

Aria in movimento

Introduzione

E' difficile costruire un modello della circolazione atmosferica, perchè moltissimi fattori concorrono agli spostamenti delle masse d'aria nell'atmosfera, tuttavia il principio fondamentale è che i gas che costituiscono l'atmosfera tendono a mettersi in una situazione di equilibrio, che prevede una distribuzione uniforme di energia, uniformando le temperature e le pressioni sull'intero pianeta. Il "motore" della circolazione atmosferica è perciò dato dalla redistribuzione dell'energia ricevuta dal Sole. L'irraggiamento solare, infatti, è diverso alle diverse latitudini, per cui le regioni equatoriali sono più calde di quelle polari. L'atmosfera tenta di riequilibrare questa differenza muovendo masse di aria calda dalle regioni dove vi è un eccesso di calore verso regioni più fredde, nel tentativo di ridurre la differenza di temperatura tra equatore e poli.

I moti dell'aria

Masse d'aria in movimento

E' difficile costruire un modello della circolazione atmosferica, perchè moltissimi fattori concorrono agli spostamenti delle masse d'aria nell'atmosfera, tuttavia il principio fondamentale è che i gas che costituiscono l'atmosfera tendono a mettersi in una situazione di equilibrio, che prevede una distribuzione uniforme di energia, uniformando le temperature e le pressioni sull'intero pianeta. Il "motore" della circolazione atmosferica è perciò dato dalla redistribuzione dell'energia ricevuta dal Sole. L'irraggiamento solare, infatti, è diverso alle diverse latitudini, per cui le regioni equatoriali sono più calde di quelle polari. L'atmosfera tenta di riequilibrare questa differenza muovendo masse di aria calda dalle regioni dove vi è un eccesso di calore verso regioni più fredde, nel tentativo di ridurre la differenza di temperatura tra equatore e poli.

Le differenze di temperatura si traducono immediatamente in differenze di pressione all'interno delle masse d'aria: sono proprio le differenze di pressione che provocano lo spostamento dell'aria. Zone di bassa pressione richiamano aria dalle zone dove la pressione è più elevata. Viceversa, l'aria tende ad allontanarsi dalle aree di alta pressione, spostandosi verso zone di minor pressione. La velocità dello spostamento è direttamente proporzionale alla differenza di pressione tra due punti. In condizioni ideali, se la Terra fosse immobile e in mancanza di attrito o ostacoli, il flusso d'aria sarebbe diretto perpendicolarmente alle isobare (le linee che collegano punti di uguale pressione), secondo il cosiddetto gradiente barico, seguendo una traiettoria che permette all'aria di compiere il tragitto più breve dall'area di alta pressione a quella di bassa pressione. Molti fattori, però, concorrono nel deviare il flusso dell'aria dalla situazione ideale.

Un po' di fisica: l'effetto Coriolis

E' difficile costruire un modello della circolazione atmosferica, perchè moltissimi fattori concorrono agli spostamenti delle masse d'aria nell'atmosfera, tuttavia il principio fondamentale è che i gas che costituiscono l'atmosfera tendono a mettersi in una situazione di equilibrio, che prevede una distribuzione uniforme di energia, uniformando le temperature e le pressioni sull'intero pianeta. Il "motore" della circolazione atmosferica è perciò dato dalla redistribuzione dell'energia ricevuta dal Sole. L'irraggiamento solare, infatti, è diverso alle diverse latitudini, per cui le regioni equatoriali sono più calde di quelle polari. L'atmosfera tenta di riequilibrare questa differenza muovendo masse di aria calda dalle regioni dove vi è un eccesso di calore verso regioni più fredde, nel tentativo di ridurre la differenza di temperatura tra equatore e poli.

Le differenze di temperatura si traducono immediatamente in differenze di pressione all'interno delle masse d'aria: sono proprio le differenze di pressione che provocano lo spostamento dell'aria. Zone di bassa pressione richiamano aria dalle zone dove la pressione è più elevata. Viceversa, l'aria tende ad allontanarsi dalle aree di alta pressione, spostandosi verso zone di minor pressione. La velocità dello spostamento è direttamente proporzionale alla differenza di pressione tra due punti. In condizioni ideali, se la Terra fosse immobile e in mancanza di attrito o ostacoli, il flusso d'aria sarebbe diretto perpendicolarmente alle isobare (le linee che collegano punti di uguale pressione), secondo il cosiddetto

gradiente barico, seguendo una traiettoria che permette all'aria di compiere il tragitto più breve dall'area di alta pressione a quella di bassa pressione. Molti fattori, però, concorrono nel deviare il flusso dell'aria dalla situazione ideale.

Alte e basse pressioni

Se si osserva una carta delle isobare, si può notare come la pressione non sia distribuita uniformemente nell'atmosfera del nostro pianeta: vi sono zone dove le pressioni sono minori che nelle aree circostanti e zone dove le pressioni sono maggiori. Per le proprietà dei gas, l'aria tende a muoversi dalle aree di alta pressione verso quelle di bassa pressione, nel tentativo di equilibrare la differenza. La presenza di zone di alta e di bassa pressione è quindi il motore principale di tutti i fenomeni meteorologici e, in sostanza, del "tempo". E' quindi importante capire come circola l'aria in prossimità di queste zone e come queste siano distribuite nell'atmosfera.

Anticicloni

In corrispondenza di zone di alta pressione, l'aria tende a scendere verso il basso, allontanando l'aria con moto divergente al suolo. L'aria comprimendosi scendendo tende a dissipare le nubi e alle condizioni di alta pressione sono associate condizioni di tempo bello e non perturbato. Per effetto Coriolis, l'aria tende ad allontanarsi dal centro di alta pressione, con movimento in senso orario nel nostro emisfero e in senso antiorario nell'emisfero australe (circolazione anticiclonica).

Cicloni

Un'area di bassa pressione, invece, tende a richiamare aria dalle zone circostanti, dove la pressione è maggiore e in corrispondenza del centro depressionario l'aria tende a salire verso l'alto, richiamando una quantità d'aria sempre maggiore dalle aree limitrofe. Salendo, l'aria si espande, si raffredda e dà luogo alla formazione di nubi e precipitazioni: per questo le aree di bassa pressione sono di solito associate a maltempo. L'aria tende a convergere verso il centro di bassa pressione con movimento in senso antiorario nel nostro emisfero e orario nell'emisfero australe (circolazione ciclonica).

Cellule di circolazione

Le differenze di temperatura e di pressione non sono distribuite a caso nell'atmosfera, ma si individuano aree di bassa e di alta pressione pressochè permanenti e stabili, organizzate a formare grandi cellule di circolazione intorno al globo. La situazione, ovviamente, non è statica e immutabile. Le cellule di circolazione si spostano nel corso dell'anno verso N o verso S, in funzione della diversa quantità di energia solare che le diverse regioni della Terra ricevono nel corso delle stagioni: nel nostro emisfero si avvicinano all'equatore in inverno e si spostano verso il polo in estate. In ciascuno dei due emisferi si individuano tre cellule di circolazione principali, simmetriche tra loro.

Incontro di masse d'aria

Quando una massa d'aria fredda in movimento incontra una massa d'aria calda, più leggera, tende ad incunearsi al di sotto di quest'ultima, originando un fronte freddo. L'aria calda viene forzata verso l'alto e la sua ascesa provoca la formazione di nubi. Poichè la superficie di contatto tra le due masse è piuttosto ripida e l'ascesa è rapida, le nubi saranno prevalentemente di tipo cumuliforme. Il passaggio di un fronte freddo è accompagnato da estesi sistemi nuvolosi e da precipitazioni, con una brusca diminuzione delle temperature, un aumento della pressione e da precipitazioni spesso a carattere temporalesco.

Sulle carte del tempo, i fronti freddi sono indicati da una linea nera con triangoli. Fronti freddi si formano tipicamente, alle nostre latitudini, all'incontro di aria fredda e secca di origine polare con aria calda e umida proveniente dalle regioni tropicali.

Fronti caldi

Se, al contrario, è la massa d'aria calda ad essere in movimento verso quella fredda, la massa d'aria calda scivola lentamente su quella fredda, innalzandosi adagio lungo una superficie vasta e poco inclinata: in questo caso si parla di fronte caldo, e anch'esso porta nubi e sistemi di perturbazioni. I margini di un fronte caldo sono meno netti di quelli di un fronte freddo, i cambiamenti sono più gradualmente e le perturbazioni arrivano più lentamente. Il passaggio di un fronte caldo è segnato da un aumento delle temperature, una diminuzione della pressione e piogge persistenti, ma di moderata intensità. A causa dell'innalzamento più lento, il sistema nuvoloso che si forma è in genere costituito da nubi stratificate.

Sulle carte del tempo, i fronti caldi sono indicati da una linea nera con semicerchi.

Fronti occlusi

Un fronte occluso si forma quando un fronte freddo raggiunge un fronte caldo, sollevando in quota tutta l'aria calda e stratificando al suolo quella fredda. Alle nostre latitudini sull'Atlantico si formano continuamente aree cicloniche alimentate dall'anticiclone delle Azzorre e dall'anticiclone polare. Qui si incontrano aria calda e umida tropicale e aria fredda e secca polare e in genere si forma un vortice depressionario in cui sono attivi un fronte caldo e uno freddo. Il fronte freddo è in genere il più attivo e avanza più velocemente di quello caldo. Quando il fronte freddo raggiunge il fronte caldo, si origina un fronte occluso: dopo aver scaricato sul fronte occluso l'umidità residua, il tempo in genere ritorna bello e l'aria al suolo torna a riscaldarsi: la perturbazione si è esaurita.

Sulle carte del tempo, i fronti occlusi sono indicati da una linea nera con triangoli e semicerchi alternati. fronte della perturbazione.

La presenza di rilievi montuosi sul cammino di un fronte può provocare variazioni e deformazioni di vario tipo, che possono far evolvere la perturbazione in modo difficilmente prevedibile.

Le cellule di circolazione

Dall'equatore fino a 30° di latitudine (N o S), si stabilisce la cellula di Hadley.

Nella regione equatoriale, l'aria si riscalda e sale, creando un'area di bassa pressione. L'aria tenderebbe a spostarsi verso N lungo i meridiani, ma nell'emisfero boreale, per effetto Coriolis, il flusso viene deviato verso NE e ridiscende intorno al 30° parallelo, portandovi aria calda e umida. Una volta discesa, l'aria viene nuovamente richiamata verso l'equatore, a causa della bassa pressione ivi esistente, viaggiando, questa volta, da NE a SW, sempre per effetto Coriolis: questo movimento origina, al suolo, i venti alisei di NE. Lo stesso accade nell'emisfero australe, dove gli alisei spirano da SE. La zona dove si scontrano e convergono gli alisei di NE con quelli di SE crea un'area di bassa pressione equatoriale, caratterizzata da precipitazioni e perturbazioni violente, la cosiddetta zona delle calme equatoriali, così chiamata per le basse pressioni e le basse velocità dei venti.

Tra i 30° e i 60° di latitudine, invece, in entrambi i gli emisferi è attiva la cellula di Ferrel, che ruota in direzione opposta a quella di Hadley. Convergenndo con il margine della cellula di Hadley, crea un'area di alta pressione tropicale, intorno ai 30°; la cosiddetta area delle bonacce tropicali, che produce venti da SW al suolo, venti occidentali che hanno però un andamento meno regolare degli alisei. In questa fascia si situa una serie di nuclei anticiclonici, tra i quali l'anticiclone delle Azzorre, che determina, con i suoi spostamenti stagionali, il tempo delle nostre regioni. Le masse d'aria della cellula di Ferrel tornano in quota intorno ai 60° di latitudine, dove si stabilisce l'area delle basse pressioni subpolari.

A latitudini superiori, si instaura la cellula polare, che ha lo stesso andamento di quella di Hadley, con venti orientali al suolo e occidentali in quota. Le cellule polari sono quelle meno estese, ma, grazie all'area delle alte pressioni polari, hanno l'importante compito di trasferire la gelida aria polare alle medie latitudini, nelle cellule di Ferrel.

I venti

Cosa sono

I venti sono spostamenti orizzontali più o meno rapidi di masse d'aria causati da differenze nella distribuzione delle pressioni. Poiché le variazioni di pressione sono per lo più dovute a variazioni di temperatura, ne deriva che il principale motore del vento è la differenza di irraggiamento solare nelle varie regioni del globo.

La direzione del vento

Ogni vento è caratterizzato da una direzione in cui si muove e da una velocità. Normalmente, quando si parla della direzione del vento, ci si riferisce alla direzione dalla quale proviene: venti occidentali, per esempio, sono venti che spirano da W verso E.

Le masse d'aria tenderebbero a muoversi perpendicolarmente alle isobare, seguendo il gradiente barico, cioè la differenza di pressione che muove le masse d'aria, ma l'effetto Coriolis ne devia la traiettoria. In condizioni ideali di assenza di attrito, dove la forza del gradiente barico e l'effetto Coriolis sono uguali e contrari, i venti si muovono parallelamente alle linee isobare, lasciando alla propria destra le aree di alte pressioni nell'emisfero settentrionale, alla

propria sinistra nell'emisfero meridionale: questi sono i cosiddetti venti geostrofici, venti, per così dire, "ideali". Al suolo, in generale, l'attrito con la superficie terrestre causa deviazioni nella direzione del vento, e soltanto i venti a quote superiori ai 1.500 m sono molto prossimi ai venti geostrofici.

I venti al suolo

Si distinguono venti al suolo, che si muovono negli strati più bassi della troposfera, e venti in quota.

Per quanto riguarda i venti al suolo, si possono distinguere venti periodici locali, come le brezze costiere e le brezze nelle valli, che si formano per il diverso riscaldamento dovuto all'irraggiamento differenziale, e venti a carattere globale, le cui direzione e intensità dipendono dalla distribuzione delle grandi cellule di pressione sull'intero globo.

Dalle cellule anticicloniche subtropicali spirano verso le aree di bassa pressione equatoriali gli alisei, venti molto costanti che hanno direzione E-NE nel nostro emisfero e E-SE nell'emisfero australe.

Dal fianco settentrionale delle stesse cellule anticicloniche si muovono i venti occidentali, che spirano da SW dell'emisfero boreale e da NW in quello australe. I venti orientali invece provengono dalle regioni polari interne e si incontrano con i venti occidentali in corrispondenza delle aree di bassa pressione subpolari. Nel corso delle stagioni, i sistemi di pressione si spostano e con essi i venti.

Ai sistemi di venti a scala globale si aggiungono poi sistemi locali, anche se su vasta scala, come i monsoni (dall'indiano mausim, stagione), venti stagionali dovuti al differente riscaldamento di aree continentali e di aree oceaniche.

Il monzone invernale, freddo e asciutto, spira dal continente asiatico verso l'Oceano Indiano, mentre il monzone estivo spira dall'oceano verso il continente, portando aria umida e calda, accompagnata da precipitazioni particolarmente intense, spesso catastrofiche.

I venti in quota

In teoria, ci si dovrebbe aspettare che i venti al suolo siano accompagnati, in quota, negli strati più alti della troposfera, da venti analoghi, ma in senso contrario. In realtà osservazioni fatte mostrano che al di sopra dei 4-5.000 m in quota esistono soltanto correnti occidentali, che si muovono da W verso E seguendo grossomodo l'andamento dei paralleli. Soltanto al di sopra dell'equatore vi è una stretta fascia di venti orientali, probabilmente connessi con la zona di convergenza degli alisei.

I venti in quota si muovono con velocità crescente in funzione dell'altezza, raggiungendo la massima velocità al limite della troposfera. Sono più lenti all'equatore, aumentano di velocità alle medie latitudini rallentano di nuovo avvicinandosi ai poli.

Non è ancora chiaro il meccanismo che porta allo stabilirsi di questo tipo di circolazione in quota, ma, qualunque ne sia l'origine, il ruolo dei venti in quota è fondamentale per la distribuzione delle aree cicloniche e anticicloniche sulla superficie terrestre.

Il fohn

Il termine Fohn è un termine dialettale tirolese che indica un tipo particolare di vento caratteristico dell'arco alpino, ma che si verifica, naturalmente, anche nella maggior parte delle altre catene montuose. Si genera quando una massa d'aria calda e umida in movimento incontra sul suo cammino un rilievo montuoso. L'inerzia del movimento spinge la massa d'aria contro il rilievo e l'aria è costretta risalire lungo i versanti montuosi. Durante la risalita l'aria si raffredda e si espande: diviene così satura di vapore acqueo, forma nubi e si libera dell'umidità in eccesso sotto forma di abbondanti precipitazioni liquide o nevose. Il calore liberato dalla condensazione fa giungere l'aria sulla vetta del rilievo ad una temperatura maggiore di quella che avrebbe avuto se fosse stata secca. Oltrepastata la cresta del rilievo, dopo aver scaricato buona parte della propria umidità, l'aria ormai secca si riversa sul versante opposto, riscaldandosi nella discesa. Sulla catena alpina si assiste quindi alla risalita di masse d'aria lungo i versanti settentrionali (Svizzera e Austria), con formazione di nubi e precipitazioni, e alla discesa di aria calda sul versante italiano, dove si stabiliscono condizioni di bel tempo, con cielo limpido e sereno e temperature che possono anche essere di 10-20°C superiori a quelle del versante N. Questo fenomeno garantisce, nel Nord Italia, giornate invernali miti e limpidissime, con forti venti che spazzano via le nebbie e l'inquinamento che staziona sulle grandi città a causa dell'inversione termica, mentre sul

versante opposto il tempo sarà brutto e perturbato. Questo fenomeno spiega perchè l'innevamento è in genere maggiore sul versante Nord della catena. Questo tipo di fenomeno atmosferico è molto pericoloso in caso di abbondanti nevicate, perchè, favorendo condizioni di alte temperature, favorisce la fusione del manto nevoso e aumenta il pericolo di valanghe. Quindi, sciatori, attenzione alle belle giornate invernali inaspettatamente calde. E se partite da Milano in una bella mattina limpida per andare a sciare sulle nevi svizzere, attenzione: se le creste di confine sono incappucciate da nubi sottili e sfilacciate dal vento, potreste trovare il maltempo ad attendervi sull'altro versante! Ma le malefatte del Fohn non finiscono qui: riversando a forte velocità aria calda e secca, questo vento ha la proprietà di caricare elettricamente l'aria, aumentando la quantità di ioni negativi. Il nostro corpo reagisce negativamente alle cariche elettriche negative, provocando, nelle persone "meteoropatiche", particolarmente sensibili alle variazioni del tempo, nervosismo, ansia, emicrania e irritabilità: uno studio statistico condotto in Svizzera, dove questo vento è chiamato Favonio, ha correlato le giornate di Fohn con un aumento del numero di suicidi, omicidi e aggressioni!

Le correnti a getto

Le correnti a getto sono particolari evoluzioni dei venti in quota. Sono correnti d'aria in rapido movimento a causa di differenze di pressione dovute a differenze di temperatura in corrispondenza di incontri di grandi masse d'aria. Sono state scoperte casualmente durante la Seconda Guerra mondiale da aerei americani in volo verso il Giappone. La velocità minima per definire una corrente a getto è 50 nodi, circa 90 km/h, tuttavia le correnti a getto in genere hanno velocità molto superiori, tra i 160 e i 250 km/h, con punte massime di 320 km/h. Sono in genere più sostenute durante l'inverno, perchè le differenze di temperatura sono più evidenti. Si formano a quote di circa 10-14 km.

Tendono a formarsi ai confini tra masse d'aria calda e fredda, lungo i cosiddetti fronti: in queste zone si producono nette variazioni nella pendenza delle superfici isoterme e isobariche e proprio lungo queste superfici i venti tendono a muoversi con maggiore velocità. Le correnti a getto circondano il globo, formando una sorta di "cinture" intorno al pianeta, seguendo i paralleli. L'andamento, non rettilineo, provoca moti discendenti verso le zone equatoriali (saccature d'onda) e moti ascendenti verso i poli (promontori d'onda). Promontori e saccature si spostano e variano in continua evoluzione.

Gli effetti delle correnti a getto

Nel nostro emisfero, in inverno le correnti a getto principali sono due: la corrente a getto del fronte polare, sopra al Canada e agli Stati Uniti settentrionali, e la corrente a getto subtropicale, localizzata sopra al Messico settentrionale. Entrambe si muovono verso da W verso E. Una terza corrente, che si muove da E verso W, si forma invece in estate sopra Africa e India ed è in parte responsabile del monzone estivo. Nell'emisfero australe invece sono presenti soltanto due correnti a getto occidentali.

Le correnti a getto influenzano la navigazione aerea, rendendo lo stesso percorso più o meno rapido a seconda che si stia viaggiando controcorrente o a favore di vento: il volo di ritorno dagli Stati Uniti verso l'Italia è in genere più breve di un'ora circa rispetto al volo di andata.

Ma la grande importanza delle correnti a getto risiede nella loro influenza sul clima. In corrispondenza delle saccature d'onda, si formano infatti zone di alta pressione, in corrispondenza delle cosiddette convergenze, zone dove la velocità del flusso rallenta: per effetto Coriolis, queste sono trasformate in celle anticicloniche, con clima secco e bello al suolo. In corrispondenza dei promontori d'onda, invece, si crea una bassa pressione, in corrispondenza delle cosiddette divergenze, zone dove la velocità del flusso accelera: queste zone sono trasformate invece in celle a circolazione ciclonica, apportatrici di perturbazioni al suolo.

Le nuvole

Le nubi

Le nubi sono formate da microscopiche gocce d'acqua o da piccoli cristalli di ghiaccio. Le dimensioni delle goccioline sono in genere comprese tra qualche micron e 100 micron: questo è il limite tra le gocce di nube e le gocce di pioggia. La forma delle gocce è generalmente sferica, ma può variare, soprattutto nelle gocce di maggiori dimensioni, che sono deformate dalla gravità.

L'acqua nell'atmosfera: evaporazione e condensazione

L'evaporazione da masse d'acqua o l'evapotraspirazione da suoli e vegetazione forniscono all'atmosfera grandi quantità di vapore acqueo (vedi sezione acqua). Per quanto abbondante, la quantità di vapore acqueo fornita all'atmosfera dai processi di evaporazione in genere non è sufficiente a far raggiungere all'aria il valore necessario alla saturazione. La saturazione e la conseguente condensazione del vapore in gocce di acqua liquida sono quindi in genere causate da un raffreddamento della massa d'aria al di sotto della temperatura di condensazione, detta anche punto di rugiada.

La condensazione avviene con il passaggio dallo stato gassoso allo stato liquido di una parte del vapore acqueo in eccesso, sotto forma di microscopiche gocce d'acqua. Perché avvenga condensazione, tuttavia, il raggiungimento del punto di rugiada non è sufficiente: occorre che siano presenti i cosiddetti nuclei di condensazione, piccole particelle (di dimensioni comprese tra 0,001 e 10 micron) sulle quali le minuscole gocce d'acqua possono condensare. I nuclei di condensazione normalmente presenti nell'atmosfera sono cloruri di sodio, solfati, particelle carboniose e pulviscolo atmosferico e possono essere presenti per cause naturali (per esempio, aerosol marini trasportati dal vento, ceneri provenienti da attività vulcanica) oppure dovuti all'attività umana (prodotti dalla combustione di combustibili fossili, per esempio). tanto più i nuclei sono grandi e igroscopici (capaci, cioè, di attirare a sé molecole d'acqua) tanto più efficace è il loro ruolo nel favorire i processi di condensazione.

Se le temperature sono basse, l'acqua condensa sotto forma di cristalli di ghiaccio, ma necessita sempre di nuclei detti, in questo caso, di cristallizzazione.

Formazioni delle nubi

La formazione delle nubi è, in apparenza, un processo molto semplice, dovuto alla condensazione dell'umidità atmosferica in gocce d'acqua, ma nella realtà si tratta di un processo complesso, in cui entrano diversi fattori e diversi meccanismi. Tutti i processi hanno comunque alla base l'ascesa di una massa d'aria umida e il successivo raffreddamento fino al punto di rugiada.

In questo processo una massa d'acqua o l'umidità del suolo evaporano per azione della radiazione solare e si forma un volume d'aria calda e umida che lentamente inizia a salire, essendo l'aria calda e umida più leggera di quella circostante. Salendo, per effetto della riduzione di pressione che fa espandere la massa d'aria e a causa della riduzione di temperatura dovuta alla quota crescente, la massa d'aria si raffredda fino a raggiungere il punto di rugiada: la massa d'aria è satura di vapore d'acqua e questo condensa in piccole gocce d'acqua allo stato liquido. La nube è la manifestazione visibile di questo processo. Il processo di condensazione è facilitato se sono presenti particelle e impurità che possano fungere da nuclei di condensazione, sui quali le piccole gocce si depositano. In mancanza di queste, la massa d'aria può diventare sovrassatura di vapor d'acqua.

Come si muovono

Contributo del Sole: ascesa per convezione

L'irraggiamento solare è la prima e più evidente causa di ascesa di masse d'aria calda e umida: l'aria viene riscaldata sia per assorbimento diretto della radiazione solare (soprattutto nella banda dell'infrarosso, assorbito in modo preferenziale dal vapore acqueo), sia per convezione al di sopra del suolo che cede calore.

Contributo delle montagne: ascesa orografica

Il processo è del tutto analogo al precedente, ma in questo caso la causa dell'ascesa della massa d'aria calda e umida è la topografia: quando una massa d'aria in movimento incontra un rilievo, è forzata a risalire lungo le pendici, innalzandosi e raffreddandosi.

Incontri di masse d'aria: ascesa dinamica

Anche in questo caso, il meccanismo è sempre il medesimo, ma l'ascesa avviene perché una massa d'aria è spinta verso l'alto da un'altra massa in movimento, che si incunea al di sotto. In genere questo avviene quando una massa d'aria calda, più leggera, incontra una massa d'aria fredda, che, essendo più densa, tende a incunearsi al di sotto dell'aria più calda, costringendola a salire.

Aria stratificata: l'inversione termica

In condizioni di tempo bello e stabile, specialmente in inverno, l'aria fredda tende a stratificarsi in prossimità del suolo, dando luogo al fenomeno dell'inversione termica: la temperatura dell'aria in questo caso cresce con la quota invece di diminuire, come accade normalmente. In questo caso, è l'aria calda che si raffredda al contatto con la sottostante massa fredda: se viene raggiunto il punto di rugiada, si possono formare sottili strati di nubi, che "materializzano", per così dire, il confine tra le due distinte masse d'aria.

I diversi tipi di nubi

La prima classificazione scientifica delle nubi si deve al chimico inglese L. Howard, nel 1803, e il sistema di classificazione da lui proposto è, con alcune modifiche, in uso ancora oggi.

Si basa su due gruppi principali, divisi in base allo sviluppo (verticale e orizzontale) e a tre tipi: i cirri, i cumuli e gli strati. Le diverse combinazioni di gruppi e tipi portano ai diversi tipi di nubi.

Diverse forme

Gli **strati** (St) sono nubi distese di bassa quota, generalmente grigie, che appaiono coprire il cielo uniformemente o su più livelli. Lo spessore dello strato può variare da 15 a 800 km. La forma e le superfici regolari sono dovute al fatto che all'interno di queste nubi mancano i fenomeni convettivi interni, che danno alle nubi le loro forme bizzarre. A questa categoria di nubi appartengono anche i banchi di nebbia. Possono dare luogo a pioviggine o nevischio.

I **cumuli** (Cu) sono nubi dense a contorni netti. Presentano una tipica base piana, che inizia a formarsi a quote intorno ai 1.800 m, e che indica la quota del livello di condensazione. La parte superiore, che può raggiungere altezze considerevoli, è invece gonfia e irregolare a causa di moti di convezione interna. La base in genere è scura, mentre la parte alta è bianca e brillante. I cumuli sono generalmente indizi di bel tempo.

I **cirri** (Ci) sono le tipiche nubi di alta quota, costituite da cristalli di ghiaccio, ai quali devono la forma evanescente e sfilacciata. Spesso provocano precipitazioni, ma essendo situati a quote elevate, le precipitazioni in genere evaporano prima di giungere al suolo. Per effetto della rifrazione della luce nei cristalli di ghiaccio, i cirri spesso formano aloni iridescenti intorno al Sole o alla Luna. Spesso sono le avvisaglie del fronte caldo di un sistema temporalesco.

I **nembi** (Nb) sono nubi dense, a forte sviluppo verticale, di forma torreggiante. La parte inferiore è scura e frastagliata, la parte superiore è in genere gonfia e in continua evoluzione. Sono di aspetto cupo e scuro, sono sempre portatori di precipitazioni e spesso li si vede avanzare a grande velocità lungo il fronte di una perturbazione.

I principali tipi di nubi possono combinarsi tra loro a dare forme più complesse:

- **cumulonembi** (Cb), densi e a grande sviluppo verticale, di aspetto scuro e portatori di precipitazioni e rovesci a carattere temporalesco. Quando la parte superiore raggiunge il limite con la stratosfera, la sommità dei cumulonembi si appiattisce a dare la tipica forma ad incudine;
- **stratocumuli** (Sc), in banchi costituiti da masse arrotondate di colore grigio con parti più scure, che producono in genere deboli piogge;
- **nembostrati** (Ns), corpi nuvolosi grigi, scuri, di aspetto mal definito a causa delle precipitazioni che li accompagnano;
- **altocumuli** (Ac), nubi costituite da masse rotondeggianti, bianche, spesso disposte in modo regolare e ordinato a dare il tipico "cielo a pecorelle";
- **altostrati** (As), distese nuvolose grigie o bluastre, di aspetto striato e fibroso, formate da gocce d'acqua e cristalli di ghiaccio, che possono dare luogo a precipitazioni continue;
- **cirrocumuli** (Cc), nubi in banchi sottili e trasparenti talvolta allineati in fasce striate;
- **cirrostrati** (Cs), nubi a forma di veli biancastri e fibrosi.

Diverse quote

Le nubi basse raggiungono un limite massimo di 1.800 m, mentre il limite inferiore può trovarsi a livello del suolo. A questa categoria appartengono gli strati, i nembo strati, gli stratocumuli e i cumuli.

Le nubi medie si trovano a quote comprese tra i 2.000 e i 6.000 m. A questa categoria appartengono gli altostrati e gli altocumuli, ma a queste quote si trovano spesso nubi che transitano dagli strati più bassi a quelli più elevati.

Le nubi alte possono giungere al limite della troposfera. Sono per lo più costituite da cristalli di ghiaccio, e non da gocce d'acqua, a causa delle basse temperature. A questa categoria appartengono i cirri, i cirrocumuli e i cirrostrati.

Cielo a pecorelle

La forma delle nubi dipende dai processi che le hanno formate e dai moti dell'aria al loro interno e nelle zone circostanti. Possono quindi essere indicatrici delle condizioni meteorologiche e essere un valido aiuto nelle previsioni del tempo a breve scadenza.

Con aria umida e instabile, le nubi assumono generalmente l'aspetto di cumuli e di cumulonembi, mentre con aria secca e stabile tendono ad avere una forma lenticolare. Se l'innalzamento della massa d'aria è lento e regolare, si producono nubi a sviluppo prevalentemente stratificato, se invece il sollevamento è rapido, lo sviluppo è prevalentemente verticale, come nei cumuli e nei cumulonembi. Se l'aria è molto umida e instabile, la risalita può essere molto rapida e la nube assume una forma torreggiante. La parte superiore è in rapida e continua mutazione a causa di moti convettivi interni, ma una volta raggiunto il limite con la stratosfera si appiattisce "a incudine" e la sua ascesa si arresta: questa è la forma caratteristica dei cumulonembi, sempre portatori di precipitazioni anche a carattere violento.