

Termodinamica dell'atmosfera

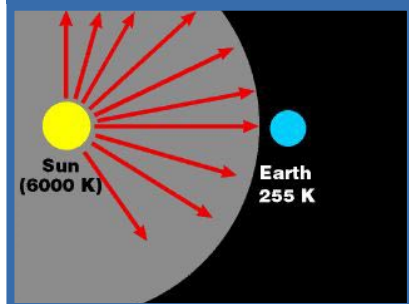
Le differenze nella quantità di energia solare, ricevuta dalle varie regioni del pianeta, provocano variazioni di temperatura sia a carattere ciclico, con periodi dell'ordine delle 24 ore o stagionali, sia imputabili all'influsso della latitudine e della topografia della località considerata, nonché della sua quota.

Costante solare e albedo

Poiché sappiamo dall'astronomia che il Sole possiede una temperatura superficiale di circa 6000 K¹, se supponiamo di assimilarlo a quello che in fisica viene indicato con il termine di *corpo nero*², a questa temperatura ne risulta un'elevata

FIGURA 1.

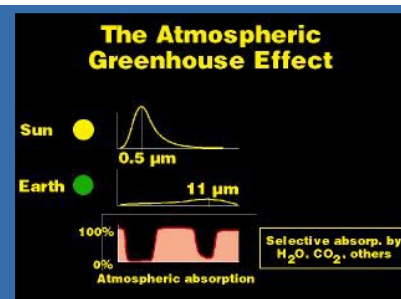
Il Sole e la Terra possono essere assimilati a due corpi neri, caratterizzati da un'emissione energetica corrispondente a temperature, rispettivamente, di 6000 K e 255 K



emissione energetica. Tuttavia, quando questa energia raggiunge la Terra, a 150 milioni di chilometri di distanza, la stessa intensità ne risulta enormemente ridotta³ e pari a un flusso di circa 1380 Watts/m², quantità appunto nota come **costante solare**. Se ora si suppone

FIGURA 2.
Diversamente dalla continuità di quelli solare e terrestre, l'atmosfera presenta uno spettro di assorbimento caratterizzato da due finestre, nella regione del visibile e dell'infrarosso

terrestre, e da un assorbimento alle altre lunghezze d'onda infrarosse, dovuto alla presenza di vapore e anidride carbonica e causa del fenomeno noto come effetto serra



che la Terra debba comportarsi anch'essa come un corpo nero, irradiando quindi la medesima quantità di energia che riceve dal Sole, e si calcola questa emissione per mezzo della costante solare, se ne ricava, per il nostro pianeta, una temperatura superficiale di 255 K (**Figura 1**). In realtà, né il Sole né la Terra si comportano esattamente come corpi neri, anche se questa è, per entrambi, un'ottima approssimazione (vengono infatti detti *corpi grigi*). La Terra, in particolare, non assorbe tutta la radiazione incidente ma ne riflette una percentuale, che dipende da una proprietà del suolo detta **albedo**: maggiore è l'albedo di un corpo, maggiore la sua riflettività e, quindi, minore la sua temperatura, se paragonata a oggetti di albedo inferiore. Il valore dell'albedo è massimo per le superficie ghiacciate o innevate (fino al 95% della radiazione viene riflessa senza essere assorbita) e minore per le foreste (dal 3 al 5%) e gli oceani (dal 10 al 40%).

L'effetto serra atmosferico

I corpi neri emettono la maggior parte della loro radiazione a lunghezze d'onda che diventano sempre più corte all'aumentare della temperatura. Il Sole è molto più caldo della Terra, per cui, data la loro natura di "quasi corpi neri", esso emette la maggior parte della propria radiazione a lunghezze d'onda più brevi (nell'intervallo visibile dello spettro elettromagnetico), rispetto al nostro pianeta, che ha, invece, un'emissione principalmente infrarossa⁴.

L'atmosfera, al contrario, non è un corpo nero, poiché il suo spettro, invece della caratteristica continuità di assor-

¹ Il grado Kelvin K (scritto senza il segno ° di grado) è definito dalla termodinamica come $K = ^\circ C + 273$

² Il termine "corpo nero" descrivere un oggetto ipotetico, caratterizzato dalla proprietà di assorbire e riemettere tutta la radiazione che incide su di esso. Si rimanda alle Tabelle 1 e 2 per una breve descrizione delle proprietà fisiche di questi corpi.

³ L'intensità della radiazione proveniente da una sorgente puntiforme diminuisce in ragione inversa con il quadrato della distanza dalla sorgente stessa. Ad una distanza r dalla sorgente, infatti, l'energia deve essere considerata come uniformemente distribuita sulla superficie di una sfera centrata sulla sorgente e di area $4\pi r^2$. Raddoppiando la distanza, la superficie della sfera su cui immaginare "spalmata" tutta l'energia emessa diviene ora $4\pi(2r)^2$, cioè $16\pi r^2$, ovvero sia quattro volte più ampia di quella precedente: se triplichiamo la distanza, la superficie della sfera diviene nove volte più grande, e così via.

⁴ I concetti espressi in questo paragrafo sono tutti meglio precisati nelle Tabelle 1 e 2.

bimento a tutte le lunghezze d'onda, mostra dei "buchi", vere e proprie finestre atmosferiche, che assicurano la trasmissione della maggior parte della radiazione incidente. Queste finestre sono centrate nella regione del visibile (buon per noi, poiché la-

sciano penetrare la luce solare sino al suolo) e intorno al picco dell'infrarosso terrestre (anche questo buon per noi, perché se tutta questa radiazione fosse assorbita, l'atmosfera e la stessa Terra diverrebbero troppo calde, come avviene su Venere). Una considerevole quantità di radiazione infrarossa, a lunghezze d'onda ai margini della finestra, viene invece assorbita dall'atmosfera, che subisce così un riscaldamento.

L'effetto serra atmosferico dipende proprio dal fatto che, mentre il Sole e la Terra sono corpi neri, l'atmosfera è trasparente alla radiazione visibile ma parzialmente opaca a quella infrarossa. Quando l'atmosfera assorbe radiazione infrarossa, deve anche riemetterla, per riguadagnare uno stato di equilibrio termico. L'infrarosso, che l'atmosfera riemette verso il suolo, viene però assorbito dal corpo nero Terra, insieme con la radiazione solare diretta, trasmessa attraverso l'atmosfera. La Terra viene dunque a ricevere più energia di quella che riceverebbe se non esistesse l'atmosfera, e deve così riemetterne maggiormente per rimanere anch'essa in equilibrio. Maggiore la quantità di radiazione emessa, maggiore la temperatura dell'oggetto e questo riscaldamento dei bassi strati atmosferici costituisce il cosiddetto *effetto serra* (Figura 2). Questo continuo *feedback* tra la Terra da una parte e i bassi strati atmosferici dall'altra, porterebbe a incendiare la superficie planetaria, se non esistessero i mezzi per dissipare l'eccesso di radiazione: le correnti atmosferiche e i fenomeni meteorologici movimentano *calore sensibile* e *calore latente* in misura tale da contribuire al raggiungimento dell'equilibrio.

Calore sensibile significa "energia che può essere misurata con strumenti", quali i termometri; infatti, quando vi è trasferimento di calore sensibile, vi è una riduzione della temperatura nella località che perde energia e un aumento in quella che la riceve. Il *calore latente* è il calore che viene assorbito o rilasciato dalle molecole di acqua che subiscono un cambiamento di fase (cioè nel passaggio da solido a liquido o da liquido a gas o viceversa). Il calore latente viene usato per modificare la macrostruttura molecolare dell'acqua, non per cambiare l'energia cinetica delle molecole, in modo tale che non vi sia variazione di temperatura, sebbene del calore venga assorbito o rilasciato. Si può pensare alle variazioni nei gradi di libertà delle molecole come a una forma di energia, separata dal vero e proprio moto

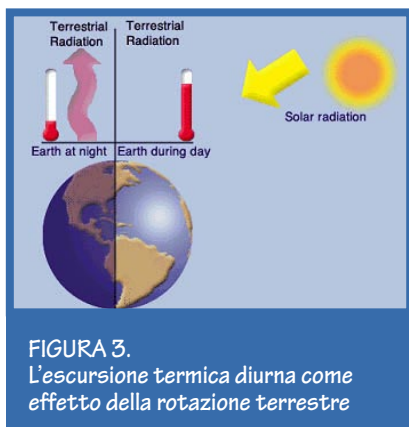


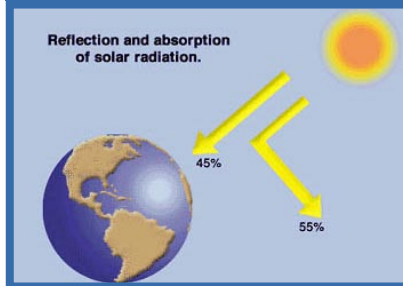
FIGURA 3.
L'escursione termica diurna come effetto della rotazione terrestre

molecolare, quest'ultimo rappresentato dalla loro energia cinetica e misurato sotto forma di temperatura. Così, la temperatura può rimanere costante (cioè la velocità molecolare non varia) ma i gradi di libertà mutano quando l'acqua diviene vapore (evaporazione) o viceversa (condensazione), il che si deve tradurre in un assorbimento o emissione di energia. Questa energia è proprio il calore latente, e il suo nome rende bene il suo essere *nascosto* nelle molecole senza che ciò alteri la temperatura della sostanza. La perdita o il guadagno di questa energia, tuttavia, influisce sulla temperatura dell'ambiente circostante alla sostanza, perché ciò si rifletterà in un suo aumento o diminuzione. Le gocce d'acqua che evaporano sottraggono calore all'ambiente provocandone il raffreddamento, proprio come fa l'acqua che evapora sulla pelle, assorbendo calore dal nostro organismo. Se il vento trasporta vapore acqueo, allora anche il calore viene trasferito trovandosi nel vapore (il calore viene assorbito dall'acqua che evapora al suolo e rilasciato altrove quando lo stesso vapore condensa a formare le nubi); quando il vapore condensa, avviene il rilascio del calore *latente* e l'energia diviene ora *sensibile*.

Il bilancio termico atmosferico

Ricapitolando, poiché il sistema Terra+atmosfera reagisce come un tutt'uno al calore proveniente dal Sole, nel bilancio energetico totale dovranno essere considerati anche gli effetti cosiddetti "non-radiativi" (*conduzione* e *convezione*) oltre a quelli dovuti all'irraggiamento vero e proprio⁵. In poche parole, entrano nel conteggio globale i contributi di radiazione solare incidente e riflessa (*albedo planetaria*), emissione e assorbimento di radiazione infrarossa da parte planetaria e atmosferica, contributo delle nubi (emissione ed as-

FIGURA 4.
Solo il 45% circa della radiazione solare che arriva sul nostro pianeta viene assorbito e convertito in calore, mentre il rimanente 55% circa viene riflesso verso l'esterno e disperso nello spazio



⁵ Il trasferimento di calore per **conduzione** tra due corpi a contatto (o tra parti diverse dello stesso corpo) è reso possibile dalle collisioni tra gli atomi e le molecole che li compongono e dal conseguente trasferimento di energia cinetica. È un processo tipico dei corpi solidi, poiché avviene senza associato movimento di materia. Nei processi di **convezione**, al contrario, il flusso di calore è sempre associato a un macroscopico moto di materia da una regione più calda a una più fredda ed è quindi un processo tipico dei fluidi. L'**irraggiamento** o **trasferimento radiativo** (attenzione: non radioattivo!), infine, trasferisce calore sotto forma di *pacchetti* di pura energia, che si propagano alla velocità della luce (300.000 km/s) attraverso un mezzo o anche in assenza di materia, come avviene per il calore solare che attraversa il vuoto dello spazio prima di raggiungere il nostro pianeta.

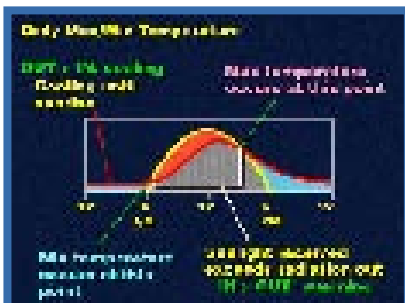


FIGURA 5.

La sovrapposizione dei due spettri solare e terrestre determina, per ogni località, l'escursione termica giornaliera, con l'alternanza del progressivo riscaldamento e raffreddamento della superficie planetaria, che si riflette nei massimi e nei minimi di temperatura, misurati nell'arco delle 24 ore.

radiazione solare ricevuta dalla Terra e dalla sua atmosfera viene riflesso verso l'esterno, il restante 45% viene assorbito e convertito in calore (**Figura 4**); la Terra stessa, come detto, emette radiazione, che viene indicata come *radiazione terrestre*. Nelle ore diurne la radiazione terrestre viene superata dalla radiazione solare e la superficie del pianeta diviene più calda, mentre, durante la notte, e nonostante la presenza di radiazione terrestre, la superficie del pianeta si raffredda. Il raffreddamento della superficie terrestre continua sino a circa un'ora dopo il sorgere del sole; subito dopo l'alba, la radiazione solare del nuovo giorno supera quella terrestre e la temperatura riprende ad aumentare (**Figura 5**).

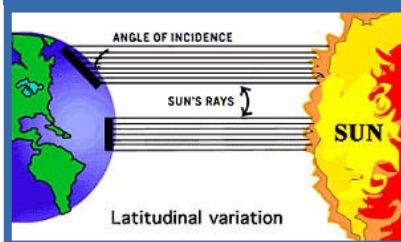
L'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre comporta, invece, variazioni stagionali delle temperature planetarie (**Figura 6**). Il motivo alla base di queste variazioni è la dipendenza dell'intensità della radiazione solare incidente dall'altezza del Sole sull'orizzonte, cioè a quanto alto in cielo appare il nostro astro a mezzogiorno. Per le latitudini equatoriali, il Sole è praticamente allo zenit (cioè al di sopra della testa di un osservatore) mentre alle latitudini

sorbimento infra-rosso; riflessione della luce solare), processi di conduzione e convezione tra Terra e atmosfera, emissione e assorbimento di *calore latente*. Le variazioni diurne di temperatura rappresentano l'escursione nei valori massimi giornalieri e minimi notturni e sono quindi ascrivibili all'effetto della rotazione terrestre (**Figura 3**). Mentre il 55% circa della

superiori i raggi solari colpiscono il terreno con un angolo più ampio e ciò varia l'intensità a cui la radiazione solare illumina il suolo. Quando il Sole è allo zenit o quasi, i suoi raggi colpiscono il suolo praticamente in modo perpendicolare, così che l'intensità della luce solare al suolo è circa la medesima che si ha all'interno del fascio; se, invece, la luce solare colpisce il terreno a un angolo minore, la stessa energia viene distribuita su una superficie più vasta e ciò provoca una diminuzione della sua intensità. Ci si attendono dunque temperature più basse dove il Sole si trova a un'altezza minore, come nelle regioni polari del pianeta. Un fattore addizionale è che più un fascio di luce è inclinato, maggiore è il suo cammino all'interno dell'atmosfera, il che ne riduce ulteriormente l'intensità, permettendo alla luce di venire riflessa o assorbita dalle molecole di aria e dalle particelle di polvere.

FIGURA 7.

Agli effetti della latitudine sulle variazioni stagionali della temperatura è ascrivibile anche la dipendenza dalla sfericità del nostro pianeta dell'angolo d'incidenza della radiazione solare



Anche la sfericità della Terra contribuisce a un diverso irraggiamento, provocando la variazione con la latitudine dell'insolazione, cioè dell'angolo con cui la luce solare colpisce il suolo (**Figura 7**). Tuttavia la radiazione infrarossa uscente è invece praticamente uniformemente distribuita con la latitudine; questo significa che non vi sarà equilibrio radiativo a nessuna latitudine, eccetto 37N e 37S. Se non esistessero i moti atmosferici, che, come si è visto, intervengono a movimentare calore latente e calore sensibile, i Tropici diventerebbero quindi sempre più caldi e le regioni polari sempre più fredde con il passare del tempo.

Il contributo ascrivibile alla topografia del suolo è invece riconducibile alla proprietà fisica nota come *capacità termica*, cioè, in sostanza, alla diversa "velocità" con cui le diverse superfici rispondono al medesimo irraggiamento solare; l'acqua, ad esempio, assorbe e riemette energia più lentamente del suolo, variando corrispondentemente in modo inferiore la propria temperatura. Le variazioni topografiche sono influenzate anche dalle variazioni diurne e stagionali e possono provocare modifiche locali al regime dei venti. In generale possiamo affermare: gli specchi d'acqua ampi e profon-

di, in sostanza, alla diversa "velocità" con cui le diverse superfici rispondono al medesimo irraggiamento solare; l'acqua, ad esempio, assorbe e riemette energia più lentamente del suolo, variando corrispondentemente in modo inferiore la propria temperatura. Le variazioni topografiche sono influenzate anche dalle variazioni diurne e stagionali e possono provocare modifiche locali al regime dei venti. In generale possiamo affermare: gli specchi d'acqua ampi e profon-

FIGURA 6.

Le variazioni stagionali delle temperature planetarie sono causate dall'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre, che comporta, per ogni località, una diversa altezza del sole a mezzogiorno e, quindi, una variabilità nell'intensità della radiazione solare incidente

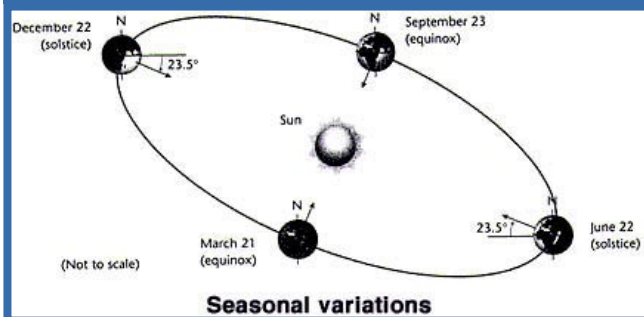
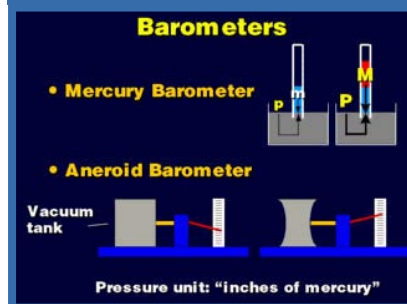


FIGURA 8.

Il barometro aneroid e il barometro torricelliano



di e i suoli umidi tendono a contenere le proprie variazioni di temperatura, che sono invece accentuate nel caso di vaste zone continentali, a maggior ragione se di tipo desertico. Discontinuità nel profilo della variazione termica sono rappresentate dalle linee costiere, mentre le zone di vegetazione spessa tendono a fungere da isolante, rallentando i processi di scambio del calore.

L'atmosfera standard ICAO

In conclusione, perché tutta questa attenzione alle problematiche termodinamiche atmosferiche? Perché la temperatura influisce sulle prestazioni di un aeromobile ed è

forse il più cruciale dei parametri quando si eseguono letture altimetriche. L'altimetro è fondamentalmente un *barometro aneroide*, graduato per indicare incrementi di quota invece che variazioni di pressione atmosferica. Il cuore dello strumento è costituito da una piccola capsula (**Figura 8**), all'interno della quale è stato creato il vuoto, e che reagisce, rispettivamente contraendosi o espandendosi, agli aumenti o alle diminuzioni della pressione statica esterna⁶; la capsula è solidale a un sistema indicatore, che permette letture su scala graduata o su display digitale. La pressio-

⁶ Cioè la pressione atmosferica che agisce su un aeromobile in volo e che è indipendente dal moto dell'aeromobile stesso attraverso l'aria.

TABELLA 1 Lo spettro elettromagnetico

Nei processi di riscaldamento radiativo, l'energia si trasmette sotto forma di radiazione elettromagnetica, il cui comportamento, secondo i particolarissimi principi della fisica quantistica, può essere

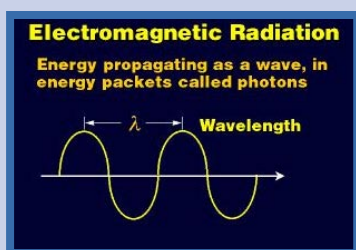
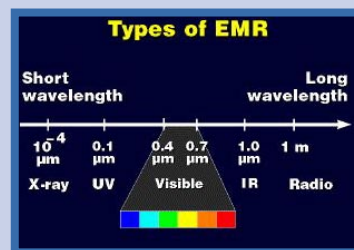


FIGURA A - L'energia che si propaga come onda elettromagnetica è definita dal parametro noto come lunghezza d'onda ed indicato dalla lettera greca λ (lambda)

contemporaneamente espresso sia nei termini di un'onda che di una particella, detta fotone e avente massa e dimensioni nulle. Come onda, la radiazione elettromagnetica può essere caratterizzata da due parametri legati da un rapporto di proporzionalità inversa: la lunghezza d'onda, cioè la distanza tra le creste di due onde successive (**Figura A**), e la frequenza, cioè il numero di creste che attraversano una regione di spazio nell'unità di tempo. Ogni singola onda elettromagnetica, infine, si propaga trasportando con sé un'energia, che risulta essere inversamente proporzionale alla sua lunghezza d'onda e legata, invece, da proporzionalità diretta alla frequenza. L'insieme di tutte le radiazioni, dai più energetici raggi γ e x (lunghezze d'onda inferiori alla decimillesima parte del millesimo di millimetro) alle meno energetiche onde radio (lunghezza superiore al metro) costituisce il cosiddetto spettro elettromagnetico. Al suo interno, assume per noi particolare rilevanza la regione delle onde aventi lunghezze comprese tra 0,4 e 0,7 μm (micron, cioè millesimi di millimetro), cosiddette visibili proprio perché sono le uniche che i nostri occhi riescono a percepire e a rappresentare, associando a ciascuna di esse un particolare colore, dal blu delle onde più corte

al rosso di quelle più lunghe (**Figura B**). Al di fuori di questo intervallo, tutte le altre forme di radiazione elettromagnetica sono per noi invisibili; solo la radiazione infrarossa può essere indirettamente percepita come calore, poiché la nostra pelle è in grado di assorbirla e di aumentare conseguentemente la propria temperatura. Estrapolando comunque il concetto di "colore", viene definita come monocromatica qualsiasi radiazione caratterizzata da una singola lunghezza d'onda (cioè non risultante dalla sovrapposizione di più onde), anche se al di fuori dell'intervallo visibile dello spettro elettromagnetico. Alla luce bianca, ad esempio, in quanto risultante della composizione di tutte le radiazioni visibili, non è quindi associabile la proprietà del monocromatismo. La radiazione elettromagnetica emessa da un corpo a causa della sua temperatura viene detta radiazione termica; la materia allo stato solido o liquido emette una radiazione a spettro continuo (cioè non monocromatica), le cui caratteristiche dipendono fortemente dalla sua temperatura. A temperature ordinarie molti corpi sono però visibili non perché emettono luce propria, ma a causa della luce che essi riflettono; infatti solo a temperature molto alte è possibile vedere tali corpi brillare di luce propria anche in ambienti oscuri. Nonostante ciò, ancora

FIGURA B - Lo spettro della radiazione elettromagnetica con, in evidenza, l'intervallo delle frequenze cosiddette visibili ed i colori ad esse associati



a temperature dell'ordine di parecchie migliaia di gradi, più del 90% della radiazione termica emessa dai corpi è per noi invisibile, cadendo nella regione infrarossa dello spettro elettromagnetico.

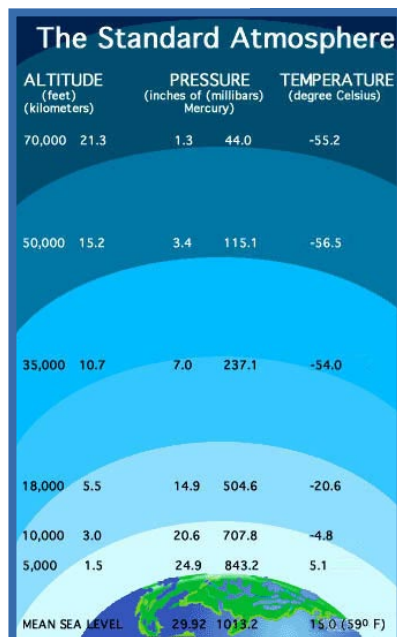


FIGURA 9.
L'Atmosfera
Standard ICAO

ne statica è letta tramite la presa statica dell'aereo, il che può indurre errori dovuti agli effetti aerodinamici intorno alla presa stessa. Poiché la pressione atmosferica è anche dipendente dalla temperatura, parametro a cui invece l'altimetro non è sensibile e che, come si è appena avuto modo di analizzare, può

variare in modo significativo, è sorto il problema di calibrare gli altimetri in accordo con un'atmosfera standard, che utilizzi invece un gradiente termico verticale ben preciso, cioè una variazione della temperatura con la quota di tasso costante e non influenzato da effetti locali. L'atmosfera ISA (ICAO Standard Atmosphere) (Figura 9) fu sviluppata a tavolino per rispondere, tra gli altri, proprio a questo bisogno, mediando le condizioni dell'atmosfera reale a tutte le latitudini, stagioni e quote e fornendo, quindi, specifici valori di temperatura e pressione al livello del mare, nonché i loro gradienti all'aumentare della quota. Si può pensare alla ISA come a una sorta di "righello" con cui i piloti misurano la propria quota e, anche se essa ben raramente corrisponde a quella reale, lo scostamento che ne deriva tra le quote vera e altimetrica non costituisce un problema ai fini della gestione del traffico aereo, poiché esso influirà nello stesso modo sugli altimetri di tutti gli aeromobili presenti nella zona, avendo essi la medesima calibrazione in atmosfera ISA. Di questo ci occuperemo nel terzo e ultimo articolo dedicato alla nostra atmosfera. ✈️

TABELLA 2 Il corpo nero

Uno dei principali problemi che dovettero affrontare i fisici della seconda metà dell'800 fu quello di spiegare la distribuzione di energia nello spettro di una radiazione termica. L'esperienza comune aveva mostrato che gli oggetti sembrano assorbire più o meno calore a seconda di quanto "scuro" o "chiaro" appaia la loro colorazione superficiale. Gustav Kirchhoff pensò di eliminare questa specie di arbitrarietà da ogni considerazione teorica, proponendo il termine **corpo nero** per descrivere un oggetto che assorbe tutta la radiazione incidente. Poiché la Legge di Kirchhoff stabilisce che tutti gli oggetti emettono la stessa radiazione che assorbono, così i corpi neri devono emettere a ogni lunghezza d'onda; di conseguenza, il corpo nero fornisce lo standard di paragone per le sorgenti termiche, il radiatore perfetto a cui possiamo paragonare ogni altro tipo di sorgente. Tuttavia, i corpi neri non emettono uniformemente a ogni lunghezza d'onda dello spettro elettromagnetico, ma presentano un valore di picco, corrispondente al massimo della loro emissione energetica; alle altre lunghezze d'onda, in modo particolare a quelle estreme dello spettro, l'intensità dell'emissione è, invece, notevolmente inferiore. La Legge di Wien stabilisce che il valore di picco della lunghezza d'onda è inversamente proporzionale alla temperatura del corpo nero. Se dunque consideriamo corpi neri che hanno la massima emissione nell'intervallo visibile dello spettro elettromagnetico, questa regola implica che gli oggetti più caldi devono apparire più blu di quelli freddi, che appariranno invece di colorazione più rossa

(i colori "blu" e "rosso" corrispondono infatti agli opposti estremi dell'intervallo visibile). La superficie del Sole ha una temperatura di circa 6000 K, così la radiazione che da qui parte per raggiungere la Terra ha un valore di picco intorno a 0,5 millesimi di millimetro, nel centro della regione visibile dello spettro, in corrispondenza del colore "giallo". Ecco perché i nostri occhi, frutto di un'evoluzione avvenuta sotto il costante flusso della luce solare, sono più sensibili al colore "giallo" piuttosto che ad altri, ed ecco quindi il motivo per cui, ad esempio, i fari antinebbia raggiungono la massima profondità utilizzando un fascio di luce gialla e non bianca o di altro colore. Nel 1879 Josef Stefan dedusse sperimentalmente che la quantità totale di energia radiata da un corpo nero (o, per essere più precisi, l'energia emessa per unità di tempo per unità di area) è proporzionale alla quarta potenza della sua temperatura assoluta, una conclusione che fu raggiunta anche da Ludwig Boltzmann tramite considerazioni termodinamiche teoriche e che ha portato alla conseguente formulazione della Legge di Stefan-Boltzmann. Questa dipendenza dalla quarta potenza significa che l'energia emessa aumenta molto rapidamente anche per modesti innalzamenti di temperatura: raddoppiando T , E aumenta di un fattore 16; triplicandola, di un fattore 81. La Legge di Stefan-Boltzmann può essere utilizzata anche per determinare la temperatura del corpo misurandone il flusso energetico: questo è, difatti, il procedimento impiegato per stabilire la temperatura superficiale della Terra, a partire dalla misura della distribuzione dell'energia solare.