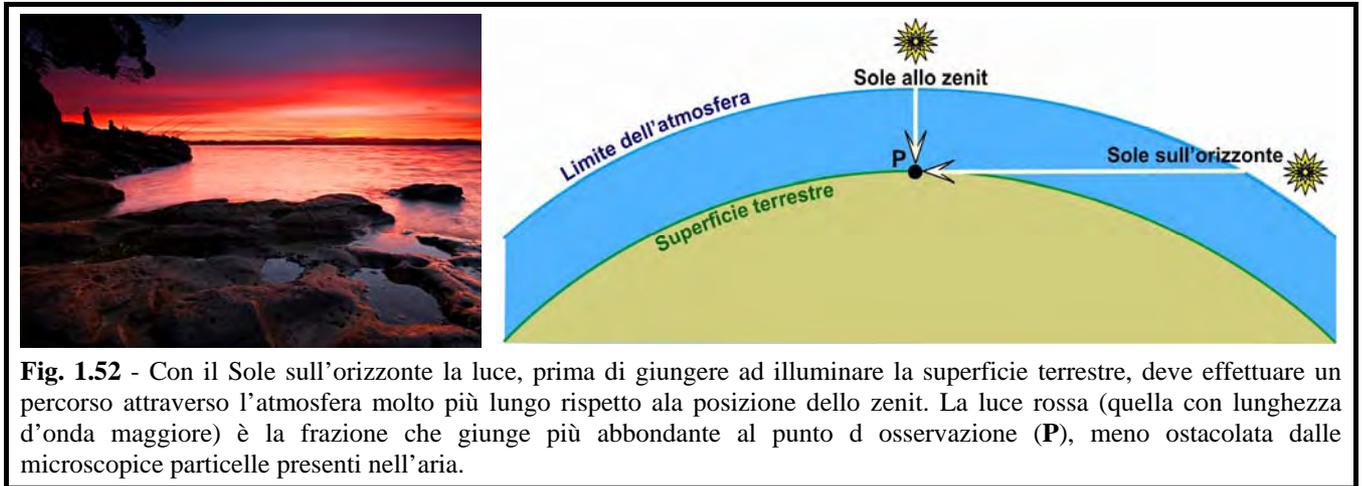


**Fig. 1.51** - la clorazione blu del cielo è particolarmente evidente nelle situazioni di atmosfera asciutta e pulita. In tal modo sono soltanto le più piccole particelle di acqua e micropolveri degli strati superiori ad interagire con le onde elettromagnetiche della luce solare, cioè quelle con dimensioni paragonabili alla lunghezza d'onda della luce blu. Cieli del genere si ammirano, per esempio, in alta montagna (**fig. 5.1**) oppure nei deserti, come quello raffigurato a sinistra.

Immaginiamo ora un fascio di luce solare bianca, somma dei colori dell'arcobaleno. Esso penetra nell'atmosfera incontrando, soprattutto negli strati superiori, particelle di acqua, ghiaccio e micropolveri le cui dimensioni sono simili alla lunghezza d'onda dello spettro solare vicino al blu ( $\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$  m). Succede allora che tutte le onde di lunghezza superiore (verde, giallo, rosso) attraversano l'atmosfera quasi del tutto indisturbate. Invece le onde blu sono leggermente "disturbate" nel loro movimento da quelle particelle; succede allora che una piccola parte di esse vengono rimbaltate o assorbite o deviate, ... cioè

vengono separate dal fascio di luce originario, all'interno del quale rimangono ancora la maggior parte delle onde blu e quindi ancora portatore di luce bianca. Le onde di luce blu separate dal fascio originario per l'effetto sopra descritto si propagano in tutte le direzioni, anche verso i nostri occhi sulla superficie della Terra, rendendosi "visibili" e facendo apparire il cielo di colore azzurro o addirittura blu in certe situazioni (**figg. 1.5** e **1.51**).

Se l'umidità dell'aria è elevata, le goccioline d'acqua, pur ancora invisibili ad occhio nudo, sono più grandi. Inoltre, verso gli strati inferiori della troposfera, si possono trovare polveri caratterizzate da particelle un poco più grandi. Pertanto anche una parte delle luci con maggiori lunghezze d'onda possono essere interferite, andandosi ad aggiungere a quelle blu. Succede allora che l'insieme delle luci disperse comprende un po' tutti i colori dello spettro solare ed il cielo appare più chiaro, con passaggio dal blu al celeste e quindi ad un celeste sempre più pallido, fino a diventare, in certi casi, quasi bianco.



**Fig. 1.52** - Con il Sole sull'orizzonte la luce, prima di giungere ad illuminare la superficie terrestre, deve effettuare un percorso attraverso l'atmosfera molto più lungo rispetto alla posizione dello zenit. La luce rossa (quella con lunghezza d'onda maggiore) è la frazione che giunge più abbondante al punto d'osservazione (P), meno ostacolata dalle microscopiche particelle presenti nell'aria.

In assenza di atmosfera il cielo apparirebbe nero, in quanto assolutamente privo di materia "illuminabile". L'atmosfera invece è vera e propria materia (anche se rarefatta) e quindi "colorabile" con la luce. Il colore che risulta è quello corrispondente alla lunghezza d'onda (o combinazione di lunghezze d'onda) delle onde elettromagnetiche che maggiormente interferiscono con le particelle che fanno parte dell'atmosfera. Bisogna anche considerare che in ogni caso l'atmosfera assorbe la luce ed in misura superiore tanto più lungo è il percorso che la luce stessa deve effettuare per attraversarla, per esempio, per effetto della forte inclinazione dei raggi solari. Infatti spesso nelle tranquille serate con cielo leggermente velato di nubi alte e sottili si osserva una netta dominante rossa dovuta al fatto che, con il Sole al tramonto (sull'orizzonte; **fig. 1.52**) la luce è costretta ad effettuare un percorso molto più lungo nell'atmosfera rispetto a quanto accade con lo stesso Sole allo Zenit. In tali condizioni sono le onde elettromagnetiche più lunghe (quelle gialle soprattutto rosse) ad essere meno interferite dalle particelle microscopiche presenti nell'aria e quindi sono quelle che giungono più abbondanti ad illuminare tutto il paesaggio della sera.