

Moderne teorie sull'origine dei cicloni e sulle vicende meteorologiche.

Lo sviluppo delle ricerche sull'alta atmosfera ha dato luogo a nuovi studi di meteorologia dinamica, per la spiegazione e l'origine della struttura dei grandi sistemi isobarici, a cui sono legate le vicende meteorologiche.

Il Comitato nazionale per la Geodesia e Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche, ha ora pubblicato una memoria del prof. C. FABRIS, che illustra criticamente le più recenti teorie sui cicloni atmosferici (1) e che tentiamo di riassumere, essendo i risultati di questi studi generalmente poco noti nel campo geografico.

Secondo la teoria ondulatoria ora dominante, dovuta al BJERKNES e al SOLBERG ed emessa nel 1922, due sovrapposte masse d'aria in moto e a diversa

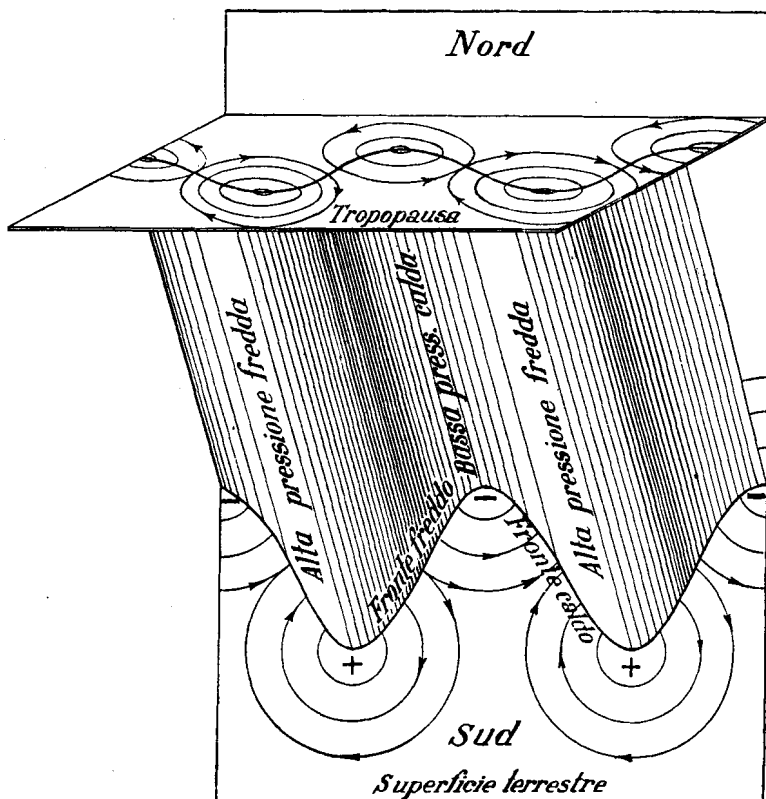


Fig. 1. — Rappresentazione schematica della formazione dei cicloni, secondo la teoria ondulatoria.

(1) C. FABRIS, *Teorie moderne su l'origine e su la struttura dei cicloni*, Pubblicaz. del Comit. Naz. It. per la Geodesia e la Geofisica, n. 2, Pisa, 1931.

velocità *troposfera* in basso, *stratosfera* in alto, oltre gli 8000 m. producono, sulla loro superficie di discontinuità (*trapopausa*), delle onde lunghe parecchi chilometri, che si propagano verso est, e dovute a differenza di velocità fra i due fluidi sovrapposti, come fa il vento sulla superficie del mare.

Tali onde, originate sulla *trapopausa* e della lunghezza di circa 2000 km., si trasmetterebbero dall'alto in basso alla *troposfera*, con asse inclinato e si manifesterebbero — presso il suolo, attorno al 60° parallelo a contatto fra la

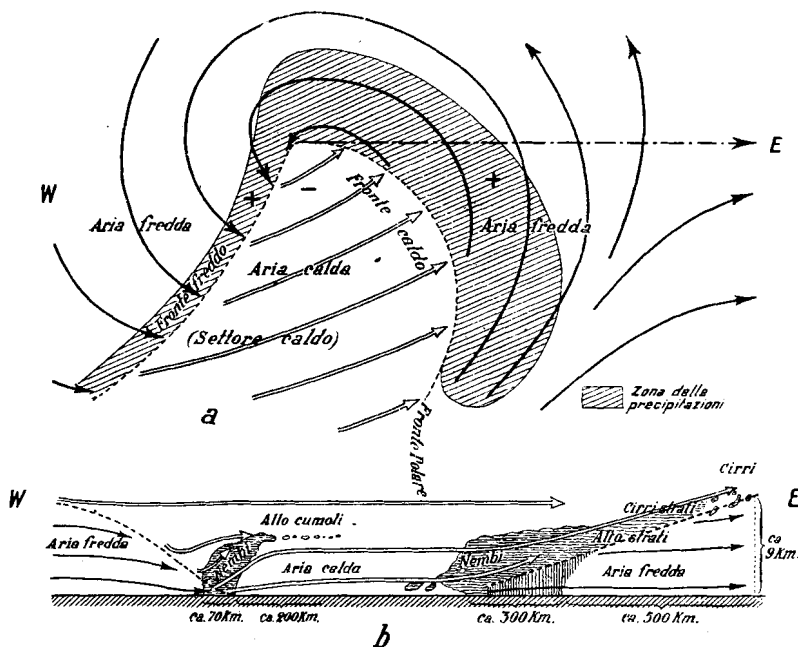


Fig. 2. — Planimetria *a* e sezione schematica *b* di un ciclone e delle sue zone di precipitazioni.

fascia d'aria tropicale e quella polare — come lingue di aria calda nel cavo dell'onda (*zone cicloniche*), alternate da lingue di aria fredda nella cresta dell'onda (*zone anticicloniche*), le quali tutte si propagherebbero verso oriente colla stessa velocità e distanza delle onde della stratosfera, che le hanno generate (fig. 1). La superficie di discontinuità termica fra l'aria fredda polare (*anticiclone*) e il nucleo caldo tropicale (*ciclone*) circonda la parte settentrionale di esso, e attorno a questo nucleo girano i venti, coll'andamento ben noto, per cui si hanno correnti aeree meridionali ad oriente (*fronte caldo*) e venti settentrionali ad occidente (*fronte freddo*) (fig. 2-a). Per effetto di questi movimenti e in conseguenza delle differenze di temperatura, lungo la superficie di separazione (*fronte polare*), l'aria calda tropicale, più leggera del nucleo del ciclone, avrà tendenza a salire sopra l'aria fredda polare e raffreddandosi adiabaticamente dà origine alla formazione di nubi fra i 500 e 2000 m. e fra i 50 e i 300 km. ad oriente del fronte caldo (*nembi*), con precipitazioni abbondanti. A distanza maggiore si avranno nubi superiori (*alto-strati* e *cirri-strati*), fino a circa 800 km. avanti al fronte caldo (fig. 2-b).

Ad occidente del nucleo ciclonico tropicale l'aria fredda polare più pesante tenderà ad incunearsi presso il suolo, sotto l'aria calda più leggera; cosicchè questa, spinta in alto, dà luogo ad una ristretta area, di circa 70 km., di *nubi* a precipitazioni temporalesche, che accompagnano la fine del ciclone (fig. 2-b).

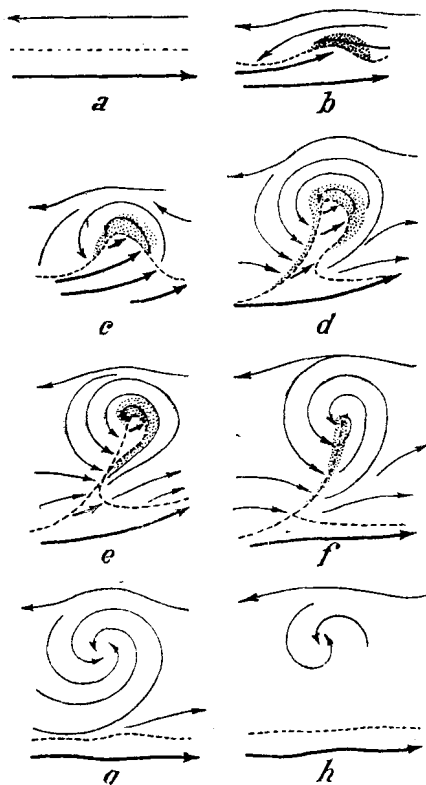


Fig. 3. — Evoluzione di un ciclone (linee grosse = venti tropicali; linee sottili = venti polari; linee tratteggiate = fronte polare; zone punteggiate = regioni di condensazione).

Un osservatore che si trovi a sud del vertice del *settore caldo* vedrà formarsi, nel passare di questo, dapprima dei cirri, poi i cirro-strati, in seguito coll'avanzare del ciclone, aumenterà la nebulosità, compariranno gli alto-strati, quindi i nubi, con le precipitazioni che andranno aumentando fino all'arrivo del fronte caldo. A questo punto si osserverà una variazione brusca della direzione del vento e rapido aumento di temperatura (fig. 2-a); si romperà il velo continuo di *nubi*, si avrà qualche tratto di cielo sereno, che andrà aumentando in estensione durante il passaggio del nucleo caldo. All'arrivo del fronte freddo occidentale, si presenta una brusca rotazione del vento; un abbassamento quasi istantaneo della temperatura; la formazione di alto cumuli e nubi con precipitazioni abbondanti, ma di breve durata; a cui segue un rapido rasserenamento del cielo, che segna la fine del passaggio del ciclone.

Chi invece si trova a nord del vertice del settore caldo, rimarrà sempre immerso nell'aria fredda polare e al passaggio del ciclone osserverà precipitazioni, alle minime distanze dalla stazione, con fenomeni che si svolgeranno con una certa continuità e senza brusche variazioni.

Per l'azione dei venti freddi occidentali, che scendono alle spalle della lingua di aria calda tropicale (fig. 3-b), questa presenta una evoluzione, con una sempre più marcata insaccatura del nucleo caldo tropicale entro la circostante aria fredda polare (fig. 3-c); evoluzione che può condurre fino a strozzare e isolare il nucleo ciclonico tropicale (*ciclone secluso*) (figg. 3-d, 3-e).

Questa aria calda, obbligata a salire e condensare la propria umidità, non lascia presso il suolo più traccia di aria tropicale, la quale occupa soltanto la parte centrale del ciclone innalzatosi a livelli successivi (*ciclone occluso*) (fig. 3-f), finchè, raffreddandosi adiabaticamente, cessa il moto ascensionale e il ciclone si estingue (figg. 3-g, 3-h).

L'essere poi i cicloni mai isolati, ma susseguentisi a gruppi, o *famiglie di cicloni*, che si succedono da nord-est a sud-ovest, sarebbe dovuto, secondo la teoria, al moto rotativo del vento occidentale attorno ad ogni ciclone *secluso*, che genera, sulla superficie di discontinuità fra l'aria polare anticiclonica e quella tropicale ciclonica, una deformazione ondosata, analoga a quella che abbiamo visto originare un ciclone, colla formazione di un successivo ciclone. Ogni famiglia si compone, in media, di 4 cicloni; i cui primi, nell'Atlantico, si originano di solito presso le coste americane e i successivi presso quelle europee. Oltre questo numero, di solito, l'onda si estingue, perchè nel loro moto rotatorio i venti occidentali si spingono sempre più a sud-ovest, fino a raggiungere le zone di alta pressione tropicale, dove entrano ad alimentare gli alisei e quindi nella circolazione generale dell'atmosfera.

Talora i cicloni, arrivando sull'Europa in fase di *occlusione*, generano, a sud e sotto di essi, una piccola sporgenza di aria calda tropicale, che dà origine ad un ciclone *secondario* a mezzogiorno del ciclone principale. A simile processo si deve attribuire l'origine dei cicloni secondari, che si formano spesso nello Skagerak e nel G. di Genova, come appendici a quelli principali più settentrionali (cfr. situazione isobarica dei giorni 28-29-30 dicembre 1931).

L'applicazione di questa teoria alla previsione del tempo non è senza difficoltà; ma la raccolta sistematica dei dati di temperatura, nei successivi strati d'aria, ha permesso di riconoscere l'andamento delle superfici ondose di discontinuità termica negli strati superiori, che presso il suolo sono mascherate da condizioni termiche locali. È con questo metodo che i meteorologi di Bergen determinano l'andamento dei gruppi o famiglie di cicloni, che attraversano l'Atlantico.

Sempre partendo dalla teoria ondulatoria dei cicloni, BJERKNES, SOLBERG, BERGERON e SWOBODA dedussero alcune leggi sullo sviluppo e la previsione dei cicloni; fra queste, quella che per la formazione dei cicloni è necessario non solo la esistenza di un'onda sul fronte polare, ma anche che dietro l'onda si trovi una massa d'aria fredda sufficiente ad invadere un vasto settore caldo (venti occidentali che producono l'*occlusione* del ciclone) (fig. 3-d); inoltre che le onde di grande lunghezza sono instabili e tendono a crescere in ampiezza e a generare un ciclone profondo, mentre quelle di piccola lunghezza sono stabili e di poca influenza sulle condizioni isobariche.

Varie obiezioni furono mosse alla teoria ondulatoria dei cicloni, delle quali la maggiore è quella relativa alla lunghezza d'onda. Secondo l'HELMHOLTZ la lunghezza d'onda è tanto maggiore quanto minore è la differenza di temperatura fra due strati d'aria vicini. Per le onde lunghe 2000 km., quale sarebbe in media la distanza fra due cicloni successivi, la differenza di temperatura dovrebbe essere compresa fra 1° e 2° C., ma l'energia potenziale che ne deriverebbe sarebbe troppo piccola per alimentare un sistema così intenso, come è quello di un grande ciclone.

Quindi l'EXNER propose una nuova teoria indipendente dall'ipotesi ondulatoria dei cicloni nell'alta atmosfera. La calotta di aria polare, dotata di moto verso occidente, incontrando presso il suolo un ostacolo, come una massa continentale, un arcipelago, una catena di monti, ecc., sarebbe obbligata a deviare sul suo orlo meridionale, dando origine ad un cuneo di alta pressione

entro la zona d'aria calda tropicale. Per il movimento di questa, verso oriente, ad est di questo cuneo si forma una saccatura di rarefazione, dove è aspirata l'aria fredda, che acquista una circolazione ciclonica, la quale si sposta verso oriente, per effetto della distribuzione asimmetrica delle temperature attorno al ciclone. Anche per l'AhLBORN, i cicloni e gli anticicloni si formerebbero presso il suolo a contatto della superficie polare di discontinuità con quella tropicale; ma le cause dovrebbero ricercarsi piuttosto nelle modificazioni periodiche od accidentali della circolazione generale.

Lo STUVE invece torna a porre la causa dei cicloni nella *stratosfera*, dove la distribuzione orizzontale della temperatura è inversa a quella della *troposfera*, le temperature andando nella prima, crescendo verso i poli. Così se dalla calotta di bassa pressione polare della stratosfera si forma una striscia di depressione verso sud, questa eserciterà sulla troposfera una pressione minore e quindi, anche a livello del suolo, una zona ciclonica; reciprocamente una invasione nella stratosfera di aria equatoriale pesante verso nord, darebbe luogo ad una zona di alta pressione presso il suolo.

Queste zone alternate, cicloniche e anticicloniche, si sposterebbero ad oriente, per il moto generale verso est di cui sono dotati gli strati superiori dell'atmosfera, mentre presso terra, per la diversa distribuzione dell'aria calda e fredda, il ciclone dovrà essere spostato in avanti rispetto alla depressione della stratosfera. Il TRAVNIČEK ha stabilito che le zone montuose non solo modificano le variazioni di pressione nei superiori strati atmosferici, ma oltre i 3 km. di altezza sopra le creste montuose, la fase dell'onda isobarica (ciclone e anticiclone) può essere spostata di oltre 6 ore e che l'asimmetria verticale della pressione va aumentando dall'oceano verso l'interno dei continenti. Anche il FABRIS aveva notato, che la posizione del nucleo ciclonico presso il suolo dipende dalla distribuzione della temperatura lungo l'asse verticale del ciclone; per cui questo, pur nel suo movimento orientale, può spostarsi secondo componenti settentrionali o meridionali. Ciò spiegherebbe come, all'avvicinarsi di un ciclone atlantico principale alle coste europee, se ne formi spesso uno secondario nel Mediterraneo, il quale non sarebbe che il nucleo inclinato verso il suolo di un ciclone che si apre verso nord negli alti strati dell'atmosfera; ma che all'intersezione colla superficie terrestre comparisce come ciclone *secluso*, per la lingua di aria fredda polare sottostante alla striscia di bassa pressione proveniente dall'alto.

Quanto alle variazioni non periodiche di pressione presso il suolo, già il CLAYTON aveva emesso l'ipotesi, che risultassero da sovrapposizione di onde periodiche generantesi, nell'alta atmosfera (*stratosfera*), con moto verso est. Infatti il VERCELLI con un processo di extrapolazione delle complesse curve barometriche registrate in Italia, è riuscito a scomporle in quelle di onde semplici di cui sono il risultato; cosicchè estendendo tali curve semplici, per un certo periodo di tempo successivo a quello per il quale è stata eseguita l'analisi, si può prevedere l'andamento futuro delle pressioni.

Il DEFENT ammette che fra *traposfere* e *stratosfere* si formino e si propaghino, verso oriente e verso il suolo, onde semplici con periodi che sarebbero dell'ordine di grandezza di 24, 12,8 e 6 giorni, e che corrisponderebbero alle striscie di bassa pressione della stratosfera ammesse dal CLAYTON.

Come si vede, accettata o no l'ipotesi ondulatoria dei cicloni, i più degli autori ricercano oggi nella *tropopausa* l'origine delle aree cicloniche dominanti alle latitudini medie, fra la calotta d'aria polare e la fascia d'aria tropicale. Che se poi le varie teorie, ognuna di per sé, non danno ragione sufficiente di tutti i complessi fenomeni atmosferici, esistono però dei punti di contatto e una base comune, sulla quale potranno svilupparsi i futuri studi, col progredire delle ricerche nell'alta atmosfera.

È evidente però, che sulla superficie terrestre le condizioni cicloniche debbono essere diverse da un punto all'altro, per le influenze locali esercitate dai mari e dalle catene montuose.

Già gli studi del BERGERON e dello SWOBODA, hanno permesso di riscontrare, che la funzione della *fronte* di un ciclone, con relativa concentrazione di energia potenziale (*frontogenesi*), si ha di solito nelle zone di aria polare sottoposte a particolari condizioni di temperatura e di movimento come sui monti o sulle isole, che rappresenterebbero così « centri di azione » dell'atmosfera.

Le influenze verticali dei rilievi della crosta terrestre sui sistemi ciclonici presso il suolo, furono studiate da diversi autori, fra i quali il BJERKNES, il SOLBERG, il CRESTANI, il MAGNAN, il GEORGJI, l'EREDIA, il CASTRIOTA e furono riassunte recentemente dal MONTANARI (1).

Si ammette in generale, che la deviazione verticale del vento che incontri perpendicolarmente una catena montuosa, e sia obbligato quindi a salire, si possa far risentire ad altezze superiori a quattro volte quelle della catena; mentre se si tratta di un rilievo isolato o un'isola montuosa, dove si formano soprattutto delle correnti orizzontali che fluiscono lungo i fianchi del monte, per riunirsi di nuovo al di là di questo, l'influenza del rilievo si fa sentire ad una altezza di circa un terzo superiore a quella della catena. Nella corrente atmosferica della zona sopravvento si hanno di solito solo dei vortici, che spesso obbligano l'aria fredda a bloccarsi contro i fianchi dell'ostacolo, a causa della sua maggiore densità, mentre essa è sormontata da masse d'aria calda provenienti dal largo.

Nelle zone sottovento, d'ordinario, la corrente atmosferica non diviene discendente che alquanto lontano dalla sommità del monte, mentre anche lungo in fianco sottovento si hanno dei vortici o addirittura una corrente ascendente in direzione contraria alla corrente generale. Così il movimento di discesa della corrente generale può essere disturbato da nuovi movimenti ascendenti, per cui gli strati inferiori del vento possono assumere un moto ondulatorio, che dà luogo a nubi caratteristiche al vertice di ogni cresta delle onde successive. Sulle vallate, i filetti d'aria sopra le depressioni si abbassano, mentre si rialzano sugli sproni montuosi, cosicchè essi vengono a seguire il profilo del terreno. Ciò invero si osserva ad una certa altezza sopra la cresta montuosa; ma quando ci si abbassa verso il fondo valle, il flusso dell'aria è perturbato da vortici stazionari o mobili, specialmente se una valle è ristretta, lungo la quale il vento sembra cambiare continuamente di direzione e di forza.

(1) D. MONTANARI, *Cenni di Meteorologia orografica*, Annuario 1932, dell'Ufficio Presagi del Ministero dell'Aeronautica, Roma, 1932.

Per quanto sappiamo della trasformazione adiabatica, una massa d'aria ascendente subisce una diminuzione di temperatura di circa 1° C. ogni 100 m. di elevazione, ma quando avviene la condensazione del vapor d'acqua, il gradiente si abbassa a $0^{\circ},5$ o $0^{\circ},6$ per 100 m. per cui col formarsi delle nubi sopra i versanti montuosi, la massa d'aria potrà raggiungere una elevazione maggiore di quella che avrebbe raggiunta, se la condensazione non fosse avvenuta; mentre le nubi di aspetto cumuliforme (*nubi d'ostacolo*), si presenteranno pressochè inalterate nella loro forma e posizione nello spazio, che dipende dalla velocità del vento. Se questa è debole i filetti d'aria, seguendo il profilo della montagna, daranno luogo ad una sola nube attorno alla sommità, se la velocità è forte i filetti fluidi perturbati, percorrendo delle superfici ondose, potranno produrre onde anche lontano dall'ostacolo, sulle cui creste si avranno delle condensazioni.

Ora se il *fronte caldo* di una depressione ciclonica va incontro ad una montagna, sulla superficie di discontinuità, per l'ascendere dell'aria calda, si ha un banco continuo di nubi, che danno piogge abbondanti. Quando tale superficie raggiunge la linea di cresta montuosa, essa è deformata dall'ostacolo con un rigonfiamento sopravvento e un abbassamento sottovento, dove per effetto del moto discendente si può produrre una lacuna nel banco di nubi, mentre più avanti l'aria calda, riprendendo il suo movimento ascendente, torna a formare il sistema nuvoloso del fronte caldo.

Anche sul *fronte freddo*, per l'insinuarsi dell'aria polare come cuneo sotto l'aria calda, questa si solleva provocando formazioni di nubi. Questo movimento ascendente assume maggiore ampiezza quando la corrente polare si avvicina al versante di una montagna, ciò che darà luogo a precipitazioni abbondanti e a violenti temporali.

Ma deformandosi il cuneo di aria fredda contro il rilievo montuoso, si hanno, oltre al rigonfiamento principale, altri rigonfiamenti a forma di onde man mano meno elevati, sopra i quali l'aria calda superiore può assumere, in alcuni punti, movimenti verso il basso ai quali corrispondono locali dissoluzioni del sistema nuvoloso, mentre sulle creste dei rigonfiamenti si hanno condensazioni che generano zone di precipitazioni staccate, anche lontano dalla barriera montuosa.

È solo tenendo conto di queste più complesse, ma più realistiche teorie, sulla formazione e deformazione dei mobilissimi sistemi ciclonici, che si fanno oggi passi sempre più sicuri negli studi meteorologici, sfuggendo alle incertezze dovute alle teorie empiriche, fin qui applicate, soprattutto nel campo difficile della previsione del tempo.