



LE INVERSIONI TERMICHE I FRONTI DI BREZZA LE LINEE DI CONVERGENZA



A questo punto del nostro studio vogliamo sottolineare l'importanza che il fenomeno delle cosiddette **inversioni termiche** ha per il volo veleggiato. È noto che in una massa atmosferica in riposo la temperatura diminuisce con l'altezza e che si dà il nome di "gradiente termico verticale" alla misura di quella diminuzione riferita a 100 metri di altezza. Di passaggio diciamo che tale gradiente varia da luogo a luogo e anche in uno stesso luogo, a seconda delle condizioni generali dell'atmosfera. La legge secondo la quale la temperatura subisce un decremento che progredisce col progredire dell'altezza, è soggetta a frequenti ed importanti infrazioni a causa delle cosiddette "inversioni termiche", ossia per la formazione di strati d'aria, nei quali la temperatura aumenta procedendo dal basso verso l'alto.

Tali strati di inversione termica possono formarsi frequentemente vicino al suolo nelle notti calme e serene, allorché per la forte irradiazione terrestre il suolo e gli strati d'aria ad esso prossimi, si raffredda molto e l'assenza di movimento nell'atmosfera impedisce il consueto rimescolamento delle masse d'aria. Si nota però che, particolarmente in pianura, tali strati di inversione sono poco estesi e si disperdono appena il sole, sorgendo, riattiva le correnti aeree verticali. Importanza assai maggiore hanno per il volo veleggiato gli strati di inversione che si formano in quota, dove essi spesso sono intimamente collegati con le stratificazioni delle nubi e dove assumono estensioni assai notevoli.

Sia le inversioni termiche sia gli strati di temperatura costante (isoterma) sono molto stabili e si comportano come membrane elastiche, che dividono l'atmosfera in compartimenti, dei quali esse costituiscono gli strati separatori. I movimenti verticali dell'aria, perpendicolari a tali strati, risultano pertanto frenati elasticamente.

Accenneremo qui al fenomeno dell'abbassamento di strati di aria, di grandi proporzioni: fenomeno che in meteorologia prende il nome di "subsidenza" che ha un'importanza grandissima per il volo veleggiato. È noto che il movimento discendente di una massa d'aria ne determina la compressione e, conseguentemente, il riscaldamento. Questo fenomeno può dar luogo alla formazione di importanti inversioni della temperatura, che prendono il nome di "inversioni di subsidenza". Il fenomeno assume un interesse ancor più notevole, quando l'abbassamento dello strato d'aria è accompagnato da divergenza orizzontale dei venti, che danno luogo a fughe laterali d'aria le quali diminuiscono così lo spes-

sore dello strato medesimo.

Questo fenomeno si produce generalmente nella zona centrale degli anticicloni, e perciò si sente parlare in meteorologia di "inversioni di subsidenza anticiclonica", con il quale il termine si vogliono indicare appunto le caratteristiche inversioni termiche, accompagnate da alta pressione, dovute all'abbassamento di vasti strati d'aria. In tali casi, la compressione degli strati che si abbassano riscalda notevolmente l'aria, tanto da provocare la vaporizzazione delle stille d'acqua costituenti le nubi (che si siano potute formare sotto l'inversione di subsidenza) fino al punto di dissolverle completamente o, almeno, di diminuirne notevolmente il naturale sviluppo. Questa è appunto la ragione per cui le situazioni anticicloniche traggono quasi sempre con sé tempo buono e cielo sereno, popolato talvolta da quei candidi cumuli, definiti di "bel tempo", che hanno poco sviluppo in senso verticale e la cui sommità segna proprio il limite inferiore dell'inversione di subsidenza (fig. 1).

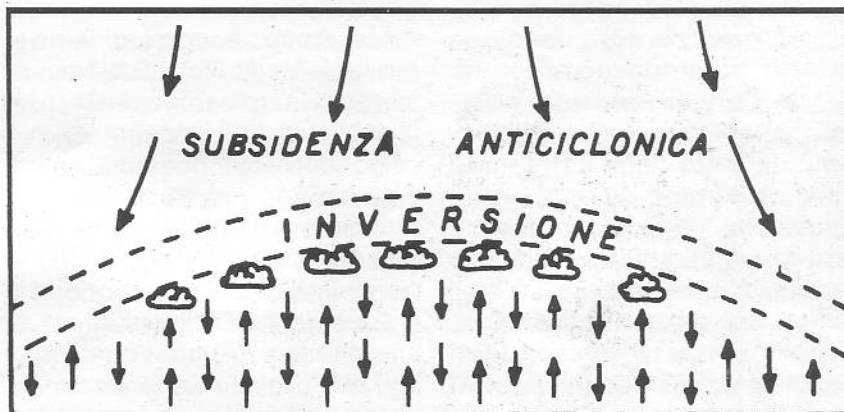


Fig. 1 - Inversione di subsidenza anticiclonica. L'aria calda dell'inversione fa evaporare la parte superiore dei cumuli, i quali non possono così svilupparsi verticalmente (Cumulus humilis).

È noto che nelle ragioni montane l'attività termoconvettiva è potenziata dal forte soleggiamento dei costoni montani; i quali danno luogo a quelle potenti brezze termiche di pendio che permettono alle correnti ascendenti di raggiungere maggiori altezze di quelle che si formano in pianura. È facilmente comprensibile, quindi, come la base delle eventuali inversioni termiche di subsidenza esistenti sulla verticale dei rilievi montani, sia sottoposta, durante il giorno, all'azione labilizzatrice delle correnti ascendenti che si generano lungo i costoni montani; correnti che, provocando il continuo rimescolamento degli strati inferiori delle inversioni suddette, finiscono col distruggerle almeno in parte. Secondo le nostre osservazioni questa azione è tanto più intensa quanto maggiore è il riscaldamento dei pendii. In effetti, in molti casi, gli alti valori della temperatura che durante la stagione estiva si riscontrano nelle regioni montane dell'Italia centro meridionale, l'azione labilizzatrice che svolgono le correnti ascendenti rimescolanti gli strati inferiori delle inversioni, è molto più forte di quella riscontrata nelle regioni alpine dell'Italia settentrionale. Comunque sia, nell'uno e nell'altro caso, sopra i rilievi orografici non solo la base di condensazione dei cumuli è sempre più alta che nelle valli, ma anche lo sviluppo verticale di tali nubi risulta essere maggiore.

Per concludere l'argomento, faremo qualche altra considerazione in proposito. È noto che la densità dell'aria diminuisce con l'altezza e che, pertanto, le vette delle montagne sono circondate da aria meno densa, che viene così attraversata dai raggi solari con minor perdita. A tale fatto ne va aggiunto un altro ancora, non meno importante degli altri fin qui citati, e cioè che la vegetazione montana diminuisce costantemente col progredire dell'altezza. Più le montagne sono

alte, infatti, e più i costoni sono aridi e rocciosi. Ora si sa che la roccia possiede un calore specifico di gran lunga inferiore a quello della terra e della vegetazione che in essa prolifica. Conseguentemente, durante il giorno, l'aria che copre le vette rocciose, si scalda più rapidamente ed in maggior misura di quella delle valli e della pianura, mentre di notte si raffredda di più e altrettanto rapidamente. È per questa stessa ragione che l'aria in contatto con i costoni rocciosi tende a fluire verso il basso durante la notte (flusso catabatico) e verso l'alto durante il giorno (flusso anabatico).

Esaminiamo ora le inversioni termiche di superficie.

Un fenomeno che può dar luogo a notevoli inversioni termiche a partire dal suolo, è quello prodotto dalle brezze di mare. Nelle zone rivierasche si osserva infatti che durante il giorno, si ha una variazione costante del vento: questo, nelle ore del mattino, soffia da terra, nelle ore del pomeriggio soffia dal mare. È noto che, quando il vento soffia da terra, esistono buone possibilità di volo veleggiato perché gli strati inferiori si riscaldano molto ed assumono uno stato di equilibrio instabile, mentre quando comincia a soffiare dal mare, le correnti termiche cessano improvvisamente. Chi scrive poté nel corso di numerosi sondaggi aerologici eseguiti col sussidio del meteorografo, constatare questo fenomeno a Buenos Aires, dove le correnti aeree provenienti da Nord Est, traversando il vasto bacino del Rio de la Plata, si raffreddano e riducono assai le possibilità del volo veleggiato sulle località prossime al fiume. Si determinano così condizioni aerologiche per cui gli strati atmosferici tra il suolo e i 700 m. d'altezza, lungo le rive del gran fiume (60 km) si raffreddano dal basso in alto e assumono un equilibrio perfettamente stabile: su tale zona si osservano, fin dalle

prime ore del pomeriggio, inversioni termiche. Allontanandosi invece dalla riva del Rio de la Plata, si nota che le condizioni termiche vanno gradualmente migliorando perché l'irradiazione terrestre scalda sempre più intensamente le masse aeree fredde ed umide provenienti da Nord Est, tanto che, addentrandosi di una settantina di chilometri nell'interno del paese, la massa appare del tutto trasformata e l'inversione non ha più luogo. Queste stratificazioni atmosferiche, che la meteorologia definisce "condizionalmente instabili" riescono ad offrire ai deltaplanisti delle buone possibilità quando esistono, in prossimità delle coste marine, pendii montani. In tali casi, le masse stabili inferiori, obbligate dal vento a trascorrere lungo tali pendii, vengono forzatamente sollevate fino alla quota dove comincia la instabilità e di lì l'aria può poi continuare a salire per convezione libera. I deltaplanisti che vengono a trovarsi su tali zone e in tali condizioni meteorologiche, possono valersi prima dell'ascendenza generata dall'incontro del vento con il pendio montano e, dopo, dei movimenti convettivi termici che cominciano a svilupparsi nello strato d'aria labile.

I FRONTI DI BREZZA

Per completare le nostre osservazioni sul fenomeno delle brezze di mare, diremo che quando esse invadono il continente con una velocità di almeno sei nodi, danno luogo a vere e proprie superfici frontali parallele alle coste. Questi fronti di aria marittima fresca si muovono verso l'entroterra in seguito alla caduta di pressione che si registra con l'aumentare della temperatura terrestre.

Se l'aria continentale, sollevata dall'avanzamento del fronte di brezza, è abbastanza umida si avrà la formazione di cumuli associati ad una stretta banda di correnti ascendenti; se invece l'aria continentale è molto secca

i cumuli non si formano, ma il passaggio dalla zona di buona visibilità dell'entroterra a quella dell'aria marittima stabile è visualizzato da una zona di foschia verso il mare, che i deltaplanisti devono assolutamente evitare. Le bande cumuliformi associate ai fronti di brezza marina sono facilmente riconoscibili per la presenza sotto i cumuli di tipiche nubi sfilacciate che si formano lungo la superficie di discontinuità del fronte in movimento (fig. 2).

Lo spessore degli strati costituenti le brezze di mare, quando queste avanzano lentamente senza dar luogo a formazione di veri e propri fronti, varia da un minimo di 300 ad un massimo di 700 metri. La distanza di penetrazione, la velocità di traslazione e lo spessore delle brezze di mare in movimento verso l'entroterra, dipendono dai seguenti fattori: 1°) dalla temperatura della superficie marina; 2°) dall'intensità dell'insolazione; 3°) dalle caratteristiche della crosta geologica superficiale e dall'orografia dell'entroterra; 4°) dall'altezza dello strato labilizzato dall'irradiazione del suolo riscaldato dal sole; 5°) dalla direzione ed intensità del vento sinottico, cioè dal vento risultante dalla distribuzione generale della pressione atmosferica.

Va rilevato che il fattore vento è di grande importanza. Chi non ha molta dimestichezza con la meteorologia può essere indotto a pensare che quando al mattino c'è una leggera componente del flusso dell'aria marina verso la terra, la brezza di mare non solo possa innescare più facilmente, ma anche assumere una forza maggiore. Invece, avviene esattamente il contrario. Infatti, se al mattino il vento sinottico in superficie spira già verso la terra, la brezza di mare non si forma, anche se la differenza di temperatura fra acqua e terra è molto forte.

Condizione necessaria per l'innescarsi della brezza di mare è invece l'esistenza, durante la

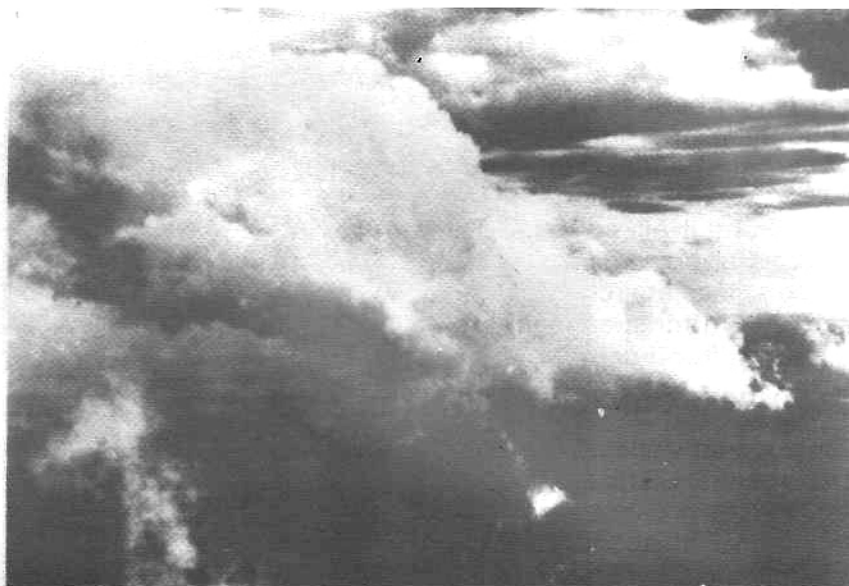


Fig. 2 - Cumulo in banda generato dal sollevamento forzato del fronte di brezza avanzante. Le nubi sfilacciate che si vedono sotto la banda cumuliforme, costituiscono l'inconfondibile caratteristica dei fronti di brezza.

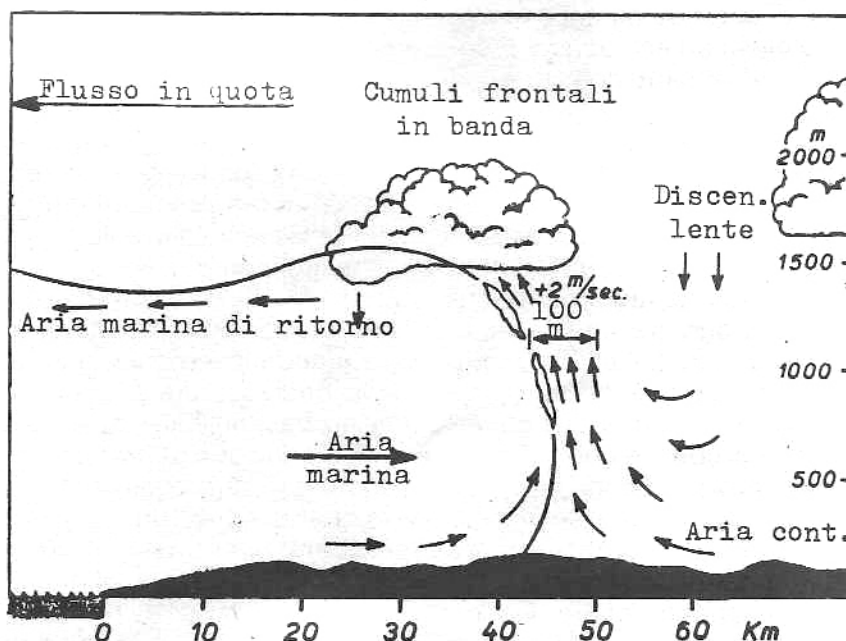


Fig. 3 - Sezione verticale di un tipico fronte di brezza.

mattinata, di una leggera componente del-flusso dell'aria dalla terra al mare, oltre alla diversità di riscaldamento con temperatura più elevata sulla terra, dove è pure indispensabile che l'aria sia convettivamente instabile. Nella figura 3 per brevità abbiamo sintetizzato le caratteristiche di un tipico fronte di brezza e le condizioni necessarie per la sua formazione, condizioni che elenchiamo in breve:

a) entrata, nei bassi starti, di aria fresca dal mare all'entroterra, con velocità di almeno 6 nodi;

b) attività termoconvettiva in atto nelle regioni continentali, con flusso in quota di aria dalla terra verso il mare;

c) leggero flusso di aria calda continentale verso il fronte di brezza e suo sollevamento lungo la superficie frontale di discontinuità con formazione di nubi cumuliformi, se l'aria è sufficientemente umida;

d) durante il movimento del fronte una parte dell'aria marittima si eleva e lungo la parte superiore del fronte stesso ritorna verso il mare;

e) l'aria marina, che ha sempre

Nelle regioni appenniniche dell'Italia centrale, quando le brezze di mare non possono aggirare le montagne, riescono talora a sormontarle. Com'è facile intuire, però, esse si incanalano più facilmente nelle valli, specie quando il loro asse longitudinale si estende da est a ovest, o da ovest ad est, affacciandosi così ai versanti dell'Adriatico e del Tirreno.

penetrazioni di un'ottantina di chilometri, quando la brezza interessa un solo versante (adriatico o tirrenico). Quando invece le brezze interessano contemporaneamente i due versanti, esse si incontrano la sera nelle regioni centrali, formando una linea di convergenza pressapoco lungo l'asse longitudinale della nostra penisola (fig. 4). Il frastagliamento della costa marina modifica il flusso dell'aria proveniente dal mare. In una grande insenatura, l'effetto della brezza è meno marcato che sui tratti della penisola dove l'aria marina può penetrare dall'una o dall'altra costa.

Per quanto riguarda la contemporanea penetrazione della brezza di mare dal versante adriatico e da quello tirrenico, è possibile stabilire con esattezza che nella prima quindicina di agosto le brezze marine provenienti dal Tirreno e dal-

L'Adriatico si incontrano verso le 18 (ora solare) nelle regioni dell'Italia centrale, lungo una linea di convergenza che si estende da Rieti ad Umbertide (km 106). L'incontro dei due fronti provoca il sollevamento dell'aria calda stagnante nelle valli del centro Italia, dando luogo ad una banda di forti correnti termiche con ascendenze dell'ordine di 4 m/sec. Tali ascendenze lungo la linea di convergenza ("Shear line") permettono guadagni di quota di 2.500 - 3.000 metri. Sulle linee di convergenza delle due brezze, che sicuramente si riscontrano anche in altre regioni appenniniche, lo scrivente sta conducendo attive ricerche. Non possedendo però ancora dati sicuri, ritiene di dover concludere qui questo interessante argomento.

20