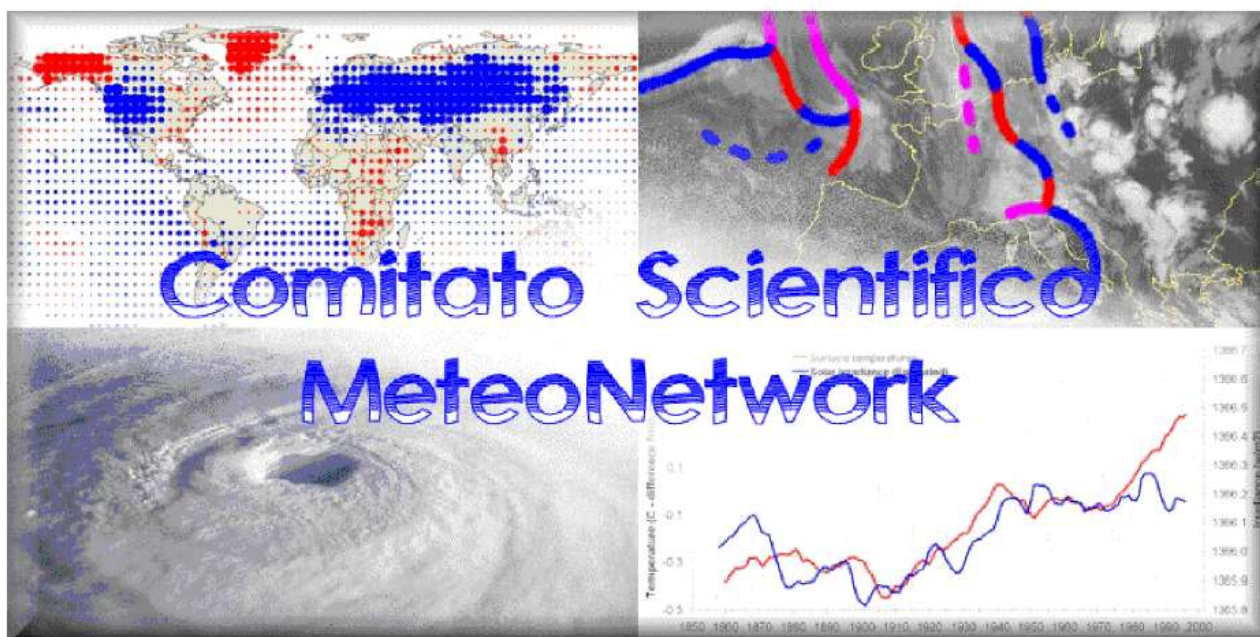


# LE MASSE DI ARIA FREDDA

di **Andrea Corigliano**

**Pubblicazione a cura del Comitato Scientifico MeteoNetwork**

*Il Comitato ha per scopo lo sviluppo e la diffusione della conoscenza delle scienze meteorologiche, climatologiche, dell'ambiente, idrologiche e vulcanologiche e delle loro molteplici espressioni sul territorio, con particolare riguardo alle realtà microclimatologiche, topoclimatologiche e climatologiche su scala locale, regionale, nazionale e a scala globale e alle realtà meteorologiche emergenti su Internet*



*Il Comitato è parte integrante dell'Associazione MeteoNetwork*

[www.meteonetwork.it](http://www.meteonetwork.it)

meteonetwork

## 1. Introduzione

È ben noto che la circolazione generale dell'atmosfera è mossa, di principio, dal diverso riscaldamento messo in atto dalla radiazione solare che raggiunge la Terra con angoli sempre più inclinati a causa della forma sferica del nostro pianeta. Procedendo quindi dall'Equatore verso i Poli, cioè dalle zone in cui l'intensità della radiazione arriva molto più concentrata di quanto non accada alle latitudini polari dove la stessa quantità di energia solare viene spalmata su superfici più vaste, si ha una diversa distribuzione del calore assorbito dalla superficie terrestre e dalle masse d'aria che sono a contatto con essa. Se, infatti, un volume d'aria staziona a lungo su una regione, tende ad acquistare le caratteristiche omogenee di quella zona. Queste caratteristiche sono raggiunte soprattutto in condizioni di assoluta stabilità atmosferica, tipica degli anticicloni che contribuiscono, attraverso la subsidenza e la divergenza superficiale delle correnti discendenti, a rendere uniforme la temperatura del blocco d'aria presente in loco. In virtù di questo diverso riscaldamento, è logico aspettarsi quindi gradienti di temperatura che si generano tra masse d'aria contigue che sono riscaldate in modo diverso. In un miscuglio eterogeneo come è l'aria, però, le variabili termodinamiche di temperatura e pressione sono legate fra loro dall'equazione di stato dei gas perfetti:

$$PV = nRT$$

dove  $P$  è la pressione complessiva esercitata da tutti i gas presenti in atmosfera,  $V$  è il volume,  $n$  è il numero di moli (cioè la "quantità" delle molecole di gas presenti),  $T$  è la temperatura e  $R$  una costante che resta definita una volta fissate le variabili dell'equazione. Poiché in atmosfera  $R$  ed  $n$  sono costanti, l'aumento della temperatura comporta un aumento proporzionale anche del prodotto  $PV$ . Se consideriamo però lo stesso volume atmosferico, cioè  $V$  costante, si deduce allora che la pressione aumenta in modo direttamente proporzionale all'aumentare della temperatura:

$$P = \alpha T \quad \text{essendo} \quad \alpha = (nR)/V$$

La diversa distribuzione dell'intensità della radiazione solare influenza quindi anche la pressione atmosferica e, per questo motivo, dove si forma un gradiente termico si forma anche un gradiente barico. Iterando questo processo a cascata, si comprende inoltre che un aumento della temperatura provoca anche l'evaporazione di acqua che, passando allo stato di vapore, fa variare l'umidità dell'aria. L'interdipendenza delle tre variabili termodinamiche appena considerate (temperatura, pressione e umidità) descrive nel complesso le caratteristiche fisiche dell'atmosfera in qualsiasi regione del pianeta, anche in quelle zone dove la scarsa radiazione solare è la responsabile diretta del consistente raffreddamento delle masse d'aria presenti alle alte latitudini. I gradienti appena descritti sono poi all'origine del movimento delle masse d'aria stesse, dalle aree in cui hanno origine verso altre latitudini. Appare fin da subito evidente che diventa allora impossibile parlare di masse d'aria, della loro formazione, dei loro contatti e della loro trasformazione termodinamica senza fare riferimento anche alle loro circolazioni. Pertanto masse d'aria e loro movimenti sono le une dipendenti dagli altri e, viceversa, possiamo dire che sono ingranaggi di uno stesso meccanismo che fa capo alla circolazione generale dell'atmosfera.

In questa dispensa ci soffermeremo a parlare, nello specifico, delle masse d'aria fredda che interessano il continente europeo e che possono spingersi fino sul bacino del Mediterraneo, ove finiscono per condizionarne il tempo soprattutto nella stagione invernale, ma con risvolti molto diversi sia per la loro provenienza che per il settore da cui fanno ingresso sull'Italia: la complessità dell'orografia del nostro territorio, infatti, influenza non poco le dinamiche a cui una massa d'aria

fredda può andare incontro a seconda che, pur presentandosi dai quadranti settentrionali, essa abbia una componente occidentale oppure orientale. Per di più, arrivando sul Mediterraneo, i nuclei freddi modificano la propria struttura termica ed igrometrica anche grazie all'interazione che vengono ad avere con una massa d'aria più calda e umida che staziona sul nostro bacino e che contribuisce a incentivare ogni fenomenologia che possa scaturire dallo scontro tra due masse d'aria dalle caratteristiche termodinamiche molto differenti.

## 2. I luoghi di origine delle masse d'aria

Le masse d'aria sono porzioni di aria che hanno diverso stato fisico e che occupano dimensioni considerevoli, con ordini di grandezza che arrivano anche ad alcune migliaia di chilometri in direzione orizzontale e a qualche decina in quella verticale. Esse sono dotate di determinate proprietà fisiche che conservano all'incirca invariate per un certo periodo di tempo, anche quando si muovono da una regione all'altra. L'esistenza nella troposfera di masse d'aria di diverso stato fisico è dovuta, come detto, alla distribuzione disomogenea della radiazione solare sulla superficie terrestre e alla circolazione generale dell'atmosfera. L'aria, stazionando per un certo tempo a contatto con la superficie variamente riscaldata del globo, acquista le proprietà fisiche delle regioni sopra le quali si è soffermata a lungo. In generale, benché tutte le regioni della terra possano generare masse d'aria aventi determinate caratteristiche, alcune aree, grazie a particolari condizioni di omogeneità della superficie terrestre e di speciali situazioni meteorologiche, sono più adatte alla formazione di enormi masse d'aria con proprietà intrinseche molto evidenti. Infatti, perché l'aria abbia la possibilità di acquisire per contatto, per irraggiamento e per turbolenza le proprietà fisiche di una regione, è necessario che vi rimanga ferma per un lungo periodo di tempo. Pertanto, in quella regione si devono verificare delle condizioni meteorologiche favorevoli affinché ciò accada: **calma di vento, maggiore irraggiamento diretto e cielo sereno**. Appare quindi evidente che le zone che presentino simili condizioni sono gli anticicloni, specie quelli permanenti o semipermanenti che soddisfano anche alle condizioni di una certa omogeneità della superficie terrestre in quanto, nella loro estensione molto vasta, comprendono oceani e gran parte dei continenti. L'aria presente negli anticicloni viene influenzata dall'ambiente e quindi è di continuo riscaldata o raffreddata e ne assorbe umidità e pulviscolo atmosferico. Gli anticicloni possono essere quindi considerati come i principali luoghi di origine delle masse d'aria.

Oltre agli anticicloni dinamici e termici, anche gli anticicloni mobili, che separano le varie famiglie di cicloni, possono essere considerati dei generatori di masse d'aria, in quanto spesso si trasformano in anticicloni stazionari o perché talvolta, sotto forma di lunghi promontori, s'innestano negli anticicloni subtropicali. Resta fermo però che le principali masse d'aria hanno origine negli anticicloni stazionari e in quelli stagionali che occupano estese porzioni di superficie terrestre, dove le proprietà termiche e igrometriche si presentano omogenee per estensioni orizzontali di migliaia di chilometri. Così l'aria che staziona a lungo sulle regioni molto fredde occupate dall'anticiclone polare (**aria artica**) assume caratteristiche fisiche del tutto diverse dell'aria che permane a lungo nell'anticiclone delle Azzorre (**aria tropicale**) e, similmente, l'aria degli anticicloni invernali delle latitudini temperate (**aria polare** o **intermedia**) avrà caratteristiche fisiche medie diverse rispetto a quelle due masse d'aria appena menzionate. Pertanto esse si distinguono per la diversità dei loro elementi meteorologici, specie per la temperatura e l'umidità che devono avere, per un certo tempo, una distribuzione costante e uniforme. Tali proprietà termodinamiche, tuttavia, sono soggette a variazioni: in atmosfera, infatti, esistono diversi fattori che tendono a modificarle, primo fra tutti la circolazione generale dell'atmosfera stessa. Un blocco d'aria, finché rimane nel suo luogo di origine, può ancora conservare intatte le proprie caratteristiche fisiche, ma quando è costretto a muoversi verso regioni in cui le condizioni termiche e igrometriche sono diverse da quelle del luogo di partenza allora, pur tenendo il contatto con il luogo di produzione, esso subisce, specie sulla sua parte marginale, le influenze dell'ambiente che attraversa e più ancora dell'ambiente in cui arriva,

fino a trasformarsi, dopo un certo tempo, in una massa d'aria con proprietà caratteristiche diverse da quella originaria, staccandosi quindi da quest'ultima. Determinata quindi l'origine di una massa d'aria, è necessario seguirla nei suoi movimenti e controllare le trasformazioni che subisce durante il suo cammino: non basta quindi fissare le sue origini, ma è anche indispensabile seguire la sua storia e le sue vicissitudini. L'aria artica, per esempio, dopo essersi spinta alle latitudini medie ed avervi stazionato per un periodo di tempo, si trasforma in aria polare o intermedia.

Si possono inoltre osservare, a seconda delle vicissitudini, anche alcune modificazioni parziali dell'umidità, pur rimanendo una massa d'aria dello stesso tipo: in questo caso distinguiamo tra **aria marittima** e **aria continentale**, rispettivamente più umida e più secca a seconda della posizione assunta dagli anticicloni che l'anno generata sulla superficie terrestre o del percorso marittimo o continentale della sua circolazione. Mentre gli anticicloni subtropicali occupano prevalentemente gli oceani, quelli stagionali o termici delle latitudini temperate settentrionali si hanno sui continenti. Ad esempio, se una massa d'aria polare o intermedia, che si forma nell'anticiclone invernale canadese, si mette in movimento verso l'Europa, nel suo lungo tragitto attraverso l'Oceano Atlantico si arricchisce di umidità e, da fredda e relativamente secca che era nel suo luogo d'origine, arriva in Europa come una massa d'aria intermedia e umida, trasformando le proprie caratteristiche continentali che aveva in partenza in marittime che viene ad assumere al suo arrivo. Da quanto è stato esposto finora, si può allora dedurre che le singole masse d'aria hanno determinate regioni di origine e sono soggette, col tempo e in particolare durante i loro movimenti, a trasformazioni totali o parziali: una prima classifica delle masse d'aria non può quindi che essere di natura geografica.

### 3. Termodinamica delle masse d'aria

Parlando dell'interdipendenza tra le variabili termodinamiche di pressione, temperatura e umidità, attraverso la legge dei gas perfetti siamo giunti, nel paragrafo introduttivo, alla conclusione che ad un gradiente di temperatura corrisponde un gradiente di pressione. Le masse d'aria, tuttavia, sono soggette anche ad altre variazioni delle loro proprietà più importanti ed a tali cambiamenti esse vanno incontro, in modo particolare, durante il loro viaggio dalle zone di origine alle zone in cui vengono sospinte dalla disposizione delle configurazioni bariche. Queste continue trasformazioni del proprio stato termodinamico possono essere di due tipi: **adiabatiche** se non avviene scambio di calore tra le particelle della massa d'aria e l'ambiente circostante e **diabatiche** in caso contrario. Se vogliamo essere rigorosamente precisi, non è poi assolutamente vero che i processi che avvengono in atmosfera sono completamente adiabatici, in quanto tra gli strati d'aria e tra questi e il suolo si rinnovano sempre degli scambi di calore.

Nonostante ciò, l'adiabaticità dei processi atmosferici è nel complesso ammissibile se consideriamo il fatto che il potere assorbente dell'aria è molto piccolo ed è in grado di captare appena il 14% dell'energia solare. Analogamente, la perdita di calore per irraggiamento è altrettanto piccola, visto che l'aria è un cattivo conduttore di calore e, di conseguenza, lo scambio di energia tra strati contigui, avvenendo in modo molto lento, può essere trascurata. Tenendo conto di ciò, possiamo concludere che le trasformazioni dell'aria sono adiabatiche e che comunque i piccoli spostamenti dai valori teorici non pregiudicano l'adiabaticità dei processi che avvengono in atmosfera. Se, tuttavia, una massa d'aria in ascesa non scambia calore con l'ambiente in cui si trova, le variazioni con la quota di altri parametri termodinamici danno utili indicazioni sullo stato della massa d'aria in questione.

### 4. Il gradiente termico verticale e la stabilità

La variazione della temperatura con l'altezza, cioè il gradiente termico verticale, è un elemento che

caratterizza lo stato termodinamico di una massa d'aria perché dal suo valore dipende il suo grado di instabilità e quindi la sua predisposizione ad avere moti verticali liberi. Per una massa di aria secca, il gradiente termico verticale è esattamente di  $9.8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , vale a dire che la temperatura dell'aria che si muove verticalmente diminuisce di circa  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  per ogni  $100\text{ m}$  di salita e aumenta della stessa quantità ogni  $100\text{ m}$  di discesa. Dal momento che tale gradiente **secco-adiabatico** è proporzionale alla differenza delle altezze, uno spostamento verticale dell'unità ( $100\text{ m}$ ) corrisponde sempre alla stessa variazione di temperatura che, di conseguenza, rimane costante con la quota. In modo analogo, anche l'aria umida non satura segue lo stesso gradiente lungo la fase di ascesa, fin tanto il vapore in essa contenuto arriva al livello in cui comincia a condensare. Oltre tale quota, infatti, il calo della temperatura individuato dal gradiente **pseudo-adiabatico** sarà meno marcato e variabile con la quota a seconda di quanto calore latente viene liberato dai processi di condensazione. Considerando il valore che assume il gradiente verticale dell'atmosfera al cui interno si muovono le masse d'aria, si possono avere due equilibri termodinamici, così sintetizzati:

- se il gradiente termico verticale, nei primi due chilometri di altezza di una massa d'aria, oscilla intorno al gradiente dell'adiabatica secca finché la massa rimane secca o umida non satura, o intorno a quello pseudo-adiabatico se è satura, allora il profilo termodinamico è **instabile** e la temperatura della massa d'aria diminuirà seguendo due gradienti: sino al livello di condensazione la sua temperatura calerà di circa  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  ogni  $100\text{ m}$ ; mentre dal momento in cui comincerà a condensare il calo sarà compreso tra i  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  ed i  $0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$  per ogni  $100\text{ m}$  di salita. Si parla, in tal caso, di massa d'aria fredda attiva, cioè in movimento;
- se invece nello strato più basso, inferiore ai  $2\text{ km}$ , il gradiente termico verticale è più piccolo di quello dell'adiabatica secca e oscillante tra  $0.3$  e  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  ogni  $100\text{ m}$  o anche nullo (isotermia) o addirittura invertito (inversione), allora la massa d'aria è **stabile** e si identifica con una massa calda attiva.

L'instabilità di una massa fredda, legata come si è detto all'avere un gradiente secco o pseudo-adiabatico a seconda che abbia raggiunto o meno la saturazione, è legata al fatto che, lasciando la regione di origine in cui è stabile, essa si riscalda dal basso verso l'alto man mano che si muove verso le basse latitudini. Ciò determina, al suo interno, la formazione di moti convettivi che la rendono instabile. Gli alti valori del suo gradiente termico verticale provocano anche la turbolenza che, aggiunta alla convezione, conferisce alle correnti un carattere di estrema irrequietezza che si manifesta con le raffiche di vento. In conseguenza dei moti convettivi, sia termici che dinamici, in una massa d'aria fredda si ha la formazione di nubi a carattere cumuliforme e precipitazioni violente, anche se di breve durata.

Il massimo di nuvolosità (e quindi anche di precipitazioni) si osserva di giorno, quando maggiore è l'effetto di riscaldamento; mentre nelle ore notturne la nuvolosità, che si riduce sulla terraferma a causa dell'irraggiamento, acquista compattezza sul mare a causa della maggiore quantità di calore disponibile e liberato dalla massa d'aria a contatto con la superficie marina ben più calda del suolo. Data la grande turbolenza delle masse fredde attive, difficilmente si formano in esse le nebbie: per questo motivo la visibilità è molto buona nei bassi strati specie in assenza di precipitazioni, mentre in alto, a causa dei prodotti di condensazione del vapore acqueo, è molto ridotta. Per completezza e per avere un'idea dei valori dei gradienti pseudo-adiabatici riferiti all'aria fredda satura, è di seguito riportata una tabella in cui si leggono i gradienti in funzione della quota isobarica di riferimento e della temperatura al suolo.

Quota isobarica (hPa)	Temperatura (°C)						
	-30	-25	-20	-15	-10	-5	0
1000	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6
900	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6
800	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6
650	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6
500	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,5
400	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,5	0,4
250	0,8	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4

*Tabella 1 – Gradiente pseudo-adiabatico (°C/100 m) di una massa d'aria saturo ascendente per diversi valori di pressione e di temperatura al suolo secondo Hann.*

Si può osservare come, per temperature al suolo sempre più elevate, il gradiente pseudo-adiabatico diminuisce più velocemente con la quota, in quanto il maggior contenuto di umidità che può contenere l'aria (vedi paragrafo 5) porta la massa di vapore a raggiungere prima la condensazione che quindi, liberando calore latente di condensazione, attenua il suo raffreddamento legato all'ascesa.

## 5. Il vapore acqueo

L'umidità dell'aria è dovuta, come sappiamo, al vapore acqueo prodotto dalle evaporazioni delle superfici liquide grazie all'azione di riscaldamento operata dalla radiazione solare. Esso si mescola con le molecole dell'aria per diffusione e viene trasportato ovunque dalle correnti atmosferiche. A parità di temperatura e pressione, esso pesa i 5/8 di un uguale volume di aria e pertanto una massa d'aria umida è specificamente più leggera di una uguale massa di aria secca. Come tutti i gas, anche il vapore acqueo possiede una tensione e, di conseguenza, esercita una pressione che è inclusa nella pressione totale esercitata dall'atmosfera. Precisiamo che tale pressione parziale (o tensione di vapore acqueo) è la pressione che il vapore acqueo eserciterebbe se fosse da solo in atmosfera.

La quantità di vapore acqueo che può contenere un volume d'aria non è indefinita, ma è soggetta a dei limiti ben precisi. In particolare, essa dipende dalla temperatura ed è tanto maggiore quanto più alta è la temperatura e tanto minore quanto questa è più bassa: per ogni suo valore esiste quindi un limite massimo che non può essere superato. Perciò, quando una massa d'aria contiene la massima quantità di vapore che gli è consentita, si dice che l'aria è saturo.

Per dare un'approssimazione di quanta umidità può contenere al massimo un blocco d'aria e mostrare come tale quantità vari proprio in funzione della temperatura, è sufficiente confrontare ad esempio i seguenti dati riportati in tabella in cui si fa riferimento al rapporto di mescolanza (**mixing ratio**) espresso in g/kg che ci dice, orientativamente, quanti grammi di acqua può contenere al massimo la massa d'aria in rapporto a un chilogrammo di aria secca:

Temperatura (°C)	-30	-25	-20	-15	-10	-5	0
Mixing ratio (g/kg)	0,4	0,5	0,7	1,2	1,8	2,5	3,7

<b>Temperatura (°C)</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>25</b>	<b>30</b>	<b>35</b>
<b>Mixing ratio (g/kg)</b>	5,4	7,5	10	14	20	26	34

*Tabella 2 – Rapporto di mescolanza in g/kg al variare della temperatura al suolo. Ogni valore è il limite di vapore che può essere contenuto a quella temperatura: oltre tale limite, avviene il rilascio del surplus attraverso le precipitazioni.*

## 6. Caratteristiche conservative delle masse d'aria

Umidità e temperatura, come si è visto, sono gli elementi caratteristici più importanti che possono individuare il tipo di massa d'aria che sta interessando una particolare regione. La variazione, nel tempo, di questi due parametri non intacca le sue proprietà generali che risentono di essa in minima parte. Si possono comunque trovare sempre degli elementi meteorologici che in ogni particella d'aria o in tutta la massa variano col tempo molto lentamente e che rappresentano gli **elementi caratteristici o conservativi** delle masse d'aria stesse, molto importanti per determinare la loro provenienza e il loro stato fisico. Soffermandoci prima sulla temperatura, appare evidente che la meno conservativa di una massa d'aria è quella che si registra negli strati a contatto con il suolo che si riscalda e si raffredda ciclicamente nel corso del giorno a causa degli scambi turbolenti di calore innescati dall'assorbimento, da parte della superficie, della radiazione solare.

Tra le temperature conservative che invece possono darci utili informazioni sul tipo della massa d'aria che ci sta interessando, troviamo in primo luogo la temperatura nella **libera atmosfera**, in quanto alle alte quote non influiscono quei processi legati alla propagazione turbolenta del calore che si innesca invece nei bassi strati, i cui effetti rimangono limitati allo strato limite planetario (PBL). Ecco quindi spiegato il motivo per cui la temperatura a 850 hPa (circa 1500 metri di quota), specie nella stagione invernale, dà una buona indicazione sul tipo di massa d'aria che sta interessando una regione. Se, ad esempio, un nucleo freddo arriva sul Nord Italia e raggiunge a quella quota isobarica valori di -8 °C, tale valore è destinato a rimanere costante nel tempo fino a quando lo stesso nucleo non verrà rimpiazzato da altri più freddi o più caldi: la radiazione solare in arrivo, infatti, non modifica assolutamente la temperatura dell'aria a quella quota e, allo stesso modo, è nulla l'influenza del trasferimento del calore dai bassi strati dell'atmosfera sotto il PBL che, in genere, durante l'inverno raggiunge al massimo i 1000 metri nel caso di atmosfera molto turbolenta. Tra le altre temperature più importanti che si conservano troviamo: la temperatura **potenziale** (per processi adiabatici secchi o umidi non saturi), la temperatura **potenziale-equivalente**, la temperatura **pseudo-potenziale**, la temperatura di **rugia** e la temperatura di **bulbo umido**. Cerchiamo di capirci qualcosa di più.

### 6.1 La temperatura potenziale

La temperatura potenziale è un elemento di confronto molto importante nello studio delle masse d'aria secche o umide non sature. Visto che l'aria salendo si espande e si raffredda e discendendo si comprime e si riscalda, la sua temperatura è legata alla pressione e all'altezza: a seconda del valore assunto da queste due variabili, l'aria possiede una determinata energia termica potenziale. Quindi, per poter confrontare diverse masse d'aria situate a differenti livelli di pressione o di altezza, è necessario conoscere le loro temperature potenziali. Per definizione, la **temperatura potenziale  $\theta$**  s'intende la temperatura che ha una massa d'aria quando viene portata adiabaticamente al livello di 1000 hPa e la sua espressione analitica è data dall'equazione di Poisson:

$$\theta = T (1000/p)^{0.2884}$$

dove  $T$  è la temperatura della massa d'aria [in  $K$ ,  $T(K) = 273 + t (^{\circ}C)$ ],  $p$  è la pressione (in  $hPa$ ) alla quota a cui si trova e l'esponente deriva dal rapporto tra la costante dei gas  $R$  e il calore specifico a pressione costante  $c_p$  dell'aria secca.

**Esempio** – Se, come può accadere in inverno, una massa d'aria secca situata a  $850 hPa$  ha una temperatura di  $-8 ^{\circ}C$ , la sua temperatura potenziale è data da:

$$\theta = (273 - 8)(1000/850)^{0.2884} = 278 K = 5 ^{\circ}C$$

Questa è la temperatura che la massa d'aria avrebbe se fosse trasportata adiabaticamente (cioè muovendosi lungo un'adiabatica secca) alla quota di  $1000 hPa$ . Come detto, il calcolo di questa temperatura ci permette anche un confronto diretto tra masse d'aria che si trovano a quote isobariche diverse, per stabilire quale sia più fredda. Supponiamo allora di considerare anche una massa d'aria secca che si trova a  $500 hPa$  (circa  $5500$  metri) con una temperatura di  $-35 ^{\circ}C$  e vediamo se questo blocco è più o meno freddo di quello appena analizzato. La temperatura potenziale di questa nuova massa d'aria è:

$$\theta = (273 - 35)(1000/500)^{0.2884} = 291 K = 18 ^{\circ}C$$

Ciò significa che, se trasportiamo con un moto adiabatico le due masse d'aria dalle quote in cui si trovano inizialmente con quelle temperature fino alla quota isobarica di  $1000 hPa$ , prossima al livello del mare, scopriamo che la massa d'aria che si trova a  $500 hPa$  è potenzialmente più calda di quella che si trova a  $850 hPa$ . La temperatura potenziale dell'aria secca o umida non satura ascendente rimane costante con l'altezza, quindi ne è un elemento caratteristico e conservativo: muovendosi lungo l'adiabatica secca la massa d'aria manterrà su tutti i punti della curva la stessa temperatura potenziale.

## 6.2 La temperatura potenziale-equivalente

Mentre la temperatura potenziale per l'aria secca o umida non satura ascendente è costante con l'altezza, essa non lo è per l'aria satura. Nella sua fase ascendente, per effetto del raffreddamento dinamico, si arriva alla condensazione del vapore acqueo e alla liberazione del calore latente di condensazione che determina un aumento di temperatura dell'aria satura ascendente e quindi anche della sua temperatura potenziale. Nella fase di discesa, invece, se l'aria è libera da prodotti di condensazione (gocce d'acqua) essa si riscalda dinamicamente e, divenendo umida non satura, seguirà l'adiabatica secca. Deduciamo allora che la temperatura potenziale per l'aria satura non è un elemento conservativo. Per questo motivo è necessario trovare allora una particolare temperatura che rimanga invariata con l'altezza anche per l'aria satura ascendente, cioè che rimanga costante nei processi pseudo-adiabatici. A tale scopo, alla temperatura  $T$  dell'aria satura ascendente si deve aggiungere l'aumento di temperatura  $\Delta T$  dovuto alla liberazione del calore latente di condensazione. La somma di questi due termini è proprio la **temperatura equivalente**:

$$T_e = T + \Delta T$$

Per sapere quanto vale  $\Delta T$  basta ricordare che nella condensazione di  $1 g$  di vapore acqueo, il processo libera un calore di circa  $2537$  joule che sono sufficienti a riscaldare  $1 kg$  di aria secca di un incremento pari a:



$$\Delta T = 2537/1004 \cong 2.5 \text{ } ^\circ\text{C}$$

essendo  $c_p = 1004 \text{ J/(K kg)}$  il calore specifico a pressione costante dell'aria secca. Se 1 kg di aria contiene  $q$  grammi di vapore, si ha che la variazione di temperatura dipenderà anche dal contenuto di vapore presente nella massa d'aria, e quindi possiamo scrivere:

$$\Delta T = 2.5 q$$

essendo  $q$  l'umidità specifica espressa in  $g/kg$ . Quindi la temperatura equivalente sarà data da:

$$T_{eq} = T + 2.5 q$$

e cioè sarà quella temperatura che assumerebbe una massa d'aria satura se ricevesse tutto il calore latente di condensazione liberato nel passaggio di stato da gas a liquido. Nel caso poi che il vapore acqueo non solo condensi, ma anche solidifichi, il calore latente che si libera è questa volta di circa 2876 joule e pertanto, dividendo questo valore per lo stesso calore specifico a pressione costante dell'aria secca, avremo  $\Delta T = 2.9 q$ . A questo punto, per trovare la temperatura **potenziale-equivalente**, basta portare  $T_{eq}$  con un processo adiabatico al livello di 1000 hPa. In analogia con la temperatura potenziale vista in precedenza, l'espressione è sempre data dall'equazione di Poisson adattata al caso:

$$\theta_{eq} = T (1000/p)^{0.2884} + \Delta T (1000/p)^{0.2884}$$

**Esempio** – La temperatura di una massa d'aria satura è  $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ , la sua umidità specifica è di  $1.5 \text{ g/kg}$  e si trova alla quota isobarica di 850 hPa. Se viene portata adiabaticamente a 1000 hPa, essa avrà una temperatura potenziale-equivalente di:

$$\theta_{eq} = 273 (1000/850)^{0.2884} + (2.5 \cdot 1.5) (1000/850)^{0.2884} = 286 + 4 = 290 \text{ K} = 17 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Questa temperatura sarebbe quella che raggiungerebbe la massa d'aria se tutta l'umidità presente, pari a  $q = 1.5 \text{ g/kg}$ , condensasse. Come si può notare, l'apporto è pari a  $\Delta T = 4 \text{ K} = 4 \text{ } ^\circ\text{C}$

### 6.3 La temperatura pseudo-potenziale

Abbiamo appurato che la temperatura potenziale-equivalente è un elemento caratteristico e conservativo per l'aria satura e che quindi rimane costante per tutti i processi umido-adiabatici. Ciononostante, si usa di più la **temperatura pseudo-potenziale**  $\theta'_{eq}$  che differisce di poco da quella potenziale ma rispecchia più fedelmente ciò che avviene in atmosfera. Un processo si dice pseudo-adiabatico quando nel movimento ascendente di una massa d'aria satura il vapore acqueo, che si condensa, precipita durante la condensazione. Quindi la temperatura pseudo-potenziale è **la temperatura che avrebbe una massa d'aria se tutto il suo vapore condensasse e, dopo la liberazione del calore latente di condensazione, precipitasse e venisse infine abbassata al livello di 1000 hPa**. Con la precipitazione si arriverebbe quindi ad avere una massa d'aria non più

satura, che arriverebbe al suolo muovendosi lungo d'adiabatica secca e aumentando la propria temperatura di circa 1 °C ogni 100 m dopo aver inglobato, nel suo bilancio, anche l'incremento termico proveniente dal calore latente.

## 6.4 La temperatura di rugiada

La temperatura di rugiada  $T_{dw}$ , cioè la temperatura alla quale una massa d'aria umida diventa satura raffreddandola a pressione costante, è conservativa per variazioni di temperatura purché non abbiano luogo né evaporazione e né condensazione e la pressione rimanga costante. Esprimendo la tensione del vapore acqueo "e" in hPa, la sua espressione analitica è data da:

$$T_{dw} = 273.15 + (237.3 \cdot \log A) / (7.5 - \log A) \quad \text{essendo} \quad A = e / 6.1078$$

dove 237.3 e 7.5 sono due costanti.

## 6.5 La temperatura di bulbo umido

La temperatura di bulbo umido  $T_w$ , che è ottenuta dal valore letto in un termometro mantenuto con il bulbo bagnato e con sufficiente ventilazione, rimane invariata nei processi di evaporazione e di condensazione a pressione costante. Il termometro misura la temperatura dell'acqua a contatto con l'aria che è diversa da quella segnata dal normale termometro, nel caso che l'aria non sia satura. Infatti, l'acqua che evapora cadendo, ad esempio, in un'atmosfera non satura raffredda l'aria stessa a causa del calore richiesto per l'evaporazione (calore latente) che viene sottratto all'ambiente. La temperatura di bulbo umido, quindi, è la temperatura più bassa alla quale può essere raffreddata l'aria facendo evaporare in essa dell'acqua fornita dall'esterno, a pressione costante. Alla saturazione, la temperatura dell'aria  $T$ , quella del bulbo umido  $T_w$  e quella di rugiada  $T_{dw}$  sono uguali, altrimenti vale la relazione:

$$T < T_w < T_{dw}$$

## 6.6 L'umidità

Passando ad analizzare gli aspetti conservativi dell'umidità, quella più rappresentativa è l'**umidità specifica**, definita come il peso del vapore acqueo contenuto nell'unità di peso dell'aria umida. Si esprime in grammi di vapore acqueo per chilogrammo di aria secca e, formalmente, è data da:

$$q = (0.622 e) / p$$

dove 0.622 è il rapporto tra il peso molecolare dell'aria umida ( $M_v = 18.0016$  g) e dell'aria secca ( $M_s = 28.97$  g),  $e$  è la pressione parziale esercitata dal vapore acqueo (tensione di vapore) e  $p$  è la pressione atmosferica. Essendo espressa in g/kg, si intuisce facilmente che è indipendente dalle variazioni di volume che dipendono dalla temperatura e quindi essa rappresenta un elemento conservativo delle masse d'aria finché non subentra l'evaporazione o la condensazione. L'**umidità relativa**, invece, è definita come il rapporto tra la tensione di vapore "e" contenuta in una massa d'aria a una determinata temperatura e la tensione massima "E" che potrebbe avere a quella temperatura se il vapore venisse portato a saturazione. Per evitare cifre decimali, il rapporto è espresso in percentuale ed è dato da:

$$U = (e/E) \cdot 100$$

L'umidità relativa non è rappresentativa di una massa d'aria in quanto, come si è potuto apprendere dalla definizione, varia con la temperatura. In certi casi, però, può essere utile per individuare le masse d'aria in determinate regioni. Per esempio, sull'Oceano Atlantico l'umidità relativa serve molto bene a delimitare l'aria tropicale umida dall'aria polare più secca, come l'aria artica si distingue da quella polare continentale che, a causa del raffreddamento, ha quasi raggiunto lo stato di saturazione per la sua ridotta umidità relativa.

## 7. Valori medi di alcuni parametri conservativi delle principali masse d'aria fredda

Dopo aver descritto le proprietà termodinamiche conservative che possono dare utili indicazioni sulla natura delle masse d'aria in arrivo su una regione, riportiamo alcuni valori medi caratteristici di alcuni elementi meteorologici appena trattati e relativi alla stagione invernale. Ci soffermeremo, soprattutto, ad approfondire queste caratteristiche per le masse d'aria fredde attive (artica e polare fredda) in azione sulle regioni centrali europee e italiane, tendendo presente che i valori riportati per l'Europa possono essere estesi anche all'Italia settentrionale e quelli dell'Italia centrale anche al Sud e alle Isole. Nelle tabelle seguenti sono riportate: temperatura  $T$  in  $^{\circ}\text{C}$ , umidità relativa in percentuale  $U$  considerata costante per tutte le altezze, pressione  $P$  in  $hPa$ , temperatura potenziale-equivalente  $\theta_{eq}$  in  $^{\circ}\text{C}$ , temperatura pseudo-potenziale  $\theta'_{eq}$  in  $^{\circ}\text{C}$  e, infine, umidità specifica  $Q$  in  $g/kg$ .

### Valori medi dell'aria artica

Quota (m)	EUROPA CENTRALE					
	$T$	$U$	$P$	$\theta_{eq}$	$\theta'_{eq}$	$Q$
0	-1,7	83,5	1007,3	4,9	5,9	2,7
1000	-9,5	83,5	886,5	4,6	5,3	1,7
2000	-17,2	83,5	777,3	4,8	5,5	1,2
3000	-25	83,5	678,6	5,8	6,5	0,6
4000	-32,8	83,5	589,9	7,6	8,1	0,3
5000	-40,6	83,5	510,5	9,8	10	0,2

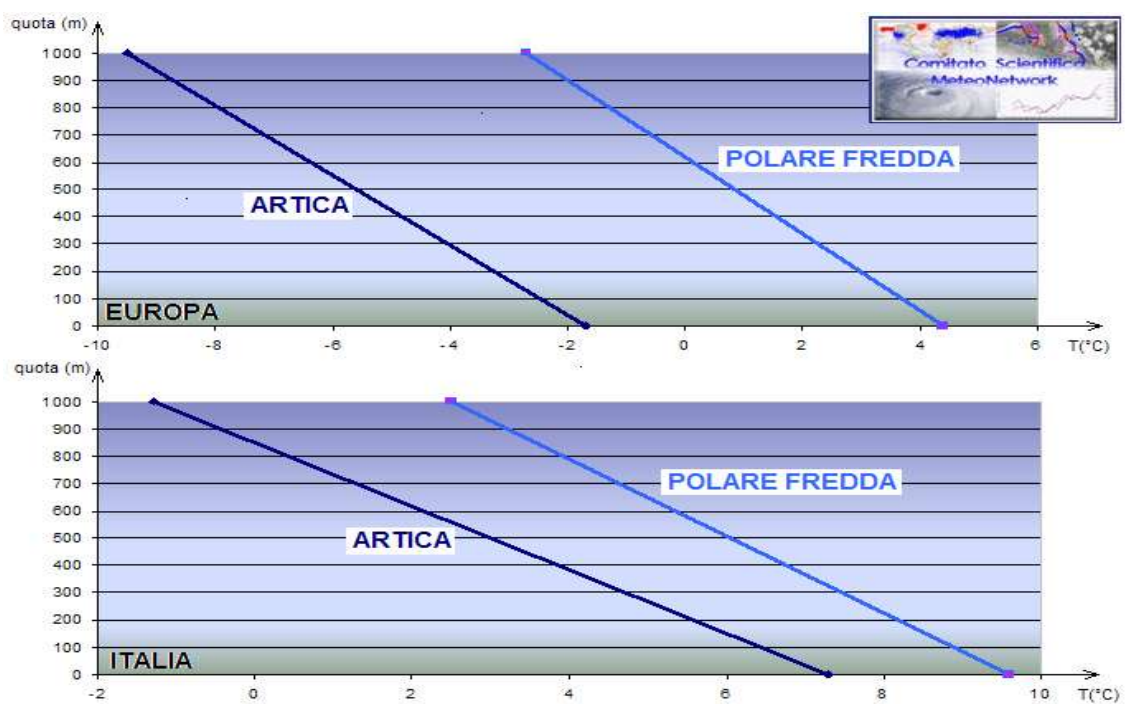
Quota (m)	ITALIA CENTRALE					
	$T$	$U$	$P$	$\theta_{eq}$	$\theta'_{eq}$	$Q$
0	7,3	49,1	1013,3	12,9	13,5	2,9
1000	-1,3	49,1	893,1	12,6	13,5	1,9
2000	-9,1	49,1	784,2	13,4	13,9	1,3
3000	-16,8	49,1	686,1	14,8	15	0,7
4000	-24,5	49,1	598,1	16,7	16,7	0,4
5000	-32,3	49,1	519,5	18,9	18,6	0,2

*Valori medi dell'aria polare fredda*

Quota (m)	EUROPA CENTRALE					
	$T$	$U$	$P$	$\theta_{eq}$	$\theta'_{eq}$	$Q$
0	4,4	84	1007,7	14,7	15,9	4,4
1000	-2,7	84	889,7	14,2	15,1	3
2000	-9,9	84	782,7	14,6	15,3	1,9
3000	-17	84	686,8	15,9	16,5	1,2
4000	-24,1	84	599,3	17,8	18,2	0,8
5000	-31,3	84	521,4	20,1	20,4	0,4

Quota (m)	ITALIA CENTRALE					
	$T$	$U$	$P$	$\theta_{eq}$	$\theta'_{eq}$	$Q$
0	9,6	61,2	1013,3	19,6	21,1	4,4
1000	2,5	61,2	894,9	19,5	20,6	3
2000	-4,6	61,2	787,2	20,1	21,1	2,1
3000	-8,4	61,2	690,4	21,6	21,6	1,4
4000	-14,9	61,2	603,3	23,8	23,6	0,9
5000	-26	61,2	525,5	26,6	26	0,6

*Tabella 3-6 – Valori riepilogativi dei valori di alcuni parametri per l'aria artica e polare fredda sull'Europa Centrale e sull'Italia.*



*Figura 1 – Andamento della temperatura dell'aria artica e polare fredda, nei primi 1000 metri di quota, sull'Europa Centrale e sull'Italia.*

Da un primo confronto fra i dati al suolo, dalla figura 1 risulta che l'aria artica che raggiunge l'Italia Centrale è dai 5 agli 8 °C più calda di quella dell'Europa Centrale, mentre per quella polare fredda questa differenza scende a 4-6 °C. Da un confronto diretto dell'andamento medio di temperatura per i primi 1000 metri di quota si può apprezzare, dal grafico, il diverso profilo termodinamico delle due masse d'aria a seconda che stazionino sull'Europa Centrale o sull'Italia. Nel primo caso, infatti, i due profili relativi all'aria artica e all'aria polare fredda mantengono all'incirca la stessa inclinazione mentre in Italia si nota, nei primi 1000 metri, una diminuzione più accentuata della temperatura con la quota per le masse d'aria di estrazione artica. Questo fatto è inequivocabilmente legato all'ulteriore riscaldamento nei bassi strati a cui va incontro questo tipo di massa d'aria una volta giunta a contatto con la superficie del Mediterraneo che, essendo ben più calda, è responsabile anche dell'ulteriore grado di instabilità che viene conferito alla colonna atmosferica. Questo comportamento appare meno evidente, invece, nel caso dell'aria polare fredda avendo già questa, di per sé, subito un riscaldamento nei bassi strati nella sua zona di origine.

## 8. Aria fredda ed altezza di geopotenziale

La forza di gravità, come è ben noto, è distribuita nello spazio in modo tale che in ogni punto assume un determinato valore. In meteorologia, il geopotenziale è espresso mediante quell'energia che possiede una massa d'aria unitaria in un punto rispetto al livello del mare. Quindi il geopotenziale in un punto qualunque dello spazio è uguale al lavoro che si dovrebbe compiere contro la forza di gravità per innalzare 1 kg di aria dal livello del mare sino al punto in questione. Le superfici di uguale potenziale di gravità si chiamano superfici equipotenziali o semplicemente **superfici di livello**. Se, infatti, una massa d'aria si sposta su una stessa superficie di livello non fa alcun lavoro per vincere la forza di gravità, mentre se lo spostamento avviene tra una superficie e un'altra è necessario un lavoro contro la forza di gravità, indipendentemente dalla strada percorsa dalla massa d'aria per raggiungere tale superficie: in questo senso, quindi, il geopotenziale è una grandezza **conservativa**.

Poiché l'accelerazione di gravità  $g$ , diretta verso il centro della Terra, varia con la latitudine geografica aumentando dall'equatore verso i poli, le superfici di livello dell'atmosfera presentano un'inclinazione rispetto al livello del mare, maggiore ai poli e minore all'equatore. Per ricavare l'espressione del geopotenziale, consideriamo un'altezza infinitesima  $dz$ . Il lavoro per unità di massa è dato da:

$$dH = g \cdot dz \quad \text{da cui ricavo} \quad g = dH / dz$$

ovvero l'accelerazione  $g$  è uguale al gradiente del geopotenziale. Per questo motivo, tale accelerazione in un punto dell'atmosfera è perpendicolare alla superficie di livello passante per quel punto. Dato che il gradiente del geopotenziale forma un angolo molto piccolo con il gradiente barico totale, le superfici di livello e le superfici isobariche sono leggermente inclinate tra di loro. Nel caso di atmosfera in quiete, il gradiente di geopotenziale e il gradiente barico in un punto comune alle due superfici sono coincidenti e così pure le superfici isopotenziali e quelle isobariche. Integrando l'altezza infinitesima  $dH$  tra due strati 1 e 2 dell'atmosfera di altezza rispettivamente  $z_1$  e  $z_2$  si ha:

$$H_2 - H_1 = g (z_2 - z_1)$$

Questa espressione mi dà la differenza di altezza geopotenziale su una distanza finita tra due punti e

le rispettive altezze, in cui si considera approssimativamente  $g$  costante con l'altezza. Tale differenza, però, dipende esclusivamente dalle condizioni termodinamiche della massa d'aria. Se, infatti, siamo in presenza di aria calda, lo spessore  $H_2 - H_1$  sarà maggiore rispetto allo spessore di una massa fredda visto che l'aria calda, più leggera, tende a espandersi e quindi dilatare la differenza di altezza di geopotenziale mentre l'aria fredda, più pesante, tende a comprimerla. In virtù di ciò, quindi, è lecito aspettarsi che la differenza  $H_2 - H_1$  dipenderà dalla temperatura media dello strato atmosferico compreso tra le due quote considerate e dalla rispettiva pressione atmosferica  $p_2$  e  $p_1$ . Senza entrare nei dettagli del calcolo, l'espressione che mette in relazione le altezze di geopotenziale con la temperatura dello strato e la pressione è chiamata **equazione ipsometrica** che analiticamente vale:

$$g(z_2 - z_1) = R T \ln(p_1/p_2) \quad \text{con } p_1 > p_2$$

dando a ciascuna variabile il significato che ormai conosciamo. Questa equazione ci permette di calcolare la quota, in metri, di uno strato se si conoscono la differenza di pressione tra la superficie superiore e quella inferiore e la temperatura media dello strato. Inoltre, grazie a questa espressione, possiamo ben comprendere come a masse d'aria fredda corrispondano valori di altezza di geopotenziale più bassi, viceversa per l'aria calda. Per chiarire ulteriormente il concetto, facciamo un esempio.

**Esempio** – Consideriamo uno strato di atmosfera compreso tra due livelli a pressione  $p_1 = 1000 \text{ hPa}$  e  $p_2 = 500 \text{ hPa}$  in due punti diversi (a) e (b) della superficie terrestre (si veda la figura 2). Supponiamo che nel punto (a) la colonna d'aria sia fredda e che la temperatura media dello strato sia di  $-30 \text{ }^\circ\text{C}$ , mentre nel punto (b) la colonna sia calda e la sua temperatura media sia di  $8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Calcoliamo lo spessore dello strato  $1000 - 500$  nei due punti (a) e (b).

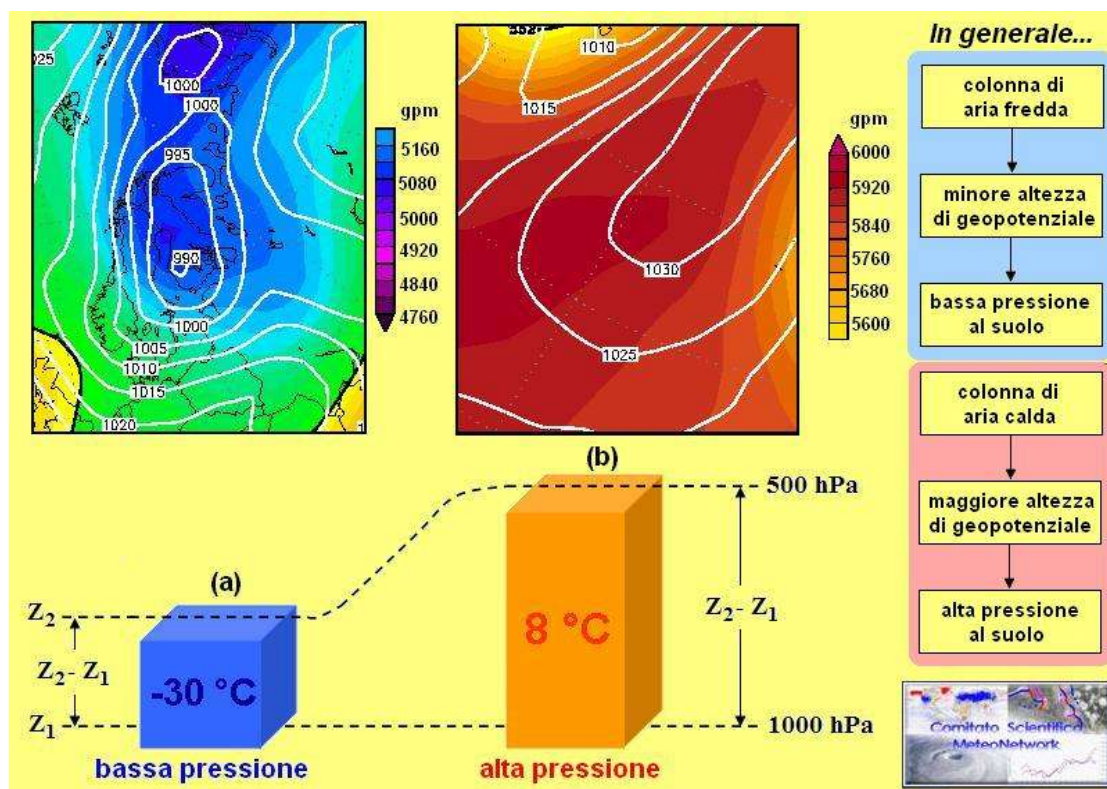


Figura 2 – Altezza di geopotenziale e temperatura: la relazione tra questi due parametri è data dall'equazione ipsometrica.

Ricorrendo all'equazione ipsometrica scritta prima, si ricava subito che lo spessore ( $z_2 - z_1$ ) è dato da:

$$z_2 - z_1 = (R_d T)/g \ln (p_1/p_2) \quad \text{con } p_1 = 1000 \text{ hPa e } p_2 = 500 \text{ hPa}$$

- Nel punto (a) si ottiene:  $z_2 - z_1 = [287(273 - 30)]/9.8 \cdot \ln(1000/500) \cong 4933 \text{ m}$
- Nel punto (b) si ottiene:  $z_2 - z_1 = [287(273 + 8)]/9.8 \cdot \ln(1000/500) \cong 5704 \text{ m}$

Come si può vedere, dove la temperatura della colonna è mediamente più bassa lo spessore della colonna d'aria è minore rispetto a dove la temperatura della colonna è mediamente più alta: conoscere quindi lo spessore dello strato isobarico (1000 – 500) hPa equivale a conoscere le zone dove sono presenti masse di aria fredda e masse di aria calda.

Vogliamo adesso descrivere le singole masse d'aria, prendendo in considerazione i loro luoghi di origine, le loro vicissitudini e i vari fenomeni meteorologici che l'accompagnano.

## 9. Aria artica (A)

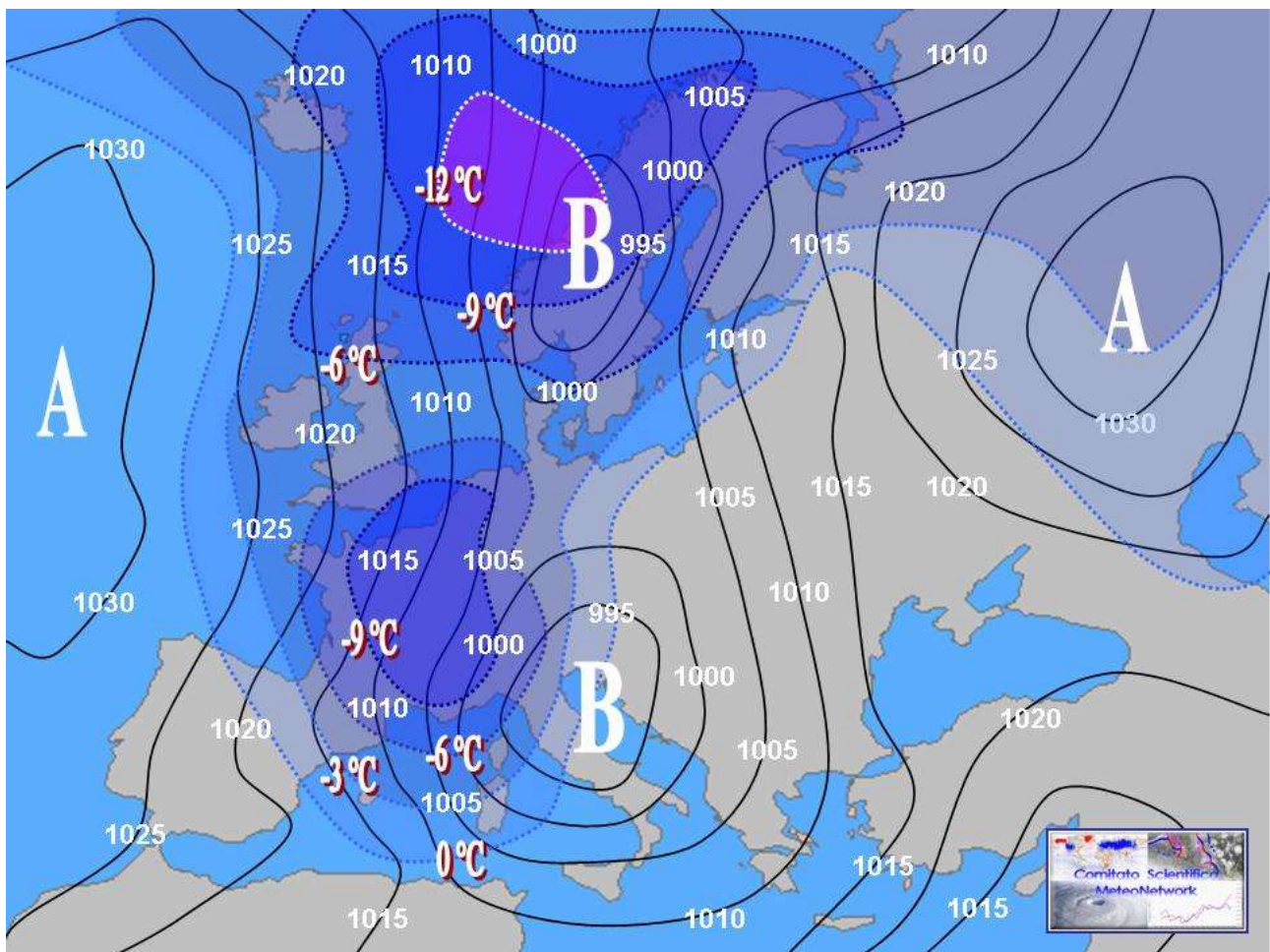
L'aria artica si forma sulle calotte polari e sugli anticicloni invernali che interessano i continenti delle alte latitudini. Si presenta come un enorme blocco d'aria, il cui livello superiore raggiunge, ai poli, la tropopausa (circa 10 km di altezza) e diminuisce gradatamente in altezza man mano che ci spostiamo verso le latitudini medie. L'irruzione dell'aria artica alle latitudini temperate avviene a ondate e porta temperature molto basse: d'inverno raggiunge anche le coste settentrionali dell'Africa, mentre d'estate si limita alle latitudini polari, oltre il 70° parallelo. In Europa, lo spessore dell'aria artica oscilla entro limiti abbastanza ampi di altezza, a seconda che sia **marittima** o **continentale**: la prima raggiunge i 3-5 km ed oltre riuscendo così a passare la catena alpina, mentre quella continentale ha uno spessore minore, di circa 2-3 km. Quanto più l'aria artica si spinge verso sud, tanto più si dilata in senso orizzontale e il suo spessore diminuisce a tal punto da arrivare alle latitudini nord-africane in uno stato quasi inattivo. Nei suoi luoghi di origine, questa massa d'aria è stabile, in quanto si forma per raffreddamento degli strati sottostanti, mentre durante il suo cammino verso sud diventa instabile per riscaldamento dal basso e, al suo arrivo nell'Europa Centrale e nel Mediterraneo, presenta tutte le caratteristiche di un'aria molto instabile. A seconda poi che sia marittima o continentale, l'aria l'artica presenta altre proprietà differenti.

### 9.1 Aria artica marittima (mA)

Una situazione barica favorevole all'afflusso di aria artica marittima verso l'Europa e il Mediterraneo è data dalla presenza di un anticiclone sulla Groenlandia o tra questa e l'Islanda che, nella maggior parte dei casi, forma un'unica struttura anticiclonica di blocco con l'alta pressione delle Azzorre. Con tale configurazione barica, l'irruzione verso sud dell'aria artica marittima è accompagnata da intensi venti, a raffiche, provenienti da N o NW. Considerando il suo notevole spessore (3-5 km), essa riesce ad attraversare spesso le Alpi irrompendo con violenza sull'Italia e il Mediterraneo. Nel caso ciò non avvenisse, l'aria artica marittima entra attraverso il Golfo del Leone o dal Golfo di Trieste, soprattutto nel caso in cui la struttura anticiclonica sviluppata lungo i meridiani è presente in Oceano Atlantico allunghi una sua propaggine verso l'Europa Centrale. L'aria artica marittima presenta, nei campi meteorologici, i seguenti valori:

- temperatura in genere molto bassa (-6/-8 °C a 850 hPa);
- gradiente termico verticale intorno a 0.8 °C/100 m;

- umidità relativa alta, in media dell'80%;
- umidità specifica bassa e generalmente inferiore ai 5 g/kg;
- tendenze barometriche: in calo prima del suo arrivo, poi in aumento;
- venti forti settentrionali, in prevalenza da N e NW;
- nubi caratteristiche: cumuli, cumulonembi, altocumuli e cirrocumuli;
- precipitazioni: generalmente violente, con temporali in estate e nevicate, anche sotto forma di rovescio, in inverno. Sul mare i temporali possono aversi anche nella stagione fredda;
- visibilità: in diminuzione con precipitazioni in atto, altrimenti ottima oltre i 50 km.



*Figura 3 – Configurazione barica che permette l'arrivo di aria artica marittima sull'Italia ed il Mediterraneo*

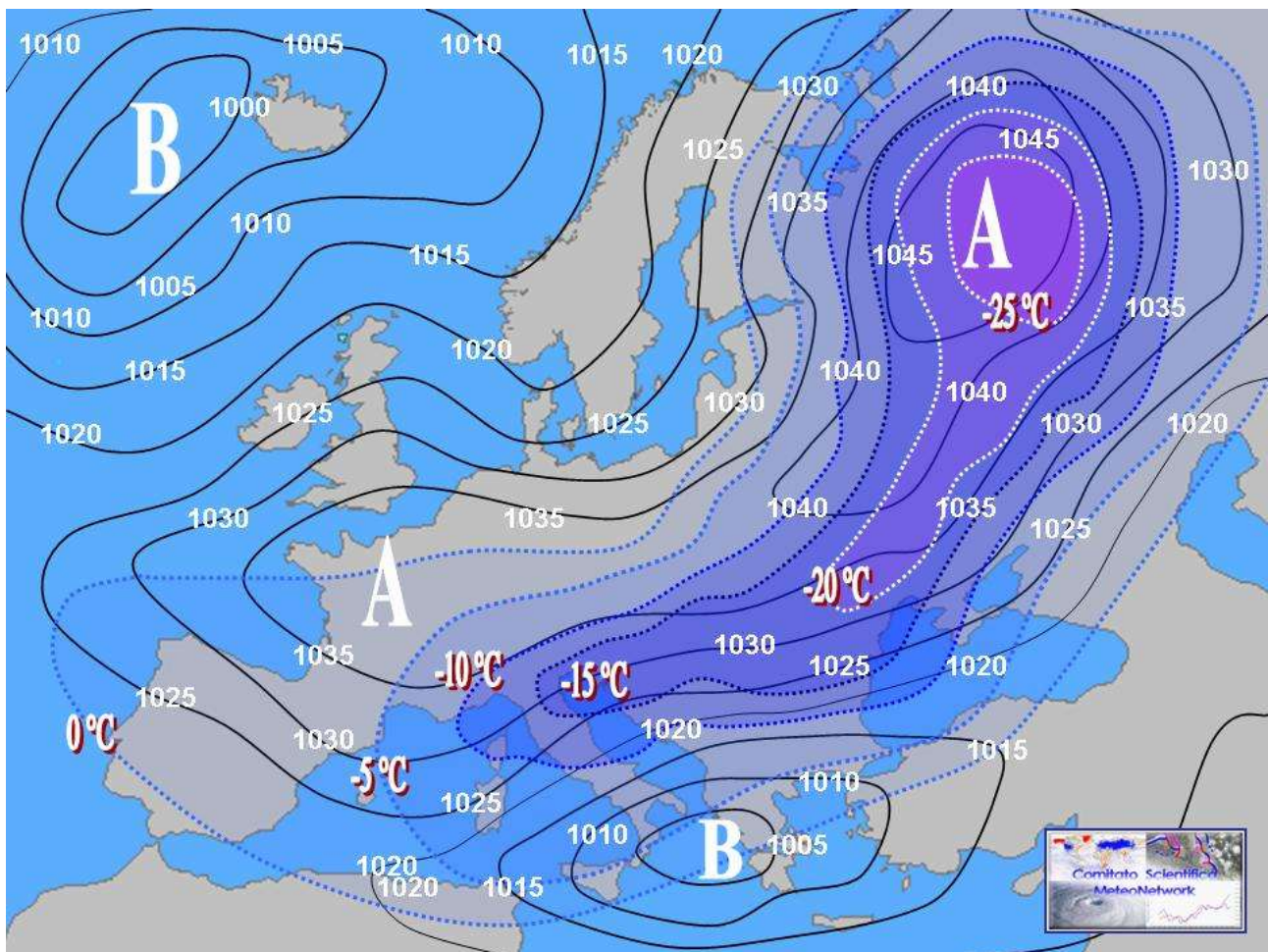
## 9.2 Aria artica continentale (cA)

L'aria artica continentale è spinta verso le nostre latitudini dall'anticiclone termico russo-siberiano con venti forti e impetuosi provenienti da NE. Dato il suo piccolo spessore (2-3 km), difficilmente scavalca le Alpi e quindi irrompe sull'Italia e il Mediterraneo attraverso l'Alto Adriatico. Quando il suddetto anticiclone si protende sotto forma di promontorio sulla penisola balcanica, l'aria artica si porta soprattutto sul Medio e Basso Adriatico attraverso le Alpi Dinariche e la Dalmazia. Presenta i seguenti valori nei vari campi meteorologici:

- temperatura ancora più bassa dell'aria artica marittima (-12/-14 °C a 850 hPa sul Nord-Est);
- gradiente termico verticale in genere più alto di 0.8 °C/100 m;



- umidità relativa meno elevata di quella dell'aria marittima;
- umidità specifica sempre inferiore ai 5 g/kg;
- tendenze barometriche: in aumento;
- venti in prevalenza da NE e da E molto forti e violenti, specie sul Golfo di Trieste (bora) e su quello di Genova (grecale limpido);
- nubi caratteristiche: cumuli di bel tempo, cumuli imponenti senza cappa, stratocumuli ondulati;
- precipitazioni: scarse a causa della poca umidità e caratterizzate da leggere nevicite;
- visibilità: ottima, da 30 a 50 km.



*Figura 4 – Configurazione barica che permette l'arrivo di aria artica continentale sull'Italia ed il Mediterraneo*

## 10. Aria polare o intermedia (P)

L'aria polare si forma negli anticicloni delle latitudini medie e può essere considerata come la trasformazione dell'aria artica e quindi con caratteristiche fredde o come la trasformazione dell'aria tropicale e quindi con caratteristiche calde. Interessandoci solo alle prime, ci limitiamo ad analizzarla in base al fatto che, a seconda delle sue origini e del cammino intrapreso, può anch'essa dividersi in marittima o continentale.

### 10.1 Aria polare o intermedia marittima fredda (mPk)

Il suo afflusso è collegato all'anticiclone situato ad occidente delle Isole Britanniche e giunge in

Europa e nel Mediterraneo con venti da nord-ovest. L'irruzione di questa massa d'aria, tuttavia, è più frequente nella stagione estiva quando è ben più attiva dal punto di vista dinamico, quando un calo di pressione sull'Europa Centrale determina il scivolamento verso sud-est dalle zone comprese tra il 50° e il 60° di latitudine nord. Il suo spessore verticale è di 3-6 km e presenta una stratificazione umido-labile sino all'altezza di 3-5 km, per cui è apportatrice di nubi temporalesche e di copiosi rovesci. I valori caratteristici degli elementi meteorologici che accompagnano questa massa d'aria sono:

- temperatura: in diminuzione d'estate ed incerta d'inverno. In questa stagione (a cui fa riferimento la figura 5), se l'aria riesce a smuovere lo strato di inversione presente al suolo, può portare un lieve aumento della temperatura;
- gradiente termico verticale intorno ai 0.7 °C/100 m;
- umidità relativa intorno al 50% e molto variabile durante il giorno;
- umidità specifica: 5 g/kg in inverno e 7.5 g/kg in estate;
- tendenze barometriche in aumento con numerose e rapide variazioni;
- venti forti a raffiche da nord e nord-ovest;
- nubi caratteristiche: cumuli imponenti e cumulonembi;
- precipitazioni: temporali e forti rovesci di pioggia, grandinate nella stagione estiva
- visibilità in diminuzione in caso di precipitazioni, altrimenti compresa tra 20 e 50 km.

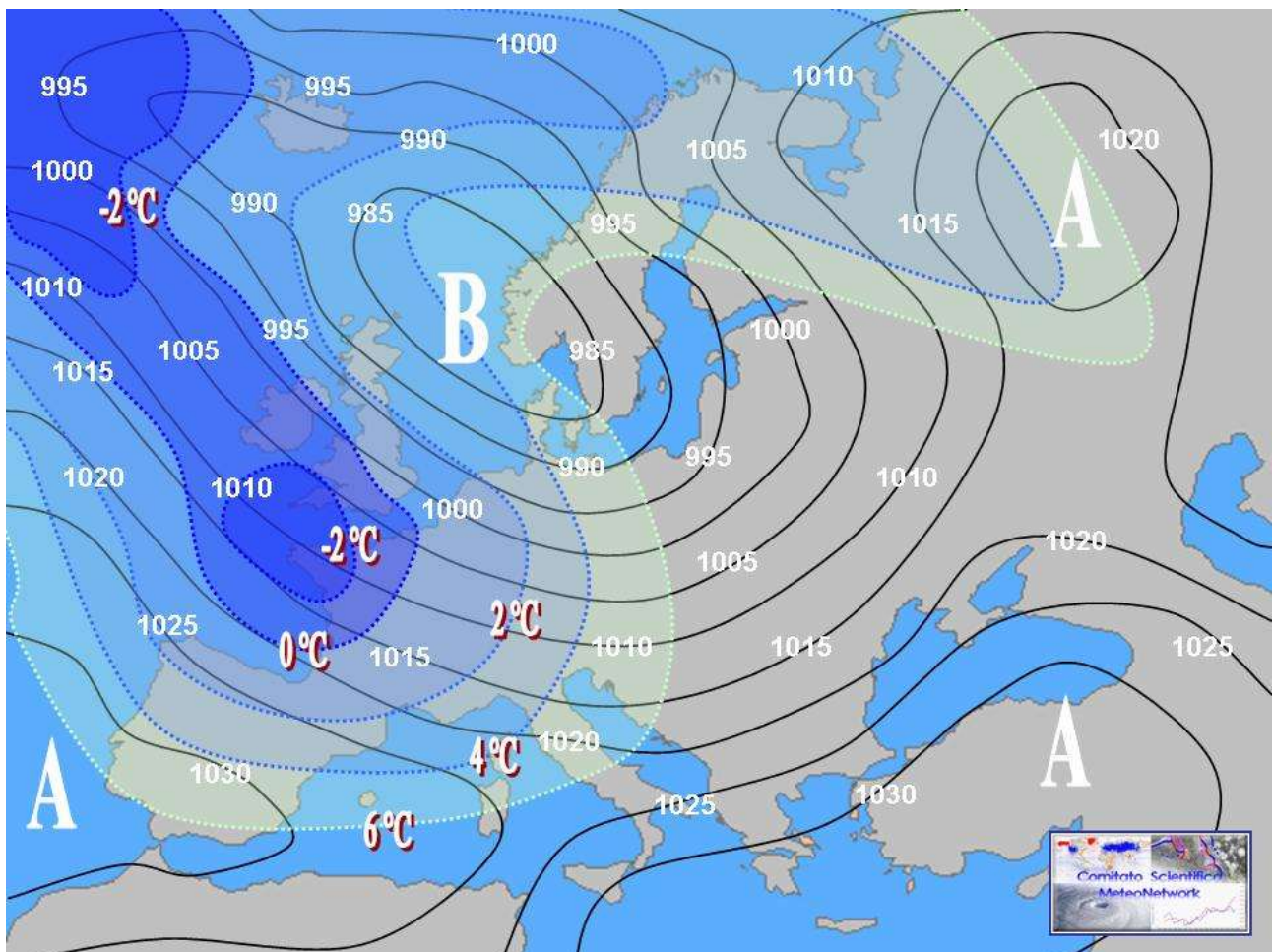
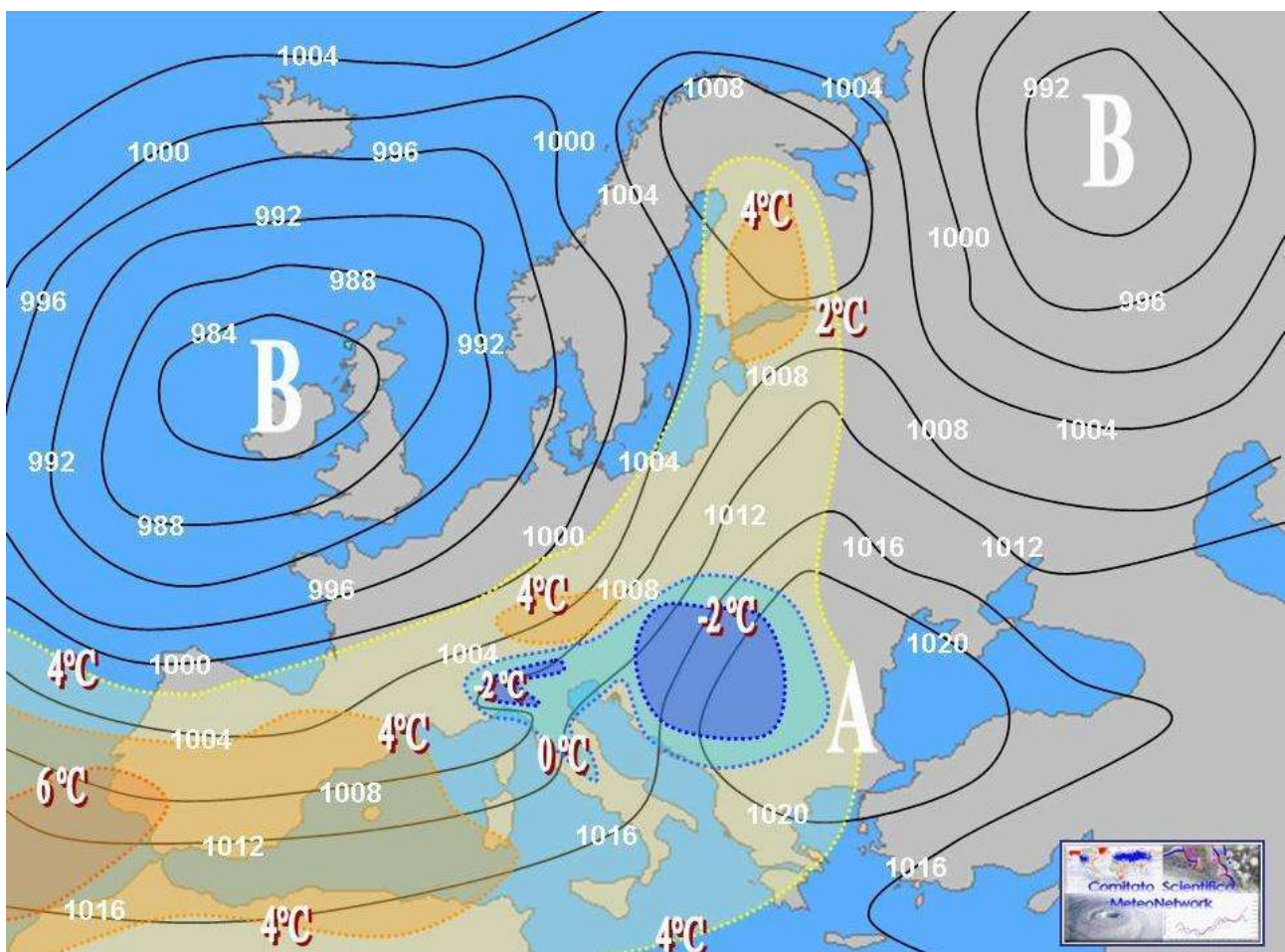


Figura 5 – Configurazione barica che permette l'arrivo di aria polare marittima fredda sull'Italia ed il Mediterraneo

## 10.2 Aria polare o intermedia marittima calda (mPw)

Si forma per trasformazione dell'aria polare marittima fredda che ha sostato a lungo in oceano lungo i margini settentrionali dell'anticiclone subtropicale e pertanto viene incanalata verso il Mediterraneo e l'Italia con venti da ovest o da sud-ovest. Presenta una stratificazione stabile e la sua differenza con l'aria polare marittima fredda, nei singoli campi meteorologici, è molto piccola. In particolare, si possono fare le seguenti osservazioni:

- temperatura in aumento d'inverno (a cui si riferisce la figura 6), in diminuzione d'estate;
- gradiente termico verticale variabile tra 0.5 e 0.6 °C/100 m;
- umidità specifica: 6 g/kg in inverno, tra 8 e 9 g/kg in estate;
- tendenze barometriche in diminuzione;
- venti in prevalenza occidentali tra ovest e sud-ovest;
- nubi caratteristiche: strati e stratocumuli;
- precipitazioni: piogge sulla costa, nevicate abbondanti sui rilievi. Neve in pianura a seguito del ristagno di aria fredda nei bassi strati chiusi da valli e conche.
- visibilità: in diminuzione in caso di precipitazioni o con nebbie e foschie da avvezione.



*Figura 6 – Configurazione barica che permette l'arrivo di aria polare marittima calda sull'Italia ed il Mediterraneo occidentale. In questa occasione sono tipiche le nevicate da addolcimento sulla Pianura Padana centro-occidentale in seguito ad una irruzione di aria artica continentale: si noti, a tal proposito, la presenza di una sacca fredda a ridosso della catena alpina del nord-ovest.*

### 10.3 Aria polare o intermedia continentale fredda (cPk)

D'inverno, i luoghi di formazione sono gli estesi anticicloni della Siberia e dell'Europa Orientale che hanno generalmente una lunga durata e si rigenerano continuamente per l'afflusso, in quelle regioni, dell'aria artica che, con il passare del tempo, si trasforma in aria polare continentale. Nei luoghi di origine è molto stabile a causa della sua struttura pellicolare che mantiene gli strati più freddi e quindi più densi a contatto con il suolo e, per questo motivo, il suo spessore è molto piccolo e compreso, in genere, tra 1 e 1.5 km. Questa massa d'aria, in modo analogo con quella artica continentale, irrompe in Italia e sul Mediterraneo con venti da nord-est con le seguenti caratteristiche meteorologiche:

- temperatura molto bassa, quasi uguale a quella dell'aria artica continentale nei bassi strati atmosferici, più elevata in quelli superiori e presenta molte inversioni;
- gradiente termico verticale intorno ai  $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ;
- umidità relativa alquanto alta;
- umidità specifica: circa  $4\text{ g/kg}$ ;
- tendenze barometriche: generalmente in aumento uniforme e continuo;
- venti da nord-est e da est forti e a raffiche;
- nubi caratteristiche: stratocumuli e cumuli di bel tempo, però scarsi e poco sviluppati;
- precipitazioni: deboli e leggere nevicite;
- visibilità: discreta, sui  $10\text{-}20\text{ km}$ , con rapide formazioni di nebbie e foschie negli eventuali strati di inversione al suolo.

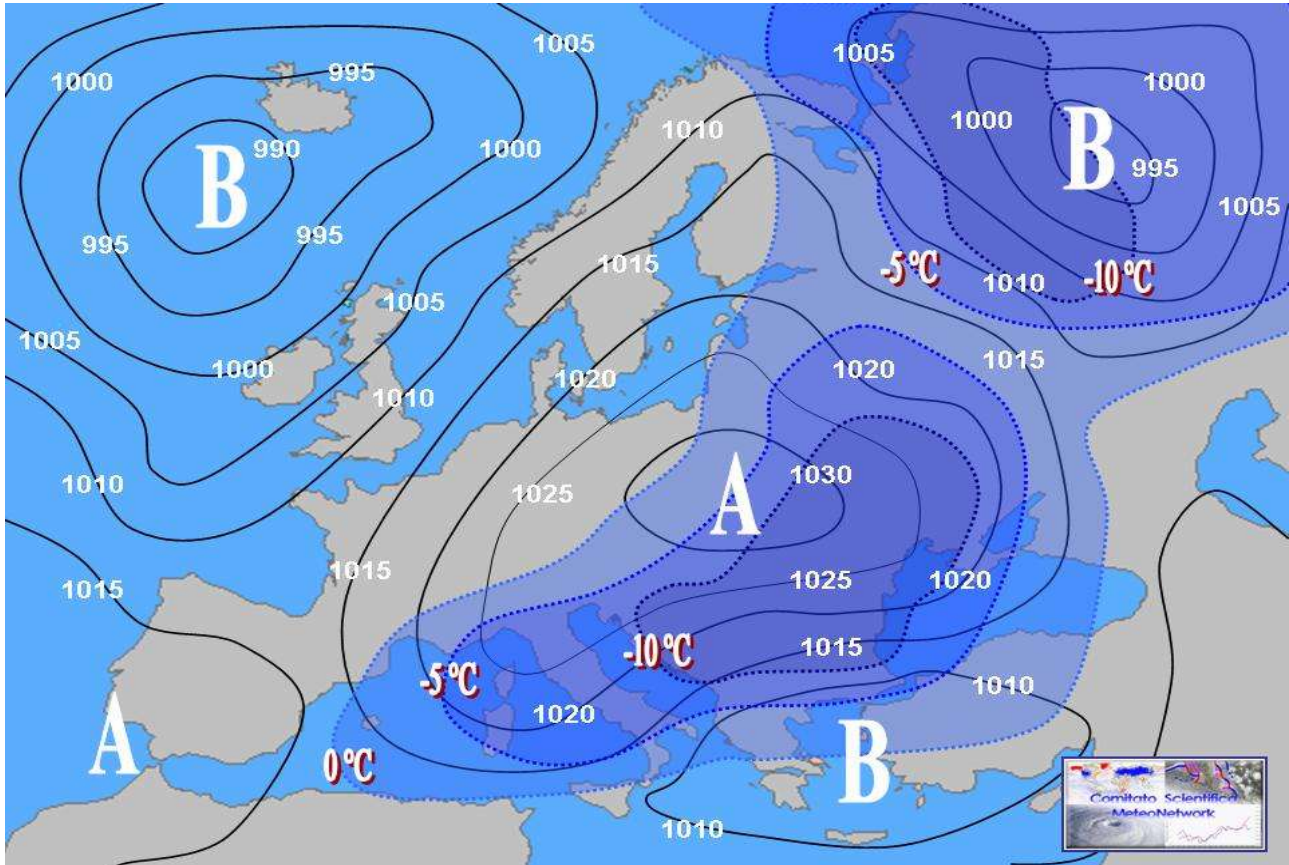


Figura 7 – Configurazione barica che permette l'arrivo di aria polare continentale fredda sull'Italia ed il Mediterraneo.

A questo punto, per concludere, non possiamo fare altro che sintetizzare in una tabella le caratteristiche delle masse d'aria qui analizzate:

<b>Classifica</b>		<b>Principali regioni di origine</b>	<b>Periodo di esistenza</b>
<b>Geografica</b>	<b>Termodinamica</b>		
<i>artica</i>	marittima fredda	Groenlandia	sempre, tranne luglio e agosto
	continentale fredda	Mare di Barents Russia settentrionale	sempre, tranne luglio e agosto
<i>polare</i>	marittima fredda	Atlantico settentrionale Canada	sempre
	marittima calda	Atlantico settentrionale (sotto i 50° di latitudine)	inverno
	continentale fredda	Russia continentale Balcani	inverno

*Tabella 7 – Sintesi dei luoghi di origine e dei periodi di esistenza delle masse d'aria artica e polare che interessano l'Italia ed il Mediterraneo.*

## **11. Bibliografia**

Rossi – Meteorologia. Accademia navale di Livorno