IL VERO AMPLIFICATORE TERMICO: L'INSTABILITÁ ATMOSFERICA

Ricordate l'articolo pubblicato sul numero di maggio? Il titolo era "Brezze e ascendenze termiche sui versanti"; avrete certamente notato il diverso comportamento dell'attività termoconvettiva innescata dalle brezze in funzione del grado di stabilità dell'atmosfera.
Infatti il grado di equilibrio atmosfrico è quello che determina la quantità e la potenza delle colonne ascensionali.
Qualunque sia il motivo che origina i convettivi dell'atmosfera e per quanto sia forte l'irraggiunmento solare o per quanti sforzi facciano le brezze o anche i venti di più vasta portata per innescare l'attività termoconvettiva, ciò che alla fine conta veramente è il grado di stabilità presente nell'aria. Infatti più l'aria è instabile e più potenti e numerose saranno le colonne termiche, mentre nel caso opposto e cioè di un'atmosfera assolutamente stabile, andare ad un decollo significa gettare 20.000 lire di benzina per una planata di pochi minuti, poichè le termiche saranno certamente deboli e disorganizzate. A questo punto non resta altro da fare che chiedersi cosa significa atmosfera instabile e come regolarsi per intuire il manifestarsi di simili condizioni.
La risposta al primo interrogativo è abbastanza facile in quanto si tratta di un complesso di cognizioni scientifiche relativamente semplice che verrà esposto qui di seguito. La risposta all'altra domanda non è certamente più complessa in quanto consiste nel procurare i dati necessari ai grafici esposti nella spiegazione del primo interrogativo, solo che per procurarli serve: un altimetro, uno psicrometro, un barometro olosterico, un pilota, un osservatore scrivente ed un aereoplano. Se è vero che nelle gare di volo importanti e ben organizzate i dati necessari sono forniti dalle stazioni meteorologiche più vicine e dagli aereoporti locali che gentilmente si prestano, è anche vero che nei voletti della domenica (e cioè i più frequenti per la massa dei piloti) portarsi dietro l'attrezzatura menzionata è un gran casino. La difficoltà nasce non già dal dover legare un aereo da turismo in mezzo agli aquiloni, ma dal fatto che non si trova nessuno in grado di usare un barometro olosterico.
Così noi poveri diavoli anzichè decollare fiduciosi e perfettamente informati sulle possibilità di veleggiamento siamo costretti a tuffarci nell'ignoto senza mai capire se il fatto di bucarsi, oh pardon, di bucare regolarmente sia dovuto ad orrida sfortuna e non già al fatto di essere dei piloti di terza. Prima di ricorrere agli esempi specifici sarà meglio inquadrare la totalità del problema con una spiegazione semplificativa: Sappiamo che nell'atmosfera la temperatura diminuisce con l'altezza in modo assai variabile a seconda delle circostanze, questo calo di temperatura è detto **gradiente termico verticale** ed è dovuto al fatto che il riscaldamento della troposfera proviene quasi interamente dalla superficie del pianeta e quindi dal basso. Tale gradiente varia moltissimo in funzione del riscaldamento solare e perciò della latitudine, delle stagioni, delle condizioni atmosferiche ecc. A titolo di curiosità nelle zone di media latitudine possiamo considerare un valore medio di 0,6 °C di calo della temperatura ogni 100 metri di quota.
Parallelamente occorre considerare un altro tipo di gradiente termico e cioè quello che subisce una massa d'aria in movimento verticale; il raffreddamento in questo caso è indipendente dalla temperatura dell'atmosfera circostante, esso è dovuto esclusivamente alla espansione della massa d'aria che deve adeguarsi al calo di pressione continuo man mano che sale. Il gradiente termico di questo secondo caso è pari a circa 1 °C ogni 100 metri di quota raggiunta ed è chiamato **"Gradiente Adiabatico Secco".**
A complicare però un tantino le cose intervengono, a volte, altri due fattori, uno riguarda il gradiente termico verticale e consiste nella possibilità che a certe quote possano verificarsi delle **inversioni termiche** e l'altro riguarda il gradiente adiabatico secco anzichè mantenersi costante può diminuire a causa dell'umidità eventualmente presente nella massa d'aria in movimento verticale la quale, condensando per avvenuta saturazione, può usufruire del cosidetto "calore latente di condensazione".
Vediamoli brevemente:
inversione termica è la presenza, ad una certa quota, di uno strato d'aria la cui temperatura, anzichè diminuire, aumenta dal basso verso l'alto. L'effetto principale di tale fenomeno è quello di rappresentare un ostacolo per i movimenti convettivi dell'aria.
colore latente di condensazione; la fisica ci insegna che il vapore acqueo passando allo stato liquido ($ condensando) libera una quantità di calore pari a 598 piccole calorie per ogni grammo d'acqua, questa cessione di calore se avviene all'interno della massa d'aria adiabatica determina l'abbassamento del gradiente adiabatico secco di una quantità proporzionale al volume dell'acqua prodotta. Il nuovo valore

così ottenuto prende il nome di **gradiente adiabatico saturo.**
Il **gradiente adiabatico saturo** a differenza dal **gradiente adiabatico secco** non ha quindi un valore costante, ma varia, volta per volta, in funzione della quantità di vapore acqueo condensato dalla massa d'aria presa in esame. Specificato rapidamente quanto sopra torniamo al discorso principale. Cos'è che distingue un'atmosfera stabile da una instabile? In base a quali criteri si stabilisce il grado di equilibrio dell'atmosfera libera? E perché l'instabilità dell'aria è una condizione in grado di favorire addirittura provocare i movimenti di convezione termica che tanto ci interessano? E poi in fin dei conti cosa ce ne frega se poi non siamo buoni a centrare decentemete una termica? A questi assillanti interrogativi daremo ora una risposta (e all'ultimo un consiglio).
Attenzione!: **ciò che determina il grado di equilibrio dell'atmosfera non è altro che l'entità del gradiente termico presente in essa.** Prima che abbandoniate ogni speranza di comprendere, stravolti dai grafici che vi illustrerò tra poco, vi butto lì un esempio estremamente semplice ed intuitivo: immaginiamo una bolla termica che si stacca dal suolo e si solleva nell'aria, e che ovviamente si raffredda con il valore del gradiente adiabatico secco, cioé di 1 °C ogni 100 metri. Essa si solleverà finchè la sua temperatura, nonostante la progressiva diminuzione, risulterà superiore a quella dell'aria circostante nella quale, a sua volta, è già presente un gradiente termico. Se quest'ultimo gradiente è superiore al gradiente adiabatico secco la massa d'aria, pur raffreddandosi, salirà moltissimo poichè tra i due gradienti vi sarà la tendenza a mantenere una certa differenza termica. D'altra parte se la massa d'aria sale in un'atmosfera in cui è presente un gradiente termico inferiore sarà ben presto costretta a fermarsi a causa del raggiungimento, a quote relativamente basse, del livello di equilibrio termico (ovverosia della stessa temperatura). Semplice no? no eh? Fa lo stesso.
Procediamo sintetizzando quanto sopra con una prima discriminazione degli equilibri atmosferici usando la terminologia dei meteorologi:
equilibrio stabile, il gradiente verticale della temperatura è inferiore al gradiente adiabatico secco.
equilibrio indifferente, il gradiente verticale è uguale al gradiente adiabatico secco.
equilibrio instabile, il gradiente verticale è maggiore del gradiente adiabatico secco.
Ed ora eccovi brutalmente gli esempi:
Costruiamo un grafico riportando sulla scala delle ascisse le temperature e su quello delle ordinate le altezze, poi stabiliamo un gradiente termico nell'atmosfera di 0,6 °C ogni 100 metri fino alla quota di 1400 metri e che diventa 0,4 °C da 1400 metri fino a 2000 metri. Poniamo La temperatura dell'aria al suolo di 25 °C ed ipotizziamo che l'editore della presente rivista stia leggendo questo articolo per cercare (inutilmente) di capirci qualcosa; siamo pronti per l'esempio: a causa del riscaldamento solare nella zona povera di "vegetazione" e inoltre del surriscaldamento dovuto allo sforzo mentale dell'editore si forma, sulla sua testa, una bolla d'aria con temperatura di 270°C. Questa bolla inizierà ad espandersi diventando più leggera dell'aria circostante ed acquistando la tendenza a sollevarsi. A questo punto il nostro lettore esclama: "Maledizione! Non ci capisco un tubo oggi sono più rincoglionito del solito!" E si dà una pacca sulla fronte.
Grazie a questo scossone la bolla termica si stacca e inizia a risalire raffreddandosi (come ben sappiamo) con il gradiente adiabatico secco di un grado ogni 100 metri. Passiamo immediatamente a visionare il grafico della figura 1 e vedremo come la nostra bolla termica potrà salire fino alla quota di 600 metri per poi fermarsi a causa del raggiungimento del livello di equilibrio termico. Situazioni di questo tipo

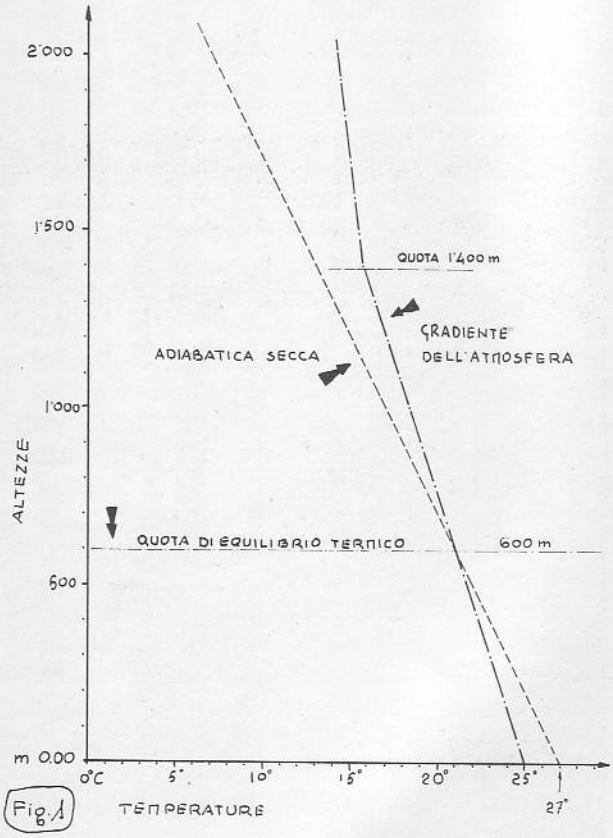

Fig. 1

sono classiche delle prime ore del mattino quando il riscaldamento solare non ha ancora raggiunto una notevole intensità, facciamo seguire ora un grafico ipotetico in cui il sole, dopo parecchie ore di irraggiamento, ha scaldato maggiormente gli strati più bassi dell'atmo-

sfera che ora presentano un gradiente termico più interessante; 28 °C di temperatura vicino al suolo, una diminuzione di 0,8 °C ogni 100 metri fino alla quota di 1400 metri poi di 0,6 °C da 1400 a 2000 metri. La termica che prenderemo in considerazione si staccherà dal suolo con una temperatura di 31 °C, a che quota ci porterà se la becchiamo? Diamo un'occhiata al grafico della figura 2:

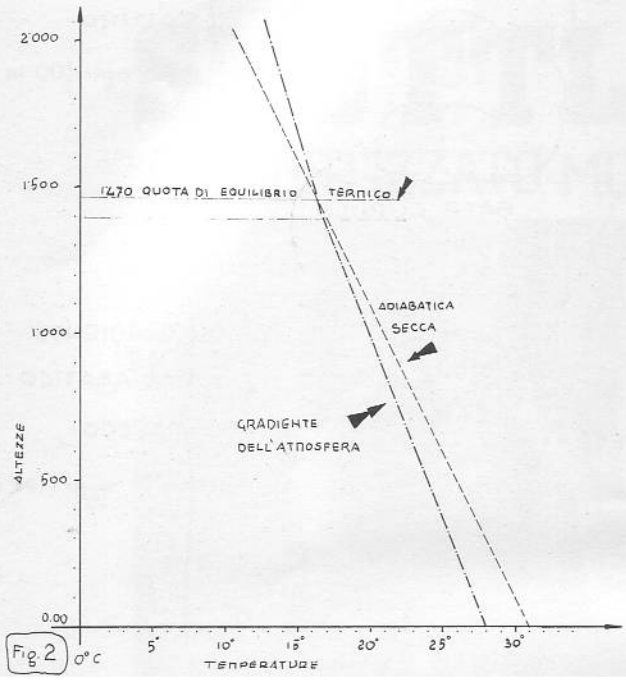

Fig. 2

...e vedremo che stavolta la termica ci porterà a ben 1470 metri di quota probabilmente anche 1600 metri in quanto, raggiunta la quota di equilibrio termico salirà per inerzia ancora diverse decine di metri per poi ridiscendere e fermarsi dopo alcune oscillazioni. I due esempi precedenti ipotizzano casi di ascendenze adiabatiche di termiche cosidette "secche", in quanto non contengono umidità sufficiente alla saturazione. Se invece la massa d'aria in salita possiede una certa quantità di vapore acqueo le cose funzioneranno nel seguente modo; procederà nell'ascesa con il gradiente adiabatico saturo e questa è un'ottima cosa per coloro che, essendo dotati di folto e lungo pelo sullo stomaco, non fanno neanche una piega e continuano a spiralare anche dentro i cumuli. Io continuo a volare "gradiente adiabatico secco", se a qualcuno piace volare "gradiente adiabatico saturo" sono cazzi suoi. Se poi qualche lettore, rincoglionito da troppi crasch, non lo avesse ancora capito, potrà beneficiare di questa spiegazione: quando il vapore acqueo di una massa d'aria in salita condensa e cede il **calore latente di condensazione** fornisce alla termica nuova energia che le consente di raggiungere quote superiori. Vediamo il grafico (fig. 3) riprendendo l'ipotesi precedente introduciamo il fatto che la massa adiabatica, raggiunta la quota di 1100 metri, a causa del raffreddamento subito non è più in

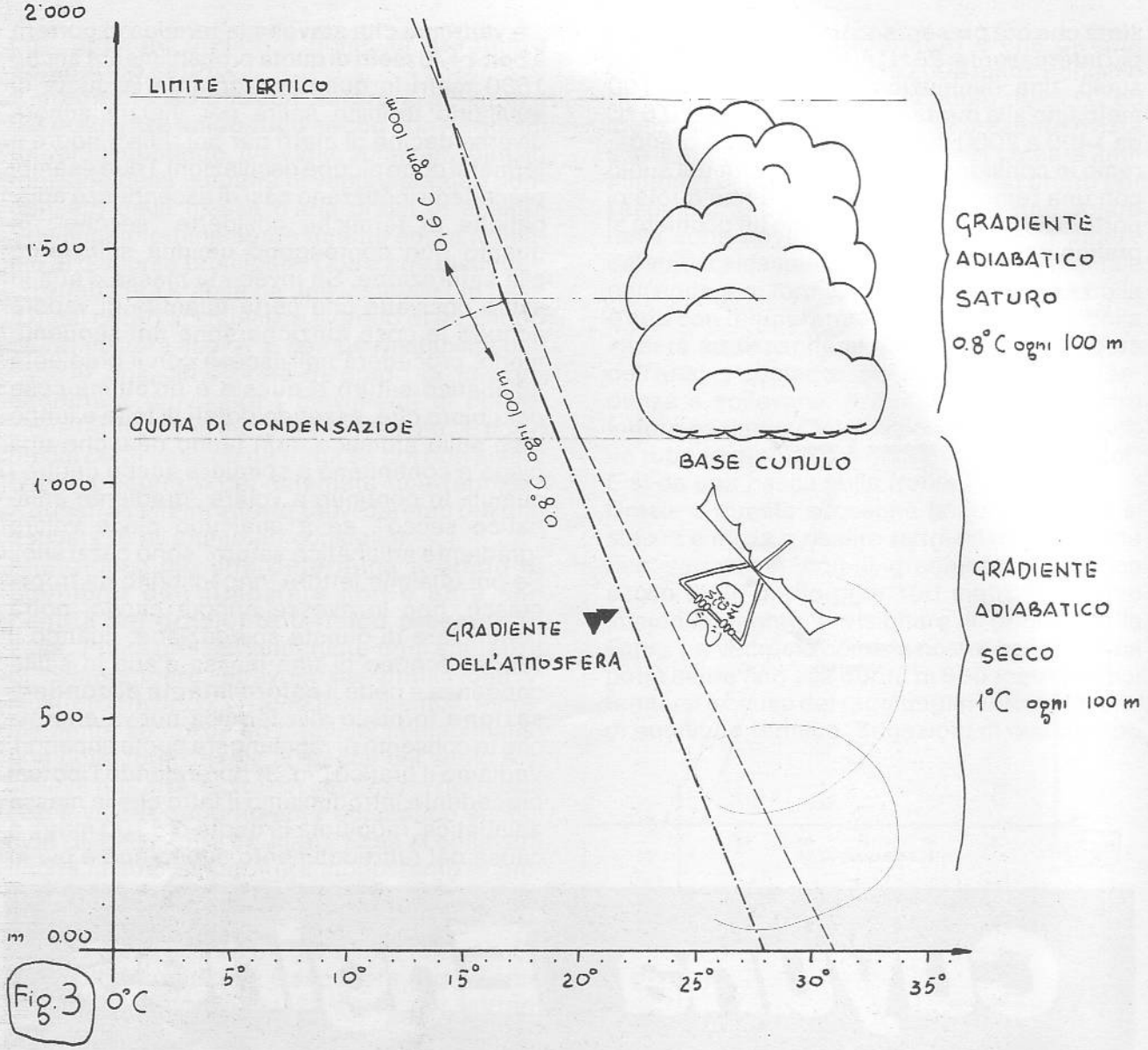

Fig. 3

grado di mantenere disciolta la quantità di vapore presente in essa che di conseguenza condensa cedendo calore e riducendo il tasso di raffreddamento (di un grado ogni 100 metri) a 0,8 °C per 100 metri. Ne deriva che fino alla quota di 1100 metri, chiameremo "quota di condensazione", la massa d'aria salirà con il gradiente adiabatico secco, poi procederà (evidenziata dalla nuvola cumuliforme) con il gradiente adiabatico saturo fino alla quota di 1830 metri, capito l'arcano?

Ovviamente per usufruire dell'incremento di quota, che nell'esempio fatto è di 360 metri occorre entrare in nube. Una "nuvoletta" alta 360 metri penso che la si possa affrontare abbastanza tranquillamente, se più alta delle cime dei monti e non ospita già altri temerari, io purtroppo temo molto l'umidità a causa di una vecchia ferita di guerra e cose di questo tipo mi sono state vietate dal medico.

Termina qui la PRIMA PARTE de "IL VERO AMPLIFICATORE TERMICO: L'INSTABILITÁ ATMOSFERICA". La seconda ed ultima parte verà pubblicata il prossimo numero sotto il titolo "TUTTO QUELLO CHE AVRESTE VOLUTO SAPERE SULLE TERMICHE MA CHE NON AVETE MAI OSATO CHIEDERE A NESSUNO PERCHÈ TANTO SAPERE QUESTE COSE NON SERVE UN TUBO ".

Roberto Messori