

## Un metodo obiettivo per la determinazione della subsidenza negli anticiclioni dinamici

F. DI BENEDETTO

L'anticiclone è una configurazione barica fondamentale, estesa in senso verticale ed orizzontale, intorno alla quale i venti ruotano, nell'emisfero nord, in senso orario. Al centro dell'anticiclone la pressione è massima e decresce gradualmente verso la periferia.

Fin dal 1876, l'anticiclone è stato oggetto di studi da parte di Hann <sup>(1)</sup>, il quale, con l'ausilio di osservazioni effettuate in montagna, dimostrò che l'anticiclone, quota per quota, è più caldo del ciclone. Hann fu anche il primo ad intuire che i fenomeni di subsidenza, cioè, i moti discendenti adiabatici che avvengono nella libera atmosfera su grande scala fossero caratteristici dell'anticiclone ed attribuì ad essi l'estrema siccità degli strati anticiclonici.

Da allora, non sono mancati studi notevoli sugli anticiclioni, di cui daremo un accenno nei prossimi paragrafi, importanti non solo nei riflessi della circolazione generale dell'atmosfera, ma anche delle previsioni del tempo a breve, a media ed a lunga scadenza.

Nel 1908, Hanzlík <sup>(2)</sup> classificò gli anticiclioni in due tipi: l'anticiclone « freddo » e l'anticiclone « caldo ». Le caratteristiche dell'anticiclone freddo sono: l'estrema mobilità ed il piccolo spessore. Al contrario, l'anticiclone caldo è quasi stazionario ed ha uno spessore rilevante, tanto da interessare tutta la troposfera, e presenta anche una estensione orizzontale variabile da alcune centinaia ad alcune migliaia di km quadrati. Questa classificazione è generalmente accettata ancora oggi. L'anticiclone freddo prende anche il nome di anticiclone « polare » (caratteristico delle zone polari), mentre l'anticiclone caldo prende il nome di anticiclone « termico » o anticiclone « dinamico ».

Una spiegazione soddisfacente dal punto di vista fisico dell'origine dell'anticiclone freddo fu data da Wexler nel 1936 <sup>(3,4)</sup> e perfezionata recentemente da Schmidt nel 1946 <sup>(5)</sup>. Il loro ragionamento può sintetizzarsi come segue: si presume che la superficie terrestre (suolo), generalmente coperta di neve, o i mari, dotati di forte capacità termica, siano più freddi dello strato d'aria immediatamente a contatto con essi. Pertanto, questo strato d'aria, cedendo per irraggiamento calore alla superficie sottostante, si raffredda e diminuisce il suo spessore; per conseguenza, le superfici isobariche dello strato si abbassano ed in quota, pertanto, si genera un'area di bassa pressione. A questa caduta di pressione in quota, per il principio del vento isallobarico di Douglas e Brunt <sup>(6)</sup>, corrisponde una componente del vento verso il centro, sulla verticale, e, quindi, convergenza orizzontale. Pertanto, questa convergenza in quota provoca l'inizio dell'aumento della pressione al suolo.

Non altrettanto soddisfacenti sono le teorie moderne proposte per spiegare l'origine degli anticiclioni dinamici. A parte i casi di trasformazione degli anticiclioni freddi in caldi <sup>(4)</sup>, storicamente la teoria dell'irraggiamento fu concepita da Mugge nel 1927 <sup>(7)</sup>, nell'ipotesi che le alte pressioni fossero dovute al raffreddamento per irraggiamento degli strati superiori della troposfera e degli strati più bassi della stratosfera. Questa ipotesi non ha retto alle osservazioni recenti di Gowan <sup>(8)</sup>, il quale ha mostrato che il raffreddamento (notturno) della colonna di aria stratosferica (da 15 km a 30 km) varia da circa  $\frac{1}{10}$  °C a 15 km a 1 °C a 30 km; nè sembra probabile, d'altra parte, che il

contributo alle alte pressioni al suolo possa essere dovuto a strati superiori a 30 km (30 mb) nei quali l'aria è estremamente rarefatta <sup>(10)</sup>.

Brunt <sup>(6)</sup> osservò che la stratosfera al di sopra di un anticiclone dinamico è alta e fredda e presenta, quindi, caratteristiche analoghe alla stratosfera delle regioni equatoriali. Pertanto, egli attribuì l'origine degli anticiclone dinamici al fatto che la suddetta colonna d'aria stratosferica proviene dalle latitudini equatoriali. Un calcolo semplice, eseguito con l'ausilio del diagramma di Wagner <sup>(9)</sup>, mostra che le variazioni di pressione conseguenti a questa materiale avvezione di colonne d'aria substratosferiche si aggirano intorno a 25 mb, valori che renderebbero attendibile l'alta pressione in superficie degli anticiclone delle medie latitudini. Senonchè, l'esame delle situazioni sinottiche reali mostra che le condizioni ora esposte si verificano soltanto in casi rari.

Una teoria dinamica abbastanza plausibile è stata recentemente proposta da Wexler <sup>(10)</sup>. Questa teoria fa risalire l'origine degli anticiclone dinamici alle trasformazioni quasi periodiche delle correnti occidentali in quota delle medie latitudini; a questa formazione, secondo Wexler, è notevole il contributo anche dell'avvezione di masse calde provenienti da SW; ma questa avvezione è un effetto non la causa, che rimane essenzialmente dinamica. Un altro gruppo di teorie, proposto da Durst e Sutcliffe <sup>(11)</sup> e perfezionata recentemente da Priestley <sup>(12)</sup>, si basa sulla ipotesi che, per qualche causa intrinseca nella circolazione (rimiscolamento laterale, correnti verticali discendenti, ecc.) si inaugurano venti non in equilibrio geostrofico, con conseguente convergenza di aria verso il centro di alte pressioni. Anche questo gruppo di teorie non è del tutto esente da critiche, per il fatto che le ipotesi sulle quali si basano non si verificano del tutto negli anticiclone.

La struttura termica verticale degli anticiclone, studiata da Dines nel 1914 <sup>(13)</sup> e ripresa sistematicamente da Palmén nel 1933 <sup>(14)</sup> mostra che l'anticiclone dinamico è costituito, in generale, da uno strato superficiale freddo, da una troposfera calda (rispetto ai cicloni, a parità di condizioni) e la tropopausa negli anticiclone è situata a circa

km 11,5 con temperatura di circa — 65 °C (rispetto a km 8,5 e — 50 °C dei cicloni).

La trasformazione degli anticiclone è stata oggetto di studi di Douglas <sup>(15)</sup>, Khanewsky <sup>(16)</sup>, Runge <sup>(17)</sup> e Giblett <sup>(18)</sup>, ma, per lo studio attuale, che non interessa direttamente, non ci tratteremo ulteriormente.

Altrettanto può dirsi della recente teoria di Rossby <sup>(19)</sup> sul comportamento cinematico degli anticiclone, considerati come vortici barotropici immersi in una atmosfera barotropica in quiete.

Il problema fondamentale, nello studio degli anticiclone dinamici già costituiti, riguarda la determinazione della subsidenza anticiclonica.

Esiste, a riguardo, uno studio esauriente <sup>(20)</sup> della subsidenza nella libera atmosfera che contempla il triplice lato teorico, statistico e pratico e la costruzione di tabelle pratiche per le previsioni del tempo.

I metodi adottati fino ad oggi per la misura delle correnti verticali (ascendenti e discendenti) possono essere raggruppati in quattro categorie: 1) misure dirette della velocità verticale; 2) misura della velocità verticale mediante la determinazione della divergenza orizzontale, attraverso l'equazione di continuità (metodo cinematico); 3) misura della velocità verticale mediante il criterio di conservativismo di una determinata proprietà della massa d'aria subsidente (metodo adiabatico); 4) l'intensità delle precipitazioni è proporzionale alle velocità verticali discendenti dello strato di aria saturata.

Per lo studio della subsidenza anticiclonica, possono essere utilizzati sia il metodo cinematico che il metodo adiabatico, i quali presentano lo stesso grado di approssimazione e gli stessi vantaggi e svantaggi <sup>(20, 21, 22, 23, 24)</sup>.

Sarebbe opportuno, pertanto, data la enorme importanza del fenomeno, particolarmente in campo pratico, tentare di stabilire con metodo originale ed obiettivo una misura quantitativa della subsidenza anticiclonica, sotto ipotesi affatto restrittive.

È noto che, quando avvengono moti verticali discendenti nell'atmosfera, su grande scala, come nelle zone anticicloniche, interi strati di aria si spostano adiabaticamente verso il basso; sicchè la sezione orizzontale

di questi strati, portata a livelli più bassi e, quindi, sottoposta a pressione atmosferica più elevata, tende ad aumentare. Nel caso degli anticiclioni dinamici, dunque, il moto discendente si presenta con un allargamento degli strati d'aria più bassi (vedi fig. 1), mentre non muta la distanza relativa dei singoli strati. Un anticiclone può, quindi, concepirsi come un segmento di iperboloidi ad una falda, in quanto le due basi orizzontali sono, con grande approssimazione, entrambe a forma ellittica (o circolare) ed i rami laterali, traiettorie delle correnti discendenti, possono confondersi con altrettanti rami di iperboli equilateri.

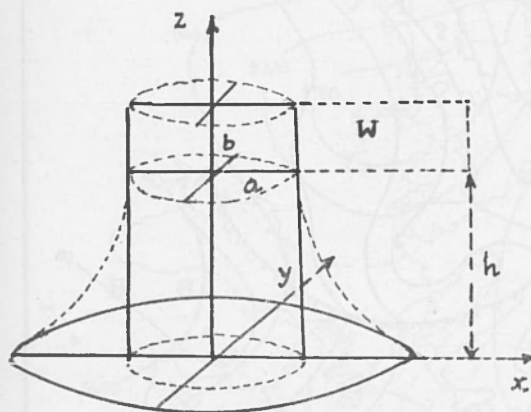


Fig. 1

In base a queste ipotesi, concernenti il carattere geometrico dell'anticiclone, possiamo determinare analiticamente la subsidenza anticiclonica, cioè, l'intensità media della velocità verticale discendente.

Consideriamo, a tale scopo, un segmento di iperboloidi verticale a basi ellittiche, di semiassi  $a$  e  $b$  e di altezza  $h$ , disposto con la base inferiore al suolo e la base superiore alla quota  $h$ , alla quale si estende l'anticiclone (quota massima con isopse chiuse). La massa d'aria  $dm$  che entra nel tempo unitario (24 ore) e con la velocità media (verticale)  $w$ , attraverso la base superiore (ellittica) del segmento di iperboloidi, è espressa evidentemente da:

$$dm = \rho_h \cdot \pi abw \quad [1]$$

dove  $\rho_h$  è la densità media dell'aria alla

quota  $h$  e  $\pi abw$  è il volume del cilindro contenente la massa  $dm$  prima di entrare nel segmento di iperboloidi.

Isoliamo il cilindro di base ellittica superiore eguale a quella dell'iperboloidi di altezza  $h$ , contenuta nella iperboloidi. Per il fenomeno di subsidenza, poichè le iperboli equilateri che costituiscono la superficie laterale dell'iperboloidi sono le traiettorie delle particelle d'aria della massa d'aria discendente, questa sarà contenuta, per ragioni di continuità, nell'intercapedine fra l'iperboloidi ad una falda ed il cilindro. Pertanto:

$$dm = \rho_m (v_i - v_c) \quad [2]$$

dove  $\rho_m$  è la densità media dello strato di aria di altezza  $h$ ,  $v_i$  è il volume del segmento di iperboloidi, determinabile col metodo di Simpson o col metodo della sezione, e  $v_c$  è il volume del cilindro di altezza  $h$ . La (2) diventa, pertanto:

$$dm = \rho_m \cdot \frac{\pi ab}{3c^2} \cdot h^3 \quad [3]$$

Eguagliando l'espressione della [1] alla [3], l'equazione di continuità, nel caso attuale, dà luogo alla seguente equazione:

$$w \rho_h = \rho_m \frac{h^3}{3c^2} \quad [4]$$

la quale fornisce l'equazione cercata nella incognita  $w$ :

$$w = \frac{\rho_m}{\rho_h} \frac{h^3}{3c^2} \quad [5]$$

Questa equazione non è ancora utilizzabile, in quanto contiene il parametro incognito  $c$  (1). Si può, però, facilmente ovviare a questo inconveniente supponendo, che il

(1) L'equazione dell'iperboloidi ad una falda, con gli assi sulla base maggiore del segmento, a distanza  $h$ , in valore assoluto, dall'origine, è:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - \frac{(z-h)^2}{c^2} = 1$$

moto della massa  $dm$  nell'interno del segmento di iperboloidi sia adiabatico. Questa ipotesi è concreta e non lontana dalla realtà, come abbiamo osservato.

Per questi moti adiabatici, il gradiente

al suolo e  $p_h$  la pressione media alla quota  $h$ . Pertanto:

$$\gamma_o = \Gamma - \left(1 + \frac{h^2}{c^2}\right) \frac{p_o}{p_h} (\Gamma - \gamma_h) \quad [7]$$

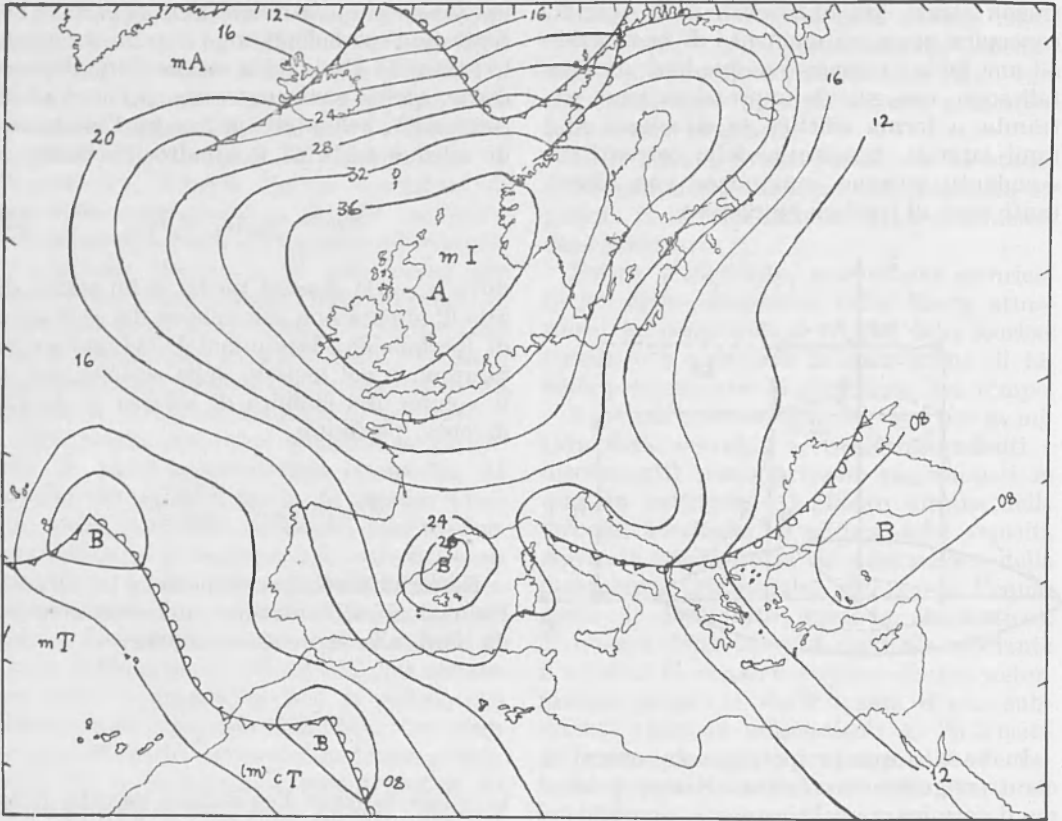


Fig. 2

termico verticale  $\gamma_o$  dello strato d'aria al suolo in seno all'anticiclone è legato al gradiente  $\gamma_h$  dello strato di altezza  $h$ , dalla relazione:

$$\gamma_o = \Gamma - \frac{S_o}{S_h} \frac{p_o}{p_h} (\Gamma - \gamma_h) \quad [6]$$

dove  $\Gamma$  è il gradiente adiabatico,  $S_o$  l'area dell'ellisse base dell'iperboloidi al suolo,  $S_h$  l'area dell'ellisse base del segmento di iperboloidi alla quota  $h$ ,  $p_o$  la pressione media

e, quindi, in definitiva:

$$c^2 = \frac{(\Gamma - \gamma_h) p_o \cdot h^2}{(\Gamma - \gamma_o) p_h - (\Gamma - \gamma_h) p_o} \quad [8]$$

Sicchè, per la trasformazione suddetta, l'equazione [5] relativa alla velocità verticale diventa:

$$\begin{aligned} w &= \frac{e_m}{3 e_h} \frac{(\Gamma - \gamma_o) p_h - (\Gamma - \gamma_h) p_o}{(\Gamma - \gamma_h) p_o} h = \\ &= \frac{e_o + e_h}{6 e_h} \frac{(\Gamma - \gamma_o) p_h - (\Gamma - \gamma_h) p_o}{(\Gamma - \gamma_h) p_o} h \end{aligned} \quad [9]$$

nella quale si è esplicitato all'ultimo membro il valore medio della densità. Trasformando con l'ausilio dell'equazione caratteristica del gas la (9), si ha:

$$\frac{\varrho_o + \varrho_h}{\varrho_h} = \frac{p_o T_h + p_h T_o}{p_h T_o} \quad [10]$$

tate (si conosce, quindi, anche  $h$ ) ed i dati di temperatura  $T_h$ , in seno all'anticiclone in esame. I dati al suolo,  $T_o$  e  $p_o$ , si rilevano da una carta generale del tempo, mentre i valori dei gradienti termici verticali si rilevano da un sondaggio termodinamico nell'ambito dell'anticiclone.

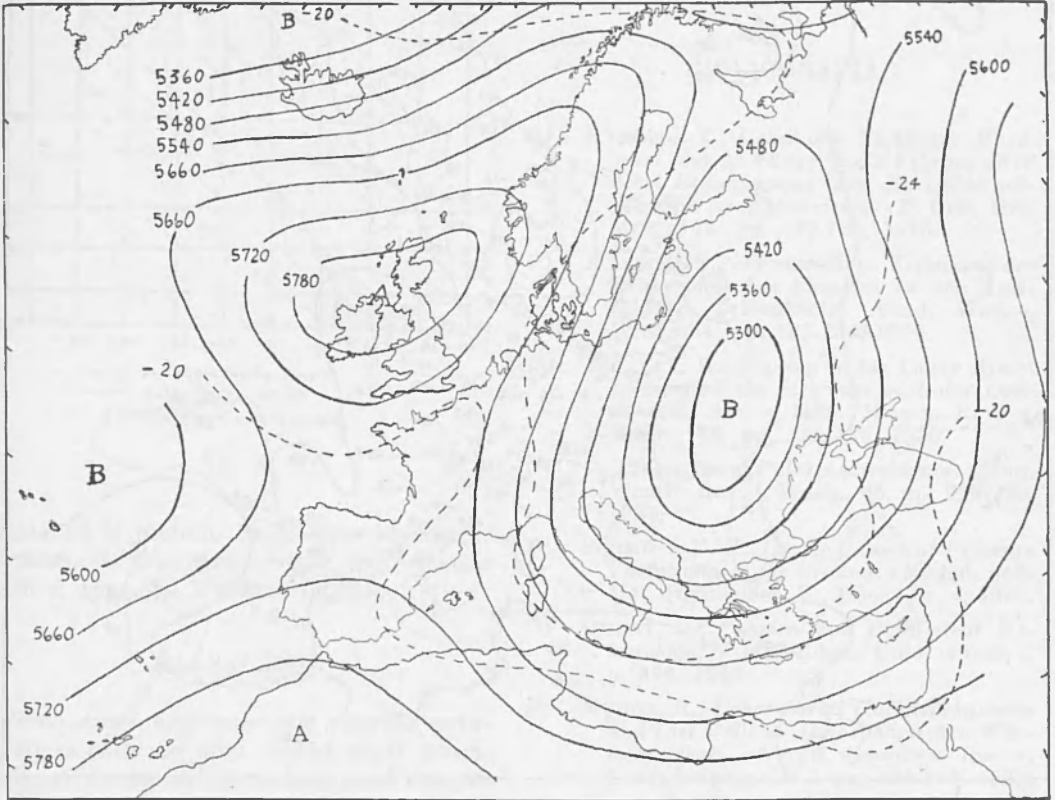


Fig. 3

Quindi:

[11]

$$w = \frac{p_o T_h + p_h T_o}{6 T_o p_h} \frac{(\Gamma - \gamma_o) p_h - (\Gamma - \gamma_h) p_o}{(\Gamma - \gamma_h) p_o} \cdot h$$

che è la formula cercata.

Questa formula è applicabile direttamente in pratica, in quanto al secondo membro compaiono quantità direttamente rilevabili dalle carte meteorologiche. A tale scopo sono molto utili le topografie assolute, dalle quali si ricava il valore di  $p_h$ . Su queste carte, infatti, vengono riportate le isopse quo-

I casi di incertezza, nell'applicazione della [11], si presentano quando il gradiente termico verticale  $\gamma_h$  è adiabatico. Questa limitazione del metodo, del resto, è comune anche al metodo adiabatico.

#### ESEMPIO SINOTTICO

La situazione generale del tempo sull'Europa alle ore 12.00/Z del 18 aprile 1955, è stata scelta per illustrare l'applicazione pratica del metodo ora descritto.

Un anticiclone dinamico situato sull'Inghilterra, con valore al centro della pressione superiore a 1036 *mb*, domina la situazione meteorologica. Questo anticiclone (fig. 2) si estende fino a 500 *mb* ed oltre (fig. 3) ed è stazionario, come risulta dall'esame delle

mico verticale in seno all'anticiclone è subadiabatico; la tropopausa è situata a 200 *mb*, alla temperatura di  $-60^{\circ}\text{C}$ . L'umidità relativa è dell'ordine del 10% in quota ed il punto di rugiada bassissimo (curva tratteggiata). Questi valori rilevano l'estrema

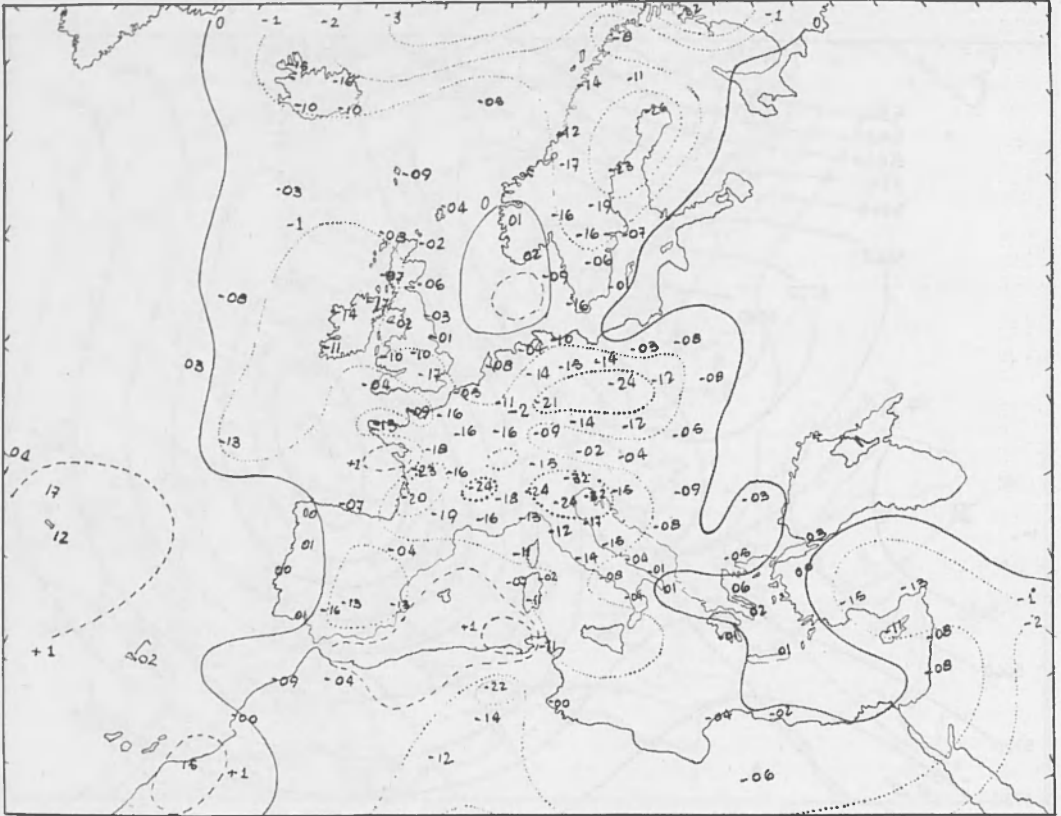


Fig. 4

carte generali del tempo dei giorni precedenti e successivi al 18 aprile 1955.

L'azione frontologica sull'anticiclone è inesistente, come risulta dai valori delle variazioni di pressione (tendenze) sull'Inghilterra (fig. 4).

L'esistenza della subsidenza anticiclonica e del moto adiabatico discendente risultano evidenti dal sondaggio termodinamico eseguito a Fazakerly ( $53^{\circ}28' \text{N}$   $02^{\circ}55' \text{W}$ ) alle ore 02.00/Z del 18 aprile 1955 (fig. 5).

La curva di stato  $T = T(z)$  (fig. 5) mostra che dal suolo a 200 *mb* il gradiente ter-

secchezza caratteristica dell'aria subsidente. Questa è, inoltre, in equilibrio labile, con tendenza all'equilibrio stabile.

Dai diagrammi riportati si possono desumere i seguenti valori per le grandezze che compaiono nella [11]:  $p_o = 1040 \text{ mb}$ ;  $p_h = 500 \text{ mb}$ ;  $T_o = 281^{\circ}\text{K}$ ;  $T_h = 258^{\circ}\text{K}$ ;  $\Gamma = 10^{\circ}\text{C/km}$ ;  $\gamma_o = 6^{\circ}\text{C/km}$ ;  $\gamma_h = 7^{\circ}\text{C/km}$ ;  $h = 5780 \text{ m}$ .

Sostituendo questi valori nella [11] si ottiene per  $w$  il valore quasi esatto di 1 km per le 24 ore. Questo valore coincide con il valore di  $w$  calcolato con il metodo adia-

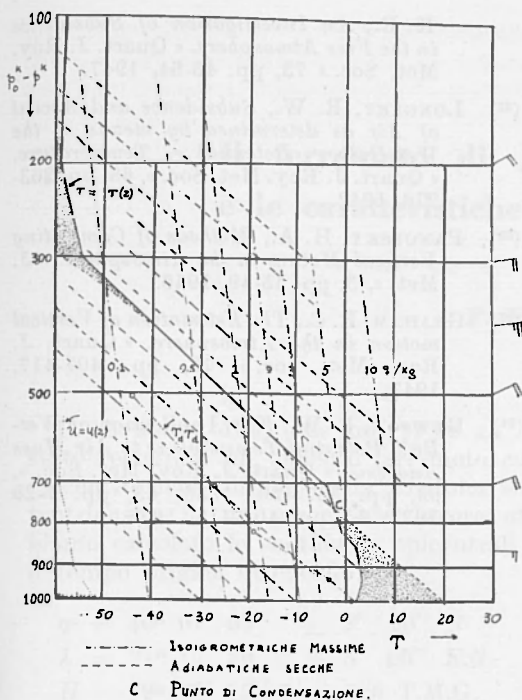


Fig. 5

batico ed il metodo cinematico e mostra, pertanto, la consistenza delle ipotesi sulle quali si appoggia il nostro metodo.

### RIASSUNTO

Dopo avere accennato alle ricerche principali eseguite da altri Autori sugli anticiclioni, si ricava un'espressione analitica per la determinazione obiettiva delle velocità delle correnti verticali discendenti anticicloniche (subsidenza anticiclonica). Questa espressione risulta funzione di parametri noti e facilmente ricavabili dalle carte meteorologiche e da un sol sondaggio termodinamico eseguito in seno all'anticiclone. La formula ottenuta viene poi applicata ad un caso pratico sinottico, utilizzato per l'illustrazione del metodo.

### ABSTRACT

A brief summary of the principle research work on anticyclones done by other Authors is first given and an analytic expression is then found for the objective determination of

the velocity of the vertical descending currents (anticyclonic subsidence). It is found that this expression is a function of parameters which are easily determined from meteorological charts and from one sounding in the anticyclonic area. The formula is then applied to a practical synoptic situation, in order to illustrate the method described.

### BIBLIOGRAFIA

- (1) HANN, J. V., *Ueber das Luftdruck-Maximum vom 23 Jänner bis 3 Februar 1876 nebst Bemerkungen über die Luftdruck-Maxima im Allgemeinen.* « Z. Oest. Ges. Met. », 11, pp. 129-135, 1876.
- (2) HANZLIK, S., *Die räumliche Verteilung der meteorologischen Elemente in den Antizyklonen.* « Denkschr. Akad. Wiss. », Wien, 84, pp. 163-256, 1909.
- (3) WEXLER, H., *Cooling in the Lower Atmosphere and the Structure of Polar Continental Air.* « Mon. Weath. Rev. », Wash., 64, pp. 122-136, 1936.
- (4) — *Formation of Polar Anticyclones.* « Mon. Weath. Rev. », Wash., 65, pp. 229-236, 1937.
- (5) SCHMIDT, F. II., *On the Causes of Pressure Variations at the Ground.* « Meded. ned. Met. Inst. », Ser. B., Deel 1, n. 4, 1946.
- (6) BRUNT, D., *Physical and Dynamical Meteorology,* « Cambridge, Univ. Press. », p. 378, 1944.
- (7) MÜGGE, R., *Ueber warme Hochdruckgebiete und Ihre Rolle in Atmosphärischen Wärmehaushalt.* « Veröff. Geophys. Inst. », Univ. Leipzig. (2) 3, pp. 239-266, 1927.
- (8) GOWAN, E. II., *Night Cooling of the Ozoneosphere.* « Proc. Roy. Soc. » (A) 190, pp. 227-231, 1947.
- (9) WAGNER, A., *Klimatologie der freien Atmosphäre,* Bd. 1, Teil F, 70 SS, 1931.
- (10) WEXLER, H., *Anticyclones.* Compendium of Meteorology, « Am. Met. Soc. », Mass., 1951.
- (11) DURST, C. S., e SUTCLIFFE, R. C., *The importance of Vertical Motion in the Development of Tropical Revolving Storms.* « Quart. Journ. Roy. Met. Soc. », 64, pp. 75-84, 1938.
- (12) PRIESTLEY, C. H. B., *Atmospheric Pressure Changes: The Importance of Deviations from the Balanced (Gradient) Wind* « Aust. J. Scien. » (A) 1, pp. 41-57, 1948.

- (13) DINES, W. H., *Cyclones and Anticyclones*. « J. Scot. Met. Soc. », (3) 16, pp. 304-312, (1914).
- (14) PALMÉN, E., *Aerologische Untersuchungen der Atmosphärischen Störungen*. « Mitt. Met. Inst. », Univ. Helsingf., n. 25, pp. 65, 1933.
- (15) DOUGLAS, Q. J. *J. Roy. Met. Soc.*, 59, pp. 59, 1933.
- (16) KHANENWSKY, W., *Met. Zeit.*, 46, p. 81, 1929.
- (17) RUNGE, H., Dissertation, Leip., 1931.
- (18) GIBLETT, F., *Upper Air Conditions after a Line Squall*, « Nature », 112, 1923.
- (19) ROSSBY, C. G., *On a Mechanism for the Release of Potential Energy in the Atmosphere* « J. Meteor », pp. 163-180, 1949.
- (20) PETERSSEN, S., SHEPPARD, P. A., PRIESTLEY, C. H. B., JOHANNESSEN, K. R., *An Investigation of Subsidence in the Free Atmosphere*. « Quart. J. Roy. Met. Soc. » 73, pp. 43-64, 1947.
- (21) LONGLEY, R. W., *Subsidence and Ascent of Air as determined by means of the Wet-Bulb Potential Temperature*. « Quart. J. Roy. Met. Soc. », 68, pp. 263-276, 1942.
- (22) PANOFSKY, H. A., *Methods of Computing Vertical Motion in the Atmosphere*. « J. Met. », 3, pp. 45-49, 1946.
- (23) GRAHAM, R. C., *The Estimation of Vertical motion in the Atmosphere*. « Quart. J. Roy. Met. Soc. », 73, pp. 407-417, 1947.
- (24) HEWSON, E. W., *The Application of Wet-Bulb Potential Temperature to Air Mass Analysis*. « Quart. J. Roy. Met. Soc. », 62, pp. 387-420, 1936; 63, pp. 7-29 1937; 64, pp. 407-418, 1938.