

1 CENNI DI METEOROLOGIA GENERALE

Il primo passo, per addentrarsi nella meteorologia, e nei fenomeni meteorologici, è quello di conoscere, limitatamente agli scopi del navigante, la Atmosfera ed il Sole, in quanto sorgente di calore; contemporaneamente l'esame di alcune grandezze connesse, come la temperatura, funzione del calore, la umidità dovuta alla evaporazione e la pressione atmosferica. Infine gli strumenti che consentono la loro misura.

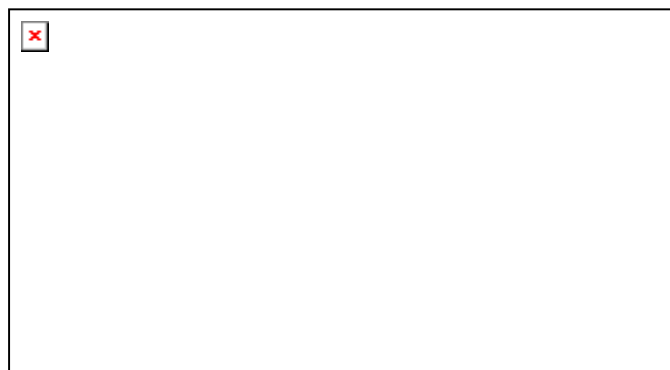
1.1 L'ATMOSFERA

1.1.1 Generalità

Tutti i fenomeni meteorologici avvengono nella Atmosfera, che è l'involucro gassoso che avvolge l'intero globo terrestre e che lo segue nei suoi movimenti di rivoluzione e di rotazione; è tenuta aderente alla Terra dalla forza di gravità. L'atmosfera è, in pratica, un miscuglio di gas, dei quali alcuni, (Azoto, Ossigeno, Argon, gas nobili) si presentano in percentuale fissa almeno sino a 100 Km di altezza, gli altri, (Vapor Acqueo, Ozono, Anidride carbonica), sono, invece, caratterizzati da una percentuale variabile che dipende sia dalla quota che dalle caratteristiche peculiari della superficie terrestre sottostante.

Nella parte più bassa della Atmosfera, Troposfera, ove si verifica la concentrazione di quasi tutto il vapor acqueo, ai suddetti gas si aggiunge anche il pulviscolo atmosferico costituito da minutissime particelle solide, in sospensione, di origine terrestre che si presentano in percentuale variabile nel tempo e da luogo a luogo. Il vapor d'acqua ed il pulviscolo esistenti nell'atmosfera hanno un'importanza particolare.

Il primo infatti, oltre a dar luogo alle molteplici note forme di condensazione che tanto spesso si osservano sia nell'aria (nubi, nebbie), che sulla superficie dei suolo (rugiada, brina, ecc.), è legato a variazioni nel campo della temperatura: al riguardo, basta pensare che i processi di evaporazione dell'acqua e di condensazione del



vapore avvengono rispettivamente con assorbimento e con sviluppo di calore. Alla presenza del vapor d'acqua nell'aria risalgono poi i vari tipi di precipitazioni, le quali, unicamente alle forme di condensazione che si producono al suolo, rappresentano la fase finale del complesso procedimento attraverso cui l'acqua esistente sulla superficie terrestre viene ridistribuita per

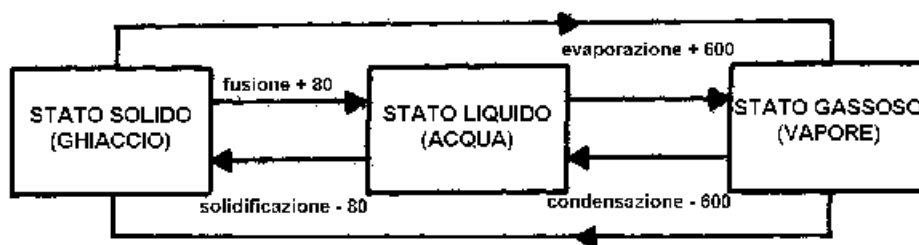
via aerea sulla superficie stessa. Il pulviscolo atmosferico, a sua volta, merita particolare menzione per una speciale proprietà posseduta da alcuni dei tipi di particelle che lo compongono (per esempio, i cristalli di sali

marini e numerosi composti dell'azoto, del fosforo e dello zolfo): tale proprietà è quella di agevolare l'inizio del processo di condensazione del vapore. La presenza, nell'aria di abbondanti particelle del genere, note appunto sotto il nome generico di *nuclei di condensazione*, contribuisce a spiegare la frequenza con cui le nebbie e le nubi basse si producono lungo le coste o sulle grandi zone industriali.

L'acqua, alle temperature terrestri, passa facilmente dalla fase solida (ghiaccio) a quella liquida (acqua) a quella di vapore con notevole assorbimento d'acqua; i passaggi inversi avvengono con cessione di calore

1.1.2 Cambiamento di stato dell'acqua e Calore assorbito

Il vapor d'acqua è presente nell'aria in percentuale variabile. Si va dall'aria secca sino ad un massimo del 4%. Proviene dalla evaporazione delle acque dei mari, dei fiumi, dei laghi ecc. È il più importante costituente dell'atmosfera, perché l'acqua passa facilmente dalla fase a quella solida a quella di vapore con notevole assorbimento di calore o liberazione di calore. Lo schema che segue è relativo ad 1Kg di vapore acqueo.



I passaggi di stato da sinistra a destra avvengono con assorbimento di energia; quelli da destra a sinistra avvengono con liberazione di energia. In particolare il passaggio da acqua a vapore avviene con l'assorbimento di una notevole quantità di calore, circa 600 Kcal, detto calore latente di evaporazione che, poi, viene ceduto nella fase di condensazione.

1.1.3 Troposfera - Tropopausa - Stratosfera.

I più comuni fenomeni meteorologici avvengono nello strato atmosferico compreso fra la Terra ed un livello variabile da circa 8-10 Km., ai Poli, fino a circa 14-18 Km., all'Equatore. Tale strato è denominato *Troposfera*; in esso l'aria, mescolata di continuo da moti orizzontali e verticali, mantiene ovunque pressoché costante la composizione già vista al paragrafo precedente.

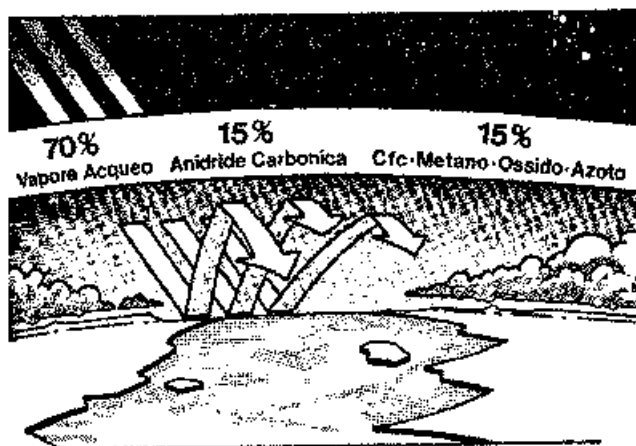
Una delle caratteristiche principali della Troposfera è rappresentata dalla diminuzione della temperatura al crescere della quota. Tale diminuzione cessa ai limiti superiori dello strato; al di sopra di questi, la temperatura dapprima si mantiene costante (o quasi) fino ad un'altezza di circa 40 Km. dalla superficie terrestre, poi prende ad aumentare: lo strato caratterizzato dall'isotermia (o quasi isotermia) verticale è detto

stratosfera. Troposfera e stratosfera sono separate da un sottile strato di transizione, dello spessore di poche centinaia di metri, noto col nome di Tropopausa.

1.2 TEMPERATURA DELL'ARIA

1.2.1 Generalità

La fonte prima di calore per l'aria è il Sole, il quale però esplica principalmente la sua azione di riscaldamento per via indiretta, tramite la superficie terrestre. È stato calcolato che l'energia proveniente dal Sole, su 1 cm^2 di una superficie posta perpendicolarmente al flusso radiante, è di circa 2 calorie al minuto primo. Questa energia, definita *Costante Solare*, interessa il Sistema Terra-Atmosfera in modo ridotto; con il termine *Albedo* si intende la frazione energetica della costante solare, teoricamente utilizzabile dal Sistema (0,5 cal), che viene dispersa nello Spazio. Si capisce quindi come la variazione di alcuni parametri che influiscono sull'albedo, (strato di ozono, umidità atmosferica, inquinamento) possono essere collegati con il bilancio termico tra il Sistema e lo Spazio e, a lungo termine, incidere significativamente sull'andamento climatico del Sistema stesso, variando in qualche modo il cosiddetto «effetto serra». L'effetto serra intrappola il calore portato dalla luce solare e gli impedisce di disperdersi nello spazio. La conseguenza è che la temperatura aumenta; come si vede dalla figura, il maggior responsabile dell'effetto serra è il vapor acqueo; ma anche la anidride carbonica e gli altri gas giocano un ruolo molto importante.



La controradiazione assorbita dalle nubi e dal vapore d'acqua viene a sua volta irradiata nuovamente verso la Terra, comportandosi come il vetro di una serra. Essa protegge la Terra da un eccessivo raffreddamento; dipende dalla temperatura, dal contenuto di vapore atmosferico e dalla nuvolosità; è molto variabile ma può raggiungere in alcuni casi anche l'80% della controradiazione terrestre. Il che significa che una buona parte della radiazione termica emessa dalla

Terra, ritorna alla Terra stessa agendo sulla temperatura terrestre in senso positivo. Questo fenomeno è considerevole d'inverno, presenta un minimo sulla fascia equatoriale e un massimo alle latitudini polari.

Una volta manomesso l'equilibrio naturale del meccanismo, (cosa che è avvenuta), iniziano delle reazioni a catena le cui conseguenze sono imprevedibili. A titolo di esempio pensiamo di aumentare la anidride carbonica nella atmosfera; questo determina un innalzamento della temperatura, gli oceani si riscaldano e l'evaporazione aumenta. Il vapore d'acqua, a sua volta, peggiora l'effetto serra e la temperatura tende ad

Corso meteorologia

innalzarsi ancora di più. Ma l'aumento del vapor d'acqua può innescare la formazione di un numero maggiore di nuvole; ma le nuvole tendono a riflettere la luce solare prima che questa arrivi sulla superficie terrestre determinando una diminuzione della temperatura.

1.2.2 Misura della temperatura

La temperatura dell'aria è uno degli elementi meteorologici più importanti perché essa caratterizza in maniera prevalente lo stato fisico delle masse d'aria. È necessario perciò che essa sia rappresentativa, esprima, cioè, effettivamente lo stato termico dell'aria e non sia influenzata da condizioni particolari. Per la misura al suolo della temperatura, il sensore deve soddisfare a determinate condizioni di ventilazione, di altezza e di non esposizione al sole; in genere è situato in quelle che si chiamano *capannine meteorologiche*. La temperatura in quota si misura a mezzo di radiosonde o anche di palloni meteorologici. Le unità di misura più comunemente impiegate in tale campo sono i gradi Centigradi (°C) ed i gradi Fahrenheit (°F). Per passare dai valori espressi in °F ai valori espressi in °C, e viceversa, valgono rispettivamente le seguenti relazioni:

$$^{\circ}\text{C}=(^{\circ}\text{F}-32) \times 5/9 \qquad \qquad \qquad \text{e} \qquad \qquad \qquad ^{\circ}\text{F}=9/5 \times ^{\circ}\text{C}+32$$

1.2.3 Variazione diurna della temperatura

In condizioni di tempo normali, durante il giorno la temperatura dell'aria negli strati prossimi alla superficie terrestre cresce dopo il sorgere del Sole, fino a raggiungere il valore massimo una o due ore dopo il passaggio dell'astro al meridiano; poi prende a decrescere e raggiunge il minimo poco dopo l'alba. Tale andamento si spiega considerando la inclinazione con cui i raggi solari investono la superficie terrestre; essa va man mano diminuendo al mattino, è minima al mezzogiorno e successivamente prende ad aumentare fino al tramonto: ne segue che gli acquisti istantanei di calore da parte della Terra divengono sempre maggiori fino al mezzogiorno, poi diminuiscono gradualmente. Durante la mattina, pertanto, la temperatura della superficie terrestre, e quindi anche quella dell'aria, risulta in continuo aumento; nel pomeriggio e nella notte, in progressiva diminuzione. La temperatura massima si raggiunge poco dopo il mezzogiorno, perché le quantità istantanee di calore che la Terra seguita a ricevere dopo il passaggio del Sole al meridiano, pur cominciando a diminuire rispetto a quelle precedenti, rimangono tuttavia ancora per qualche tempo maggiori di quelle che la Terra stessa contemporaneamente emette. A sua volta, la temperatura minima si verifica poco dopo l'alba, quando le quantità istantanee di calore che la Terra ricomincia ad acquistare dal Sole vengono ad equilibrare le perdite.

L'entità della differenza fra i valori della temperatura massima e della minima rilevati in una località durante la giornata, (escursione termica diurna) varia da località a località, in relazione alla latitudine, alla natura ed alla conformazione del luogo considerato: in particolare, è massima sui continenti e minima sugli oceani.

Durante l'anno, l'andamento della temperatura dell'aria in superficie mostra all'Equatore due massimi e due minimi, corrispondenti rispettivamente alle epoche dei due equinozi (nei quali il Sole si trova alla massima altezza sull'orizzonte ed i raggi giungono quindi al suolo con la minima inclinazione) e dei due solstizi (nei quali il Sole si trova alla minima altezza sull'orizzonte e i raggi colpiscono la superficie con la massima inclinazione). I due massimi, come i due minimi appaiono sempre più ravvicinati, tra di loro man mano che ci si sposta dall'Equatore verso i Tropici; oltre i tropici si osservano un solo massimo d'Estate, ed un solo minimo di inverno.

Le isoterme sono linee ottenute congiungendo i punti di una carta geografica di ugual temperatura. Si hanno isoterme al livello del suolo, ma anche isoterme in quota, (1500, 3000, 5500 metri); quote alle quali la temperatura meno risente della influenza della superficie terrestre. Le isoterme, unitamente alle isobare, rappresentano uno degli elementi fondamentali per le previsioni meteo.

1.2.4 Variazione della temperatura con l'altezza

Nella troposfera, in genere la temperatura dell'aria diminuisce al crescere dell'altezza sulla superficie terrestre. Ciò perché, man mano che la quota aumenta, l'influenza della radiazione terrestre si fa sentire più debolmente; gli strati atmosferici inferiori, essendo più densi e più ricchi di vapor acqueo, assorbono la radiazione stessa in misura maggiore degli strati superiori; quando nell'atmosfera si verificano dei moti ascensionali, l'aria che sale si espande e di conseguenza si raffredda. In seno ad una massa d'aria omogenea ed in quiete la diminuzione della temperatura con l'altezza si presenta in genere abbastanza regolare, anche se di entità diversa da località a località e, nel medesimo luogo, da un giorno all'altro, sulla base delle osservazioni fatte, si può considerare che per buona parte della troposfera l'entità *media* di tale diminuzione sia di $0,56\text{ }^{\circ}\text{C}$ per ogni 100 m. di quota (*gradiente termico verticale*). Non sempre, però, nella pratica, l'andamento termico diminuisce con l'altezza; spesso infatti esistono degli strati atmosferici in cui, al crescere della quota, la temperatura rimane pressoché costante (*isoterma*), oppure risulta addirittura in aumento verso l'alto (*inversione termica*).

1.2.5 Movimenti adiabatici - Instabilità e stabilità di una massa d'aria - Umidità

Una porzione d'aria che compie un movimento verticale, se non è forzata a mescolarsi con la massa atmosferica circostante, tende a mantenersi distinta da questa per differenza di densità ed il solo mescolamento che si verifica è marginale e di scarsa entità. In tali condizioni, tra l'aria in movimento ed il resto della massa non avvengono praticamente scambi di calore; ciò anche perché l'atmosfera ha una conducibilità termica assai piccola. Un siffatto movimento, che avviene cioè senza scambi di calore tra le due parti presenti, si dice *adiabatico*.

Corso meteorologia

Se il movimento è in salita, l'aria che sale incontra man mano un ambiente sempre più rarefatto in cui si espande e, di conseguenza, si raffredda (*raffreddamento adiabatico*); se invece è in discesa, l'aria che si abbassa viene man mano a trovarsi in un mezzo più denso e si comprime, riscaldandosi (*riscaldamento adiabatico*). L'entità della variazione di temperatura per un movimento adiabatico è di circa 1°C per ogni 100 m. di dislivello, se l'aria che si sposta è secca (*gradiente termico verticale adiabatico per aria secca*) oppure umida, ma non satura.

Se invece l'aria che si sposta è satura, la sua variazione di temperatura è solo di circa $0,5^{\circ}\text{C}$ per 100 m. (*gradiente termico verticale adiabatico per aria satura*). L'aria satura contiene infatti vapor d'acqua nella quantità massima possibile per la temperatura in essa esistente; in queste condizioni, un raffreddamento provoca la condensazione di una certa quantità di tale vapore il quale, nel passare dallo stato di gas a quello liquido, libera una parte del proprio calore (*calore latente di condensazione*). Se poi dell'aria satura che contenga anche acqua allo stato liquido si riscalda, una certa quantità d'acqua passa allo stato aeriforme e nella trasformazione assorbe calore dall'ambiente (*calore latente di evaporazione*). In definitiva quindi nell'aria satura il raffreddamento adiabatico proprio di un moto ascensionale viene attenuato dal calore liberato dal vapore che condensa, mentre il riscaldamento adiabatico conseguente ad un moto di discesa risulta minore a causa del calore speso per l'evaporazione.

Una massa d'aria che abbia un gradiente termico verticale maggiore di quello adiabatico è detta *instabile* (o in *equilibrio instabile*). In essa, la particolare distribuzione della temperatura favorisce i trasporti d'aria verticali (*moti convettivi*). Supponiamo infatti che parte di tale massa inizi, per una qualsiasi causa, un moto per esempio ascendente: la sua temperatura diminuirà, per ogni 100 m. di dislivello superato, meno di quanto diminuisce, in eguale intervallo, la temperatura dell'atmosfera circostante; l'aria che sale, quindi, avrà sempre alle varie quote una temperatura maggiore di quella degli strati in cui viene man mano a trovarsi (rispetto ai quali risulterà pertanto costantemente più leggera) e di conseguenza tenderà a seguire l'ascesa.

Una massa d'aria si dice invece *stabile* (o in *equilibrio stabile*) quando il suo gradiente termico verticale è minore di quello adiabatico. In questo caso, la distribuzione della temperatura con l'altezza è tale da ostacolare lo svolgimento di moti convettivi.

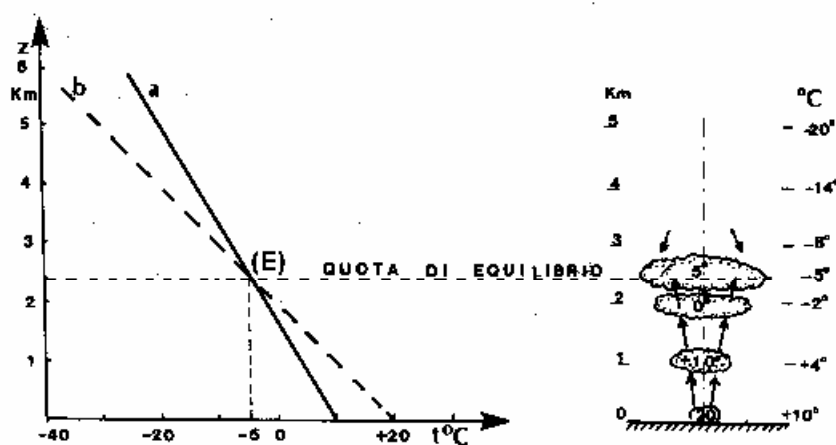
Si possono, a questo punto, avanzare alcune importanti considerazioni sulla nuvolosità. Si è visto che una porzione d'aria in salita si va man mano raffreddando; se la sua temperatura si abbassa tanto da far condensare il vapore contenuto, al disopra del livello di condensazione si formerà una nube. Se, oltre tale livello, l'atmosfera in cui la porzione d'aria sale è instabile per l'aria satura, il moto verso l'alto tenderà a continuare, determinando nella nube uno sviluppo marcatamente verticale; in caso contrario, il moto tenderà a smorzarsi e la nube si svilupperà prevalentemente in senso orizzontale, assumendo una forma stratificata. La conseguenza è che in aria stabile la nuvolosità è in genere di tipo stratiforme, a base notevolmente estesa (e gli eventuali cumuli, solo di piccolo

Corso meteorologia

spessore), mentre in aria instabile prevalgono le nubi cumuliformi, a base relativamente ristretta e a sviluppo verticale anche molto considerevole (la sommità dei cumulonembi raggiunge spesso, e a volte supera, i 6.000-8.000 m.).

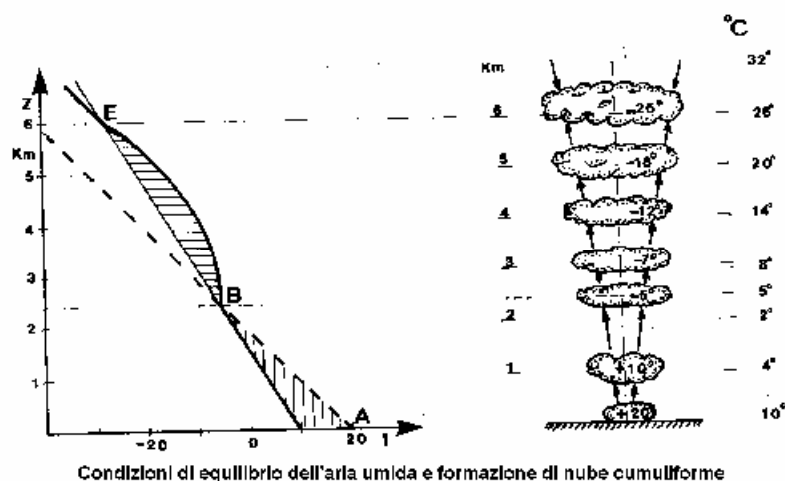
In meteorologia il termine “*aria secca*” definisce un’aria con un contenuto di vapore acqueo sufficientemente basso, umidità relativa è inferiore al 60%, da permettere una evaporazione dalle superfici liquide, mare, laghi, fiumi, ecc; quando l’umidità relativa supera il 60%, l’aria si definisce “*umida*”.

Nelle figure che seguono, la linea a tratto intero rappresenta il gradiente termico verticale e rappresenta la diminuzione di circa 6°C per ogni Km di quota nella atmosfera standard; la linea tratteggiata rappresenta, invece, il gradiente adiabatico dell’aria secca ed umida, rispettivamente. La massa d’aria in esame, essendo più calda, è anche più leggera e tende a salire, ascensione che continua sino a quando esiste una differenza di temperatura. Nel punto E si ha l’equilibrio termico e si determina una condizione di equilibrio stabile. Nella seconda figura, l’aria umida è non satura, (le molecole hanno ancora energia sufficiente per vincere le forze di attrazione formando vapore nello spazio sovrastante; alcune di queste molecole ricadono sulla superficie. L’aria è satura quando si raggiunge un equilibrio dinamico; le molecole che lasciano il liquido e quelle che ricadono sulle superficie sono di ugual numero). Nella seconda figura, l’aria umida diventa secca in E; salendo in quota avviene liberazione di calore, un raffreddamento inferiore a quello dell’aria esterna e, quindi, un andamento come rappresentato.



Condizioni di equilibrio dell'aria secca e formazione di nube stratiforme

Corso meteorologia



L'Umidità atmosferica è dovuta principalmente all'evaporazione delle superfici d'acqua a seguito dall'azione calorifica diretta della radiazione solare; a determinare il contenuto igrometrico complessivo dell'atmosfera concorre inoltre il vapore che si libera da altre fonti secondarie, quali le nevi, i ghiacci, i terreni umidi. Tutto questo vapore, inizialmente, si diffonde negli strati atmosferici inferiori, nei quali, in grandi linee, appare distribuito in funzione della natura e della latitudine delle regioni sottostanti: più precisamente, esso è più abbondante sugli oceani mentre è assai scarso, per esempio, sulle zone aride dei grandi deserti, sulle quali sarebbe addirittura assente se l'aria non fosse di continuo rimescolata dalle molteplici correnti orizzontali e verticali che si svolgono in seno alla troposfera.

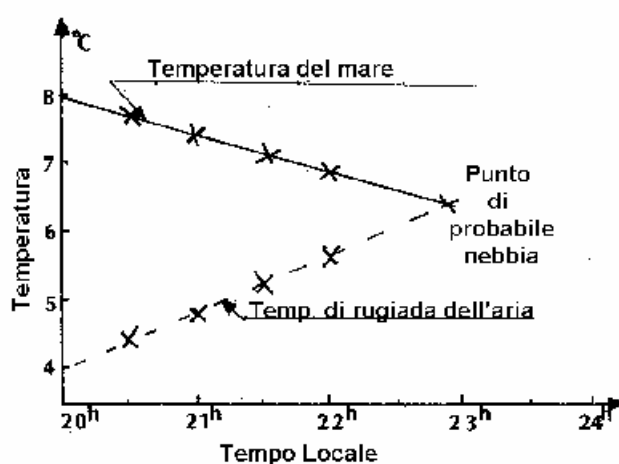
Si definisce **satura** l'aria che contiene, in relazione alla propria temperatura, la quantità massima di vapore (oltre la quale, un'ulteriore immissione di vapore fa sì che un'eguale quantità condensi, tornando allo stato liquido).

Esiste ancora un'altra grandezza atta a definire le condizioni igrometriche dell'aria: la *temperatura del punto di rugiada* (o temperatura di rugiada, od anche, più semplicemente, punto di rugiada), la quale indica, in sostanza, a quale temperatura occorrerebbe raffreddare (a pressione costante) una porzione di atmosfera per raggiungere la saturazione. Evidentemente, se la temperatura atmosferica scendesse al disotto del punto di rugiada, parte del vapore comincerebbe a condensare, e la condensazione avverrebbe sotto forma di goccioline d'acqua o di cristalli di ghiaccio, a seconda che la temperatura del punto di rugiada fosse superiore od inferiore a 0°C . Conoscere pertanto il valore della temperatura di rugiada è cosa particolarmente utile per prevedere la formazione della nebbia; se infatti nell'atmosfera esiste una sufficiente quantità di nuclei di condensazione (costituiti da particolari particelle in sospensione quali, per esempio, piccolissimi cristalli di

Corso meteorologia

sali marini), la condensazione del vapore d'acqua avviene praticamente ad una temperatura dell'aria di poco inferiore a quella del punto di rugiada.

Il grado di umidità dell'aria viene comunemente misurato mediante gli psicrometri o gli igrografi; questi ultimi non sempre forniscono dati molto precisi e servono principalmente a registrare con continuità l'andamento igrometrico in un determinato periodo di tempo. Gli psicrometri permettono di ricavare, con l'ausilio di apposite tabelle, sia i valori dell'umidità relativa che quelli della temperatura del punto di rugiada. L'umidità relativa, come si è, già avuto occasione di dire, viene espressa in %; la temperatura del punto di rugiada, in gradi Centigradi o in gradi Fahrenheit.



In condizioni normali, l'umidità relativa presenta un andamento diurno inverso a quello della temperatura dell'aria, con un minimo di giorno, in corrispondenza della massima temperatura, e un massimo all'alba, in corrispondenza della temperatura minima. La temperatura di rugiada, a sua volta, nelle regioni umide, cresce di giorno e diminuisce di notte mentre nelle regioni aride varia in

maniera opposta.

Per quanto attiene la variazione annua, l'umidità relativa ha, in generale, un andamento inverso a quello della temperatura dell'aria, con un minimo d'estate e un massimo d'inverno. Tale andamento è meno regolare di quello diurno e, in certe zone particolarmente piovose durante l'estate e serene d'inverno, l'umidità relativa massima si verifica nella stagione calda e la minima nella stagione fredda. L'andamento annuo della temperatura del punto di rugiada è esso pure analogo a quello diurno, ma meno regolare e nelle regioni umide presenta quindi, in generale, un massimo d'estate e un minimo d'inverno.

1.3 PRESSIONE ATMOSFERICA

1.3.1 Generalità

Su ogni punto della superficie terrestre l'atmosfera esercita una certa forza, che risulta essere minore nei luoghi situati a maggior altitudine per la maggior rarefazione che caratterizza l'aria. Per poter raffrontare i valori rilevati in località situate ad altitudini diverse è pertanto necessario che gli stessi vengano ridotti ad un medesimo livello di riferimento; le numerosissime misurazioni eseguite indicano che al livello del mare l'atmosfera esercita *in media* su ogni cm di superficie una forza che è bilanciata dal peso di una colonna di mercurio avente la sezione di 1 cm e l'altezza di circa 760 mm.

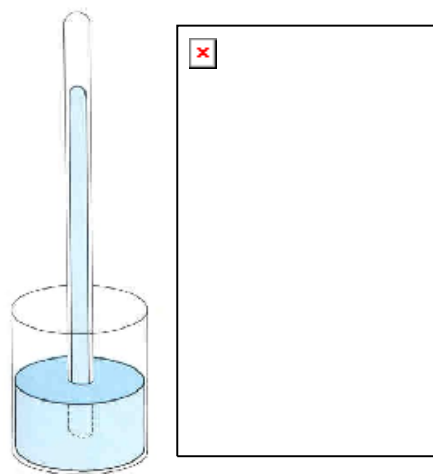
1.3.2 Misura della pressione

Il peso della colonna d'aria sulla unità di superficie, (la pressione), può essere determinata con la esperienza di Torricelli. Si prende una canna di vetro lunga circa un metro e chiusa ad una estremità; la si riempie di mercurio completamente e, chiudendo con un dito l'estremità aperta, la si capovolge in una bacinella contenente anch'essa del mercurio. Tolto il dito, si nota che il mercurio si ferma ad una altezza di circa 76 cm. La spiegazione è semplice. La colonna di mercurio fa equilibrio alla pressione atmosferica che, esercitandosi in tutte le direzioni, per il principio di Pascal, è diretta, alla base del tubo, dal basso verso l'alto. Il peso della colonna di mercurio, di sezione unitaria, rappresenta quindi, nell'ipotesi che il vuoto barometrico al di sopra della colonna sia perfetto, la pressione atmosferica.

Al livello del mare, alla temperatura di 0°C ed alla latitudine di 45°, la pressione misurata da una colonna di mercurio alta 76 cm. È detta “*pressione normale*”. Come accennato, la pressione diminuisce con la quota e si dimezza a 5.000 metri per annullarsi pressoché a 12.000 metri.

La pressione atmosferica viene espressa in diversi modi. Fisicamente essa è data da una forza sull'unità di superficie. In pratica spesso si indica semplicemente con l'altezza della colonna di mercurio, espressa in millimetri o pollici. Poiché 1 pollice è 25,4 mm è facile passare da un sistema ad un altro, conversione facilitata da apposite tabelle inserite nelle raccolte di Tavole Nautiche. Per la pressione normale si ha $P = 760 \text{ mmHg}$ o 29,92 inches Hg.

Nel sistema CGS, molto usato in meteorologia, la Pressione viene espressa in dine/cm^2 . La dine/cm^2 è chiamata baria. Un milione di barie formano un bar. In pratica la baria risulta un'unità troppo piccola e il bar



Corso meteorologia

è troppo grande. Perciò si usa il millibar (mb) cioè la millesima parte del bar. Per il calcolo pratico della pressione, valgono le formule di conversione $1\text{mm} = \frac{4}{3}$ di mb e $1\text{mb} = \frac{3}{4}\text{mm}$. Da cui la pressione normale di 760 mm è pari a 1013,2mb

Si può passare facilmente da una pressione espressa in mmHg alla equipollente espressa in mb tenendo presente che le misure sono inversamente proporzionali alle unità di misura. Poiché $760\text{ mmHg} = 1.0132\text{ mb}$, segue che $1\text{mmHg} = \frac{4}{3}\text{ mb}$. Il mmHg è anche chiamato Tor in onore di Torricelli. Nel sistema Internazionale (SI) l'unità di pressione è il Pascal ($1\text{ Pascal} = 1\text{ Newton/m}^2$). Le relazioni di equivalenza danno $1\text{mb} = 100\text{ Pascal}$. Per le conversioni da mmHg a mb e viceversa, vedere le tavole Nautiche.

La pressione atmosferica viene misurata a mezzo di barometri a mercurio, di barometri metallici (aneroidi), o di barografi; questi ultimi però non consentono letture molto precise e servono principalmente a registrare con continuità l'andamento barico in un determinato periodo di tempo.

Tab. IV - Raggiunglio tra millimetri barometrici e millibar

Millimetri di mercurio	Millimetri di mercurio									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Millibar									
700	933.2	934.6	935.9	937.2	938.6	939.9	941.2	942.6	943.9	945.2
710	946.6	947.9	949.2	950.6	951.9	953.2	954.6	955.9	957.2	958.6
720	959.9	961.2	962.6	963.9	965.2	966.6	967.9	969.2	970.6	971.9
730	973.2	974.6	975.9	977.2	978.6	979.9	981.2	982.6	983.9	985.2
740	986.6	987.9	989.2	990.6	991.9	993.2	994.6	995.9	997.2	998.6
750	999.9	1001.2	1002.6	1003.9	1005.2	1006.6	1007.9	1009.2	1010.6	1011.9
760	1013.2	1014.6	1015.9	1017.2	1018.6	1019.9	1021.2	1022.6	1023.9	1025.2
770	1026.6	1027.9	1029.2	1030.6	1031.9	1033.2	1034.6	1035.9	1037.2	1038.6
780	1039.9	1041.2	1042.6	1043.9	1045.2	1046.6	1047.9	1049.2	1050.6	1051.9
Millimetri	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	
Millibar	0.1	0.3	-0.4	0.5	0.7	0.8	0.9	1.1	1.2	

1.3.3 Il Barografo e sua Manutenzione

Il barografo è uno strumento registratore in grado di registrare con continuità l'andamento della pressione atmosferica; per i tipi destinati a bordo delle imbarcazioni tale periodo è di una settimana. La registrazione avviene su di una striscia carta opportunamente graduata, avvolta su di un tamburo rotante ad orologeria.

Come tutti gli altri strumenti, il barografo deve essere installato a bordo in un ambiente lontano dalle intemperie e non soggetto a rapide e forti variazioni di temperatura; per evitare brusche oscillazioni che potrebbero causare irregolarità nella registrazione, deve essere disposto trasversalmente alla imbarcazione ed appeso per la maniglia ad una sospensione elastica.

Lo strumento è meno preciso dei barometri non registratori; deve, quindi, essere utilizzato per osservare l'andamento generale della pressione, la tendenza barometrica.

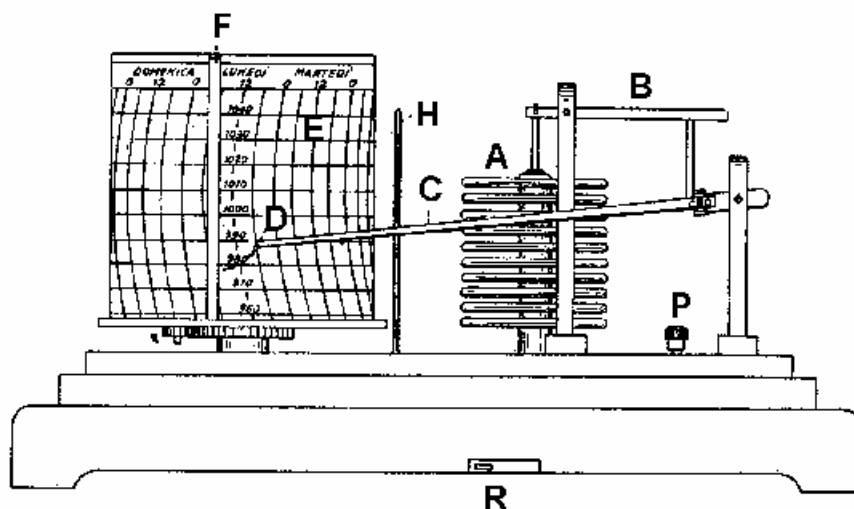
Data la importanza, importante è la sua manutenzione.

1. A mezzo della apposita asticella H si stacca il pennino scrivente D dalla striscia E, andando ad agire sulla leva R
2. Si appoggia lo strumento su di un piano fisso e si apre la custodia
3. si gira il tamburo mettendolo in posizione tale che la laminetta metallica verticale F che tiene a posto la striscia possa essere rimossa senza urtare l'asticella C che regge il pennino
4. si sfilà la laminetta F e si toglie il diagramma, sul cui retro si registrano la data, l'ora effettiva e la pressione finali della registrazione
5. si carica il movimento d'orologeria del tamburo
6. si avvolge sul tamburo il nuovo diagramma. Le due estremità della striscia dovranno trovarsi sovrapposte in corrispondenza dell'incastro destinato alla laminetta metallica di fissaggio F; la sovrapposizione andrà fatta in modo che il margine laterale a fine diagramma rimanga sopra a quello d'inizio
7. si rimette a posto la laminetta F di fissaggio del diagramma, assicurandosi che questo sia ben disteso, che il suo orlo inferiore aderisca bene al bordo sporgente del tamburo e che le graduazioni all'inizio ed alla fine della striscia siano coincidenti
8. se necessario, si rifornisce la penna di inchiostro (speciale, per strumenti registratori)
9. si imprime al tamburo una rotazione in modo che il pennino, allorché verrà messa a contatto col diagramma, indichi l'ora esatta d'inizio della registrazione. L'ultima fase di questo aggiustamento va eseguita ruotando il tamburo in senso contrario a quello impresso dal meccanismo ad orologeria, onde

Corso meteorologia

evitare che il tamburo stesso cominci a marciare in ritardo a causa del lasco esistente tra gli ingranaggi che gli trasmettono il movimento

10. si riaccosta il pennino alla striscia e le si imprime col dito un leggero movimento verticale per assicurarsi che scriva
11. si controlla il valore della pressione indicato dal pennino con quello del barometro. Ove si rilevi una differenza, si regola la posizione della penna mediante l'apposita vite P, generalmente accessibile da sotto la base dello strumento o manovrabile dal disopra mediante una manopola
12. si richiude la custodia e si riappende lo strumento evitando che bruschi movimenti imprimano delle oscillazioni al pennino.



Per assicura

1. la pressione che il pennino esercita sul tamburo non dev'essere troppo forte, per non accrescere dannosamente il complesso degli attriti esistenti nell'apparecchio, ma neppure troppo debole, per evitare che ad un certo momento possa non essere più sufficiente a mantenere la continuità della registrazione. Per verificare se tale pressione è quella appropriata, basta inclinare in avanti lo strumento: il pennino dovrebbe cominciare a staccarsi dal tamburo quando l'inclinazione raggiunge i 45 gradi circa. Se ciò avviene per un'inclinazione diversa, si dovrà agire su di un'apposita vite che permette di portare la penna ad esercitare la pressione conveniente;
2. la velocità di rotazione del tamburo deve essere tale che il pennino indichi costantemente sul diagramma l'ora esatta. All'occorrenza, si dovrà quindi agire sull'apposita leva di registro, come nei comuni orologi, per accelerare o ritardare il movimento; tale operazione deve essere eseguita soltanto in occasione del cambio del diagramma;

Corso meteorologia

3. le articolazioni delle leve R che collegano la colonna delle capsule metalliche sensibili A con l'asticciola C del pennino devono essere tenute ben pulite e leggermente oleate con olio da orologio;

ogni tre o quattro mesi è bene sfilare il pennino dall'asticciola di sostegno e immergerlo per qualche tempo in acqua dolce, asciugandolo poi con un pezzetto di carta assorbente: ciò farà sì che la traccia lasciata sulla striscia risulti sempre regolare. Quando la penna scrive ad intermittenza, in luogo del lavaggio può essere sufficiente passare nell'intaglio della sua punta una sottile striscia di carta o di metallo.

1.3.4 Variazione della pressione, diurna ed annua

In condizioni normali, l'andamento della pressione durante il giorno presenta due massimi e due minimi; più precisamente si ha un aumento graduale dalle ore 4 alle ore 10, una diminuzione dalle 10 alle 16, un nuovo aumento dalle 16 alle 22 ed un'altra diminuzione dalle 22 alle 4. Il massimo del mattino è, di solito, più elevato di quello della sera; il minimo del pomeriggio, più basso di quello del mattino.

Alle medie latitudini tali variazioni sono meno accentuate e spesso mascherate da altre variazioni irregolari; alle alte latitudini sono pressoché inapprezzabili.

L'andamento annuale della pressione atmosferica presenta caratteristiche molto diverse da regione a regione. In linea generale si può, tuttavia, notare che, alle medie latitudini, si verifica: un minimo d'estate e un massimo d'inverno, sulle grandi zone continentali; un massimo d'estate e un minimo d'inverno, sugli oceani. Ciò è dovuto al fatto che d'estate i continenti si riscaldano più intensamente del mare; su di essi l'aria diviene quindi meno densa di quella circostante e si solleva, per riversarsi poi sui mari vicini, più freddi: in definitiva si ha dunque una diminuzione della pressione sui continenti e un aumento sulle grandi superfici marine. D'inverno si verifica il fenomeno opposto.

Le variazioni di pressione sono dovute a cause termiche o a cause dinamiche. *Le variazioni termiche* della pressione possono essere generate da un diverso riscaldamento, o raffreddamento di una zona, ma anche dalla sostituzione di una massa d'aria con altra più calda o più fredda come conseguenza di movimenti orizzontali. *Le variazioni dinamiche* della pressione sono generate dal fenomeno della *divergenza* o dai *moti verticali dell'aria*.

Supponiamo di avere un flusso orizzontale di aria che attraversa una sezione AA di una colonna verticale di atmosfera. Se attraverso la sezione BB esce un flusso diverso da quello entrato in AA allora vi è *divergenza*. Precisamente. Se esce più aria di quella che entra, si ha divergenza positiva e la densità dell'aria nella colonna diminuisce, e quindi anche la pressione; se invece il flusso d'aria è inferiore a quello entrante, si ha divergenza negativa o **convergenza**, con aumento della densità dell'aria nella colonna e, quindi, anche della pressione. In entrambi i casi si determinano le condizioni per l'inizio dei moti ascendenti dell'aria.

Corso meteorologia

Nel caso della convergenza l'aria oltre a salire, si raffredda anche per la sua espansione, a seguito della cessione di calore, ed il vapore acqueo si condensa generando le nubi. L'area ciclonica è una zona tipica di convergenza ed è per questo che alla bassa pressione si associano condizioni di prevalente cattivo tempo.

Nel caso della divergenza, l'aria in uscita è più densa di quella in ingresso, o più veloce; in entrambi i casi si ha una perdita di particelle d'aria, (rarefazione), che deve essere compensata da una discesa di altre particelle dagli strati superiori. Si genera così un moto discendente dell'aria, con relativo riscaldamento per compressione perché l'aria che scende si trova sottoposta a pressioni crescenti. L'area anticiclonica, proprio perché interessata da una circolazione divergente, è area associata, generalmente, al bel tempo.

1.3.5 Isobare - Principali configurazioni bariche

Per avere una chiara visione di come la pressione atmosferica risulti distribuita in un determinato momento in una particolare regione, occorre riportare su di una carta geografica i valori della pressione stessa rilevati simultaneamente in numerose località della regione presa in esame, e tracciare poi, per valori opportunamente intervallati, delle linee congiungenti i punti di egual pressione. Nel loro complesso, le linee così ottenute (isobare) si presentano come linee grosso modo circolari anche se non chiuse; i due numeri lungo l'isobara rappresentano il valore numerico della pressione. In genere se la pressione è superiore a 1000 mb, si indicano gli ultimi due (24 sta per 1024mb); se inferiore a 1000 mb, si potranno trovare i valori con tre cifre (996 per 996 mb). Per come sono riportate, le isobare non potranno mai intersecarsi; ogni isobara fa parte di un solo sistema isobarico.

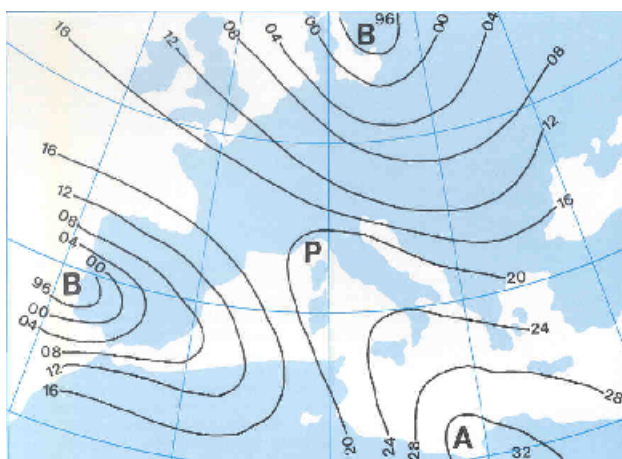
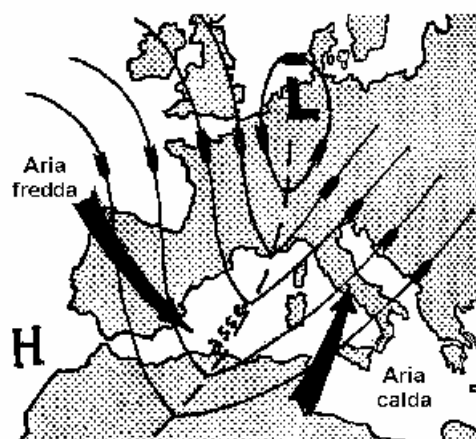
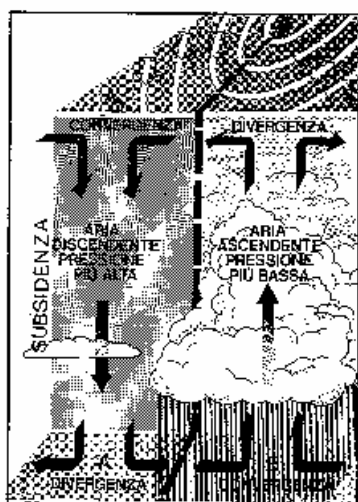
Per convenzione internazionale, l'intervallo in valore fra due isobare contigue è di 4 mb; per quanto si vedrà in seguito bisogna porre attenzione a che tutte le isobare siano tracciate sulla carta; in caso di bisogno, bisognerà tracciare quelle mancanti con il criterio del parallelismo e della equidistanza. I sistemi isobarici si possono presentare, ad esempio, come nelle figure che seguono, ed in cui sono evidenziate anche configurazioni particolari come la Saccatura ed il Promontorio

1. *La depressione, o ciclone, (B)*, è rappresentata da un complesso di isobare chiuse che interessano una zona in cui la pressione appare sempre più bassa man mano che si procede verso il centro;
2. *L'anticiclone, (A)*, individuato da un complesso di isobare chiuse che interessano una zona in cui la pressione appare sempre più alta man mano che si procede verso il centro;
3. *La saccatura, (S)*, costituita dall'espansione, a forma di V con le punte rivolte verso i valori più alti della pressione o verso i livelli più alti, di una depressione che si insacca tra due anticicloni; nel nostro Emisfero a sinistra, rispetto l'asse, si trova l'aria fredda ed a destra l'aria calda proveniente dai settori meridionali;

Corso meteorologia

4. Il Promontorio, o cuneo, (P), costituito dalla espansione di un anticiclone che si incunea fra due depressioni; rappresenta la configurazione di alta pressione che si oppone alla Saccatura;

Nelle figure che seguono si riporta un esempio di situazione meteo in una Saccatura. Le condizioni del tempo tendono a migliorare a sinistra dell'asse della Saccatura, ed a peggiorare a destra dello stesso.



1.3.6 Anticiclone delle Azzorre e Ciclone di Islanda

Le condizioni meteorologiche in Europa sono determinate dall'Anticiclone delle Azzorre e dal Ciclone di Islanda.

L'anticiclone delle Azzorre investe una regione geografica sulla quale la pressione atmosferica è maggiore di quella relativa alle zone circostanti. La perdita d'aria che si ha verso l'esterno viene, necessariamente, compensata dal richiamo di aria dall'alto; il moto discendente dell'aria, con la conseguente compressione e riscaldamento, determina il tempo bello.

Il Ciclone di Islanda, anche esso permanente, investe una regione in cui la pressione è decisamente inferiore a quella delle aree circostanti. Nella Bassa Pressione, nel nostro Emisfero, e come già visto in precedenza, l'aria affluisce verso il centro della area ed è costretta a moti ascendenti con conseguente cessione di calore. Dal che formazione di nube e generazione di situazione di tempo perturbato.

