

Meteorologia applicata al volo delta

di Plinio Rovesti



STABILITÀ ED INSTABILITÀ ATMOSFERICA



Per i piloti veleggiatori è di capitale importanza la conoscenza delle condizioni che determinano la formazione delle correnti termiche ascendenti e discendenti. Riteniamo pertanto indispensabile - a questo punto del nostro studio - soffermarci a spiegare alcuni concetti ed alcuni termini riferentisi a fenomeni che hanno stretta attinenza con quel meccanismo della convezione termica di cui abbiamo già diffusamente parlato negli articoli precedenti. Cominciamo col chiarire il concetto di **"equilibrio atmosferico"**, sia in senso assoluto, sia in relazione alle condizioni atmosferiche che concorrono a determinarlo o ad alterarlo.

Una massa d'aria permane in equilibrio fino a che non intervengono cause perturbatrici dello stato in cui si trova. Tuttavia lo stato di equilibrio dell'aria non è sempre identico: in meteorologia si parla infatti di **"equilibrio stabile"**, di **"equilibrio instabile"** e di **"equilibrio indifferente"**, in un senso analogo a quello in cui, in fisica, si parla dell'equilibrio dei corpi solidi. Si dice quindi che una massa d'aria trovasi in **"equilibrio stabile"** quando, dopo aver subito una certa perturbazione, tende a ricomporsi nell'assetto primitivo. Se, per fare un esempio, una particella d'aria si sposta, per una causa qualsiasi, verso l'alto, accadrà che, se la sua temperatura diminuisce più rapidamente di quella dell'ambiente circostante, verrà a trovarsi in un ambiente più caldo e perciò meno denso: sarà quindi, per questo, sollecitata a riabbassarsi e a riprendere la posizione primitiva. Un fenomeno inverso si avrebbe, è chiaro, nell'ipotesi che il moto della particella d'aria considerata fosse discendente. Il concetto di equilibrio atmosferico stabile o, più semplicemente, di **"stabilità atmosferica"** può essere figurato da una pallina collocata nell'interno vuoto di una sfera: la pallina, infatti, si sposta dalla propria posizione di riposo ogni volta che la sfera viene agitata, ma ritorna alla posizione primitiva non appena cessa l'azione perturbatrice (fig. 1-A).

Si dice che una massa d'aria si trova in stato di **"equilibrio indifferente"** quando, dopo aver subito una perturbazione, permane nel suo nuovo assetto raggiunto, senza manifestare alcuna tendenza a ricomporsi nello stato primi-

tivo. Riprendendo l'esempio di prima, se avviene che una particella d'aria si sposti, per una causa qualsiasi, verso l'alto o verso il basso e in qualsiasi momento della sua salita o della sua discesa essa venga ad avere temperatura e densità uguali a quelle dell'aria che costituisce l'ambiente, la particella stessa potrà stabilizzarsi a qualsiasi quota, senza manifestare alcuna tendenza a ritornare alla quota donde era partita. Per chiarire anche qui il concetto con un'immagine, diremo che lo stato di equilibrio indifferente può essere rappresentato da una palla da biliardo la quale, ad ogni giocata, muta posizione e assume uno stato di equilibrio nuovo, senza che nulla la stimoli a ritornare nella posizione e nell'assetto precedenti (fig. 1-B).

Si dice infine che una massa d'aria si trova in stato di **"equilibrio instabile"** o **"labile"** quando basti a determinare il cambiamento anche una perturbazione minima e, a cambiamento avvenuto, non solo manchi la tendenza a riprendersi lo stato primitivo, ma vi sia anzi una decisa ripugnanza. Per illustrare, come nei due casi precedenti, il concetto con una immagine, si pensi ad una pallina posta sulla sommità di una sfera: basterà una minima perturbazione di questa perché quella precipiti, senza che per essa rimanga alcuna possibilità e neppure una minima tendenza a riprendere spontaneamente la posizione di prima (fig. 1-C).

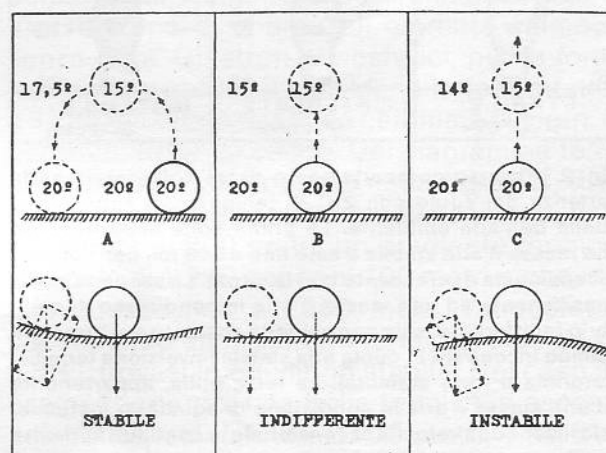


Fig. 1 - Equilibrio atmosferico ed equilibrio dei corpi solidi.

Nel campo meteorologico, una particella d'aria, che si solleva in una atmosfera instabile, arriva a tutte le quote con una temperatura costantemente superiore a quella dell'ambiente e, trovandosi ad essere meno densa, e perciò più leggera di questa, è continuamente sollecitata a salire; e salirà, difatti, fin che permanga quella disparità di condizioni.

Come subito s'intende, un'atmosfera instabile è la più propizia per il volo veleggiato. La più propizia, diciamo, non la sola propizia, poiché, in verità, correnti ascendenti possono generarsi anche in regime di stabilità atmosferica, sebbene esse, in tali condizioni, non raggiungano quote molto elevate. Il loro moto ascendente diminuisce infatti rapidamente e cessa del tutto quando si esaurisce la loro energia termica: ciò che si ha quando raggiungono quel livello a cui la loro temperatura e quella dell'ambiente sono uguali (fig. 2).

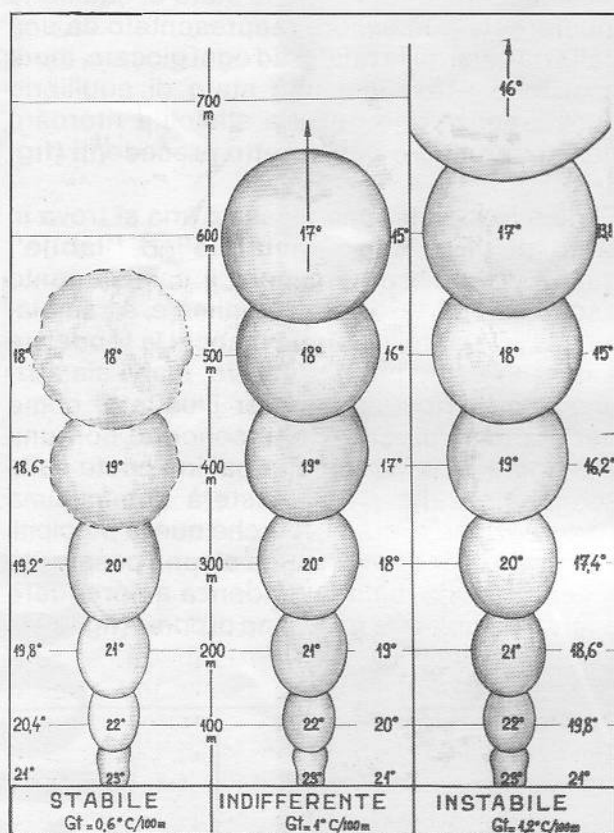


Fig. 2 - Diverso comportamento di tre bolle termiche in partenza dal suolo con $2^\circ C$ di temperatura superiore a quella dell'aria ambiente. La prima bolla appartiene ad una massa d'aria stabile e sale fino a 500 m., con velocità ascensionale decrescente con la quota. La seconda bolla, appartenente ad una massa d'aria in condizione di equilibrio indifferente, sale con velocità costante e si arresta quando incontrerà in quota aria stabile (inversione termica, isoterma o forte stabilità). La terza bolla, appartenente ad una massa d'aria in condizione di equilibrio instabile, sale invece con velocità ascensionale in continuo aumento con la quota; anch'essa si arresta quando incontrerà una stratificazione di aria stabile.

Dopo quanto abbiamo detto, è facile capire quale stretta relazione intercorra fra i tre stati equilibrio atmosferico sopra descritti e il gradiente termico verticale della massa d'aria supposta verticalmente in riposo.

Ebbene, in base alle osservazioni dell'aerologia possiamo dire che, rispetto ai movimenti verticali di una particella non satura: a) quando si ha nell'aria uno stato di equilibrio indifferente, il gradiente verticale della temperatura è uguale al gradiente adiabatico secco, ossia ad $1^\circ C$ ogni 100 metri; b) quando invece si ha nell'aria uno stato di equilibrio stabile, il gradiente verticale della temperatura è inferiore al gradiente adiabatico secco, e cioè meno di $1^\circ C$ ogni 100 metri; c) quando infine si ha nell'aria uno stato di equilibrio instabile il gradiente verticale della temperatura è superiore al gradiente adiabatico secco, e cioè più di $1^\circ C$ ogni cento metri. La già citata figura 2, che rappresenta le tre situazioni sopra illustrate, ci dispensa, crediamo, dal fornire ulteriori spiegazioni.

Bisogna però tener presente che le norme suddette sono valide unicamente nel caso di stratificazioni atmosferiche nelle quali non siano in corso processi di condensazione, perché altrimenti, come già abbiamo detto, la presenza di aria satura richiede la sostituzione della adiabatica secca con l'adiabatica satura e le norme stesse debbono essere modificate. Infatti, una particella ascendente umida, ma non satura, seguirà un processo adiabatico secco fino al raggiungimento della quota di saturazione e un processo adiabatico saturo dopo la saturazione. Nel caso pratico di un cumulo, la corrente termica ascendente seguirà un processo pseudo adiabatico saturo nell'interno della nube. Analogamente, pertanto, a quanto si è potuto stabilire per l'aria secca, si possono stabilire le seguenti regole per l'aria satura: a) una massa d'aria satura è in condizioni di equilibrio stabile se in essa il gradiente termico verticale è inferiore al gradiente adiabatico saturo; b) una massa d'aria satura è in equilibrio instabile, se in essa il gradiente termico verticale è superiore al gradiente adiabatico saturo; c) una massa d'aria satura è in condizioni di equilibrio indifferente, se il gradiente termico verticale è uguale al gradiente adiabatico saturo.

Un altro problema di interesse pratico, che si connette con quanto abbiamo fin qui detto, è quello di sapere se e come dallo stato di equilibrio dell'atmosfera si possa arguire la presenza in essa di ascendenze termiche. Orbene, questa presenza può essere facilmente accertata con l'uso di un diagramma "temperatura-altezza" che rappresenti la distribuzione verticale della temperatura della massa atmosferica. Se, tracciandolo, si adotte-

ranno delle scale tali, per cui un grado della scala delle temperature e 100 metri della scala delle altezze siano rappresentati da un segmento di uguale lunghezza, la distribuzione adiabatica della temperatura risulterà rappresentata da una retta inclinata di 45° sull'asse delle ascisse.

È chiaro che in un diagramma rappresentante una massa atmosferica in equilibrio stabile, la curva della temperatura reale (o curva di stato) risulterà tracciata a destra della linea adiabatica, mentre, nel caso di una massa atmosferica in equilibrio instabile, tale curva sarà a sinistra (fig. 3).

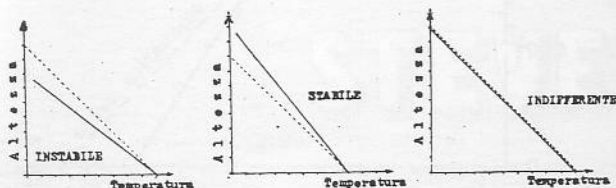


Fig. 3 - Diagrammi temperatura-altezza rappresentanti le tre condizioni di equilibrio atmosferico: instabile, stabile e indifferente.

A scopo illustrativo, riporteremo alcuni diagrammi rappresentati lo stato di equilibrio di determinate masse atmosferiche; e ne illustriamo il significato, servendoci di chiari esempi pratici.

Immaginiamo di trovarci, in un sereno mattino d'estate, in un campo di volo, cinto tutt'intorno da verdi prati e da fitti boschi.

Sotto l'azione della radiazione solare le varie zone di terreno si riscaldano in misura diversa. Sul campo di volo, raso e secco, l'aria raggiunge una temperatura che supponiamo di 23°C . Sui boschi adiacenti, naturalmente più freschi, la temperatura raggiungerà, sempre secondo la nostra supposizione, solo 20°C , ossia 3°C in meno che sul campo di volo.

Ebbene, che avverrà?

Avverrà che la massa d'aria sovrastante il campo, poiché non soffia vento, rimarrà immobile al suolo, riscaldata in maggiore misura dell'aria circostante. In tal modo, si dilaterà più di questa, si farà meno densa e perciò più leggera: sarà quindi sollecitata a salire dall'aria che la circonda, più fredda e più pesante. Essa darà luogo pertanto ad una grande bolla termica, costretta ad uscire dal proprio stato di riposo dal fatto che, per la coesistenza di due differenti temperature allo stesso livello, è venuto a mancare il primitivo stato di equilibrio.

Ora, il diagramma della **figura 4** illustra l'andamento in salita di questa bolla termica isolata, fornendoci i valori delle temperature toccati alle diverse quote, sia dall'aria ambiente, supposta in riposo, sia dall'aria della bolla, messa in movimento. Si rivela così: 1) che per l'aria in riposo il gradiente termico conserva, dal suolo fino a 1000 metri, il valore costante di

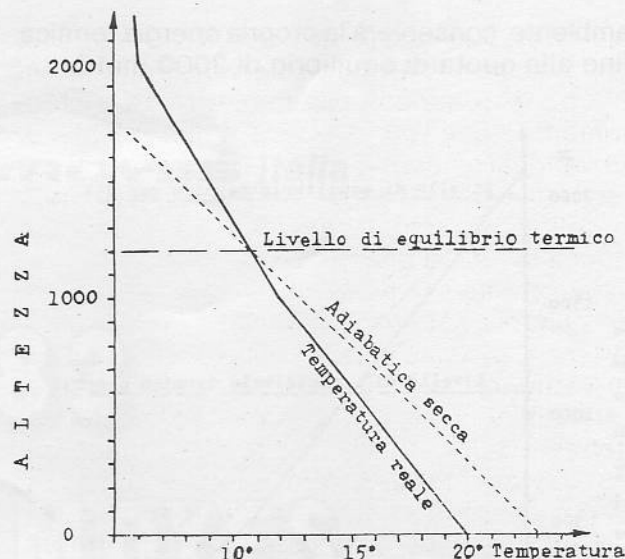


Fig. 4 - Diagramma temperatura-altezza che illustra l'andamento in salita di una corrente termica isolata.

$0,8^\circ\text{C}$ per ogni 100 metri e, dai 1000 ai 2000 metri, il valore, pur esso costante, di $0,6^\circ\text{C}$ per ogni 100 metri;

2) che per l'aria in movimento ascendente (rappresentata dall'adiabatica secca), il raffreddamento per espansione adiabatica è costantemente di 1°C per ogni 100 metri.

Orbene, confrontando le curve di temperatura dell'aria in riposo (curva di stato) e dell'aria in movimento ascendente, ricaviamo che l'aria sovrastante il campo di volo, supposta di 3°C più calda dell'aria circostante, può salire fino a 1200 metri. A tale quota, anzi, essa possiederà una certa velocità verticale, tanto che, per forza di inerzia, riuscirà a salire ancora un centinaio di metri. Quando, però, la sua energia termica sarà esaurita, essa ridiscenderà alla sua quota di equilibrio di 1200 metri, dove la sua temperatura e quella dell'ambiente sono uguali, e qui, dopo alcune oscillazioni, si stabilizzerà. Simili situazioni meteorologiche sono caratteristiche delle prime ore del mattino in giornate estive calme e serene. Ora, è interessante considerare le condizioni delle ascendenze quali vengono a determinarsi verso il mezzogiorno di una di tali giornate calme e senza nubi. Gli strati atmosferici, per la forte insolazione estiva, si riscaldano notevolmente, e il loro equilibrio per varie centinaia di metri, è pertanto instabile secco. Dal diagramma temperatura-altezza, riportato nella **figura 5**, rileviamo infatti che l'aria in riposo possiede, fino alla quota di 500 metri, un gradiente termico verticale di $1,2^\circ\text{C}$ per ogni 100 metri e che, da tale altezza fino a 2000 metri, l'atmosfera, possedendo un gradiente termico verticale di $0,8^\circ\text{C}$, trovasi in equilibrio stabile. Nel caso in esame, pertanto, una bolla termica in ascesa adiabatica, salirà fino a 1100 metri; e se, per ipotesi, la stessa si leva dal suolo con eccesso di temperatura di 2°C rispetto all'atmosfera

ambiente, conserverà la propria energia termica fino alla quota di equilibrio di 2000 metri.

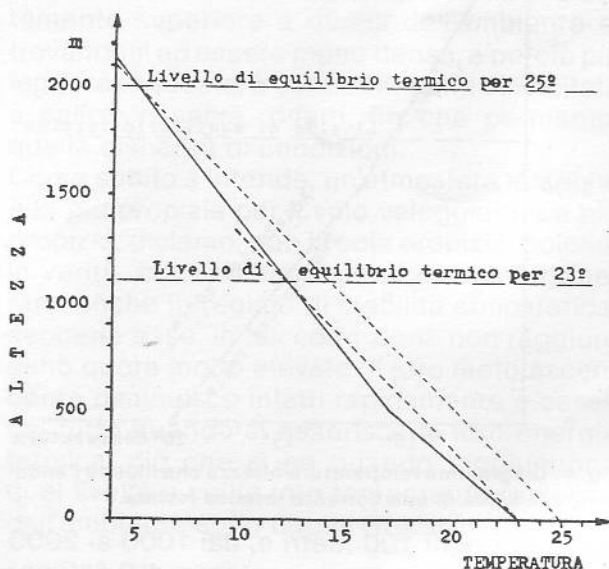


Fig. 5 - Diagramma temperatura-altezza dal quale si rileva che una bolla termica che parte dal suolo con un eccesso di temperatura di 2°C conserva la propria energia fino a 2000 metri.

Passiamo ora ad esaminare un caso più complesso: quello di un movimento convettivo nel quale si produca condensazione. Come abbiamo già notato poc'anzi a proposito della termica secca mattutina, illustrata nella figura 5, perché in un'atmosfera in stato di equilibrio stabile si generi un movimento ascendente è necessario che una porzione d'aria raggiunga un eccesso di temperatura rispetto all'aria che la circonda e con la quale è in contatto. Abbiamo anche constatato che, in tal caso, con un eccesso di temperatura supposto di 3°C, la porzione d'aria ascendente trova la sua quota di equilibrio termico, non avendosi condensazione di vapore, a 1100 metri. Supponiamo ora che, nelle medesime condizioni di temperatura, si produca condensazione a 900 metri d'altezza. Orbene, l'aria ascendente che fino a tale quota ha subito il graduale raffreddamento indicato dall'adiabatica secca, assorbirà il calore sviluppato dalla condensazione e, accelerando per effetto di questo il proprio movimento, continuerà a salire nell'interno della nube secondo la curva segnata dall'adiabatica saturata, raggiungendo la quota di equilibrio termico di 2600 metri. Come si vede, il vapore d'acqua contenuto nell'aria ascendente e il conseguente processo di condensazione hanno fatto superare di 1500 metri il livello massimo che la stessa massa avrebbe potuto raggiungere nel caso di termica secca (fig. 6). Il miglioramento che il fenomeno della condensazione arreca alle possibilità del volo veleggiato, è quindi evidente ed importante. Dagli esempi che abbiamo recati appare che

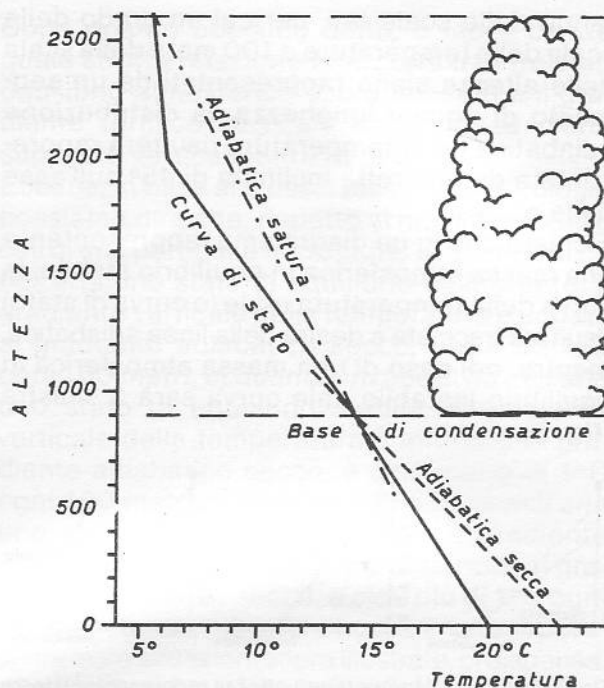


Fig. 6 - Diagramma temperatura-altezza dal quale si rileva come il processo di condensazione faccia superare notevolmente il livello che una stessa massa d'aria può raggiungere nel caso di termica secca.

l'uso del diagramma temperatura-altezza nelle indagini aerologiche interessanti il volo veleggiato riesce di grande utilità. Nella pratica, però, è molto più agevole tracciare l'andamento della temperatura di una determinata massa atmosferica servendosi degli appositi diagrammi termodinamici stampati a cura dei Servizi Meteorologici, contenendo essi tutti gli elementi necessari per determinare rapidamente lo stato di equilibrio atmosferico, il livello di condensazione delle nubi convettive, il loro sviluppo verticale e così via. Riportiamo quindi nella figura 7 un esemplare completo di tutti i

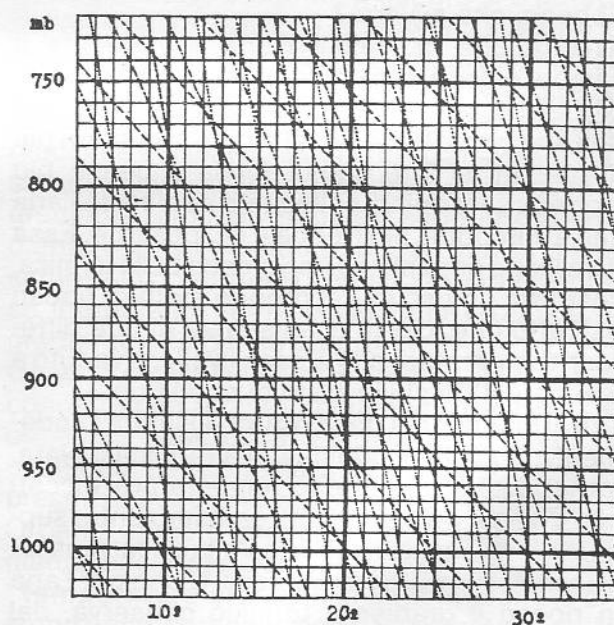


Fig. 7 - Nomogramma aerologico di Stüve.

dati. In esso le linee verticali indicano i valori delle temperature e quelle orizzontali riportano i valori delle pressioni. Le linee oblique tratteggiate indicano le adiabatichette secche, mentre quelle rappresentate da trattini alternati con punti rappresentano le adiabatichette sature. Infine, sul diagramma sono tracciate delle linee punteggiate, leggermente oblique, che indicano l'umidità specifica dell'aria satura, espressa in grammi per chilogrammi di aria. Questo diagramma, rimpicciunito per esigenze tipografiche, è dovuto a Stüve ed è denominato **"nomogramma aerologico di Stüve"**.

Valendoci ora di tale nomogramma, cercheremo di risolvere altri problemi pratici interessanti il volo veleggiato e di chiarire alcuni concetti e alcuni termini riferentisi a fenomeni che dovremo più avanti spiegare. Nella **figura 8**, la curva PCA rappresenta la temperatura reale, la cosiddetta **"curva di stato"**, che si suppone registrata durante un sondaggio aereo eseguito di mattina presto. Si supponga che sul punto P riposi una bolla d'aria dotata di umidità specifica x . Se, ad un certo momento, per sollevamento forzato (quale potrebbe essere determinato, ad esempio, dalla irruzione di un fronte freddo) quella bolla si staccasse dal suolo e salisse, essa subirebbe il raffreddamento indicato dall'adiabatichetta secca fino al punto B, dove raggiungerebbe la saturazione. Per effetto del sollevamento forzato, la bolla continuerà a salire, subendo però, da questo momento, il raffreddamento indicato dall'adiabatichetta satura. Il calore liberato dal processo di condensazione, intanto, rallenterà gradatamente il raffreddamento dell'aria della bolla, la quale, giunta al punto C non avrà più bisogno di essere sollevata forzatamente, essendo la sua temperatura uguale a quella dell'ambiente. È facile capire, pertanto, che la bolla superato il punto C, sarà in condizioni di continuare l'ascesa per convezione libera.

A commento di questo ipotetico viaggio della bolla di aria considerata, aggiungiamo che, dalla superficie terrestre e fino al punto C, per la stabilità regnante in questo strato inferiore, essa è rimasta sempre più fredda dell'aria che la circondava, così che, se l'ascesa forzata fosse cessata, sarebbe ridiscesa al livello primitivo, a causa della sua maggiore pesantezza. dal punto C, invece, a causa della liberazione del calore latente nel processo di condensazione, la bolla ascendente ha cominciato ad essere circondata da aria più fredda e sollecitata a salire, per effetto della spinta aerostatica, fino al punto D, dove si sarebbe arrestata per il fatto che, a questo livello, la sua temperatura e la sua densità sarebbero stati uguali a quelle dell'aria formante l'ambiente. Il punto C del diagramma prende il nome di **"Livello di convezione libera"**. Da quanto si è detto fin qui si

deduce che il nomogramma aerologico di Stüve è un mezzo molto utile per il deltaplanista, a cui permette, non solo di determinare i cambiamenti delle condizioni fisiche dell'aria in movimento verticale, ma anche di determinare la maggiore o minore possibilità che in una certa massa d'aria si sviluppino correnti ascendenti. Fissiamo ancora gli occhi, infatti sulla figura 8. L'area PBC rappresenta l'energia necessaria per far salire la bolla, da noi supposta, dal punto P fino al punto C (livello di convezione libera). Tale zona, dove la bolla è sempre più fredda dell'aria stabile che forma l'ambiente, si chiama **"area negativa"** e rappresenta anche la resistenza che la bolla incontrerà durante la sua salita forzata. L'area CDC rappresenta invece l'energia liberata dalla bolla durante la convezione libera e si chiama **"area positiva"**. La differenza tra le due superfici rappresenta la **"energia disponibile"**. Nell'esempio concreto della **figura 8**, l'area positiva appare più grande di quella negativa: ciò significa che c'è energia disponibile e che correnti verticali potranno svilupparsi anche in partenza dal suolo, quando la temperatura atmosferica in superficie avrà raggiunto un valore tale da consentire all'aria del suolo di salire liberamente fino al livello di convezione libera. Per conoscere tale valore della temperatura basterà tracciare un'adiabatichetta secca che, partendo dal punto C, scenda fino alla linea che rappre-

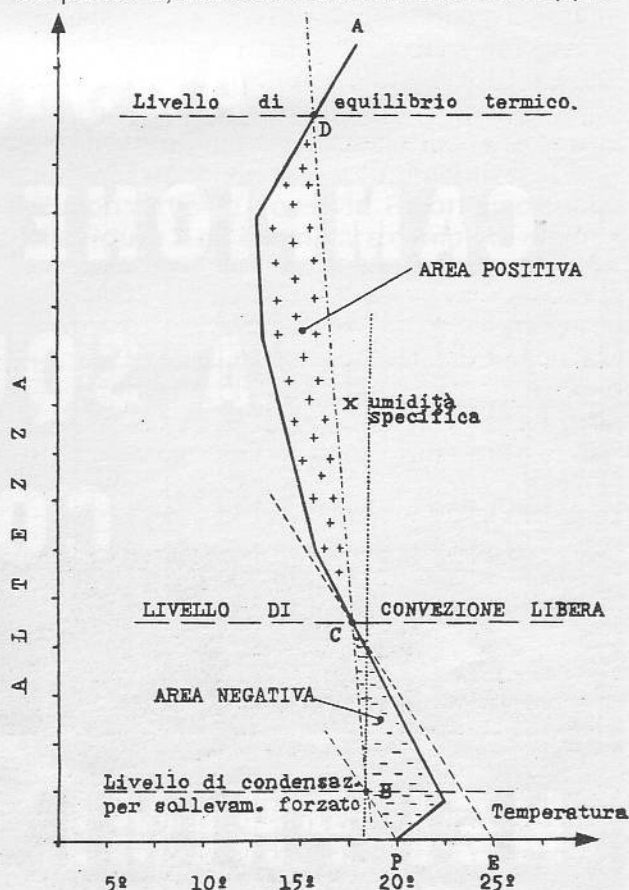


Fig. 8 - Soluzione di vari problemi pratici mediante l'impiego del nomogramma di Stüve.

senta la pressione atmosferica al suolo. Il punto E di intersecazione tra le due linee indica il valore di 25°C, che è appunto quello cercato nel caso supposto.

Un'ultima osservazione: è chiaro che la colonna d'aria sovrastante il punto P può considerarsi stabile, nonostante i lievi impulsi che singole piccole porzioni di essa possono ricevere. Ma se l'impulso è tale che riesca a sollevare una di quelle piccole porzioni (come la bolla dell'esempio addotto più sopra) oltre il livello C, si nota da quel momento un comportamento instabile. In gergo aerologico si dice che, allora, la colonna d'aria è **"condizionalmente instabile"**. Riprendendo, a questo proposito, gli esempi addotti precedentemente per illustrare il concetto dei vari stati di equilibrio atmosferico, diremo che la **"instabilità condizionale"** può essere rappresentata da una pallina collocata nella cavità esterna di una sfera, come si vede nella **figura 9**.

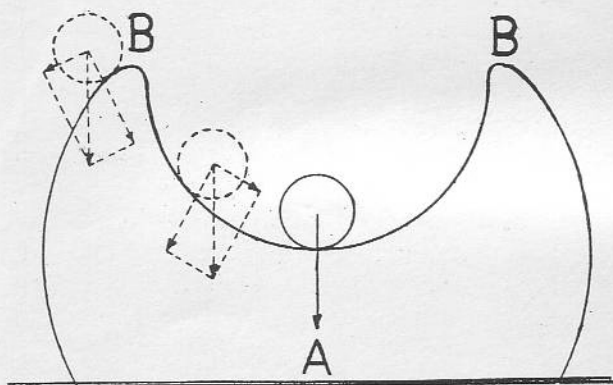


Fig. 9 - Rappresentazione di un caso di instabilità condizionale in un corpo solido.

La pallina dal punto A, trovasi teoricamente in condizione di equilibrio stabile, tanto è vero che, se noi la spostiamo di poco verso l'esterno, essa tende a ritornare nella posizione primitiva. Ma, se imprimiamo alla pallina un impulso abbastanza forte da farle superare il limite superiore della cavità B, essa uscirà dalla cavità stessa e continuerà a muoversi, allontanandosi sempre più dalla sua posizione di equilibrio, senza manifestare alcuna tendenza a ritornarvi.

L'equilibrio della pallina è, dunque, stabile rispetto alle piccole perturbazioni e instabile rispetto alle perturbazioni forti: proprio come nel caso di instabilità condizionale nell'atmosfera. La quale, per così dire, fra i numerosi impulsi che agiscono dal basso, reagisce instabilmente soltanto ad un certo numero di essi; cioè gli impulsi vengono selezionati. Per questo, tale tipo di instabilità viene anche chiamato **"instabilità selettiva"**.

È importante notare come il grado di instabilità di una massa d'aria dipenda anche dalla distribuzione dell'umidità. Riprendendo in esame, infatti, il caso illustrato nella figura 8, e supponendo che l'aria della bolla P possieda un'alta umidità relativa, il livello di condensazione di essa risulterebbe basso e, per conseguenza, l'area negativa PBC risulterebbe piccola e l'area positiva, invece, grande. Con una bassa umidità relativa si avrebbe naturalmente il risultato contrario: livello di condensazione più alto e, di conseguenza, aumento dell'area negativa e diminuzione di quella positiva. Nel caso, infine, di aria estremamente secca, l'area positiva sparirebbe del tutto e resterebbe solo l'area negativa.

Concluderemo questo articolo con alcune precisazioni.

Per definire l'elevato grado di stabilità o di instabilità di una massa d'aria, senza specificarne esattamente il gradiente termico verticale, si ricorre spesso ai termini di **"stabilità assoluta"** o di **"instabilità assoluta"**. Queste definizioni sono valide sia che si produca o meno la saturazione. Eccone la breve e precisa spiegazione:

a) Una colonna d'aria è **"assolutamente stabile"** se in essa il gradiente termico verticale è minore del gradiente adiabatico saturo.

b) Una colonna d'aria è **"assolutamente instabile"** se il gradiente termico verticale è maggiore del gradiente adiabatico secco.

Volendo dare il concetto anche di instabilità condizionale o selettiva, diremo che si definisce come **"condizionalmente o selettivamente instabile"** una massa d'aria il cui gradiente termico verticale sia maggiore di quello adiabatico saturo o minore di quello adiabatico secco.