



MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI
MINISTERO DELL'AGRICOLTURA E DELLE FORESTE

COMMISSIONE INTERMINISTERIALE PER LO STUDIO DELLA
SISTEMAZIONE IDRAULICA E DELLA DIFESA DEL SUOLO
(ART. 14 DELLA LEGGE 27/7/1967 N. 632)

L'EVENTO ALLUVIONALE DEL NOVEMBRE 1966

ROMA
ISTITUTO POLIGRAFICO DELLO STATO
LIBRERIA
1969

Subito dopo i disastrosi eventi che nei primi giorni del novembre 1966 si abbattono su vaste zone del territorio nazionale provocando gravissimi danni e l'allagamento di importanti centri, fra cui Firenze, Trento e, per diverse ragioni Venezia, il Ministero dei lavori pubblici, seguendo analogo suggerimento del Consiglio Superiore, affidava ad apposita commissione l'esame dei molteplici problemi, di carattere scientifico, tecnico, amministrativo e giuridico creati dagli eventi idrogeologici e dalla necessità di prevederli, di prevenirne nei limiti del possibile i danni, e di porvi poi rapido rimedio, nel quadro di una generale azione intesa ad assicurare la difesa idraulica del suolo.

La Commissione, insediata nel dicembre 1966 riconobbe subito la necessità pregiudiziale di raccogliere dati e notizie il più possibile completi sulla situazione meteorologica che aveva provocato l'evento e sulle caratteristiche idrologiche di questo, che per l'entità stessa dei danni recati era da ritenere indubbiamente eccezionale. Questo studio fu affidato a due apposite Sottocommissioni, con l'incarico di considerare il disastroso fenomeno rispettivamente sotto l'aspetto meteorologico e sotto l'aspetto idrologico, e presiedute, la prima dal Gen. prof. Giorgio Fea capo del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica, la seconda dal dr. Ing. Tommaso Pirozzi, presidente della IV Sezione del Consiglio Superiore dei lavori pubblici e, come tale, capo del Servizio Idrografico Nazionale.

Il lavoro delle due Sottocommissioni poté procedere con lodevole rapidità grazie alla collaborazione prestata dall'Ufficio meteorologico predetto alla prima di esse, dai vari uffici del Servizio Idrografico alla seconda: tanto che esso poteva ritenersi sostanzialmente concluso quando, nel dicembre 1967, alla Commissione ministeriale subentrò la presente Commissione Interministeriale, costituita di concerto fra i due Ministri dei lavori pubblici e della agricoltura e foreste, e tuttora in funzione. La sua durata è stata portata al 31 dicembre 1969, ma una prima relazione, sui lavori svolti fino al 31 dicembre 1968 è stata rassegnata nello scorso gennaio.

La Commissione Interministeriale, prendendo atto con compiacimento del lavoro compiuto dalle due sottocommissioni della Commissione Ministeriale, ha ritenuto rispondesse ad un preciso interesse il renderne pubblici i risultati.

Essi vengono presentati nel presente volume. Lo aprono due relazioni d'insieme contenenti, la prima, una sintesi descrittiva dell'evento meteorologico dovuta al Gen. prof. Fea, e la seconda notizie generali d'insieme sugli eventi idrologici, dovuta al dr. Ing. T. Gazzolo, Direttore del Servizio idrografico centrale del Ministero dei lavori pubblici.

Seguono quindi rapporti dettagliati, riguardanti i caratteri con i quali l'evento si è presentato nell'ambito dei quattro grandi compartimenti idrografici che ne furono in varia misura interessati. Essi sono redatti dai capi dei corrispondenti uffici del Servizio Idrografico e cioè dall'Ing. Carlo Bendini per i bacini della Toscana, dall'Ing. Sergio Giambetti per quelli della Romagna,

dall'Ing. Ugo Raffa per il bacino del Po e il Delta Padano, e infine dall'Ing. Livio Dorigo per i bacini del Veneto, dall'Adige al Tagliamento.

Il volume si chiude con una relazione dello stesso Ing. Dorigo sui livelli marini eccezionali verificati a Venezia nel novembre 1966.

Con la pubblicazione del presente volume questa Commissione ritiene di adempiere ad uno dei compiti assegnatigli dall'art. 14 della Legge 27 luglio 1967, che ne autorizzò l'istituzione, e di recare un utile apporto alla fondata conoscenza di un evento che funestò vasta parte del nostro Paese.

Nel presentarla agli studiosi e ai tecnici italiani, è gradito porgere i più vivi e sentiti ringraziamenti al Servizio Meteorologico dell'Aeronautica e al Servizio idrografico del Ministero dei lavori pubblici, e, in particolar modo, agli egregi autori delle varie relazioni.

Un ringraziamento particolare va al dott. Ing. Tomaso Gazzolo che ha coordinato la pubblicazione e ne ha curato la stampa.

Roma, settembre 1969

IL PRESIDENTE DELLA COMMISSIONE
PROF. GIULIO DE MARCHI

GIORGIO FEA

Capo del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare

SINTESI DESCRITTIVA DEGLI EVENTI METEOROLOGICI LEGATI ALLE GRANDI ALLUVIONI VERIFICATE SI NELL'ITALIA CENTRO - SETTENTRIONALE TRA IL 3 ED IL 5 NOVEMBRE 1966

SOMMARIO

Si danno alcuni cenni sulla circolazione generale dell'atmosfera, sui fenomeni connessi alla evoluzione ciclonica, ai fenomeni di massa ed agli effetti orografici. Si descrivono le caratteristiche climatiche generali dell'ottobre 1966 sull'Europa, presupposti della evoluzione meteorologica prima e durante le grandi alluvioni del novembre 1966. Di queste alluvioni si tenta d'individuare gli aspetti meteorologici più determinanti.

Cenni sulla circolazione generale dell'atmosfera

Per poter descrivere in modo sintetico e senza troppi incisi gli eventi meteorologici che sono stati la causa prima delle disastrose alluvioni verificatesi nel nostro Paese agli inizi del novembre 1966, è necessario ricordare alcuni aspetti di quella che di solito si chiama « circolazione generale dell'atmosfera » e di quelle che si considerano « grandi perturbazioni » di questa circolazione.

Origine di tutti gli eventi atmosferici è la radiazione solare la quale fornisce in media assai più energia sulla fascia equatoriale e subtropicale che non sulle calotte polari (fig. 1). La differenza di energia disponibile, differenza assai più forte in inverno che non durante l'estate, determina la for-

mazione di tre grandi blocchi d'aria a carattere quasi permanente: due sulle calotte polari, relativamente freddi e scarsi di vapor d'acqua, ed uno tra i due tropici, relativamente caldo e ricco di vapore.

Fra questi grandi blocchi, all'ingrosso tra i 30 ed i 60 gradi di latitudine (fig. 2), scorre, in cia-

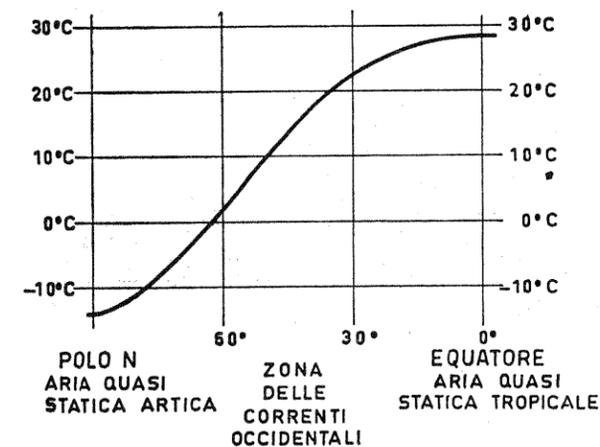


Fig. 1. - Andamento della temperatura media annuale, in funzione della latitudine.

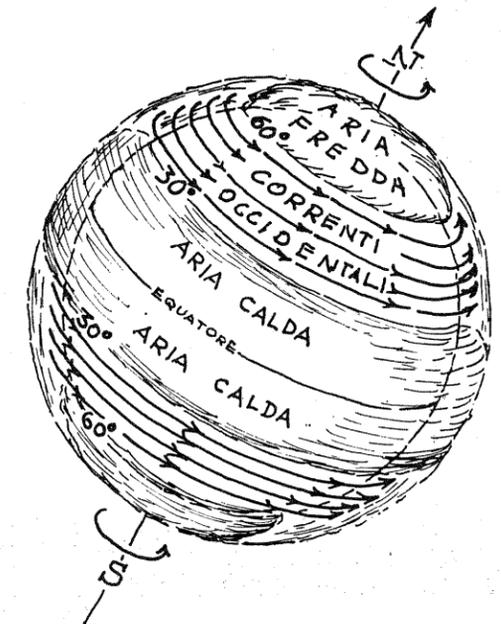


Fig. 2. - Schema, estremamente semplificato, della circolazione generale: sui due poli masse d'aria fredda, quasi statiche; tra i due tropici masse d'aria calda, anch'esse quasi statiche (in realtà verso l'equatore insfluiscono gli alisei, ma questi venti sono d'intensità generalmente assai moderata). Fra masse calde e fredde, press'a poco tra 30° e 60° nord (e sud), fluiscono le grandi correnti occidentali, caratteristiche delle zone temperate.

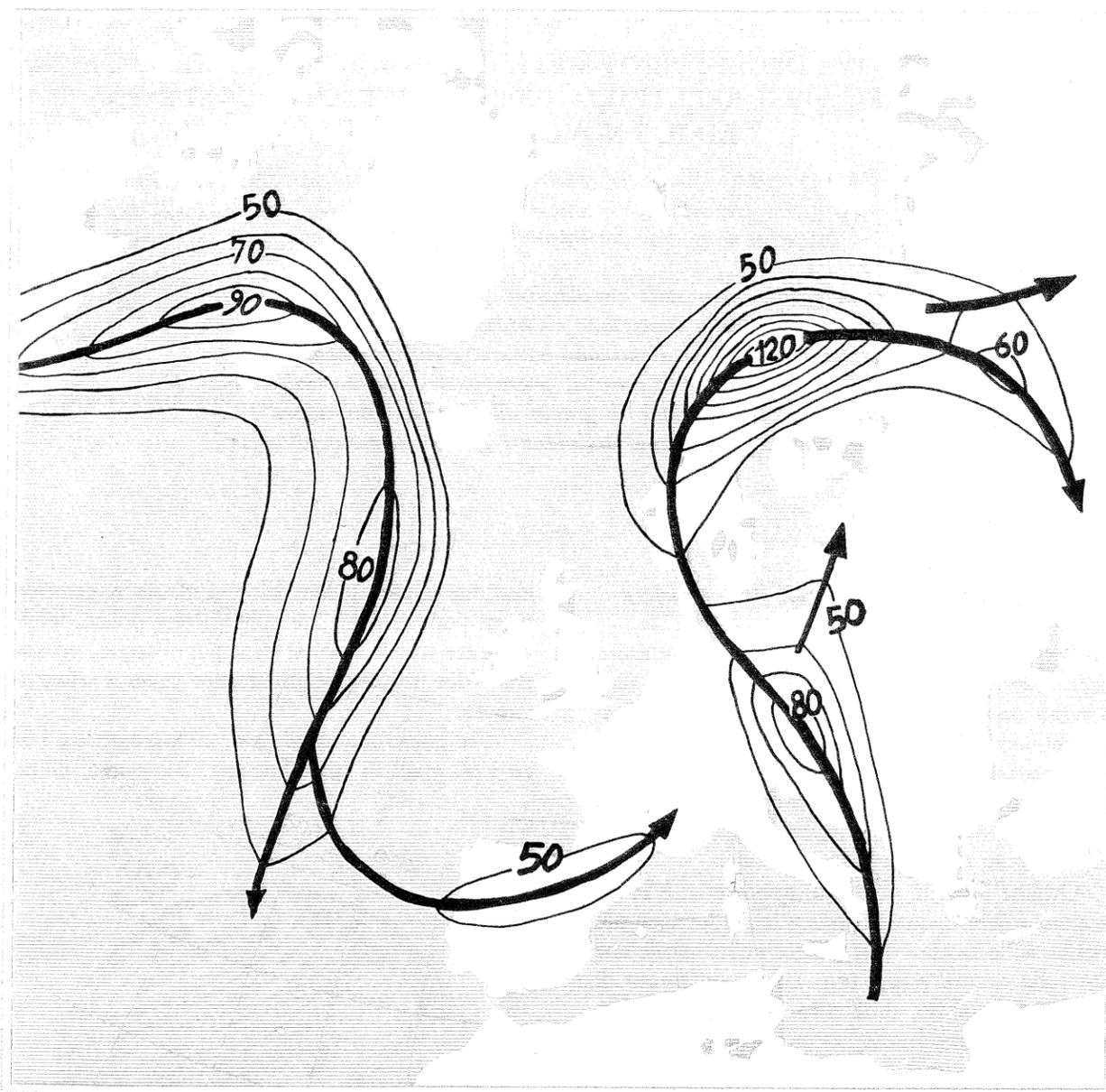


Fig. 3. - Le correnti a getto sull'Atlantico e sull'Europa il giorno 5 novembre 1966 alle ore 12 U.T. Le linee grosse con freccia indicano gli « assi » dei getti; le linee sottili sono le « isotachie » o linee di uguale velocità, che è espressa in metri al secondo; si notino i massimi di 90 m/s (~ 325 km/h) sull'estremo meridionale della Groenlandia, di 80 m/s (~ 290 km/h) ad ovest delle Isole Britanniche tra l'Austria e la Polonia e di 120 m/s (~ 430 km/h) sull'estremo settentrionale della Penisola Scandinava.

scuno dei due emisferi, un vasto fiume d'aria a temperatura intermedia, diretto prevalentemente secondo i paralleli e nello stesso senso nel quale ruota la terra, cioè da occidente verso levante; ad esso è stato perciò dato il nome di « corrente occidentale ». Sempre in ciascun emisfero la intensità media di questo fiume d'aria cresce con la quota, raggiungendo un massimo che più frequentemente si presenta attorno ai 12.000 m, quota alla quale si osserva di norma il limite superiore del primo grande strato atmosferico, quello chiamato troposfera. La velocità media nella zona centrale della corrente occidentale a questo livello è tale che essa effettua un giro del globo in circa otto giorni nel periodo invernale e in circa 24 giorni nel periodo estivo.

In realtà nelle singole situazioni le correnti occidentali presentano, al limite della troposfera, dei massimi di intensità assai accentuata (sono stati rilevati talvolta oltre 600 km/h, ma i 100 e 200 km/h sono frequentissimi); essi (fig. 3) si osservano in forma di nastri di piccolo spessore (2 o 3 km), relativamente stretti (da 100 a 500 km) ed assai allungati nel senso della corrente (qualche migliaio di chilometri); tali massimi sono detti « correnti a getto » e sovrastano le zone di massimo contrasto termico tra masse fredde e masse calde.

Infatti le correnti occidentali risultano in generale tanto più forti quanto maggiore il contrasto termico fra i grandi blocchi d'aria fredda polare e calda tropicale, perchè tale contrasto determina differenze di pressione crescenti con la quota; queste differenze di pressione spingerebbero direttamente le masse più calde verso le più fredde se non intervenisse la rotazione terrestre, che impone una « forza deviante » la quale fa appunto deviare il moto prevalente delle masse d'aria, che altrimenti sarebbe secondo i meridiani, in quello secondo i paralleli.

La radiazione solare tenderebbe ad aumentare continuamente il contrasto fra masse polari e masse tropicali e farebbe così crescere continuamente la velocità delle correnti occidentali se esse con la velocità non acquistassero anche una instabilità che si manifesta nella parte superiore della troposfera, ossia tra i 3.000 e i 12.000 m, col dar luogo a grandi moti ondulatori; questi sono trasversali rispetto alla corrente prevalente e paralleli alla superficie terrestre, cioè orizzontali (fig. 4).

L'innescò di tali grandi oscillazioni legate alla instabilità va attribuito essenzialmente alle perturbazioni imposte alle correnti dall'alternarsi dei continenti e degli oceani e dalla presenza dei grandi sistemi orografici. Tanto maggiore è la instabilità

raggiunta tanto maggiore la rapidità con la quale i movimenti oscillatori, diretti alternativamente verso nord e verso sud a quota quasi costante, vanno crescendo di ampiezza, interessando campi di latitudine via via crescenti.

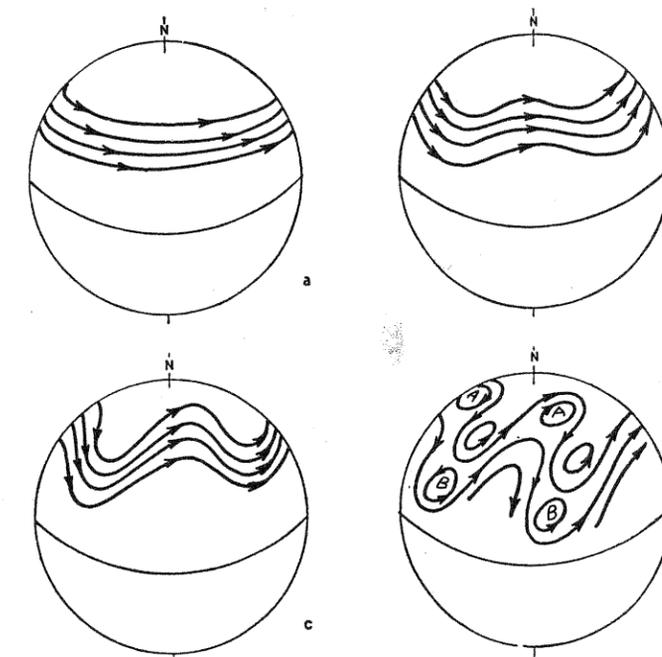


Fig. 4. - Onde nelle grandi correnti occidentali.

La velocità di propagazione delle onde e delle correnti occidentali, almeno nella loro fase iniziale, dipende sia dalla velocità media della corrente che dalla loro lunghezza, la quale va (fig. 5) da un massimo di circa 10 o 15 mila chilometri (quando la

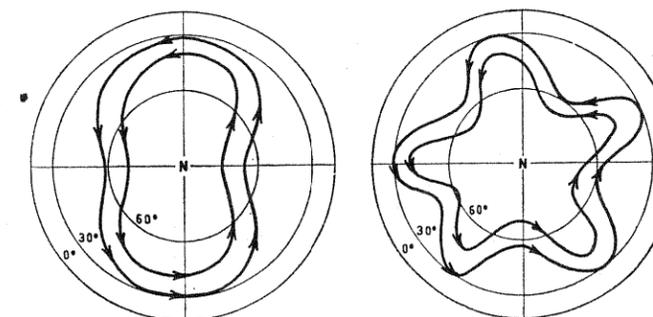


Fig. 5. - Configurazione delle onde occidentali in un sistema a due onde e in uno a cinque.

corrente occidentale nel suo intero sviluppo secondo i paralleli presenta solo un paio di onde) ad un minimo di circa 3 o 4 mila chilometri (quando la corrente presenta sei o sette onde).

Il crescere dell'ampiezza di queste onde fa penetrare sempre più le masse calde verso le masse

polari e le masse fredde verso le masse tropicali. La vicenda si può concludere con la rottura delle onde e con irruzioni, interessanti anche gli strati inferiori dell'atmosfera sino al suolo, di aria calda a nord e di aria fredda a sud. Si determina in tal modo, fra zone tropicali e zone polari, uno scambio termico a grandissima scala che attenua il contrasto che la radiazione aveva progressivamente provocato. Così può attenuarsi od interrompersi la serie dei moti determinati dal contrasto stesso finché, dopo un certo tempo, allorché una sufficiente quantità di energia sarà stata nuovamente accumulata, essi potranno riprendere.

Ai grandi moti di invasione di aria calda verso la fredda e della fredda verso la calda si accompagna tutta la serie dei fenomeni che caratterizzano le condizioni di tempo perturbato.

Le masse d'aria calda ed umida muovendosi verso le masse d'aria fredda vengono infatti, per la loro minore densità, a sovrapporsi a queste: in tal modo, esse progressivamente si sollevano, come se scivolassero verso l'alto su di un piano inclinato. Poiché la pressione ambiente è tanto minore quanto più alta la quota, il sollevamento produce una espansione delle masse calde ed umide, che così si raffreddano sino a raggiungere prima la saturazione e quindi la progressiva condensazione, in nubi e in pioggia, di una parte del vapore contenuto. La serie di nubi che caratterizza un'avanzata d'aria calda inizia con un'avanguardia, rappresentata dai candidi e tenui « cirri », costituiti da microcristallini di ghiaccio, a quote variabili tra i 6 e i 12 mila metri; e termina, alla fine di un sistema

nuvoloso largo un migliaio di chilometri, con i ne-reggianti e compatti « nembrostrati ». La base di questi è, non di rado, prossima al suolo ed il loro spessore è di alcune migliaia di metri; da essi cadono pioggia o neve ininterrotta.

Viceversa, quando le masse d'aria fredda e secca si muovono verso le masse d'aria calda ed umida, esse, per la loro maggiore densità, si incuneano al disotto di queste e le sollevano; il fenomeno di irruzione dell'aria fredda di solito è più violento che non quello dell'aria calda; il sollevamento prodotto sull'aria calda da una irruzione fredda risulta così particolarmente brusco ed irruento; di conseguenza i processi di raffreddamento sono più rapidi ed energici talché si formano, spesso quasi improvvisamente, ammassi di nubi a forte sviluppo verticale. Esse hanno base nereggiante e talora prossima al suolo, e sommità biancheggianti a torri che si espandono « ad incudine », le quali possono raggiungere e superare i 5 e 10 mila metri. Da tali nubi, dette « cumulonembi », che si presentano su fasce larghe un centinaio di chilometri, cadono pioggia o neve a rovesci o addirittura grandine; nei cumulonembi si ha spesso produzione di scariche elettriche, le quali costituiscono una caratteristica tipica dei temporali.

Nel campo della pressione « ridotta al livello del mare » le invasioni di aria calda, meno densa, sono di solito accompagnate da una diminuzione della pressione stessa; al contrario le invasioni di aria fredda, più densa, sono accompagnate di solito da aumento della pressione. L'opposto avviene, per lo più, negli strati più alti della tropo-

sfera: ciò perchè nell'aria calda la pressione diminuisce, col crescere della quota, meno di quanto non avvenga nell'aria fredda.

Questo fatto, cioè la diversa variazione della pressione lungo la verticale nelle masse calde e nelle masse fredde, per il quale la pressione in quota resiste di più, per così dire, nelle masse calde che non nelle fredde, è ovvio ed apparentemente banale; ma è invece essenziale per tutta la fenomenologia atmosferica.

A causa di esso infatti può persino accadere che, a quote sufficientemente elevate, al disopra di una zona a bassa pressione, ma « calda », esistente al livello del mare, si possa trovare pressione più alta di quanto non si trovi, alle stesse quote, al disopra di una zona ad alta pressione, ma « fredda » (fig. 6); cioè, con linguaggio tecnico abbreviato, una « alta fredda » a livello del mare può divenire una « bassa » in quota, mentre una « bassa calda » può divenire una « alta » in quota.

Viceversa: una « alta calda » a livello del mare verrà accentuata e diverrà più importante in quota, così come una « bassa fredda » diverrà più profonda in quota.

In questo secondo tipo di circostanze i fenomeni dinamici, legati alla distribuzione della pressione, interesseranno praticamente nello stesso senso tutto lo spessore della troposfera, accentuandosi dal basso in alto: i venti aumenteranno di intensità col crescere della quota, mantenendo le stesse direzioni. Nel primo tipo di casi, invece, i fenomeni dinamici muteranno con la quota e si potrà verificare anche il fatto che i venti osservati ai livelli superiori siano opposti a quelli osservati al suolo.

Invero abbiamo già accennato che i moti dell'aria, cioè i venti, sono controllati direttamente e prevalentemente da due fattori: la rotazione terrestre e l'andamento della pressione; il risultato è che, in prima e non troppo grossolana approssimazione, se si tolgono gli effetti orografici e gli effetti dell'attrito negli strati più vicini al suolo (entro uno spessore dell'ordine dei 500 m), si può ammettere che il vento si muova ad ogni livello parallelamente alle linee di egual pressione, o « isobare », con una velocità proporzionale alla fittezza di queste linee, cioè proporzionale (ad ogni latitudine) al così detto « gradiente barico ». Il senso del moto, nel nostro emisfero (perché nello altro avviene l'opposto), è tale da lasciare a destra le pressioni più alte e a sinistra quelle più basse. Cosicché nel nostro emisfero (e di esso soltanto ci occuperemo nel seguito) il vento si muoverà nel senso delle lancette dell'orologio (o orario) attorno una zona di alta pressione o « anticiclone » e nel senso opposto a quello delle lancette (o antiorario)

attorno una zona di bassa pressione o « ciclone » (fig. 6).

In generale dunque, con buona approssimazione, le isobare si possono considerare come linee di flusso dei grandi moti atmosferici: per questo, nelle immagini relative agli eventi che descriveremo abbiamo sostituito, per una maggiore evidenza rappresentativa ed una immediata comprensione, alle isobare delle lunghe frecce ad esse parallele, le quali indicano, così, direttamente il senso del moto delle masse d'aria, cioè il vento, la cui intensità è rappresentata dalla « fittezza » delle frecce stesse.

Ad ogni istante la differenza tra la distribuzione generale della pressione a quote superiori e quella a quote inferiori, differenza dovuta, come si è visto, alla distribuzione della temperatura (masse calde e fredde) degli strati atmosferici interposti fra le due quote, si rispecchia nella distribuzione dei venti e quindi sul moto e sugli spostamenti delle masse d'aria.

Gli spostamenti di queste masse più o meno calde o fredde, alterano le distribuzioni di pressione con variazioni che a loro volta mutano i venti e i moti successivi delle masse, fornendo così uno dei contributi più semplici e fondamentali alla evoluzione delle situazioni.

A controllare questa evoluzione intervengono anche altri fattori di natura meccanica e termodinamica, cui accenneremo indirettamente in seguito; ma è importante ricordare il contributo dovuto ai mutamenti prodotti sulle masse d'aria da variazioni di temperatura e di contenuto di vapore; questi mutamenti avvengono attraverso processi diffusivi, termoconvettivi e radiativi, che dipendono dallo stato del suolo o dei mari, dalla velocità dei venti, dall'andamento verticale della temperatura, dalla quantità di vapore già presente nell'aria, dal tipo e quantità di nubi che si interpongono fra Sole e suolo e così via. Questi fenomeni, che determinano variazioni relativamente lente, son proprio quelli che più degli altri valgono a

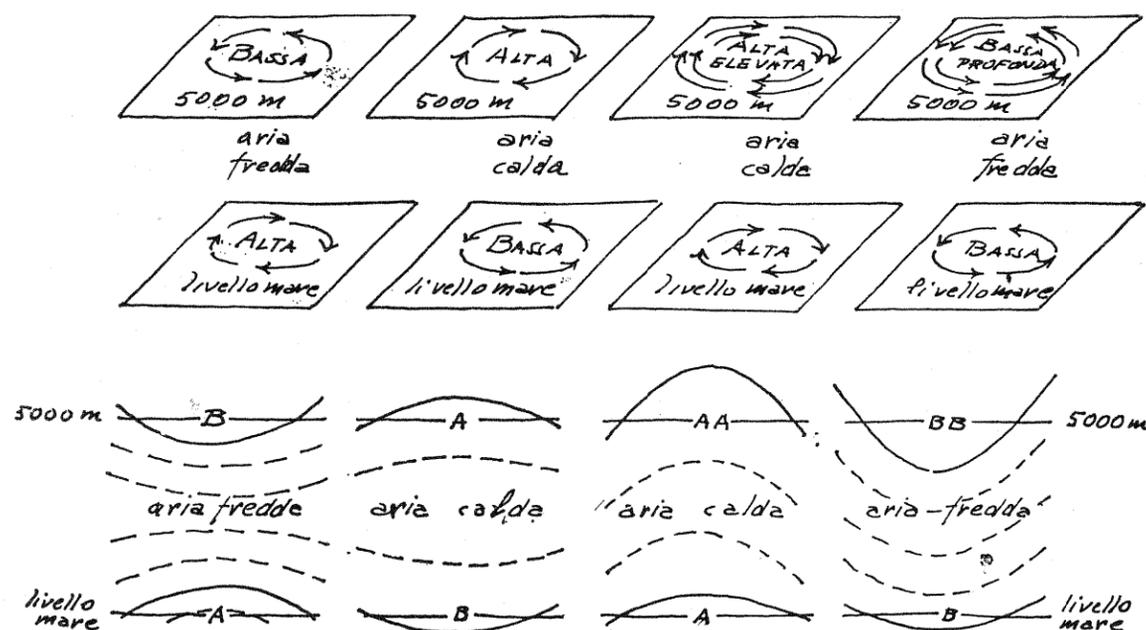


Fig. 6. - Differenze delle configurazioni isobariche a livello del mare e in quota a seconda della temperatura media dello strato d'aria interposto.

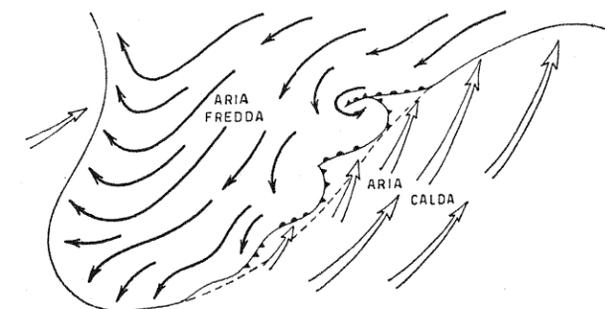


Fig. 7. - Grandi irruzioni di aria fredda e calda, con formazione di onde orizzontali e di vortici ciclonici.

rendere l'evoluzione delle singole situazioni più complessa, varia e, sotto certi aspetti, irripetibile.

Abbiamo più sopra parlato di irruzioni di aria fredda e calda interessanti anche gli strati superficiali dell'atmosfera, irruzioni che si ricollegano ai grandi moti oscillatori orizzontali delle correnti occidentali.

Orbene in queste irruzioni vengono a scorrere, affiancate, masse d'aria calde e fredde: ne conseguono interazioni fra le due masse che portano, anche qui, alla formazione di moti ondulatori quasi orizzontali. Questi però danno luogo (figura 7) ad onde assai minori di quelle delle correnti occidentali, perchè di lunghezza ed ampiezza dell'ordine soltanto del migliaio di chilometri. Peraltro queste onde sono estremamente importanti per la fenomenologia meteorologica che ad esse si associa, in particolare perchè ciascuna onda finisce col dar luogo ad un vortice interessante gli strati via via più alti, di cui segue il moto generale, co-

stituente il « ciclone » vero e proprio. Queste onde, che si generano nella bassa troposfera, si presentano in gruppi, con un numero di individui variabile di solito da 3 a 5, che si sviluppano l'un dopo l'altro; i cicloni che da esse si originano si presentano quindi in « famiglie » composte da 3 a 5 membri; i primi sono di norma in stadi di sviluppo avanzato e prossimi all'estinzione quando gli ultimi sono ancora in fase nascente.

Evoluzione ciclonica, fenomeni di massa ed effetti orografici

In ciascuna di queste onde (fig. 8), che si muovono di solito al disotto delle correnti a getto nel senso dell'aria calda, l'aria calda stessa invade le zone dell'aria fredda, formando quelli che si chiamano i « settori caldi »; in corrispondenza di quelle che potremo considerare « creste » delle onde

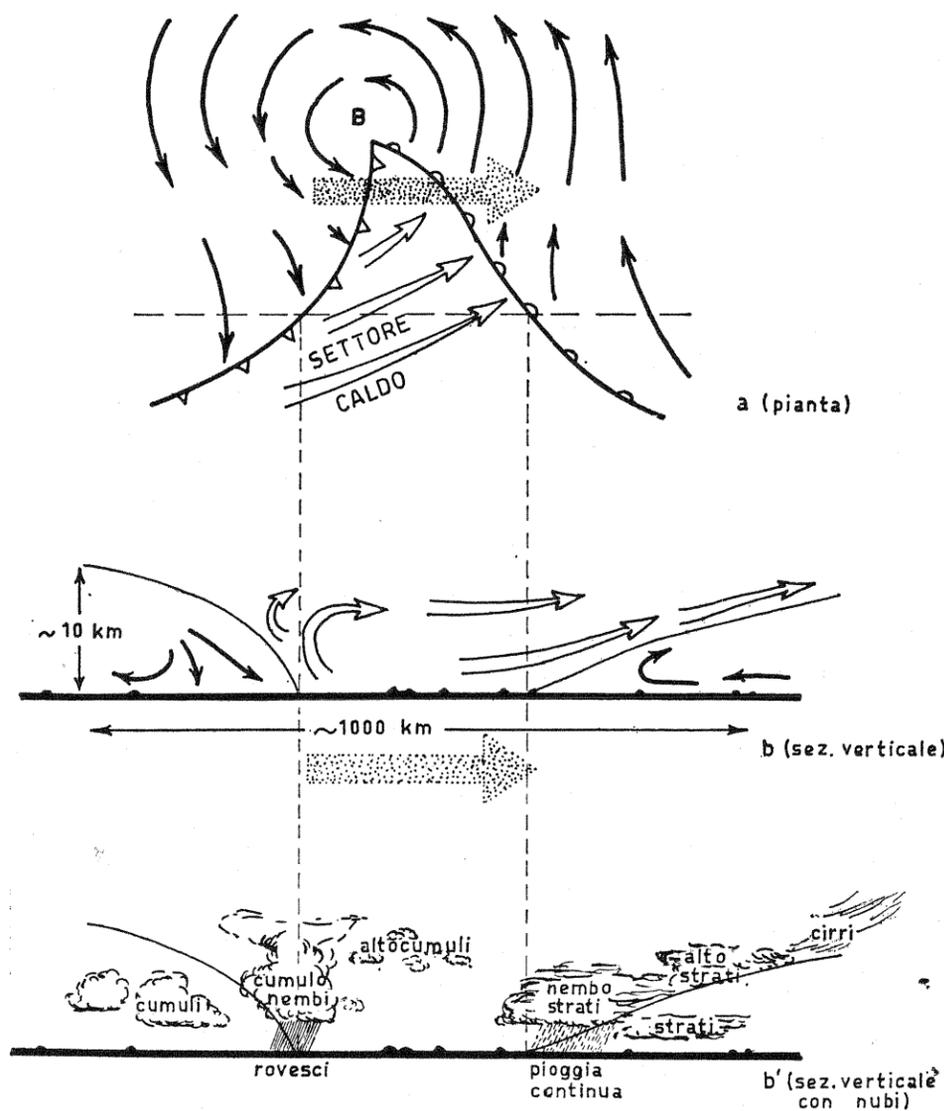


Fig. 8. - Schema, in pianta e sezione verticale, di un'onda ciclonica « giovane ».

dell'aria calda, anche se il moto è, lo ripetiamo ancora, prevalentemente orizzontale, si forma il minimo di pressione. Sul lato destro della cresta, delimitato al suolo da quello che si chiama il « fronte caldo », l'aria calda sale sulla fredda, dando luogo alla successione di nubi caratterizzanti quella che abbiamo già descritta come irruzione calda; sul lato sinistro della cresta l'aria fredda delimitata al suolo da quello che si chiama il « fronte freddo », incalza l'aria calda e la solleva, dando luogo alle nubi a sviluppo verticale che caratterizzano le invasioni di aria fredda. Col procedere degli eventi, poichè l'aria fredda, come già abbiamo accennato, avanza di solito più rapidamente dell'aria calda, il settore caldo si va stringendo finchè si chiude quando il fronte freddo e il fronte caldo si toccano, formando un sistema misto, detto « fronte occluso », nel quale nubi di invasione calda e nubi di invasione fredda si trovano combinate.

E' nella fase di occlusione che ciascun ciclone raggiunge la massima intensità; la pressione atmosferica a livello del mare tocca i valori minimi, i venti soffiano con maggiore violenza, i fenomeni di condensazione procedono con un ritmo più intenso. Tutta l'energia potenziale disponibile a causa della vicinanza in posizione affiancata anzichè sovrapposta delle due masse calda e fredda, insieme a quella disponibile in forma di calore latente per la presenza del vapore che potrà condensare, si sono ormai trasformate in energia di moto, che si è andata ad aggiungere a quella precedentemente già posseduta dalle due correnti, fredda e calda, che han dato luogo al fenomeno. Dalla fase di occlusione in poi il ciclone non fa

che dissipare per attrito l'energia acquisita ed esso si estingue, a meno che, come può accadere, nel suo vortice non si insinuino nuove masse di aria a temperatura diversa (di solito più fredda) che gli consentano una ripresa di energia.

In realtà le teorie più recenti, suggerite dalla evidenza dei fatti, pongono, come una delle cause dirette più importanti dello sviluppo dei cicloni, il fenomeno della « divergenza orizzontale » dei venti in quota, osservabile soprattutto nei tratti iniziali dei rami diretti a settentrione delle correnti a getto: la divergenza, che è legata alla variazione di velocità delle masse d'aria, determina una parziale « fuoriuscita orizzontale » delle masse d'aria in quota, sovrastanti una certa regione: quindi a) un abbassamento della pressione alla base della colonna d'aria sottostante; b) un moto verso l'alto della colonna d'aria stessa perchè essa tende a colmare il vuoto che altrimenti si produrrebbe in quota; c) una « convergenza orizzontale » alla base della colonna per le masse d'aria che vanno a sostituire quelle che si sollevano, senza peraltro compensare la diminuzione di pressione dovuta alla divergenza in quota; d) la produzione al suolo di una circolazione ciclonica dovuta alla convergenza delle masse (la convergenza accentua la rotazione che le masse già posseggono in virtù della rotazione terrestre, così come la danzatrice che fa le piroette aumenta la sua velocità di rotazione quando porta le braccia dalla posizione di « in fuori » a quella di « lungo i fianchi ») ed infine e) la formazione del settore caldo al suolo, se la circolazione ciclonica si produce, come spesso accade, in zona di forte gradiente termico orizzontale (fig. 9); questo forte gradiente termico al suolo ha infatti, come

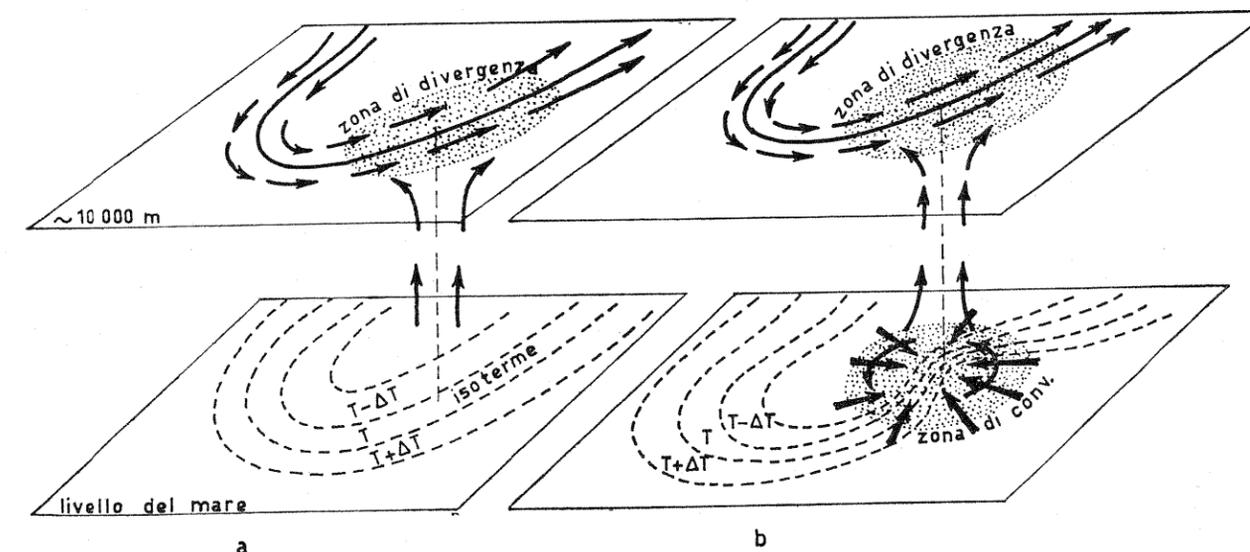


Fig. 9. - Uno dei modi d'innescio di un ciclone. Una « divergenza » delle correnti in quota (e particolarmente delle correnti a getto) può innescare la formazione di un ciclone a livello del mare, col determinarvi una « convergenza » la quale inizia ed esalta il moto rotatorio rispetto alla terra, aumenta il gradiente termico orizzontale distorcendo le isoterme fino a produrre l'« onda » con fronte caldo e fronte freddo.

corrispondente in quota, i venti più forti, cioè le correnti a getto, nelle quali si possono produrre, appunto, i fenomeni di divergenza.

I fenomeni descritti possono essere accentuati da varie cause, alcune delle quali meritano una breve descrizione, tanto più che esse sono intervenute anche proprio nel caso che ci interessa.

Una di queste cause è la instabilizzazione delle masse d'aria per riscaldamento ed umidificazione dal basso: senza addentrarci in particolari, è intuitivo che masse riscaldate dal basso, per esempio su di un suolo particolarmente caldo, possano dar luogo a moti convettivi verticali: moti convettivi che finiscono col determinare un raffreddamento

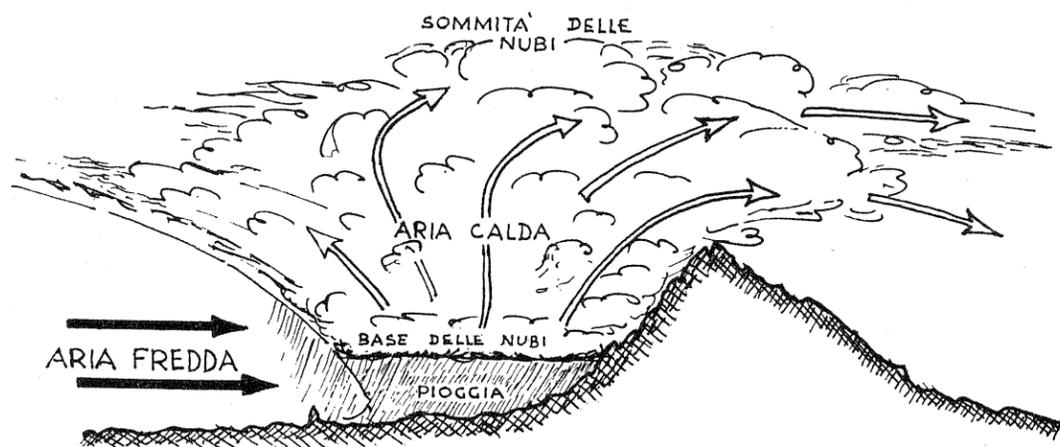


Fig. 10. - Sollevamento forzato in blocco di aria calda umida, costretta fra un sistema orografico (a destra) e una massa fredda avanzante da (sinistra).

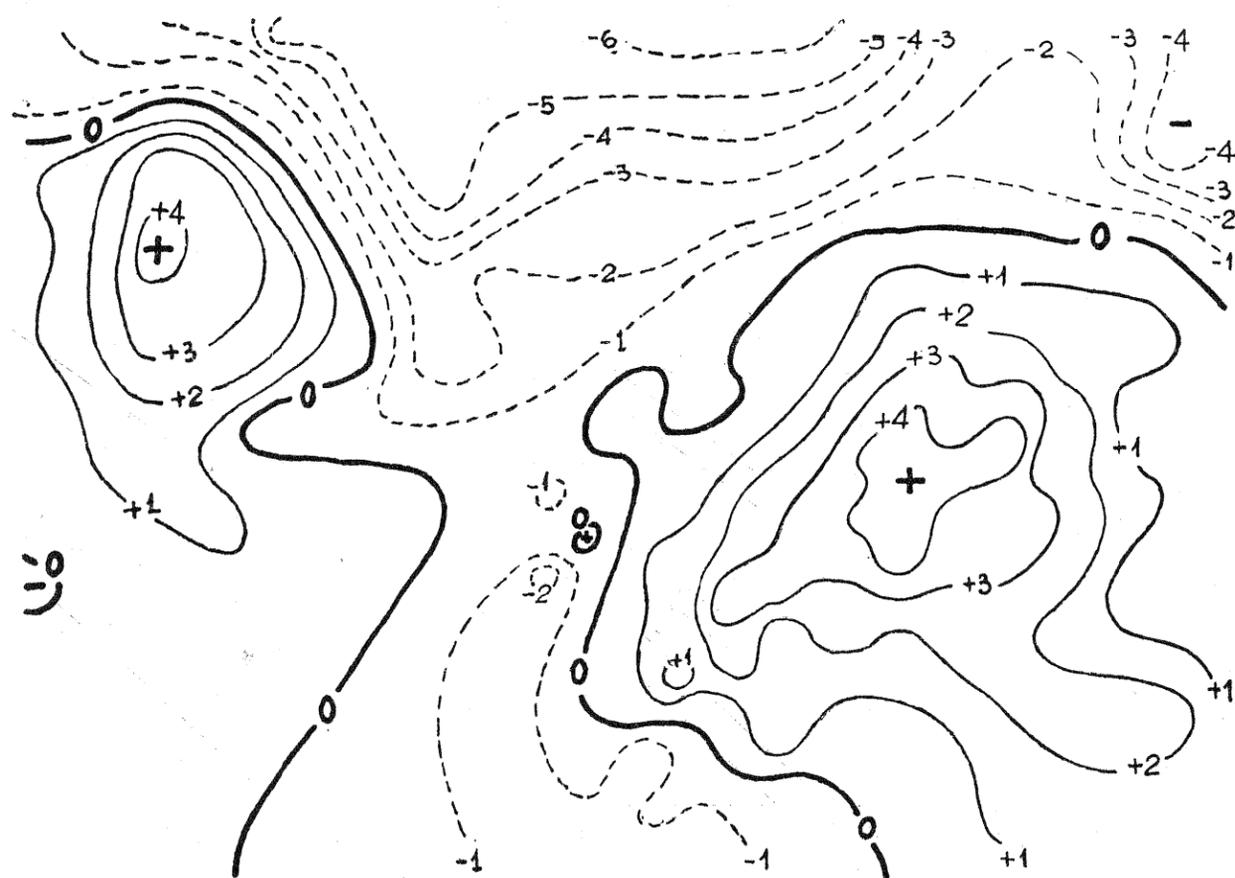


Fig. 11. - Ottobre 1966: scarti delle temperature medie del mese dalla media trentennale.

per espansione delle masse ascendenti, tale da portarle alla condensazione del vapore contenuto e quindi alla formazione di nubi e precipitazioni: si pensi ad esempio alle nubi ed ai temporali meridionali estivi. Se poi in luogo di un suolo caldo si ha un mare caldo, oltre all'aumento di temperatura ne risulta anche un aumento del contenuto di vapore e quindi una accentuazione nei processi di condensazione. Sotto questo riguardo è importante ricordare che la presenza di aria particolarmente fredda in quota, per una maggiore spinta d'Archimede disponibile, facilita l'ascesa delle masse calde ed umide ascendenti e quindi determina un maggiore sviluppo verticale delle nubi, intensificando le precipitazioni che da esse si originano.

E' facile immaginare, da quanto precede, come irruzioni di aria instabilizzata possano accentuare i fenomeni connessi sia con i fronti caldi che con i fronti freddi.

Restano infine da ricordare gli effetti orografici.

Se una massa d'aria nel suo moto incontra una catena montuosa più o meno continua, non potendo aggirare l'ostacolo come farebbe con una montagna isolata, è costretta a sormontarla; la ascesa forzata determina anche qui il raffreddamento per espansione; anzi in questo caso le condizioni sono particolarmente favorevoli per raggiungere la saturazione e la condensazione in nubi, con precipitazione di parte del vapore contenuto. Si comprende facilmente come il fenomeno possa risultare particolarmente energico allorché una massa calda ed umida è incalzata e sospinta contro la catena montuosa da una massa fredda soprappiungente (fig. 10); in queste condizioni infatti la massa calda è forzata all'ascesa in blocco, costretta tra due pareti: l'una rigida e fissa, e l'altra fluida e mobile e che si avvicina alla prima, col risultato di stringere l'aria calda quasi in una morsa che le lascia libero soltanto lo sfogo verso l'alto, ossia verso il raffreddamento e la conseguente condensazione del vapore.

Caratteristiche climatiche dell'ottobre 1966

L'esame statistico-climatologico retrospettivo dell'andamento delle condizioni generali dell'atmosfera sull'emisfero settentrionale nei periodi che hanno preceduto gli eventi eccezionali verificatisi sul nostro Paese dal 3 al 5 novembre 1966, rivela una preparazione di possibili fenomeni particolarmente intensi sull'area del Nord Atlantico e della Europa nell'ottobre 1966; il che risulta dai valori medi mensili della temperatura presentati proprio da quel mese.

La circolazione generale durante l'ottobre 1966 si era scostata infatti dall'andamento più frequente, caratteristico per quel periodo stagionale, col risultato di render più ridotti gli scambi termici a grande scala fra calotte polari e zone tropicali, scambi legati alle grandi perturbazioni della circolazione stessa. Si era determinato così, durante il mese di ottobre del 1966, un eccesso di raffreddamento sulle calotte polari e di riscaldamento sulle regioni subtropicali e temperate. La entità di tale eccesso può essere valutata in base agli scarti, risultanti a « posteriori » ed appunto dalle statistiche, fra le temperature medie dell'ottobre 1966 e le temperature medie trentennali relative allo stesso mese: orbene sulle estreme regioni settentrionali dell'Atlantico e sull'Oceano Artico il raffreddamento aveva portato a scarti negativi della media mensile così forti da superare per alcune località i 6 gradi centigradi (fig. 11).

Allo stesso tempo gran parte dell'Europa centro-orientale e del Mediterraneo avevano superato con la temperatura media dell'ottobre 1966, la media dell'ottobre risultante da un trentennio, con eccessi che avevano raggiunto i 4 gradi.

In particolare poi, sempre nell'ottobre 1966, le acque superficiali del Tirreno avevano mostrato una temperatura media mensile superiore alla media pluriennale di circa 2 gradi.

Trattandosi di medie mensili su aree vastissime gli scarti indicati vanno considerati eccezionali.

Questa situazione termica di fondo, così lontana dalla norma, era preludio a forti oscillazioni delle correnti occidentali che, con intensi scambi termici, avrebbero dovuto ristabilire l'assetto prevalente, normale della stagione. Più precisamente i moti meridionali avrebbero dovuto portare, dal settentrione verso la regione mediterranea, grandi quantitativi di masse d'aria particolarmente fredda, sospingendo al tempo stesso, dalle zone centro-orientali del Mediterraneo e dell'Europa verso le regioni a latitudini elevate, masse più calde del normale. Da sottolineare il fatto che, essendo anche più caldi del normale sia il Tirreno che parte del Mediterraneo centro-orientale, le masse stazionanti o in transito su questi mari avrebbero dovuto possedere, oltre che una temperatura più elevata, anche un quantitativo di vapore superiore alla media.

Vi erano dunque tutte le premesse affinché gli scambi termici fra zone polari e subtropicali, sulla fine dell'ottobre e nella prima parte del novembre, fossero, almeno sull'area Euro-Atlantica, notevolmente intensi ed accompagnati quindi da fenomeni meteorologici in generale particolarmente violenti.

In concordanza con questa conclusione di tipo intuitivo, va notato che speciali carte medie mensili « previste », determinate da un gruppo di ricercatori del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica, mostravano, per il mese di novembre del 1966, una situazione media prevista molto particolare; secondo tale situazione, in luogo dei moti da ovest e nord-ovest caratteristici del periodo, si sarebbero dovuti manifestare sull'Atlantico, presso le coste europee, un flusso prevalente da nord e, sull'Europa orientale, un flusso prevalente da sud.

Di fatto, già sul finire dell'ottobre 1966, erano iniziati movimenti trasversali delle correnti occidentali, tendenti a determinare questi scambi; sin dal 25 del mese si erano verificate le prime ampie oscillazioni con irruzioni di aria fredda che, scendendo lungo l'Atlantico, dalle regioni settentrionali verso le meridionali, erano giunte ormai ad interessare, con qualche impulso, anche la regione mediterranea.

Evoluzione meteorologica prima e durante le alluvioni

I fenomeni connessi alle suddette irruzioni, e più specificatamente i venti e le precipitazioni, non avevano però ancora raggiunto, sul nostro Paese, entità tali da destare allarmi particolarmente preoccupanti.

La situazione mutava radicalmente, invece, dal 2 al 3 novembre.

All'una del mattino del 2 novembre, ora 00 in tempo universale (00 UT), la situazione generale a livello del mare (fig. 12) presentava infatti una fascia di pressioni particolarmente elevate, estendentesi, attraverso l'Atlantico, dalle coste canadesi alla Scandinavia e di qui sino alla Russia; questa fascia di alte pressioni separava il grosso delle masse fredde artiche dalle masse più calde occupanti le regioni dell'Europa meridionale e del Mediterraneo. Soltanto a nord di questa fascia, nel letto delle correnti occidentali, che scorrevano così a latitudini estremamente più elevate del normale, si sviluppavano intense onde cicloniche; a sud, invece, dalla Francia al Mar Nero e sul Mediterraneo, in un'area di pressione relativamente bassa, si osservavano ancora quelli che si potevano considerare semplicemente effetti residui delle precedenti limitate invasioni fredde. Soltanto sul golfo di Guascogna un debole vortice ciclonico sembrava meritare particolare attenzione, per i suoi possibili successivi sviluppi.

La simultanea situazione a 9.000 m (fig. 13), pur corrispondente nella parte settentrionale a

quella descritta per il livello del mare, cioè con una fascia di correnti occidentali dal Canada alla Russia settentrionale, manifestante un'ansa verso nord aggirante l'alto Atlantico, sul rimanente si presentava invece del tutto diversa; ciò in quanto dalla corrente principale si derivava una vastissima ansa verso sud, ansa abbracciante gran parte dell'Europa, con correnti che, discendendo dalla Scandinavia lungo le coste atlantiche fino al largo della penisola Iberica, risalivano poi, dopo aver lambito le coste mediterranee dell'Africa, verso la Russia, attraversando l'Italia meridionale e la penisola Balcanica. Quest'ansa in quota era colma di aria fredda sovrastante l'Europa centro-occidentale e settentrionale. In pieno Atlantico, sino alla ansa settentrionale, e sulle regioni orientali europee si trovavano, all'opposto, masse calde.

Orbene fra le 00 UT del 2 e le 00 UT del 3, a livello del mare (fig. 14), uno dei vortici legati alle onde sull'estremo settentrionale dell'Atlantico, e precisamente quello che alle 00 UT del 2 risultava trovarsi presso la Groenlandia ed aveva ora iniziato un moto verso sud-est, subiva uno sviluppo repentino e fortissimo che ne estendeva enormemente il raggio d'azione. Cosicché, mentre la fascia di alte pressioni andava rinforzandosi sull'Atlantico nella parte prossima al Canada, il vortice suddetto ne iniziava lo sfaldamento sulla regione verso la quale aveva cominciato a dirigersi, cioè quella compresa tra l'Irlanda ed il Mare del Nord; il vortice stesso era seguito, nell'intero settore occidentale, da un intenso afflusso d'aria estremamente fredda che, dall'Oceano Glaciale e dalla Groenlandia, si dirigeva ora verso le Isole Britanniche.

Nello stesso tempo, in regioni più vicine alle nostre, cioè a sud della fascia anticiclonica, il vortice ciclonico che già si trovava sul golfo di Guascogna, si portava verso le Isole Baleari, iniziando a richiamare verso il Mediterraneo occidentale la aria relativamente fredda già sostante sull'Europa centro-occidentale; questo afflusso freddo prendeva a rinforzare il vortice stesso, il quale iniziava così a sospingere verso le nostre regioni, da quelle algero-tunisine e dal Mediterraneo centrale, aria relativamente calda; questo apporto caldo, aumentando il contrasto termico, costituiva per il vortice una ulteriore fonte di energia.

A 9.000 m intanto (fig. 15), per effetto dello apporto di aria fredda prodotto negli strati inferiori dal vortice sul nord Atlantico, veniva a staccarsi dal flusso di correnti occidentali, nel tratto a sud della Groenlandia, un ramo intensissimo che si dirigeva verso l'ovest dell'Irlanda; il ramo stesso si collegava poi con quello occidentale della grande ansa europea, determinando così una fascia di

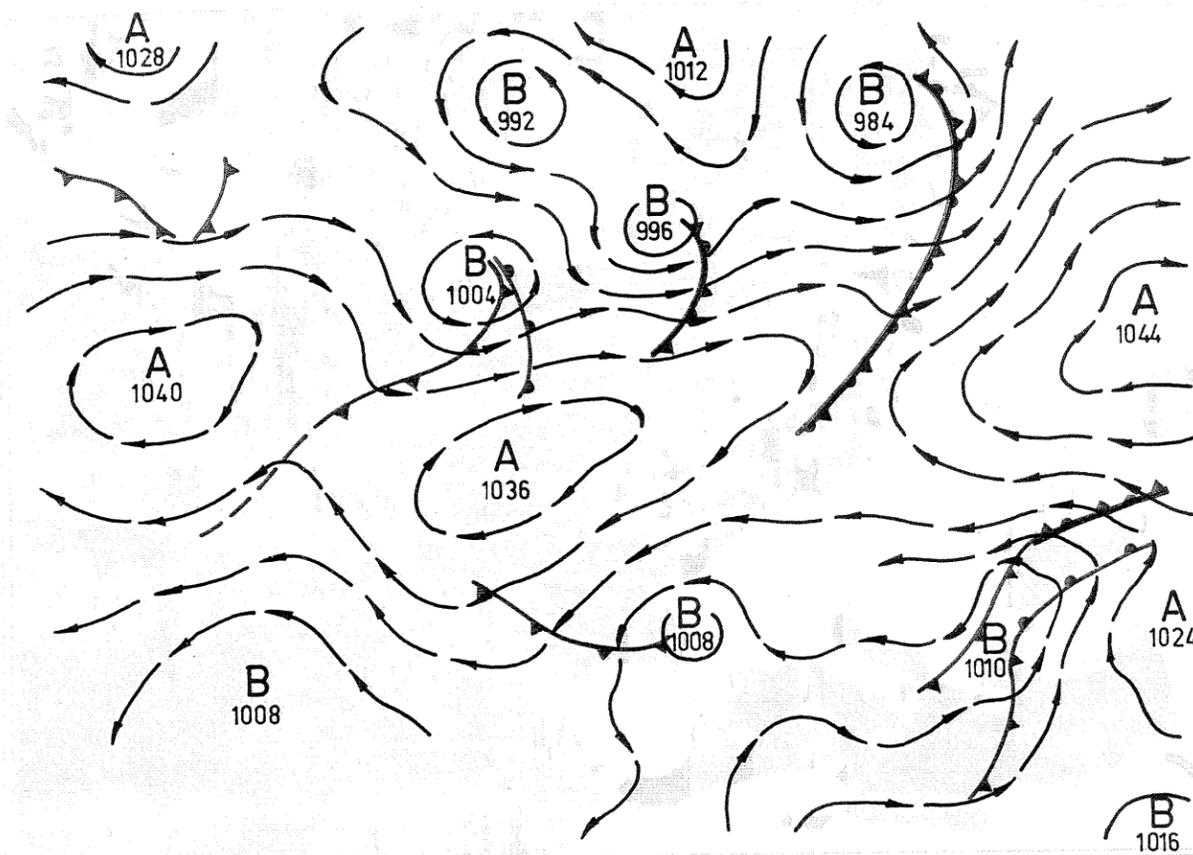


Fig. 12. - 00 UT del 2-XI-1966. Situazione a livello del mare.

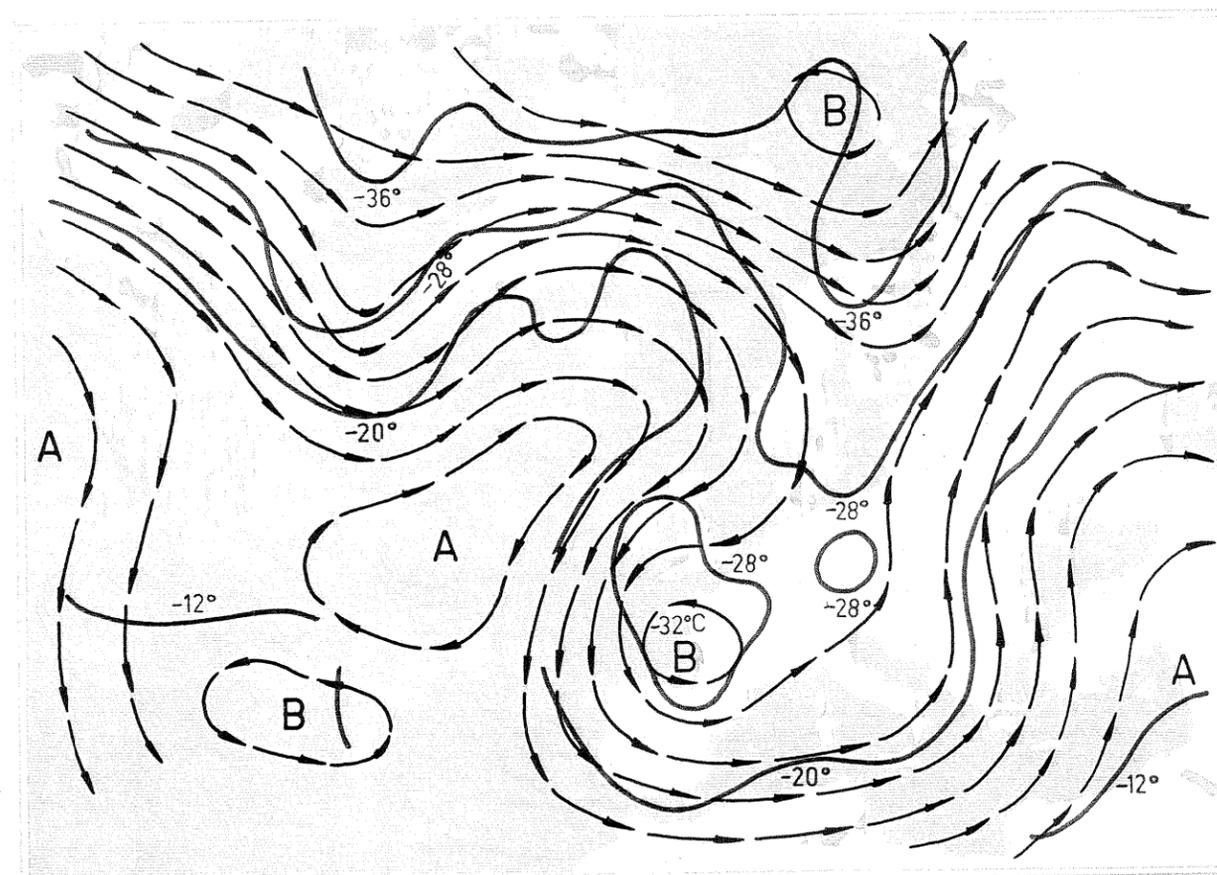


Fig. 13. - 00 UT del 2-XI-1966. Situazione a 9.000 metri (Temperatura a 5.500 metri).

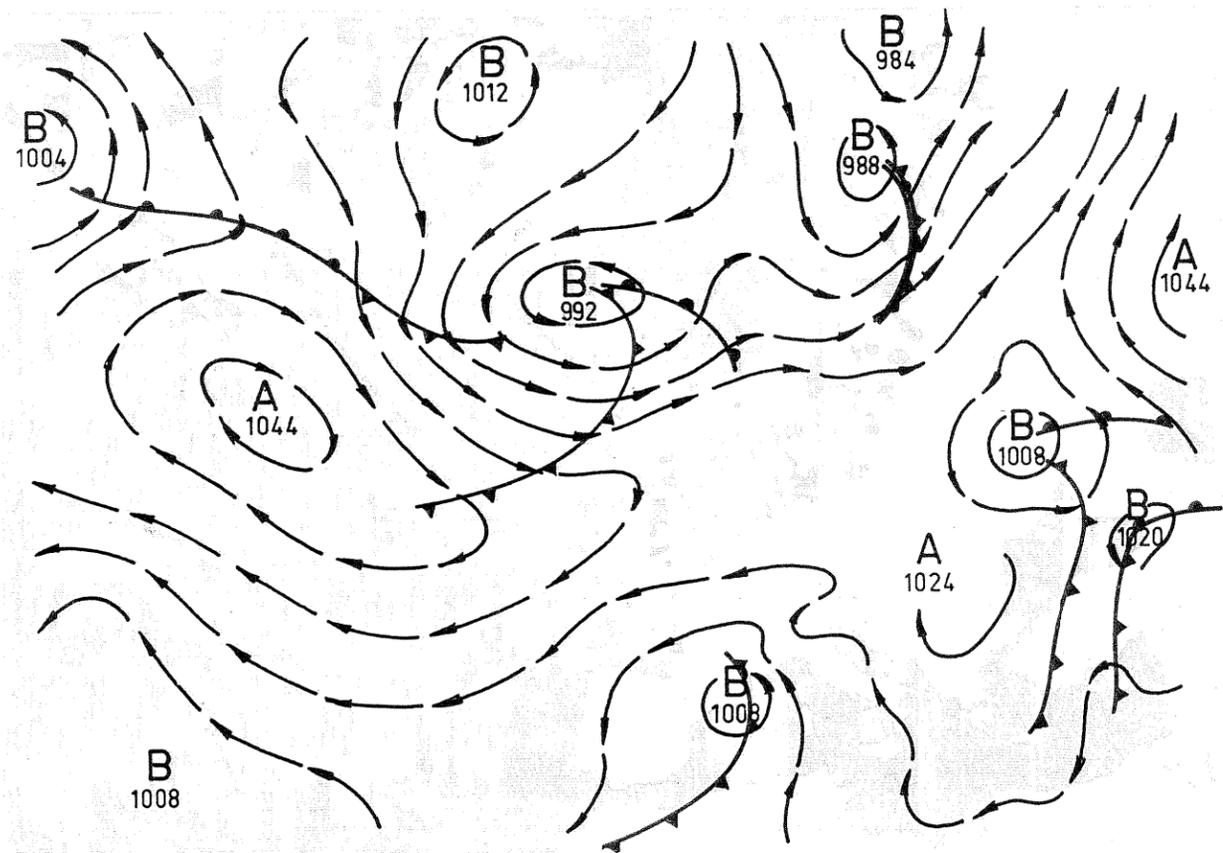


Fig. 14. - 00 UT del 3-XI-1966. Situazione a livello del mare.

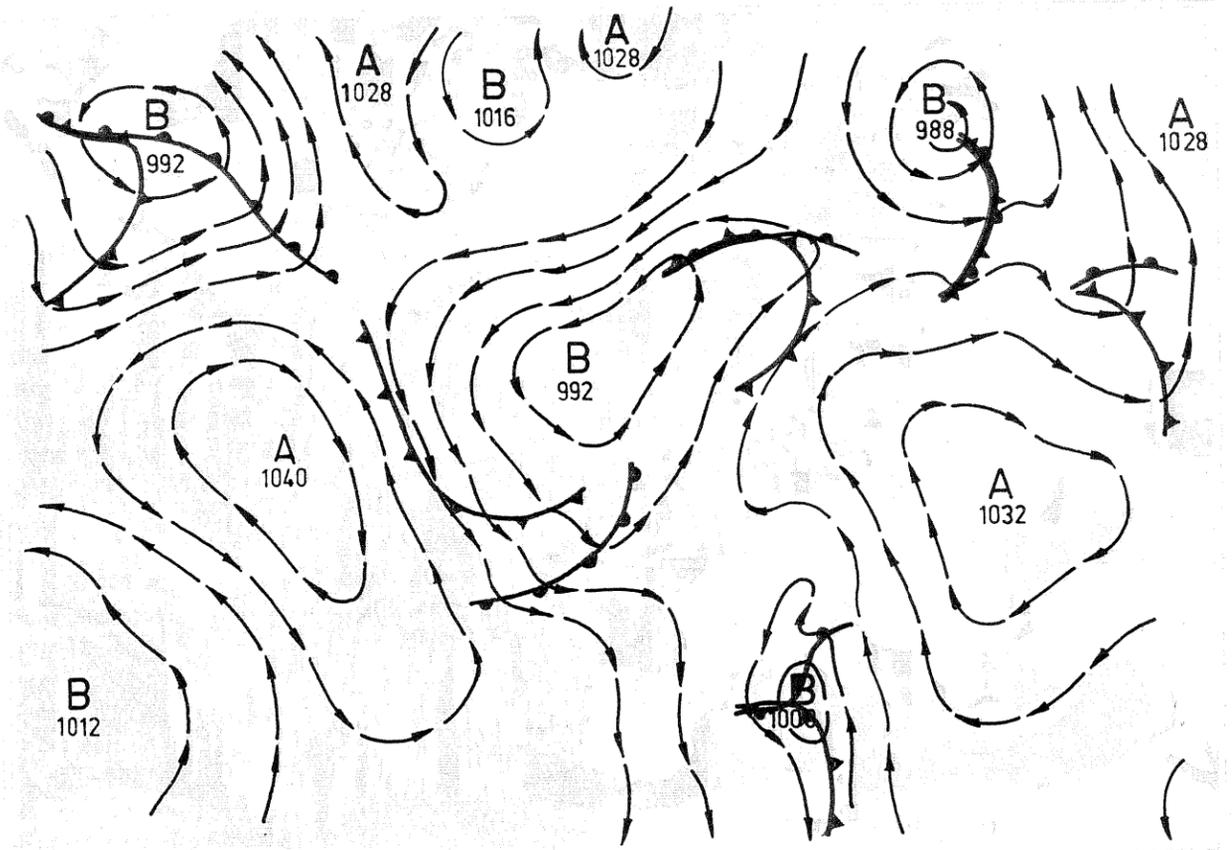


Fig. 16. - 00 UT del 4-XI-1966. Situazione a livello del mare.

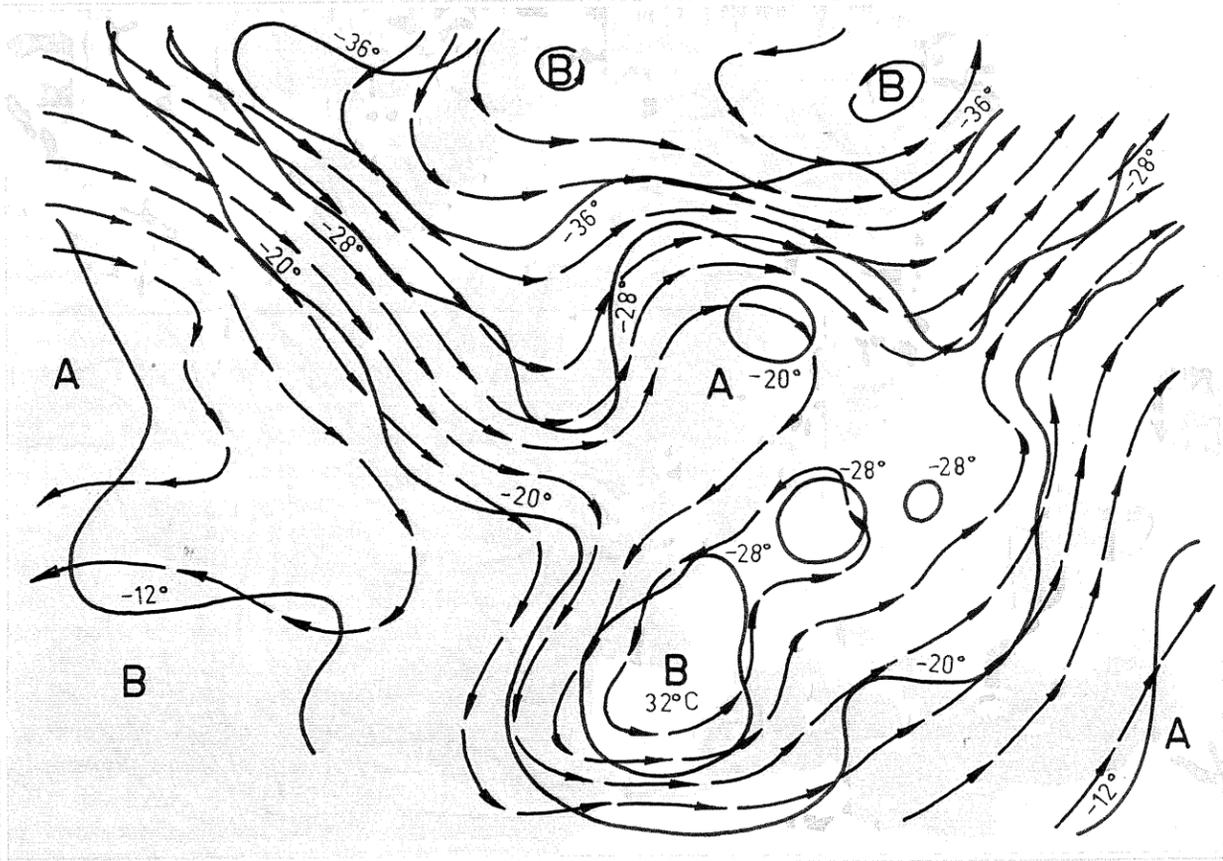


Fig. 15. - 00 UT del 3-XI-1966. Situazione a 9.000 metri (Temperatura a 5.500 metri).

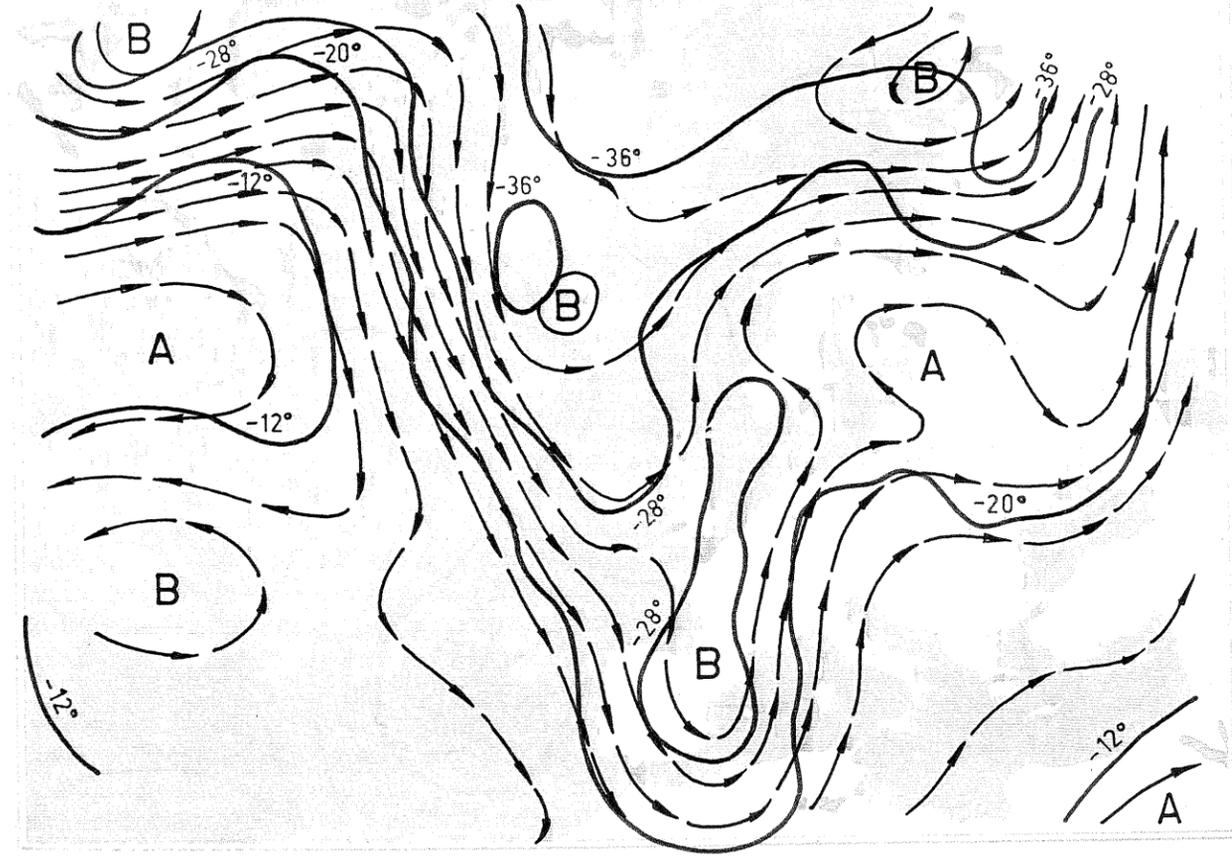


Fig. 17. - 00 UT del 4-XI-1966. Situazione a 9.000 metri (Temperatura a 5.500 metri).

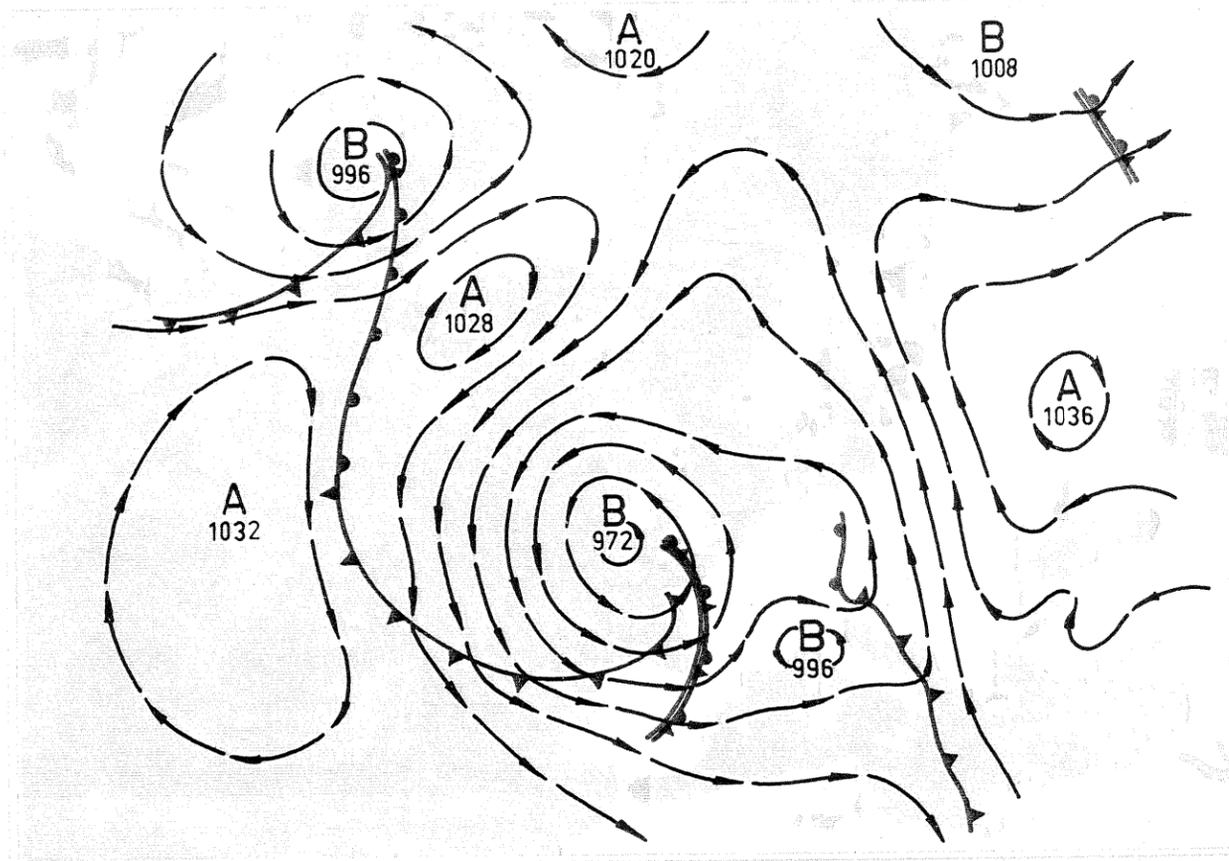


Fig. 18. - 00 UT del 5-XI-1966. Situazione a livello del mare.

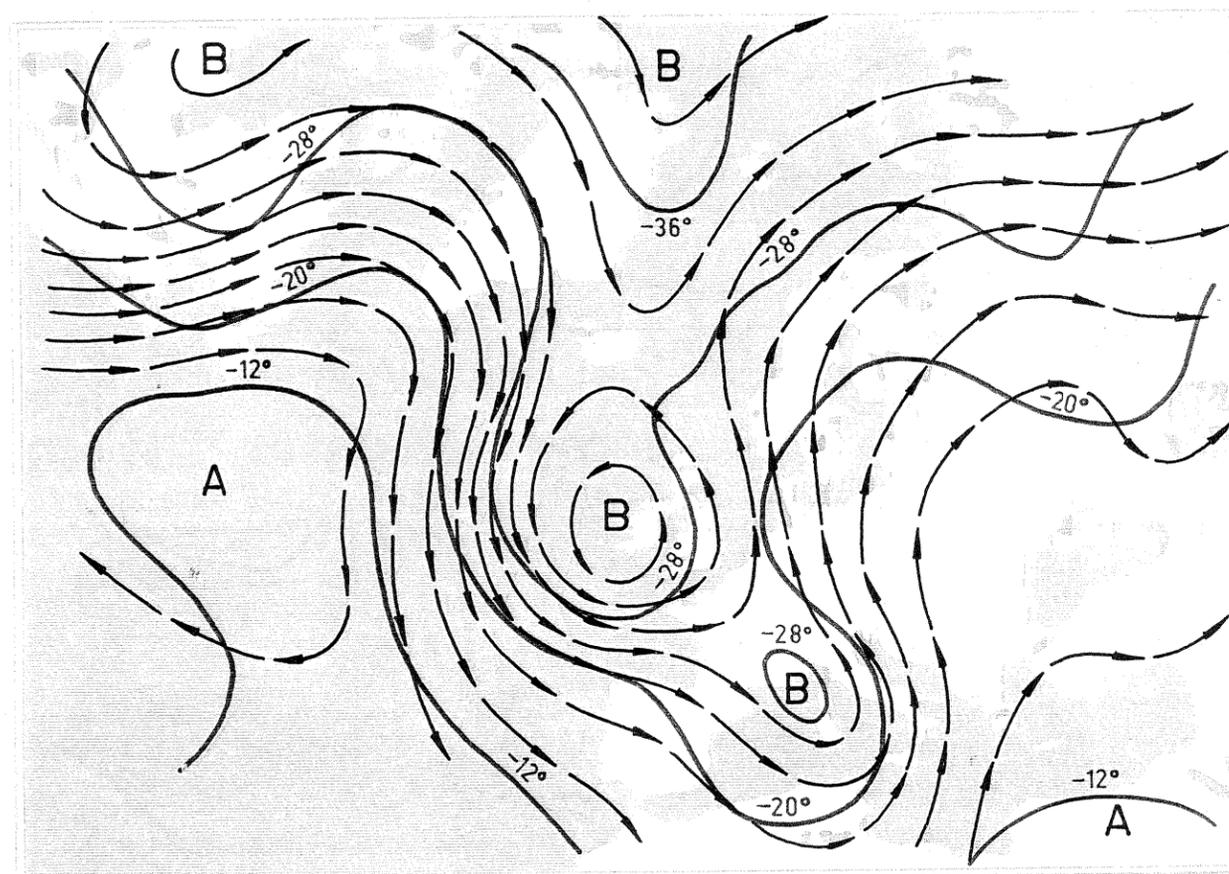


Fig. 19. - 00 UT del 5-XI-1966. Situazione a 9.000 metri (Temperatura a 5.500 metri).

correnti discendente direttamente, attraverso lo Atlantico, dall'estremo settentrionale del Canada al Marocco. In tal modo il convogliamento verso l'Europa occidentale dell'aria fredda in quota acquisiva nuova energia. Questo fatto veniva a preludere, fra l'altro, ad uno sviluppo particolarmente intenso delle nubi convettive e temporalesche accompagnanti il ciclone in sviluppo sulle Baleari.

Tutte le previsioni del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica tra il 2 ed il 3 novembre vennero emesse perciò insistendo su di un peggioramento grave del tempo, con venti forti e di burrasca, mari agitati e mareggiate, piogge intense; alcune, emesse il 3 sera, indicarono anche zone in pericolo di allagamenti e frane.

Di fatto verso la mezzanotte del 3 novembre, i fenomeni raggiungevano la fase per noi più intensa e grave, con forza e conseguenze che avrebbero superato le più nere delle previsioni già emesse; la durata di questa fase più violenta e catastrofica sarebbe stata, per l'Italia centrale, di circa 12 ore e di almeno 24 per l'Italia nord-orientale.

Alle 00 UT del 4 novembre (fig. 16), il vasto ed intenso vortice ciclonico sull'estremo settentrionale dell'Atlantico si era portato a sud della Islanda, venendosi ormai a collegare, attraverso un'area di bassa pressione tra Francia e Germania, con una zona di pressione ancora più bassa, estesa dalla Tunisia alla Baviera, ed interessante tutta la regione italiana, con una serie di vortici minori estremamente intensi.

Questa zona di bassa pressione ed i suoi vortici erano il risultato dell'ulteriore sviluppo del vortice proveniente dalle Baleari e delle successive profonde trasformazioni subite da questo vortice, durante il suo movimento verso il Tirreno.

Infatti, sotto la spinta dell'aria estremamente fredda proveniente dall'Artico e dal nord Atlantico, l'aria fredda, già sostante sull'Europa occidentale, era andata affluendo verso il vortice con intensità sempre maggiore; e simultaneamente era andata aumentando la violenza con la quale l'aria calda ed assai umida veniva richiamata sia dal Mediterraneo centro-orientale che dal corrispondente entro-terra africano; le due masse, fredda e calda, entrate in contrasto con una differenza di temperatura via via crescente sino a raggiungere valori veramente eccezionali, avevano portato infatti la dinamica dei fenomeni a intensità estreme, non prevedibili.

In particolare, come vedremo meglio fra breve (si veda più avanti la fig. 22), nell'area di bassa pressione interessante la regione italiana, lungo la linea di contrasto fra masse fredde e calde, si venne a sviluppare, come sopra accennato, una serie

di piccoli ma intensissimi vortici ciclonici che, pur nella loro vita quasi effimera, intensificarono localmente e regionalmente sia i venti che le precipitazioni, in modo tale da determinare gli ingenti danni ed i disastri riferiti dalle cronache del momento e di cui gli atti ufficiali, redatti in seguito, hanno fornito ampia documentazione.

La situazione, alle 00 UT del 4, era dunque tale che, come accennato, al suolo l'aria fredda aveva la strada aperta per fluire direttamente dall'Oceano Artico e la Groenlandia verso le Isole Britanniche, la Francia, la Spagna ed il Mediterraneo occidentale e fino all'interno del Sahara, con un flusso che andava rinforzandosi col crescere della quota sino a 9.000 m (fig. 17); a questa quota, infatti, le linee di corrente dalla Groenlandia si spingevano direttamente sino al Marocco e all'interno dell'Algeria. Da questa regione e da quella Tunisina le linee di corrente a quota 9.000 si dirigevano a nord, pervenendo sino all'estremo settentrionale della Penisola Scandinava, con un flusso caldo che giungeva ad interessare tutta l'Europa centro-orientale e settentrionale. Tale flusso caldo, da sud verso nord, era fortissimo anche al suolo, in quanto, la pressione ridotta a livello del mare, mentre era andata diminuendo fortemente nella zona compresa tra l'Algeria e la Tunisia da una parte e l'Europa centrale dall'altra, era andata salendo sull'Europa orientale sino a raggiungere valori elevatissimi.

La spinta verso il Mediterraneo data dall'aria artica freddissima, discendente lungo l'Atlantico, all'aria fredda già esistente sull'Europa occidentale, era andata crescendo man mano che il gran vortice del nord Atlantico s'era andato sviluppando e avvicinando, nel suo moto verso sud-est (figg. 18 e 19), alle Isole Britanniche (ore 12 UT del 4) fino a raggiungere poi (ore 12 UT del 5) il Golfo di Guascogna.

Questa spinta, preludente ad una entrata diretta in Mediterraneo dell'aria artica stessa, se da un lato può esser ritenuta responsabile, almeno in parte, dell'intensità dei fenomeni subiti, dallo altro ebbe il merito di averli fatti cessare con più rapidità di quel che non si temesse. Infatti tutto il sistema di circolazione era bloccato, nel suo moto generale verso est, dalle alte pressioni determinatesi, come sopra accennato, sulle regioni orientali; poichè questo blocco di alte pressioni, a causa dell'afflusso caldo, esisteva anche in quota, ne risultò che la grande ansa delle correnti a 9.000 m si andasse spostando da ovest verso est in modo relativamente molto lento; lo spostamento verso est e quindi la cessazione dei fenomeni sul nostro Paese avvenne innanzi tutto negli strati inferiori dell'atmosfera, per merito appunto dell'avanzata

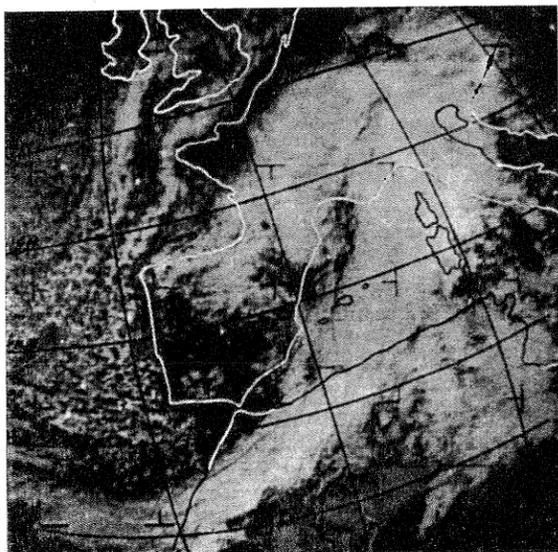


Fig. 20 a. - 3 novembre 1966, ore 00 49

dell'aria fredda, sotto la spinta di quella ancor più fredda, di diretta provenienza artica. Senza questa spinta il sistema avrebbe sostato, prolungando ulteriormente la durata di tutti i fenomeni.

Le successive posizioni del sistema « in grande » dal 3 al 5 novembre possono essere ben seguite, ad intervalli di circa 24 ore, osservando le immagini (fig. 20) dei sistemi nuvolosi, che appaiono in bianco e grigio sullo sfondo scuro della terra e del mare; queste immagini sono state trasmesse, tra le 08 e le 10 UT dei rispettivi giorni, dal satellite meteorologico operativo americano ESSA 2, che operava « osservando » i fenomeni da una quota di circa 1.500 km (una volta e mezza la lunghezza dell'Italia).

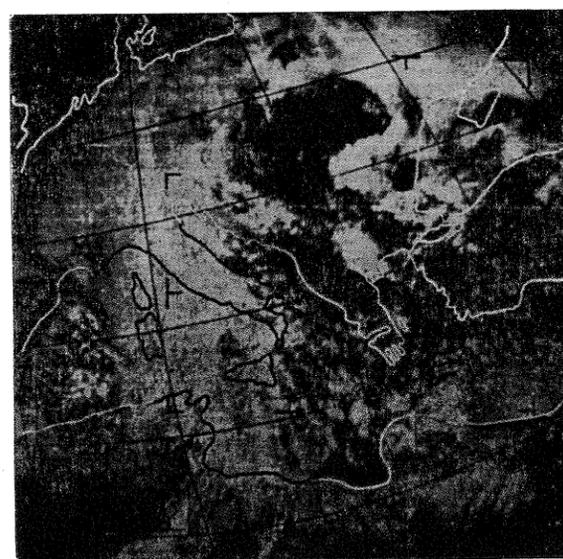


Fig. 20 b. - 4 novembre 1966, ore 08 31

Passiamo ora ad esaminare un po' più da vicino i fenomeni sulla regione italiana. Nei bassi strati atmosferici, come già accennato, lungo la linea di contrasto fra le correnti opposte, fredda da nord e calda ed umida da sud, linea che si andava spostando lentamente da ponente verso levante, nei giorni 3 e 4 si vennero formando una serie di onde e quindi di vortici ciclonici intensi, iniziando ad ovest della Sardegna; tali vortici presentarono una evoluzione assai rapida ed una gran velocità di spostamento, diretta lungo la linea stessa, da sud verso nord. La situazione di tali vortici infatti alle ore 18 UT del 3 novembre era la seguente: un primo vortice centrato sulla zona del confine algero-tunisino, un secondo sulla Sardegna meridionale ed un terzo sul Golfo Ligure; 12 ore dopo invece, alle 06 UT del mattino del 4 (fig. 21), se

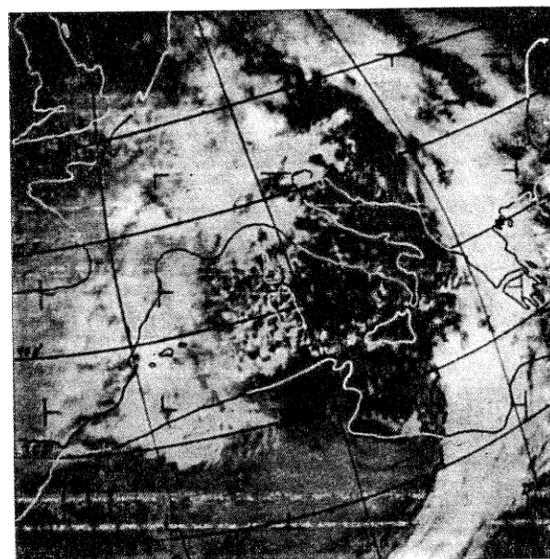


Fig. 20 c. - 5 novembre 1966, ore 09 07

ne trovava un primo centrato tra la Sardegna e la Sicilia, un secondo tra l'alto Tirreno ed il Ligure, un terzo sul mezzo della Valpadana ed un quarto si sviluppava a nord delle Alpi orientali; infine 24 ore dopo, alle 06 del 5, per quanto riguarda la nostra regione, non restava che un minimo residuo sul Golfo di Genova.

I vortici stessi, malgrado la vita relativamente effimera, valsero a determinare, specie col loro allineamento, quella intensità di venti che, per gli strati inferiori dell'atmosfera, per zone così estese e per i nostri climi, deve considerarsi eccezionale.

A questi vortici e moti orizzontali di estrema intensità erano associati moti verticali e processi di condensazione con precipitazioni altrettanto ec-

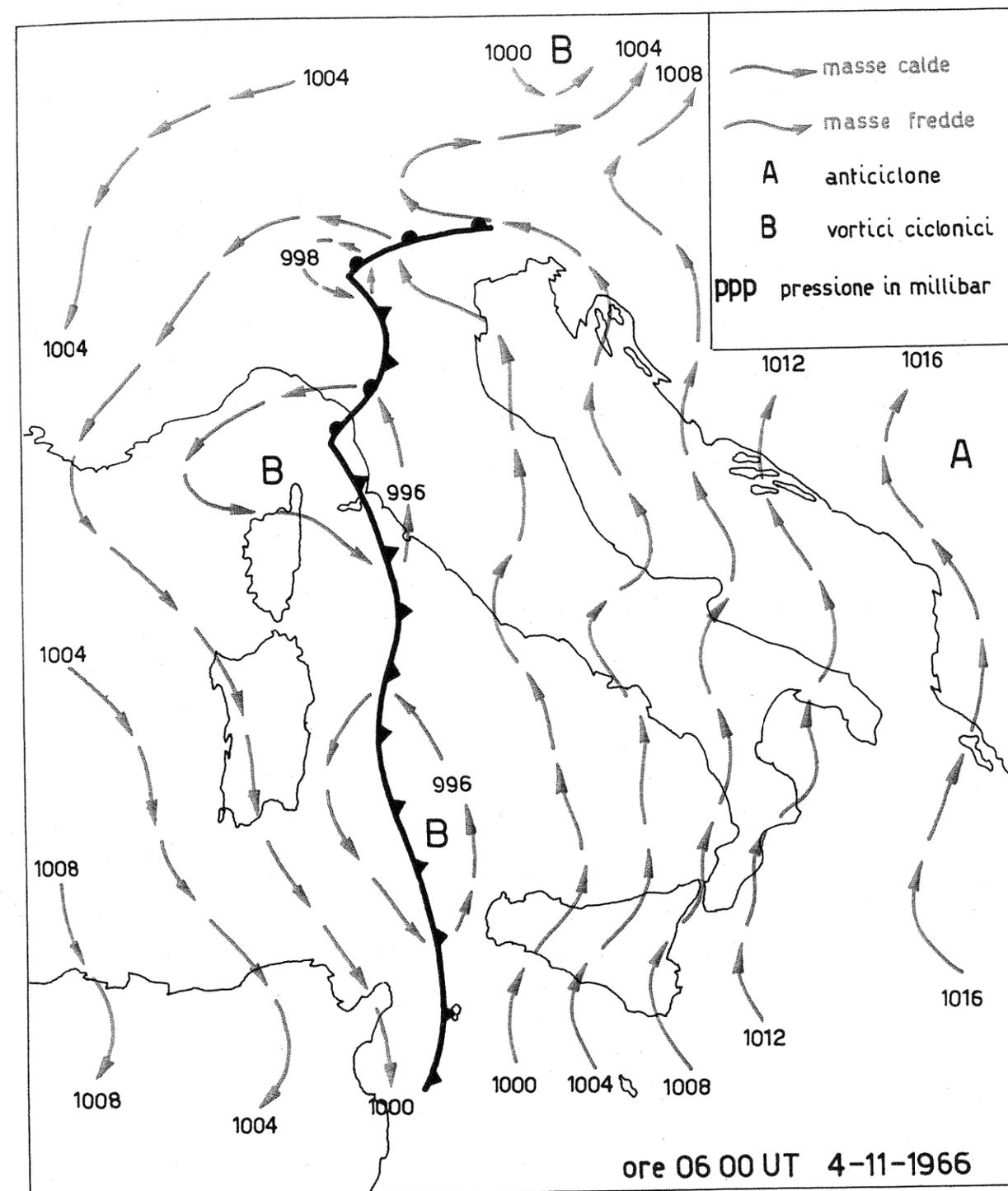


Fig. 21. - Situazione al suolo alle ore 06 UT del 4-XI-1966.

cezionali; tanto più che essi erano acuiti dalla instabilità verticale determinata, nella fase di passaggio sul Tirreno e sulla nostra Penisola, dalla presenza d'aria particolarmente fredda in quota, proprio al disopra di aria molto calda.

Da notare che col procedere degli eventi, spostatisi verso est più rapidamente l'aria fredda al suolo che non quella in quota, la instabilità verticale venne a diminuire; questo fatto cominciò ad attenuare i processi di condensazione al passaggio della perturbazione sull'Adriatico meridionale (il giorno 5) e ancor più sulla regione balcanica.

I movimenti d'insieme del fenomeno sull'Italia possono essere ben seguiti osservando la serie di cartine (fig. 22) riproducenti le variazioni di pressione di 6 in 6 ore e le corrispondenti precipitazioni che abbiamo riportato per l'intervallo dalle 12 del 3 alle 06 del 5 novembre.

Dalle cartine di precipitazione, benchè drasticamente semplificate rispetto alle accuratissime analisi condotte dal Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, risultano evidenti sia gli effetti orografici che gli effetti legati alla velocità di spostamento verso est del sistema al suolo: infatti la minor quantità di precipitazione presentata dalle regioni meridionali rispetto a quelle settentrionali va attribuita al fatto che al nord il sistema, a causa del moto lentissimo, insistè a lungo, mentre al sud esso passò rapidamente, insistendo poco su ogni località.

I venti meridionali di eccezionale intensità, che abbiamo più sopra ricordato, e la particolare ricchezza di vapore dell'aria, che si son manifestati dalla Tunisia e dalla Libia, dapprima lungo tutto il nostro Paese e poi sino alle regioni baltiche, non sono stati, tuttavia, le sole cause dei disastrosi eventi meteorologici.

Accanto a questi fatti ne vanno considerati altri due di peculiare importanza per la dinamica del fenomeno, specie per quanto concerne gli eventi verificatisi sulla Toscana e sul Veneto.

Il primo è l'effetto, del « convogliamento » delle masse calde fluenti da sud determinatosi sul versante Tirrenico; questo effetto si è manifestato tra l'Appennino, ad est, ed il blocco delle masse fredde procedenti da ovest; il limite di queste ultime era orientato press'a poco secondo i meridiani, mentre l'Appennino è orientato obliquamente rispetto a questa direzione, cioè da sud-est a nord-ovest. Il « canale ad imbuto » formatosi tra Appennini e masse fredde, col suo progressivo restringersi all'avanzare di queste ultime, costringeva le masse d'aria calda a procedere sempre più velocemente verso nord ed a subire così il secondo dei due effetti peculiari. Questo consisteva nel sol-

levamento orografico forzato, dovuto allo sbarramento opposto dall'Appennino centro-settentrionale che, orientato da sud-est a nord-ovest, come dianzi detto, si opponeva diagonalmente al moto. Le masse calde andarono superando l'ostacolo di preferenza tra il massiccio del Gran Sasso e quello del Monte Cimone, convogliandosi, con rinforzi dinamici, attraverso i passi fra Toscana e Romagne. Esse, in conseguenza, scaricarono in pioggia intensa ed insistente, per effetto del raffreddamento prodotto dalla ascesa forzata, parte notevole del vapore contenuto e condensabile, proprio sui versanti toscani; il fenomeno raggiunse la massima intensità allorchè il limite dell'aria fredda arrivò a toccare la Versilia, bloccando così ogni uscita dell'aria calda verso il Golfo Ligure.

Questi effetti si aggiungevano naturalmente a quelli di fronte freddo, già forti, come abbiamo ricordato, per instabilità dell'aria calda cui si sovrapponeva in quota, aria molto fredda, con formazione di ingenti nubi a sviluppo verticale (fig. 23).

Il getto d'aria meridionale ottenuto come sopra indicato, affiancato alle correnti convogliate lungo l'Adriatico, subiva un nuovo e più poderoso effetto orografico sulle Alpi orientali, che esso investiva frontalmente, soprattutto alla testata della vasta conca che esse presentano nell'alta vallata dell'Adige; qui, più ancora che sulla Toscana, l'effetto di condensazione per ascendenza forzata è stato ingente e duraturo, causa la persistenza del flusso.

Più duraturo, come abbiamo già ricordato, in quanto il limite della massa fredda occidentale si è andato portando da ovest verso est con la spinta maggiore sulle nostre regioni centrali e meridionali, procedendo anzi come se la massa fredda provenisse da un centro che si fosse trovato press'a poco a sud-ovest della Sardegna, e diffuisse da questo centro aprendosi a ventaglio, nel settore compreso tra la direzione del nord-est e quella dell'est e sud-est.

Talchè, mentre la linea di contrasto superava in modo relativamente rapido l'Appennino meridionale, essa tendeva a stazionare sulla regione veneta. Allo stesso fenomeno può, in parte, essere imputata la persistenza (fino alle prime ore del 5) del minimo centrato sul Golfo di Genova, del quale abbiamo più sopra accennato.

Conclusione

In conclusione le cause concomitanti a determinare la eccezionalità degli eventi meteorologici disastrosi verificatisi soprattutto dal 3 al 5 novembre del 1966 sono state numerose.

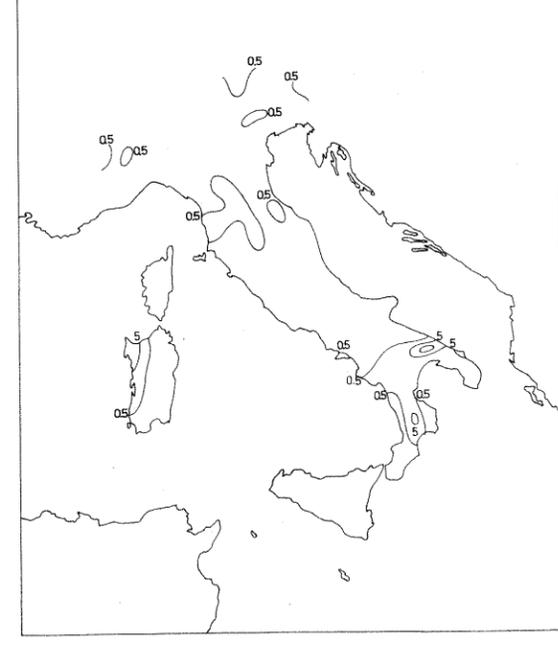
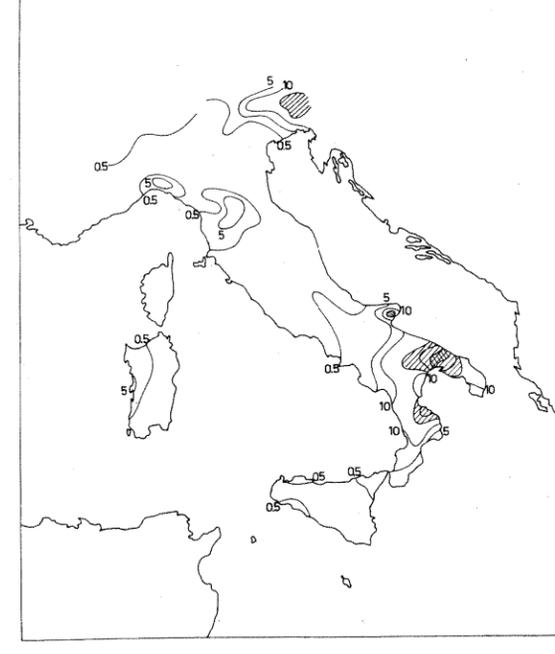
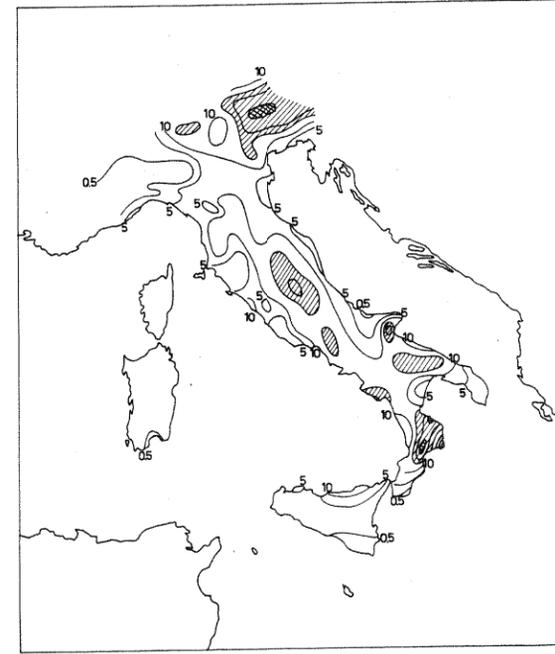
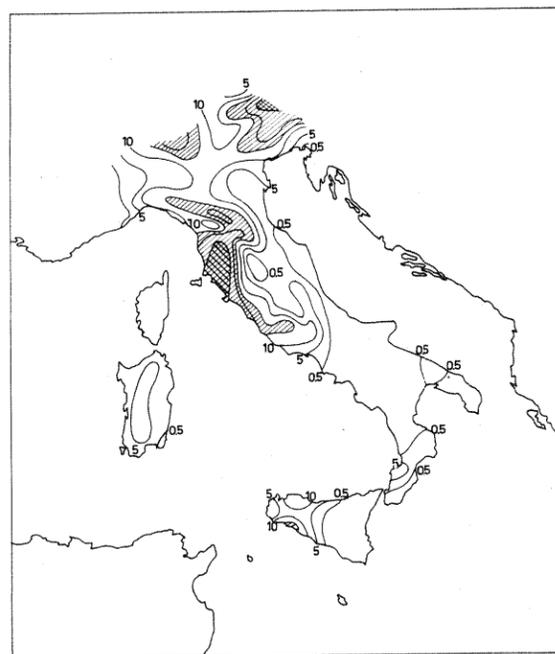
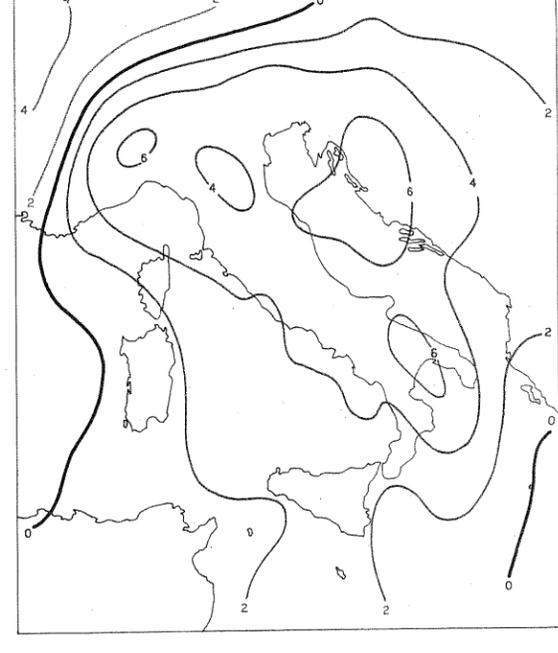
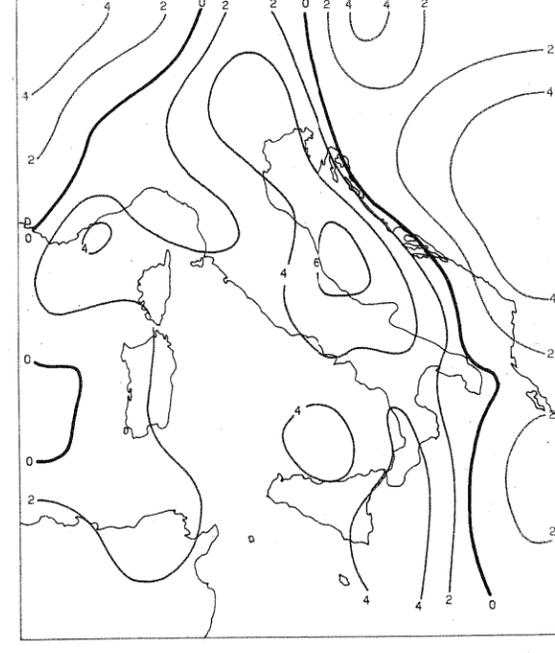
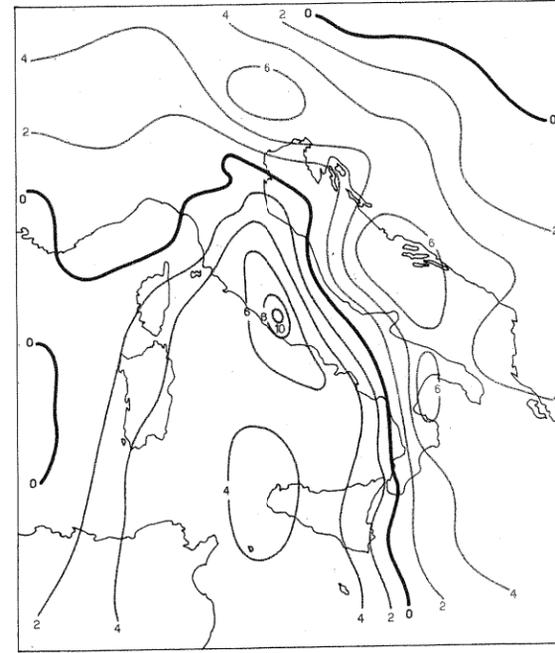
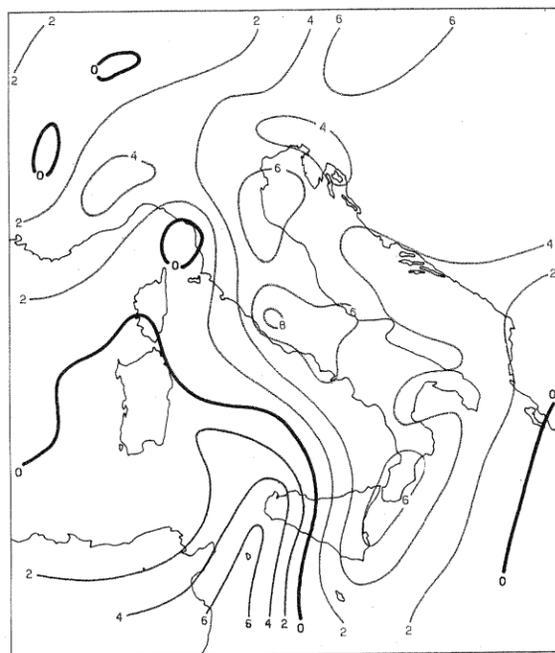
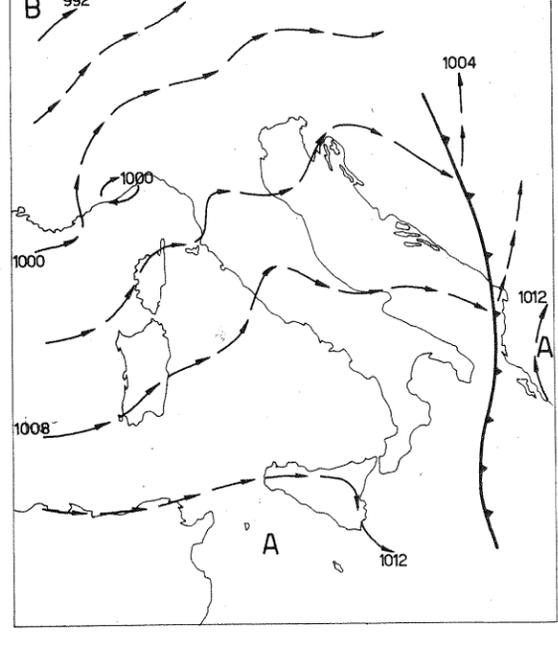
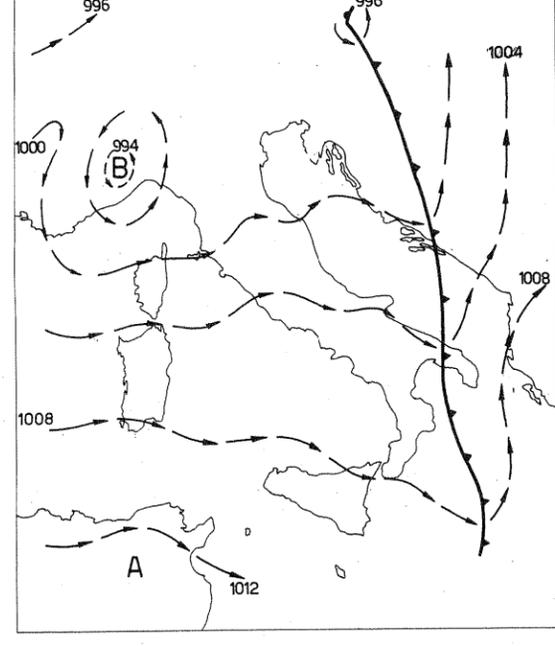
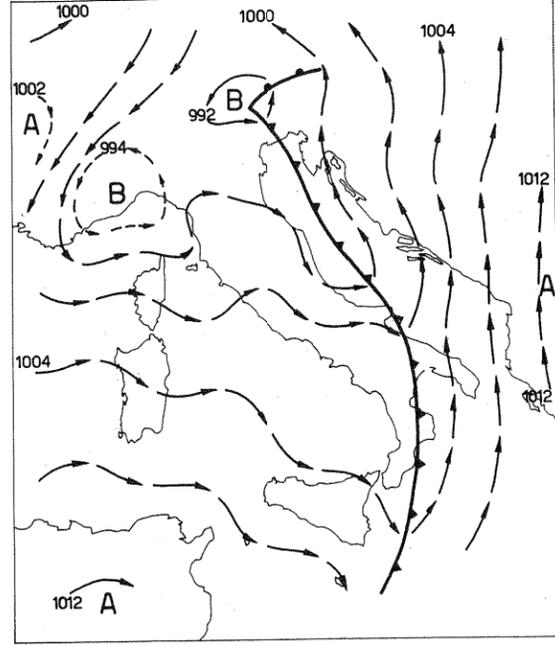
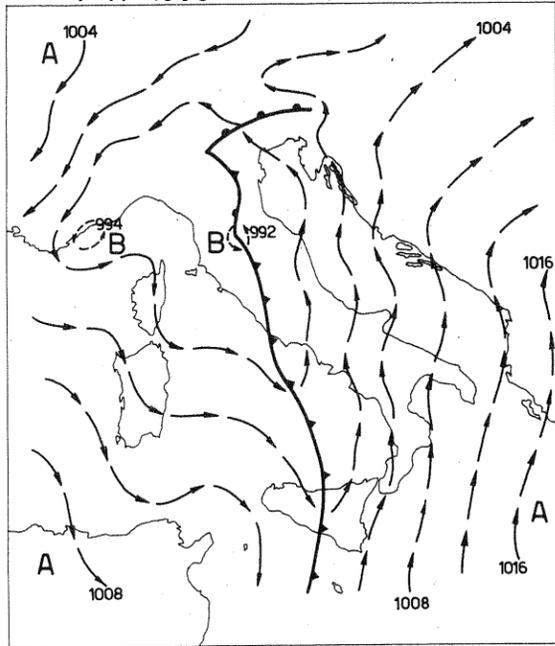
Isobare (mb)
e
fronti
a
livello del
mare

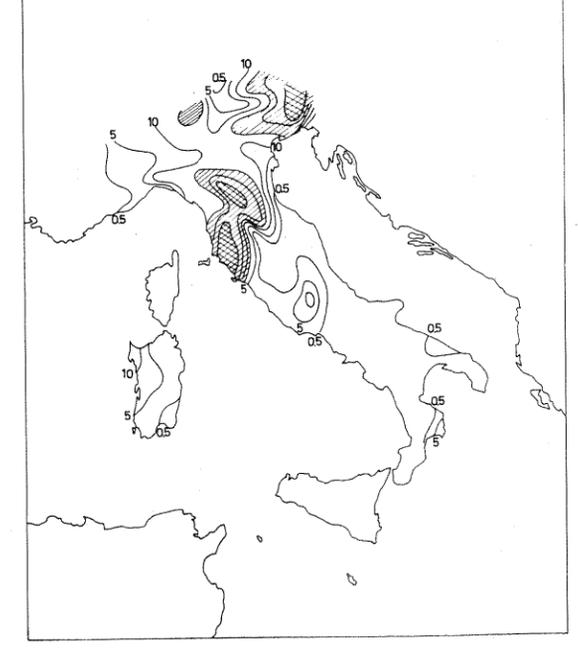
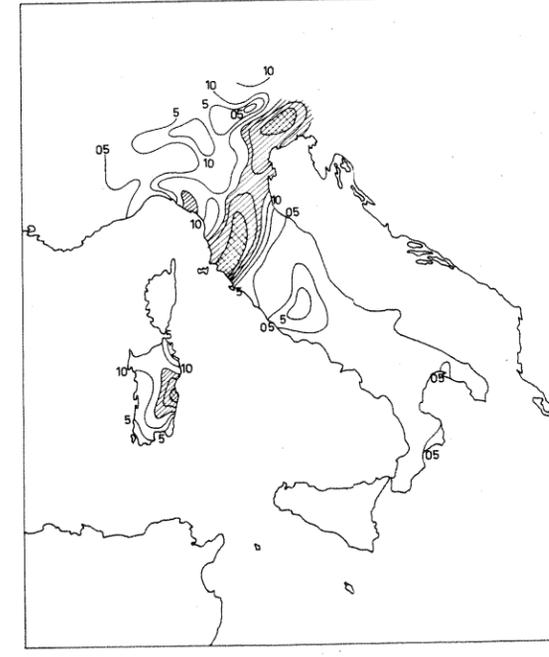
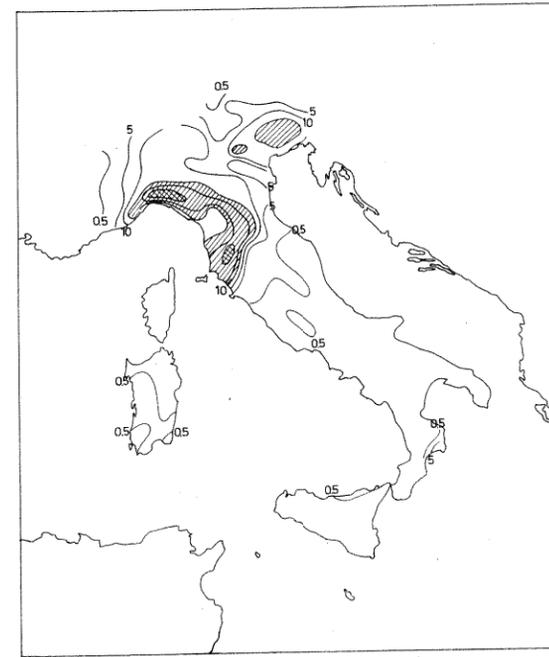
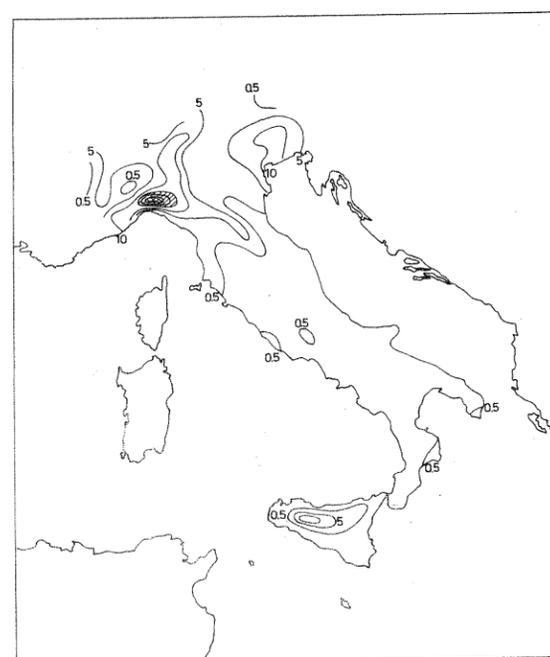
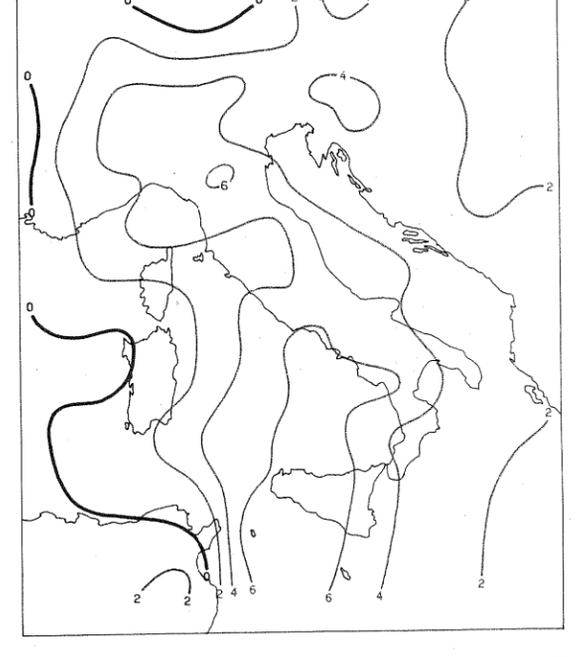
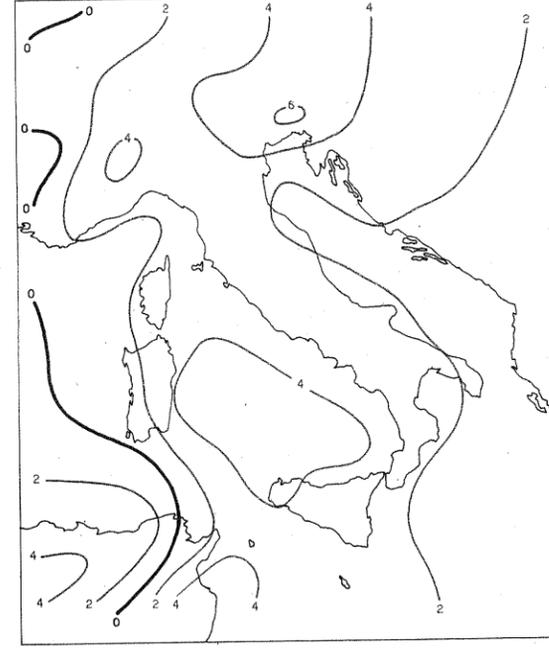
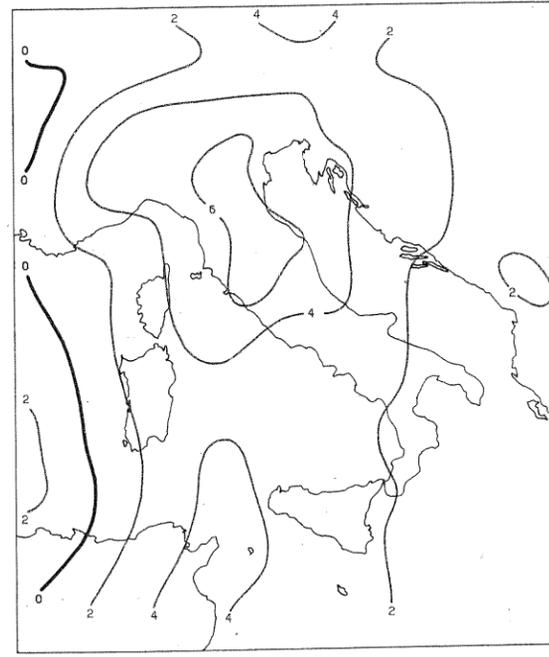
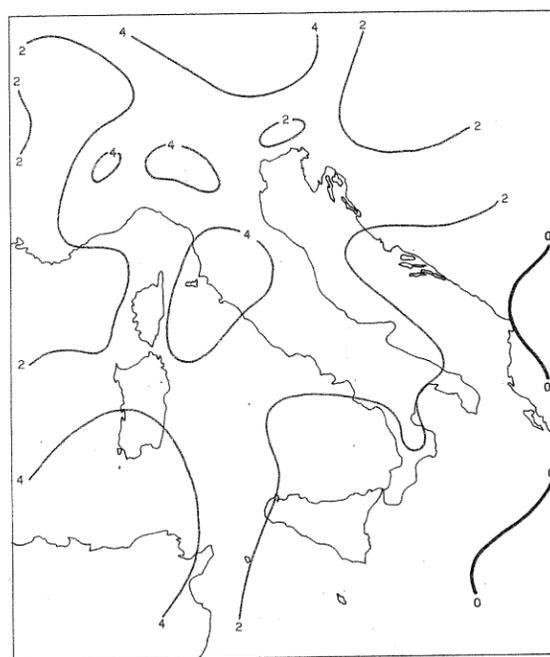
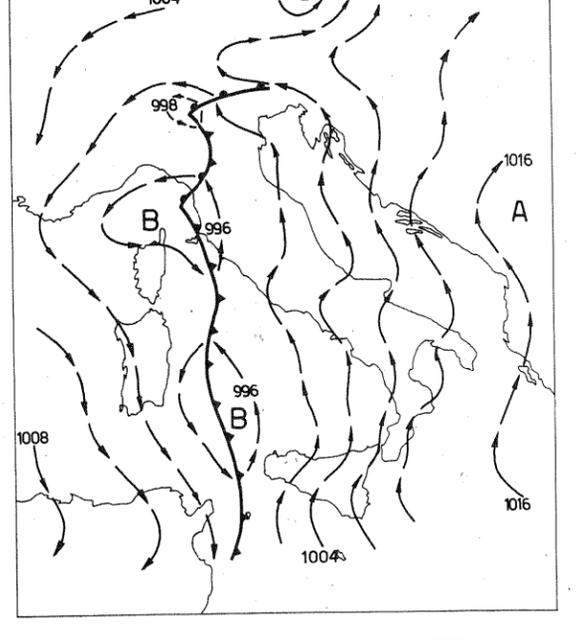
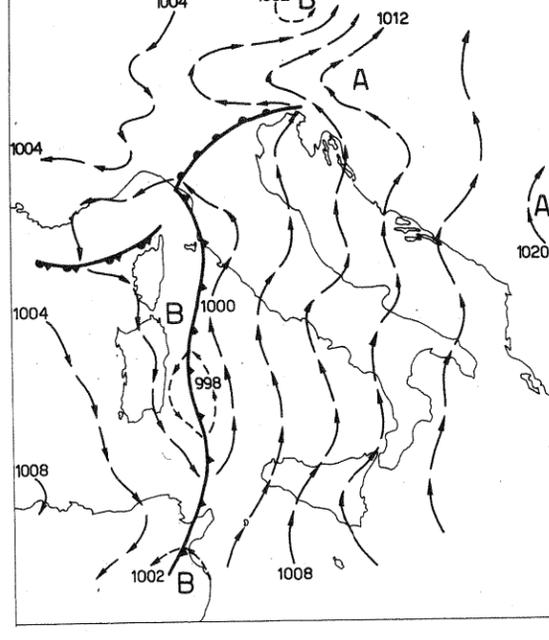
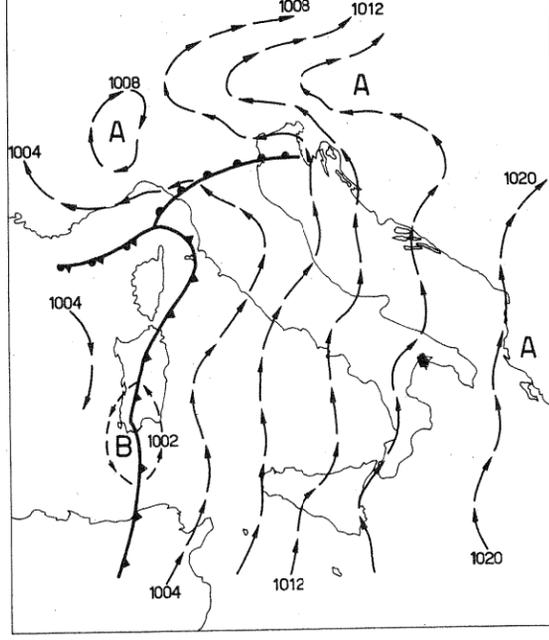
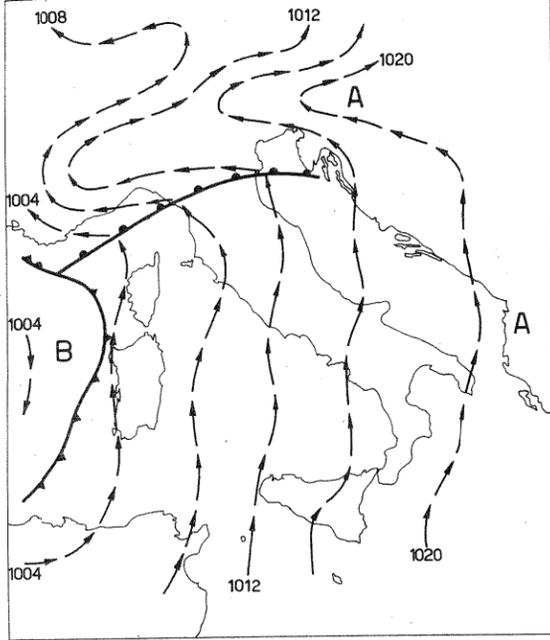
Variazione
della
pressione (mb)
nelle 6 ore
precedenti

In azzurro: valori positivi
In rosso: valori negativi

Precipitazioni (mm)
nelle 6 ore
precedenti

isopiete per valori di:
05 - 5 - 10 - 20 - 30 - 50 mm
da 20 a 50 mm
oltre 50 mm





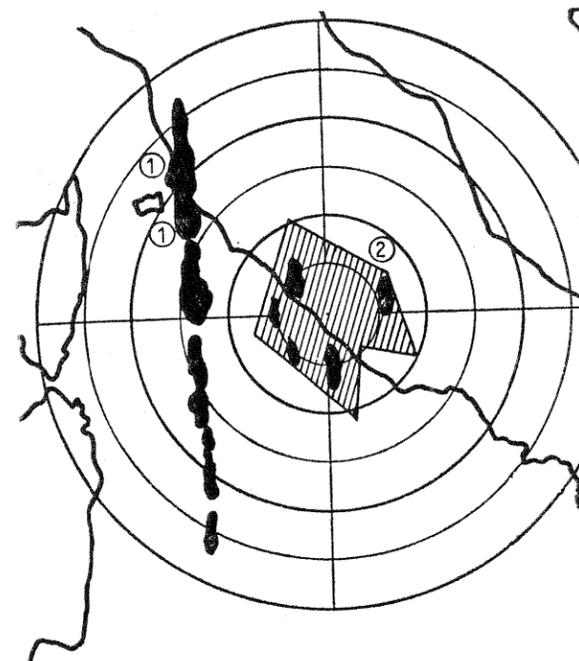


Fig. 23. - Rilevamento del Radar Meo A.M.I. di Fiumicino 00 40 del 4 novembre 1966.

Grande importanza ebbero certamente le anormali caratteristiche climatiche presentate dalla situazione generale nel mese di ottobre, che conferirono alle masse d'aria in gioco caratteri termici e igrometrici assai spiccati, ma più essenziali, forse furono le cause accidentali, che si presentarono nello sviluppo della situazione.

Tre di queste risultarono particolarmente determinanti:

La prima fu lo sviluppo improvviso ed il mo-

to repentino del vortice ciclonico del nord Atlantico, il quale trasformò, in sostanza, la fascia, già difensiva, di alte pressioni delle regioni settentrionali, in due pericolosi blocchi motori di cui uno funzionante per l'aria fredda e l'altro per l'aria calda.

La seconda fu l'essersi trovata l'aria fredda in quota, nell'ansa sud europea delle correnti, sulla verticale della parte calda del sistema al suolo proprio al momento in cui questo veniva a transitare sulle nostre regioni.

La terza ed ultima, ma forse la principale, fu l'orientamento delle correnti al suolo ed in quota rispetto ai nostri sistemi orografici.

La eccezionalità del fenomeno complessivo derivò dunque dal verificarsi simultaneo dei numerosi singoli eventi illustrati; se ciascuno di questi non può considerarsi straordinario, straordinario fu il caso che ne determinò la combinazione. E' soprattutto per questo, cioè per la casuale eccezionale simultaneità degli eventi, che si può con fiducia sperare che un evento catastrofico dell'entità di quello abbattutosi sul nostro Paese, non si verifichi più per un tempo assai lungo.

* * *

La documentazione di base per questa nota riassuntiva è quella del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana; peraltro il lettore, che fosse interessato ad approfondire la questione, potrà trovarne un'altra, ricavata anch'essa da quella dell'Aeronautica con opportune semplificazioni, ma assai più ampia e completa di quella presentata in questa sintesi, nella pubblicazione del Centro Nazionale per la Fisica dell'Atmosfera e la Meteorologia del C.N.R. (C.E.N.F.A.M. - D.P.R. n. 12, marzo 1967).

NOTIZIE DI CARATTERE GENERALE SUGLI EVENTI IDROLOGICI

PREMESSE

I violenti nubifragi del 4 novembre 1966, che provocarono piene eccezionali in numerosi corsi d'acqua del Veneto, della Regione Padana, della Toscana e dell'Emilia, interessarono i Compartimenti degli Uffici Idrografici di Venezia, di Parma, di Pisa e di Bologna. Questi, raccolti e vagliati i dati di osservazione ed ultimati tutti gli accertamenti che la complessità del fenomeno richiedeva, hanno provveduto, ognuno per la parte di propria competenza, ad elaborare appositi studi sull'argomento.

La pubblicazione separata di tali studi non avrebbe però consentito al lettore di trarre dal loro esame una visione unitaria degli eventi idrologici verificatisi, per cui è parso opportuno farli precedere da alcune brevi note di carattere generale redatte dal Servizio Idrografico Centrale, da considerarsi come introduttive alle già menzionate particolari relazioni, nelle quali ogni Ufficio Idrografico, come sopradetto, ha riferito in dettaglio sugli eventi del proprio Compartimento.

La situazione meteorologica che ha determinato l'evento alluvionale dei primi di novembre 1966 viene ampiamente illustrata nella relazione del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica che precede la presente esposizione idrologica; pertanto nulla altro si deve riferire al riguardo.

E' opportuno, invece, dare alcune informazioni sulla situazione generale del periodo immediatamente anteriore, situazione che ha influenzato le caratteristiche alluvionali del fenomeno di cui si vuol trattare.

Occorre principalmente ricordare che in precedenza, già nel mese di settembre ed ancor più in ottobre, si ebbero a registrare in varie parti della penisola e specialmente nel centro-nord in corrispondenza di quelle regioni ove poi si sarebbe verificata l'alluvione del novembre, precipitazioni elevate, che spesso hanno raggiunto, specie in ottobre, carattere di eccezionalità. Ma in tale esame del precedente andamento pluviometrico va posto l'accento non tanto sulla violenza di particolari nubifragi, d'importanza quasi sempre locale, quali numerosi ad esempio si verificarono in ottobre, ma piuttosto sulle quantità di piogge com-

pletivamente cadute in detti mesi su circoscrizioni idrografiche di vasta estensione. Sono infatti le precipitazioni diffuse e persistenti che progressivamente riducono la ricettività delle falde sotterranee, predisponendo i bacini a quelle condizioni ideali per la possibile evoluzione di piene eccezionali.

Durante il mese di settembre oltre 100 mm di pioggia caddero sia su parte delle Alpi orientali che in corrispondenza delle Alpi marittime e, in prosecuzione di quest'ultime, sull'Appennino ligure, tosco-emiliano e marchigiano, interessando particolarmente i bacini montani del Livenza, del Tagliamento, dell'alto Po, del Serchio, dell'Arno e di quasi tutti i corsi d'acqua della regione emiliana e marchigiana. Altrove, in questa vasta parte dell'Italia centro-settentrionale, esclusi peraltro i bacini dell'Adige e del Tevere, vennero registrati valori sempre superiori a mm 50. Anche le zone pedemontane e di pianura vennero quindi interessate da precipitazioni di un certo rilievo.

In ottobre si ebbero piogge rilevanti in ogni parte d'Italia, con numerosi nubifragi anche di carattere eccezionale. Tra questi, sebbene in genere non abbiano investito ampi territori, si ricordano i più notevoli: quello dei giorni 2 e 3 in Liguria nella zona di Levante e Monterosso, durante il quale si misurarono a Montale di Levante, per le durate di 12 e 24 ore, altezze pari a mm 174,6 e 225,0, rispettivamente superiori del 25% e del 60% a quelle massime del precedente periodo di osservazione; quello del giorno 15 in Piemonte nella zona di Acqui Terme, ove in 4 ore si registrarono mm 130; quello del giorno 24 pure in Liguria nel bacino del Roja con epicentro a Rocchetta Nervina, ove caddero in 1-3 e 6 ore mm 106,0, 179,6 e 201,0, pari rispettivamente al 185%, 176% e 154% dei massimi valori precedenti; quello infine del giorno 26 in Campania nelle zone circostanti a Baronissi e a Piedimonte d'Alife, durante il quale alla suddetta ultima località si ebbero, per la durata di 1-3 e 6 ore, mm 63,2, 143,2 e 263,2, valori notevolmente superiori ai massimi in precedenza segnalati. Ma più che agli eventi particolari sopra ricordati è da

attribuire importanza ai valori delle precipitazioni complessivamente cadute nel mese, che raggiunsero in tutto il territorio nazionale un'altezza media di mm 214, pari al 188% di quella media normale. Se si considerano le principali ripartizioni geografiche si hanno i seguenti dati: Italia settentrionale mm 294,3 (pari al 227% del valore medio normale); Italia centrale mm 189,2 (152%), Italia meridionale mm 160,1 (158%), Sicilia mm 112,5 (143%) e Sardegna mm 227,6 (272%). Fatta astrazione dalle isole, le maggiori quantità di pioggia spettano proprio a quelle parti dell'Italia centro-settentrionale, su cui si abatteranno poi i nubifragi del 3-4 novembre. Una visione di

insieme della distribuzione di tali piogge, particolarmente utile per la esatta comprensione della genesi dei successivi eventi del novembre, viene fornita dalla carta isoietografica della fig. 1.

Da un esame particolare di tale carta, si nota, innanzi tutto, l'esistenza, nell'arco nord-occidentale delle Alpi, di un'ampia fascia con la concavità rivolta verso Torino e Milano, con piogge superiori ai 300 mm; nell'interno di tale fascia le successive isoiete si susseguono con elevato gradiente, sino a raggiungere valori superiori agli 800 mm ad ovest del lago Maggiore. Altri massimi di rilievo sono ben visibili nel bacino del fiume Orco (oltre 600 mm), a sud del lago Maggiore (oltre

700 mm) ed in corrispondenza dei due rami meridionali del lago di Como (oltre 600 mm).

Lungo l'arco alpino orientale un'altra fascia racchiusa dall'isoieta di 300 mm si estende, con asse pressochè rettilineo, dal confine jugoslavo alla città di Trento, ed abbraccia una più ristretta zona circoscritta dalla isoieta di 400 mm nella quale si notano massimi di mm 500, nell'alto bacino del Bacchiglione e di mm 700 ad est di Belluno.

Nei territori cui si è fatto cenno i totali mensili del mese di ottobre, hanno largamente superato, con percentuali comprese tra il 200% e il 300%, gli analoghi valori medi del precedente periodo di osservazione.

Circoscritta dalla isoieta di 300 mm risulta anche tutta la fascia costiera che, partendo da Pisa, si estende verso nord-ovest sino a comprendere l'intera riviera ligure. Nell'interno di detta fascia esistono nuclei di precipitazione con massimi superiori a 600, 700 e 800 mm.

Soffermando poi l'attenzione sulla pianura Padana si rileva come questa risulti interessata, nella parte occidentale, da precipitazioni comprese tra 150 mm e 200 mm; nella parte centrale, con baricentro in Piacenza, da precipitazioni comprese tra 200 e 300 mm e nella parte orientale da precipitazioni comprese tra 100 e 200 mm.

In Toscana, infine, si è avuta dappertutto una altezza di pioggia superiore ai 200 mm, con massimi valori di oltre 300 mm in prossimità di Siena, Arezzo e Livorno. In tale regione le piogge del mese di ottobre hanno superato in ragione del 150 ÷ 300% le corrispondenti medie normali.

Dopo questa rapida sintesi appare necessario fare alcune considerazioni sulle suddette precipitazioni del mese di ottobre. Le quantità di pioggia cadute sui bacini imbriferi dell'Italia centro-settentrionale furono ingentissime, notevolmente superiori a quelle del successivo mese di novembre. Pur tuttavia, almeno per i corsi d'acqua più importanti, non si ebbero piene di eccezione. Invero intensità orarie molto elevate, come già in precedenza indicato, si verificarono soltanto in ristrette zone. Generalmente le piogge caddero quasi ovunque lungo estesi archi di tempo, comprendenti spesso più di 10 giorni consecutivi, con valori giornalieri cospicui ma quasi mai eccezionali. Come caratteristica principale di tali precipitazioni si evidenzia quindi la persistenza e cioè la loro lunga durata. Ciò in particolare, per quei bacini imbriferi che poi furono, nel successivo novembre, particolarmente colpiti dai nubifragi: per quelli, cioè, dei corsi d'acqua veneti e toscani.

In essi infatti, salvo brevi interruzioni, le piogge si riversarono per quasi tutto il mese di ottobre, mostrandosi maggiormente copiose, in specie nei bacini della Toscana, proprio nell'ultima decade del mese. Una tale situazione generale portò conseguentemente alla completa saturazione dei bacini stessi, sicchè questi, al sopraggiungere delle eccezionali piogge dei giorni 3 e 4 novembre, non potevano offrire alcuna capacità di ritenzione di nuove acque. Questa saturazione facilitò poi nei medesimi bacini, specialmente in quelle loro formazioni più sensibili — per particolare struttura geo-morfologica o per giacitura — al contenuto in acqua, la predisposizione a facili e rapidi movimenti franosi, quali poi effettivamente numerosi si verificarono.

Di non trascurabile interesse deve poi ritenersi lo stato del manto nevoso alle ore 9 del 3 novembre nelle parti di una certa quota dei bacini idrografici interessati dall'evento e specialmente in quelli alpini della regione veneta.

La sua distribuzione è indicata nella fig. 2 dalla quale si rileva come la coltre nevosa, di limitata altezza (5 ÷ 20 cm) e su zone piuttosto ristrette lungo la dorsale dell'Appennino tosco-emiliano e di quello ligure, diviene poi gradatamente più estesa e di maggiore importanza nel passare dall'arco alpino occidentale a quello orientale.

E mentre lungo il primo, il manto nevoso è limitato alle parti più elevate dei singoli bacini, seppure con massimi notevoli nelle adiacenze del m. Bianco (cm 80) e del m. Rosa (cm 240), in corrispondenza della zona orientale, invece, vi si estende su più ampia superficie, con propaggini rimarchevoli a settentrione del lago di Garda, e con spessore che, se mediamente non è di grande entità, raggiunge tuttavia i cm 100 sulle Alpi Orobiche, a sud di Sondrio, ed i cm 50 a nord del lago di Idro, interessando particolarmente il bacino dell'Adige.

La rapida fusione di tale coltre nevosa, dovuta alla avvezione calda verificatasi nella giornata dello stesso giorno 3 novembre, ha indubbiamente contribuito, ed in misura non trascurabile, a rendere più gravi le piene dei corsi d'acqua del Veneto.

* * *

PRECIPITAZIONI ATMOSFERICHE

Le precipitazioni atmosferiche hanno avuto inizio nelle prime ore del 3 novembre, assumendo generale estensione e persistenza dopo le ore 11-12

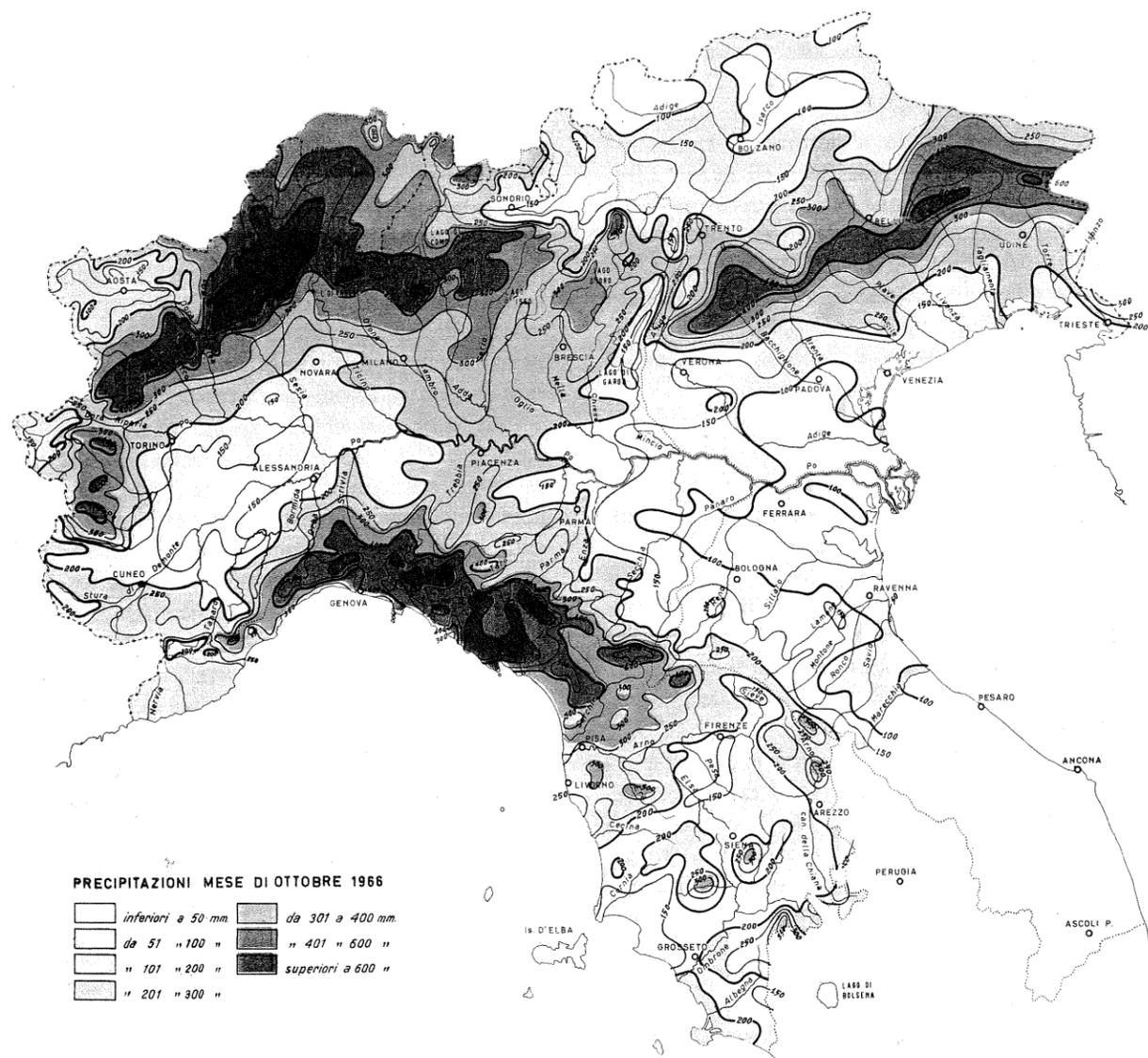


Fig. 1. - Isoiete delle piogge cadute nel mese di ottobre 1966.

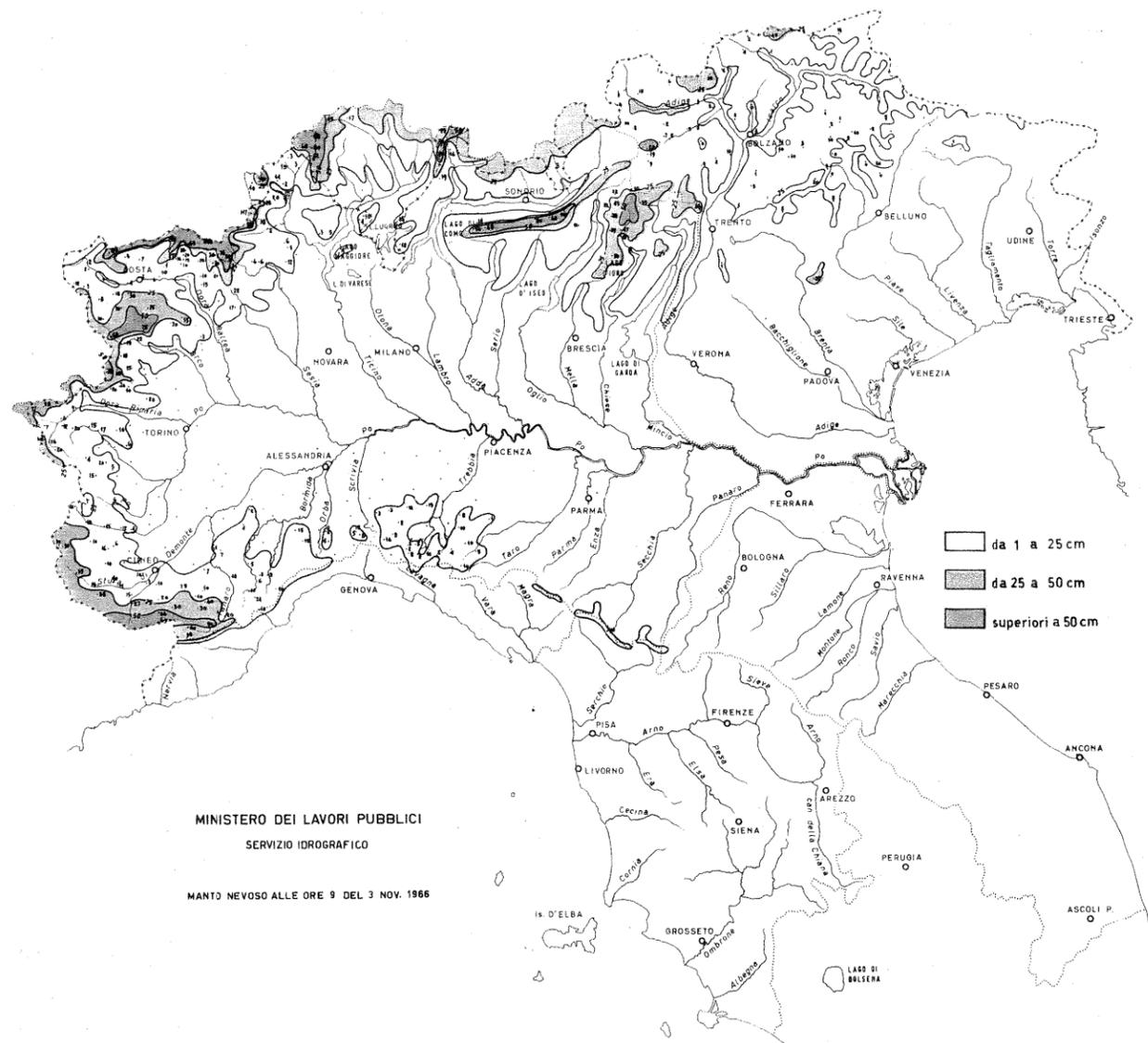


Fig. 2. - Manto nevoso esistente alle ore 9 del 3 novembre 1966.

dello stesso giorno. Esse, come si è detto, hanno interessato gran parte dell'Italia centro-settentrionale, con caratteristiche di eccezionale nubifragio in corrispondenza delle Alpi orientali e, in prosecuzione verso sud, i vari massicci della Toscana centro-meridionale, quali il Pratomagno, i monti del Chianti, le colline Metallifere ed il monte Amiata, ed infine la vasta pianura della Maremma Toscana. Senza alcuna soluzione di continuità i nubifragi, pur con diverse caratteristiche di distribuzione intensiva, hanno colpito le zone accennate sino a circa le ore 12-14 del 4 novembre in Toscana ed Emilia e le 18-20 del medesimo giorno nel Veneto. Successivamente si sono avute, in spe-

cie nel versante adriatico dell'Appennino settentrionale, altre precipitazioni nei giorni successivi 5 e 6, peraltro discontinue e di valori giornalieri raramente considerevoli.

Pertanto, se si prendono in esame i territori più violentemente colpiti, l'evento alluvionale ha avuto una durata complessiva di circa 26-28 ore in Toscana e di circa 32-34 ore nel Veneto. Poiché le osservazioni pluviometriche vengono effettuate alle ore 9 del mattino, i valori delle piogge dell'evento stesso vengono a corrispondere, quasi perfettamente, ai totali delle misurazioni compiute alle ore 9 dei giorni 4 e 5 novembre. Sulla base di tali dati, che appaiono i più caratteristici, è

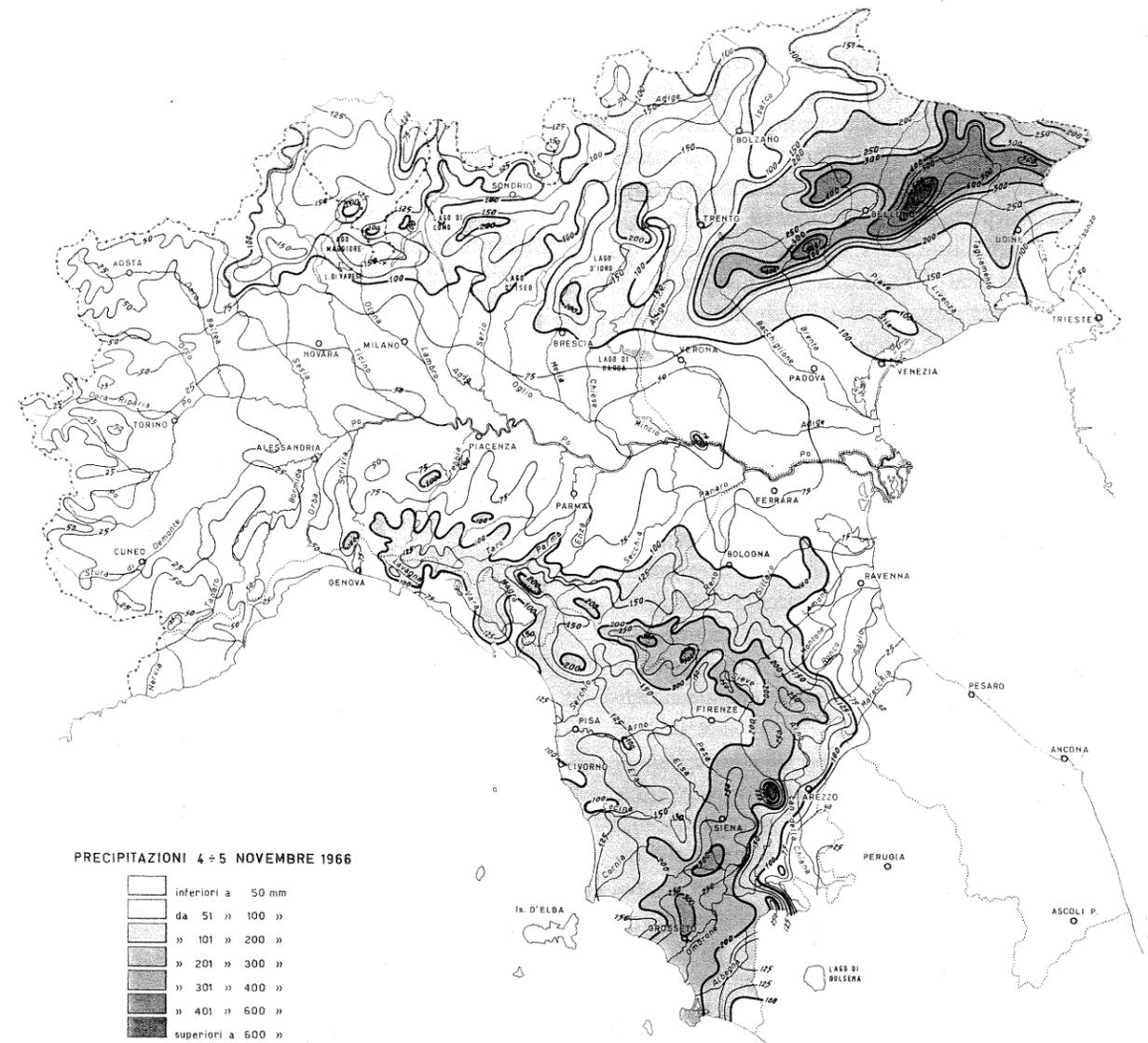


Fig. 3. - Isoiete delle piogge cadute dalle ore 9 del 3 alle ore 9 del 5 novembre 1966.

stata tracciata la carta delle piogge riportata nella fig. 3, che, allo scopo di fornire una visione d'insieme, è stata estesa a tutto il bacino del Po.

Gli afflussi meteorici più notevoli hanno interessato, principalmente, due vaste zone, una con epicentro sulle Alpi orientali, l'altra sull'Appennino tosco-emiliano.

La prima comprende quasi interamente la regione veneta ed una piccola appendice di quella lombarda sulle alte vallate del Sarca e dell'Oglio. In essa ricadono i bacini superiori di alcuni affluenti dell'Adige, quali il Noce, l'Avisio, e il Rienza, nonché, in misura maggiore o minore, i bacini montani dei corsi d'acqua più orientali del Guà,

Bacchiglione, Brenta, Piave, Livenza, Tagliamento ed Isonzo.

La seconda comprende le vallate superiori dei corsi d'acqua emiliani: Secchia, Panaro, Lamone, Fiumi Uniti e Savio, nonché i bacini dei corsi d'acqua toscani: Serchio, Arno, Ombrone, Bruna e Pecora, tra i quali quelli maggiormente colpiti dal fenomeno alluvionale.

Più dettagliatamente, nella regione veneta le piogge torrenziali più cospicue, con valori superiori a mm 300, si sono abbattute sulle Prealpi Bellunesi — ove si riscontra in corrispondenza del corso medio del Piave un nucleo di piovosità superiore a mm 500 nei pressi di Seren del Grappa

(mm 551,0) — e su tutte le Prealpi ed Alpi Carniche, investendo i bacini montani del Piave stesso, del Livenza e del Tagliamento. Sulle Prealpi Carniche, principale baluardo alle correnti d'aria generate dalle complesse formazioni cicloniche, si sono verificate le maggiori concentrazioni di pioggia. L'isoieta di mm 500, infatti, le racchiude completamente, interessando il bacino d'origine del Livenza e parte di quelli montani del Piave e Tagliamento. All'interno di tale area l'isoieta di mm 700 individua il nucleo di più elevata precipitazione in corrispondenza della zona circostante alla località di Diga Cellina, ove si è raggiunta la massima altezza di mm 711,5. Nel bacino dell'Adige si riscontrano valori abbastanza elevati, raramente superiori a mm 200, soltanto in limitate zone di alcuni suoi affluenti. Devesi, però, osservare che anche per questo corso d'acqua l'evento pluviometrico ha assunto caratteristiche di eccezionalità, essendosi riversata su tutto il suo esteso bacino, a monte di Verona, di circa 10.000 km², una precipitazione ovunque compresa tra mm 100 e 150.

Nella regione tosco-emiliana, come già accennato, i nubifragi hanno avuto una durata minore rispetto a quelli verificatisi più a nord, ed i territori maggiormente colpiti, con altezza di pioggia superiore a mm 200, si estendono principalmente lungo la catena appenninica — dal Passo del Cerreto a quello della Futa — e secondo un'ampia fascia che dalle origini dell'Arno discende fino al litorale tirrenico presso Grosseto.

Nella parte più settentrionale sono interessati i bacini tirrenici del Lima — affluente del Serchio — e quelli dell'Ombrore pistoiese, del Bisenzio e della Sieve — affluenti dell'Arno — nonché i bacini adriatici del Panaro — affluente del Po — e del Reno. Il centro di maggior pioggia, contraddistinto dalla isoietà di mm 300, si trova nell'alta valle del Bisenzio, in località Gavigno (mm 344,5).

La vasta fascia più meridionale ricade quasi esclusivamente nel versante tirrenico e si estende dalla catena appenninica fino al litorale tra le foci del Bruna e dell'Albegna. Essa è compresa, quindi, per quasi tutta la sua superficie, nella Toscana centro-meridionale ed interessa, procedendo dall'alto al basso, il bacino dell'alto Arno, quelli montani di alcuni suoi affluenti di sinistra, quali la Greve, il Pesa e l'Elsa, nonché il bacino dell'Ombrore di Grosseto e quelli di alcuni corsi d'acqua della Maremma, come il Bruna e il Pecora. Entro questa fascia sono ubicati tre nuclei di maggiore precipitazione: il primo, circoscritto dalla isoietà

di mm 400, con centro di maggiore scroscio a Badia Agnano (mm 437,2), nella valle dell'Ambra, piccolo affluente dell'Arno, gli altri due, circondati da isoiete di mm 300, rispettivamente nel bacino del Merse presso Torriella (mm 340,0) ed in una zona posta tra il Bruna e l'Ombrore, con le punte massime registrate a Batignano (mm 339,2) ed a Grosseto (mm 325,0). Nel versante Adriatico tale fascia si protende solamente su alcune modeste estensioni delle alte vallate dei Fiumi Uniti e del Savio.

Nella regione più vicina allo spartiacque appenninico, precipitazioni pressochè uguali a mm 200 si riscontrano inoltre nel medio ed inferiore bacino della Sieve, tra le due zone principali precedentemente descritte, a segnare quasi la vastità e la continuità del fenomeno.

Generalmente le piogge giornaliere più elevate si sono misurate alle ore 9 del 4 novembre, salvo che in alcune stazioni della regione veneta, nelle quali, pur avendosi il 4 valori considerevoli, si sono registrate le maggiori altezze alle ore 9 del giorno successivo, come ad esempio a Villasantina, a Barcis, e a Paneveggio poste rispettivamente nei bacini del Tagliamento, del Livenza e dell'Adige. Questa particolarità rispecchia due diversi aspetti dell'evento alluvionale: il primo relativo alla durata dei nubifragi, protrattasi più a lungo nella regione veneta; il secondo, connesso, come in seguito verrà precisato, alla diversa successione dei periodi di maggiore intensità di pioggia.

Le maggiori concentrazioni si sono manifestate, in genere, nel tardo pomeriggio del 3, e a volte nelle prime ore del 4, nella regione toscana, mentre nel Veneto quasi sempre nel pomeriggio del 4.

Le precipitazioni giornaliere di maggiore altezza si sono registrate nella regione veneta e specialmente nei bacini del Tagliamento, del Livenza e del Piave. Si citano, ad esempio, per il giorno 4, i mm 350,0 di Forni Avoltri (Tagliamento) ed i mm 306,0 di Bosco Cansiglio (Piave); e per il giorno 5, i mm 454,0 di Diga Cellina (Livenza). Nella regione tosco-emiliana si sono superati i mm 300 solamente a Badia Agnano (mm 338,7), nel bacino dell'Arno. Altri valori notevoli si sono avuti, sempre il giorno 4, a Gavigno (Arno, mm 274,0) ed a Torriella (Ombrore, mm 280,0). Se peraltro i valori assoluti delle piogge giornaliere misurate nel Veneto superano anche sensibilmente quelle riscontrate in Toscana, altrettanto non può asserirsi sul grado di eccezionalità delle piogge stesse. Infatti i valori dei rapporti con le massime precipitazioni dei precedenti periodi di osservazione assumono, per la durata di un giorno, valori superiori al 200% soltanto in alcune loca-

lità toscane, mentre nel Veneto non si oltrepassa in genere il 150%. Si osserva anzi che in alcune località di quest'ultima regione, pur essendosi registrate precipitazioni di oltre mm 300, le medesime sono inferiori alle massime precedenti.

Considerando le piogge della durata di due giorni consecutivi, si può dire che, mentre nella regione tosco-emiliana i rapporti predetti risultano della medesima entità sopra rilevata, nella regione veneta, invece, gli stessi accusano spesso notevoli aumenti. Anche in questo caso, però, i rapporti percentuali più elevati, tra valori attuali e massimi del passato, spettano alla regione toscana, dove attingono perfino il 250%.

Circa la caratteristica della eccezionalità dell'evento, riferita alla vastità della zona colpita, si può rilevare che il fenomeno assume maggiore importanza per la regione toscana, nella quale la registrazione di piogge notevolmente superiori a quelle del passato — con rapporti anche maggiori del 200% — interessa superfici relativamente molto più estese che nella regione veneta.

Passando ad un esame più dettagliato, può interessare di porre in evidenza come in varie località del Veneto la pioggia dei giorni 4 e 5 novembre abbia superato quella di 5 giorni consecutivi del precedente periodo di osservazione (ad esempio a Santa Croce del Lago con mm 487,2 contro mm 433,8 e a Forni di Sopra con mm 367,2 contro mm 325,2). In Toscana si hanno dati ancora più singolari: in varie stazioni la sola pioggia del 4 risulta maggiore di quella massima precedente relativa al periodo di cinque giorni. Così a Badia Agnano (mm 338,7 contro mm 163,0), a Batignano (mm 268,4 contro mm 174,4) ed a Grosseto (mm 291,8 contro mm 150,1).

Un elemento di grande importanza, specialmente nei confronti delle conseguenti piene dei corsi d'acqua interessati, è da ravvisarsi anche nella distribuzione oraria della precipitazione, influenzando essa in maniera rilevante sulla formazione dei rispettivi deflussi. Per dare una visione di tale caratteristica del fenomeno pluviometrico in esame, si sono riportati nella fig. 4 i diagrammi registrati ai pluviografi di sei stazioni più rappresentative: due venete — Santa Croce del Lago (Piave) ed Asiago (Brenta); tre toscane — Stia (Arno), Calvanella (Sieve-Arno) e Siena (Ombrore) — ed una emiliana — Maresca (Reno).

E' evidente, anzitutto, la notevole differenza, già precedentemente fatta presente, tra la durata del fenomeno nella regione veneta e quella riscontrata nella regione tosco-emiliana.

A meno di alcune piogge di scarso rilievo cadute nella mattinata del 3, si può segnare l'inizio

delle piogge alluvionali quasi ovunque verso le ore 11-12 di tale giorno. Varia, però, notevolmente la successione oraria delle intensità, a seconda della zona investita.

Nel Veneto si riscontra, in genere, un progressivo incremento delle intensità, per cui gli scrosci più violenti si sono avuti nell'ultimo periodo del nubifragio, fra le 12 e le 18 del giorno 4. Alla stazione di Santa Croce del Lago, in queste ultime sei ore l'intensità media oraria è risultata di mm 26. In via di massima i valori medi delle intensità orarie hanno assunto, sempre nel Veneto, i seguenti valori: circa mm 9 per tutta la durata dell'evento alluvionale, mm 13 nelle ultime 24 ore, mm 16 nelle ultime 12 ore, mm 19 nelle ultime 6 ore e mm 21 nelle ultime 3 ore.

Nella Toscana la distribuzione delle intensità è più irregolare. La vasta meteora ha prodotto le massime concentrazioni di pioggia dapprima nella parte centro-meridionale di detta regione, poi in quella settentrionale. Infatti, nel bacino dell'Ombrore, gli scrosci più impetuosi si sono abbattuti tra le 16 e le 18 del 3, mentre nell'alta valle dell'Arno essi si sono manifestati tra le 18 e le 22 dello stesso giorno. In genere poi, nelle prime ore del successivo giorno 4 si sono avuti nuovi incrementi delle intensità orarie, però queste si sono mantenute quasi sempre inferiori a quelle massime della sera precedente, salvo che in alcuni casi, come ad esempio per la Sieve, il cui bacino è stato investito dalle piogge più elevate proprio durante questa seconda fase.

* * *

LIVELLI E PORTATE

Le elevate precipitazioni sopradescritte hanno dato luogo a piene eccezionali in numerosi corsi d'acqua veneti, toscani ed emiliani, oltre che in vari affluenti appenninici del fiume Po.

Di tali piene si riportano succintamente i dati più salienti, relativi alle massime altezze idrometriche raggiunte ed ai valori delle corrispondenti portate mentre nella corografia in scala 1:1.000.000 (allegato n. 1) sono indicate le zone nelle quali si sono verificate esondazioni ed allagamenti.

a) Piene dei corsi d'acqua Veneti

In tali corsi d'acqua i livelli al colmo hanno in genere superato ogni valore massimo del precedente periodo di osservazione, fatta eccezione per l'Isonzo e per quasi tutto il corso dell'Adige, i

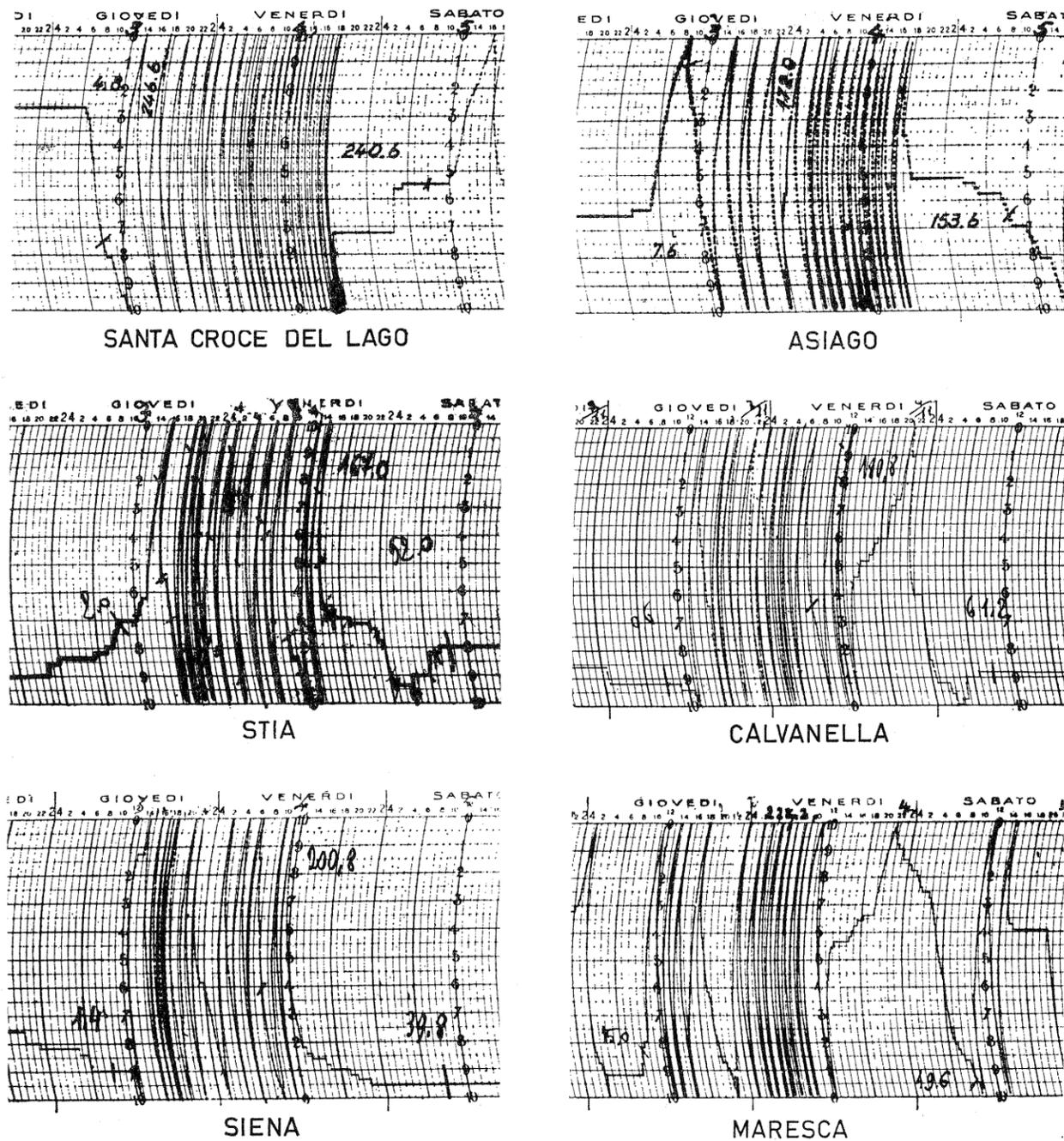


Fig. 4. - Diagrammi registrati ai pluviografi di 6 stazioni più rappresentative.

cui bacini sono stati interessati solo parzialmente dai nubifragi. Si deve inoltre rilevare che nei tratti terminali di molti di questi fiumi le condizioni di piena sono state sensibilmente aggravate dal contemporaneo verificarsi di uno stato eccezionale di acque alte nel recipiente Mare Adriatico, eccezionale sia per l'altezza raggiunta (m 1,94 il giorno 4 nella laguna Veneta) che per la sua durata (oltre 24 ore con livelli superiori a m 1,00).

1) Tagliamento. — All'idrometro di Venzone il colmo veniva raggiunto alle ore 14 del 4 con m 4,83, superiore a quello del 2-9-1965 (m 4,37). Alla stazione di Latisana, posta più a valle, l'altezza idrometrica al colmo è stata fissata, sulla base di una accurata livellazione, in m 10,88, leggermente superiore a quella massima precedente del 2-9-1965 (m 10,82).

In questo corso d'acqua sono avvenute il

giorno 4 novembre n. 4 rotte arginali, di cui 3 in sinistra in località Madrisio, Latisanotta e Latisana ed una in destra in località Carbone.

2) Livenza. — Durante la fase di ascesa della piena si è constatato all'idrometro di Motta tra le 10 del 4 e le 3 del 5 (ora del colmo) un aumento del livello da m 4,82 a m 7,64. In corrispondenza di quest'ultimo, maggiore di m 0,15 a quello del 4-9-1965, si sono verificate nella zona di Motta alcune rotte con conseguenti allagamenti.

3) Piave. — Alla stazione di Segusino, posta a 95 km dalla foce, poco a monte della chiusura del bacino montano, l'altezza idrometrica al colmo (m 6,48) è risultata superiore di m 1,20 a quella pure inconsueta del 3-9-1965. Ciò pone in evidenza l'eccezionalità dell'evento, di frequenza certamente più che centennale. In prossimità della foce, all'idrometro di Zenson, ove già si risente l'effetto della marea, il divario tra il livello al colmo (m 12,02) e quello della precedente massima piena (m 11,74) si è attenuato in maniera sensibile.

Lungo il corso principale del fiume la piena del giorno 4 ha provocato n. 14 rotte arginali, di cui 12 in destra tra Bocca Callalta e Saletto e 2 in sinistra a monte di Ponte di Piave.

4) Brenta e Bacchiglione. — Pure in questi corsi d'acqua sono stati superati, al colmo, i livelli del precedente periodo di osservazione e precisamente di m 0,55 a Bassano sul Brenta (m 5,60 contro m 4,75) e di m 0,13 a Montegal-della sul Bacchiglione (m 8,21 contro m 8,08). In quest'ultima stazione la portata al colmo è stata valutata in m³/s 600, pari al 107% di quella del 9-11-1951.

5) Adige. — Nel vasto bacino dell'Adige ha assunto una notevole importanza, sulla formazione della piena, sia il carattere estensivo delle precipitazioni che il rilevante contributo dovuto allo scioglimento del manto nevoso accumulatosi nei giorni precedenti al nubifragio.

Gli affluenti che maggiormente hanno contribuito alla piena dell'Adige sono stati l'Avisio e il Noce. Soltanto per l'Avisio però i livelli hanno superato ogni precedente. All'idrometro di Lavis, al colmo, le acque sono giunte a m 4,90, quota superiore di m 1,60 a quella del 3-9-1965 (m 3,30). In corrispondenza di tale livello la portata è stata determinata in m³/s 1048.

Nel corso principale dell'Adige la piena ha assunto caratteristiche di eccezionalità a valle della confluenza dei suddetti due affluenti. All'idrome-

tro di Trento l'altezza idrometrica al colmo, pari a m 6,30, ha oltrepassato di m 0,19 la precedente massima di m 6,11 del 17-9-1882. La portata corrispondente è stata valutata in m³/s 2320, sensibilmente superiore a quella massima del 20-9-1960 (m³/s 1810). Più a valle di Trento, dopo la località di Mori, non sono stati più raggiunti livelli notevoli, e ciò per effetto della diversione Adige-Garda, entrata in funzione alle ore 16 del 4. La portata di tale galleria si è mantenuta sul valore massimo di m³/s 500 per circa 10 ore, dalle 2 alle 12 del 5. Complessivamente sono stati scaricati nel lago di Garda 67 milioni di metri cubi, corrispondenti ad uno strato di acqua nel lago stesso di ben 18 cm. Alla chiusura del bacino montano, a Boara Pisani, a circa km 51 di distanza dalla foce, la portata al colmo è risultata uguale a m³/s 1360, notevolmente inferiore a quella massima del 2-11-1928 (m³/s 1700). Durante l'evento eccezionale si sono verificate, nel tratto di fiume compreso tra Roncofort e Mori, della lunghezza di circa km 30, n. 12 rotte arginali di lunghezza variabile da m 30 a m 300.

b) Piene dei corsi d'acqua toscani

Allorchè iniziarono i violenti nubifragi del 3-4 novembre, già la situazione degli alvei di questi corsi d'acqua si presentava alquanto critica. Nell'Arno infatti, e così pure in altri fiumi, la fase discendente dell'ultima intumescenza di ottobre non si era ancora esaurita e le altezze idrometriche si mantenevano su valori sensibilmente superiori a quelli normali. La maggiore violenza riscontrata nelle piene dei corsi d'acqua toscani si deve quindi, oltre che alla eccezionalità delle precipitazioni ed alle particolari condizioni di saturazione dei bacini imbriferi, anche all'esiguo volume d'invaso presentato, all'atto dell'evento, dalla rete idrografica.

Le piene più imponenti si sono avute nell'alto Arno, ove spesso le portate sono risultate uguali ad oltre il doppio di quelle massime in precedenza conosciute nell'Ambra e nel medio e basso Ombrone, nel quale peraltro non è stato possibile rilevare utili livelli a causa delle vaste esondazioni verificatesi nella pianura grossetana. All'opposto i bacini meno interessati dall'evento sono stati quelli del Serchio e degli attigui corsi d'acqua della Versilia. In questi infatti si sono avute piene modeste, fatta eccezione per il Lima, affluente del Serchio, che ha superato a Fabbri- che di Casabasciana, con m. 4,90, ogni suo livello precedente.

1) Arno. — Nel bacino dell'Arno hanno contribuito alla piena, con deflussi eccezionali, tutti i vari affluenti, fatta eccezione per il Canale Maestro della Chiana e per il Nievole, tributario di un bacino molto limitato. Tra le piene più cospicue si citano quelle della Sieve, dell'Elsa e dell'Era.

La Sieve all'idrometro di Fornacina, nei pressi della confluenza, ha raggiunto i m 6,90, un'altezza quindi maggiore di m 0,84 di quella già eccezionale del 19-9-1953 (m 6,06). La portata di piena è stata quivi valutata in m³/s 1340, cui corrisponde un contributo unitario di m³/s. km² 1,61. Essa supera di oltre il 24% la massima precedente (m³/s 1080).

Particolarmente gravi anche le piene dell'Era e dell'Elsa, durante le quali sono avvenute diverse rotte arginali. Agli idrometri di Castelfiorentino sull'Elsa e di Capannoli sull'Era, le acque, in fase di colmo, sono arrivate rispettivamente a m 6,00 ed a m 8,58, superando di m 1,48 e di m 0,78 i precedenti massimi valori. Le corrispondenti portate di piena sono risultate di m³/s 612 per l'Elsa e di m³/s 380 per l'Era, uguali, nell'ordine, al 161% ed al 122% dei dati di raffronto.

Lungo l'asta principale dell'Arno, la piena ha assunto carattere di eccezionalità sin dalle origini. Alla stazione di Stia, che sottende un bacino di soli 62 km², si è rilevata, al colmo, un'altezza idrometrica di m 4,23, maggiore di m 1,75 — e quindi pressochè doppia — di quella del 6-1-1963 (m 2,48). A Subbiano, ove il bacino sotteso è di km² 738, il livello al colmo (m 10,58) ha superato di oltre m 4 il massimo noto del 17-2-1960 (m 6,24). Pure a Nave di Rosano, poco a valle della confluenza della Sieve, si è oltrepassato ogni valore precedente. La piena ha infatti in tale località raggiunto m 10,30 sullo zero idrometrico, con uno scostamento di m 2,50 rispetto il massimo del 2-11-1944 (m 7,80). Notevole è anche lo scostamento verificatosi all'idrometro di Firenze Acciaioi, ove il bacino tributario ha una superficie di km² 4237. Quivi il massimo livello dell'acqua, determinato mediante livellazione, è risultato di m 8,57, superiore quindi di m 1,61 a quello del 2-11-1944 (m 7,08).

In merito, occorre però precisare che tale altezza deve ritenersi notevolmente influenzata dalle esondazioni verificatesi a monte e quindi scarsamente indicativa per una esatta valutazione della effettiva portata corrispondente.

La gravità dell'evento verificatosi nel tratto del fiume compreso tra le sue origini e Firenze appare ancora più manifesta se si considerano i

valori delle portate di colmo preliminarmente determinate in corrispondenza delle citate stazioni di misura di Stia, Subbiano e Nave di Rosano. Esse sono risultate infatti uguali rispettivamente a m³/s 312, 2250 e 3540, corrispondenti quindi, rispetto ai massimi precedenti, a valori percentuali del 235%, del 258% e del 169%.

A valle di Firenze, per effetto anche dell'esondazione prodottasi, le acque di piena, rispetto alle massime altezze in precedenza rilevate, hanno mostrato incrementi sempre più lievi, e cioè di m 0,80 a Brucianese (m 10,00 contro m 9,20) e di m 0,04 a S. Giovanni alla Vena (m 8,94 contro m 8,90). Più a valle ancora, all'idrometro del Sostegno (Pisa), ove il livello del fiume risente dell'andamento della marea, tale incremento è risultato di m 0,20 (m 6,30 contro m 6,10).

Lungo il corso del fiume sono avvenute durante la piena numerose esondazioni (vedi allegato n. 1), tra le quali, citando le maggiori, quelle verificatesi nelle zone di Montevarchi, Incisa, Firenze, Signa, Empoli e Santa Croce. A causa di tali esondazioni le portate del fiume, a valle di Firenze, si sono notevolmente attenuate, talchè a San Giovanni alla Vena il colmo è risultato di m³/s 2290 pressochè uguale a quello massimo precedente del 26-11-1949 (m³/s 2270).

2) Ombrone ed altri corsi d'acqua. — Le piene dei corsi d'acqua maremmani, sebbene con portate di colmo pari alle massime conosciute, sono da ritenere particolarmente eccezionali per la loro durata e per i volumi di deflusso corrispondenti. Nell'Ombrone, infatti, almeno per ciò che riguarda il suo alto e medio corso, non sono stati superati i livelli massimi del precedente periodo di osservazione: così all'idrometro di Buonconvento posto nella parte alta del fiume, (m 11,70 contro m 12,28) e pure a Sasso d'Ombrone, che sottende la maggior parte del totale bacino imbrifero (m 13,66 contro m 13,69). Occorre per altro far presente che l'onda di piena, specie nel basso corso del fiume, è stata notevolmente attenuata dal vasto allagamento avvenuto nella zona di Grosseto a seguito di una rotta arginale. Sempre a Sasso d'Ombrone la portata di piena è stata valutata in m³/s 3110, pressochè uguale a quella eccezionale del 2-11-1944.

Alla piena dell'Ombrone hanno contribuito in maniera determinante gli affluenti Arbia e Merse. Per quest'ultimo, all'idrometro di Ornate l'altezza idrometrica al colmo è risultata uguale a m 8,58, di poco inferiore a quella del 5-9-1960 (m 10,22). Solo nel subaffluente Farma si è verificato alla

stazione di Torniella, che sottende per altro un bacino di limitata estensione (km² 70), un livello di piena superiore al massimo precedente (m 4,43 contro m 3,56).

L'evento è risultato eccezionale anche in alcuni altri corsi d'acqua, quali il Cecina ed il Cornia. In quest'ultimo, alla stazione di Ponte Statale Aurelia, si è superato di m 0,98 il massimo noto in precedenza (m 7,05 contro m 6,08). Nel Cecina a Monterufoli la portata al colmo è stata determinata in m³/s 1030, pari al 128% di quella del 16-12-1939, la massima verificatasi nel periodo 1935-1942.

c) Piene dei corsi d'acqua Emiliani

Nei corsi d'acqua emiliani, l'evento, pur non potendosi considerare di carattere eccezionale nel vero senso della parola, va annoverato tra i più ragguardevoli, sia per la vastità del territorio interessato, sia per le gravi esondazioni verificatesi in varie zone. Da osservare, però, che queste ultime sono state favorite, quasi ovunque, dalla riduzione della sezione fluviale per fenomeni di interrimento.

1) Reno. — Nell'alto bacino del Reno i valori più notevoli sono stati raggiunti in corrispondenza dell'affluente Samoggia ove all'idrometro della stazione di Calcara è stata registrata al colmo l'altezza di m 4,40, cui corrisponde la portata di m³/s 420, leggermente inferiore a quella dell'aprile 1956 (m³/s 440). In tale affluente si sono verificate due rotte arginali, una in sinistra a 4 km a valle di Forcelli e l'altra in località Lorenzatico, con conseguenti allagamenti di circa 3000 ettari.

Pure nel Savena, affluente in sinistra dell'Idice, la piena è stata rimarchevole. Alla stazione di Castel dell'Alpi la portata al colmo è stata valutata in circa m³/s 62, cui corrisponde un contributo unitario di m³/s. km² 5,390. La violenza della corrente ha asportato 9 delle 13 briglie costruite a valle dello sbarramento in terra formatasi a seguito della frana del 1951.

Nell'affluente Senio a Castel Bolognese, sebbene sia stata superata, con l'altezza idrometrica di m 6,94, la massima precedente (m 6,40), la portata al colmo non è risultata rilevantisima: soltanto m³/s 110, corrispondente al 36% di quella del 5-10-1937. Ciò si deve al citato fenomeno di interrimento dell'alveo, che continuamente tende a ridurre la sezione libera di deflusso. Circa i danni verificatisi in tale affluente, si segnala l'allagamento dell'abitato di Castel Bolognese e, 4 km

a valle di questo, una falla per cedimento dell'argine destro.

Lungo il corso principale del Reno si sono avuti valori notevoli delle altezze idrometriche sino alla sezione di Casalecchio. In questa località il livello corrispondente al colmo (m 4,45), non di assoluta eccezione in quanto registrato più volte nel precedente periodo di osservazione, è rimasto invariato per oltre 5 ore, così da ridurre notevolmente il potere d'invaso dell'alveo. In conseguenza di ciò, a valle di Bologna, sono avvenute due rotte per sormonto, una in destra e l'altra in sinistra rispettivamente in località Trebbo e Castel Campeggi. Particolarmente grave è risultata la falla apertasi nell'argine sinistro poichè le acque defluite hanno raggiunto in alcuni punti della zona allagata, della superficie di circa 3800 ettari, livelli di quasi tre metri.

Più a valle di Casalecchio, cioè nel tratto arginato sino al mare, la piena non ha assunto valori degni di nota, a causa della notevole attenuazione operata nei deflussi sia con l'invaso nel Cavo Napoleonico di quasi 5 milioni di metri cubi che con lo sfioro attraverso il manufatto di Malalbergo.

2) Fiumi Uniti. — Nel Montone, sulla base di rilievi di piena, è stata valutata per la sezione posta all'altezza della Via Emilia, e cioè alla chiusura del bacino montano, la portata al colmo di circa m³/s 560. Più a valle, in località Villafranca, si è aperta, per sormonto, una falla nell'argine sinistro.

Nel Ronco, alla stazione idrometrografica di Meldola, che sottende un bacino di km² 442, il livello del fiume è giunto a m 4,60, cui corrisponde la portata di circa m³/s 580, sensibilmente inferiore a quella del novembre 1947 (m³/s 762). In corrispondenza della chiusura del bacino montano (km² 536), posta presso la Via Emilia, è stata determinata la portata massima di m³/s 600.

3) Savio. — La stazione idrometrografica di S. Vittore, che sottende un bacino di km² 597, ha registrato il giorno 4 un colmo di m 4,71 al quale corrisponde la portata di circa m³/s 760. Tali valori sono stati superati solo nel maggio 1939 (altezza m 4,90 — portata m³/s 814). La piena ha provocato una modesta tracimazione all'altezza della città di Cesena.

d) Piene del bacino del Po

L'evento verificatosi nel Po in conseguenza delle precipitazioni del 3-7 novembre rappresenta l'ultima fase di un lungo periodo di piena protrattosi, senza mai raggiungere però caratteristiche di

particolare eccezionalità, dall'inizio della prima decade di ottobre alla fine della seconda decade di novembre. Ciò in riferimento al corso principale del fiume. Piene di carattere eccezionale si sono invece verificate nei suoi affluenti appenninici Secchia e Panaro ed in minor misura, nell'affluente alpino Oglio. Solamente nel Panaro si sono però superati i dati massimi del precedente periodo di osservazione, e precisamente alla stazione di Bomporto dove è stata registrata, al colmo, il giorno 4 l'altezza idrometrica di m 10,98, maggiore di m 0,40 a quella eccezionale del 13 novembre 1862 (m 10,58). Di poco inferiori ai massimi livelli precedenti sono risultati quelli raggiunti per l'Oglio a Marcaria (m 6,23 il 6 contro m 6,53) e per il Secchia a Ponte Bacchello (m 9,44 il 4 contro m 9,60). Nel Secchia e nel Panaro, cui spettano nelle sezioni già indicate portate pari rispettivamente a m³/s 780 e 840, le piene sono state attenuate dalle rotte di Villanova (sul Secchia) e di S. Valentino (sul Panaro).

La situazione idrometrica del Po è risultata anormale in corrispondenza del Delta Padano. Malgrado infatti la non rilevante entità dei deflussi (ad esempio m³/s 6560 a Taglio di Po) i livelli idrometrici hanno quivi superato in novembre quelli massimi osservati in precedenza. Così a Taglio di Po (m 5,64 contro m 5,62), a Goro sul Po di Goro (m 3,21 contro m 2,81) e a Ca' Dolfin sul Po della Tolle (m 3,14 contro m 2,67). Ciò è da mettere in relazione con l'abbassamento verificatosi in questo ultimo decennio in molte zone del Delta, con il trasporto del materiale di fondo e con l'eccezionale mareggiata del 4 novembre, durante la quale il mare ha raggiunto forza 8 ed il vento oltre 90 km/h di velocità.

Nella regione del Delta la piena del Po è stata comunque contenuta dalle arginature con ampio margine di sicurezza, in quanto il franco residuo, rispetto alla sommità arginale, è risultato in media non inferiore a m 2 al momento del passaggio del colmo.

In conseguenza invece della suddetta mareggiata si sono verificate varie rotte nelle difese a mare, e precisamente il giorno 4 a Vallesina, Boccara, Pellestrina e Busa Scirocco ed il giorno 5 a Ca' Mello-Ponticello. Altre rotte di minore importanza si sono poi successivamente prodotte nella difesa Scardovari il giorno 19 novembre a seguito di altra mareggiata. In conseguenza delle suddette rotte si sono allagati circa ha 8.000 di terreni ed ha 3.000 di valli.

Dopo aver sinteticamente descritte, sotto lo aspetto idrologico, le varie manifestazioni che hanno caratterizzato, nelle sue fasi evolutive, lo evento alluvionale in questione, appare opportuno un breve cenno su quei caratteri dell'evento stesso che, nell'ambito di una visione di assieme, valgono ad illustrare l'unicità del fenomeno e la singolarità di taluni suoi aspetti.

Va innanzitutto rilevato come tale evento alluvionale, sebbene manifestatosi con particolare violenza in varie e distinte zone territoriali, a volte ubicate a notevole distanza tra di loro, debba essere considerato quale manifestazione di un'unica, vasta e complessa perturbazione meteorologica. Sotto tale punto di vista, anche se i vari e particolari fatti idrologici evidenziano un grado di eccezionalità elevato con tempo di ritorno spesso superiore al centennio, compete all'evento stesso un grado di eccezionalità di ordine certamente superiore.

Nei riguardi poi dell'aspetto generale della distribuzione pluviometrica è da porre in rilievo la sensibile diversa entità delle altezze di precipitazione riscontrate nelle zone più violentemente colpite, quali il Veneto e la Toscana. Mentre infatti nella regione veneta le piogge di due giorni hanno raggiunto, in molte località valori superiori a mm 600, con una punta di oltre mm 700 alla stazione di Diga Cellina (mm 712) nel bacino del Livenza, nella regione toscana le piogge della stessa durata hanno superato al massimo i mm 300 in alcune stazioni, presentando una punta di oltre mm 400 nella località di Badia Agnano (mm 437) nel bacino dell'Arno. Trattandosi di piogge cadute, in entrambi i casi, su superfici di rilevante estensione, le differenze sono senz'altro notevoli. Ciò nonostante le piene provocate da tali piogge hanno presentato, sia nel Veneto che nella Toscana, un grado di eccezionalità pressochè dello stesso ordine di grandezza, con la differenza però che gli effetti degli allagamenti verificatisi, sono stati maggiormente avvertiti in Toscana, specie nel bacino dell'Arno. E se è vero che tale ultima regione presenta una piovosità media annua notevolmente inferiore a quella del Veneto e che sussiste, in genere, una stretta correlazione tra il patrimonio idrico di una determinata regione e quanto può attenersi non soltanto alla sistemazione idraulica della regione medesima ma anche a tutta la sua strutturazione civile-economica, resta giustificato come un evento pluviometrico di minore intensità ab-

bia potuto provocare in un bacino della Toscana conseguenze più gravose di quelle generate da piogge più notevoli in un bacino del Veneto.

Tale considerazione acquista maggior valore se si considera che nell'evento alluvionale in questione le piene dei corsi d'acqua veneti sono state sensibilmente esaltate da due fatti concomitanti: lo scioglimento di estesi manti nevosi e la persistenza di elevati livelli di marea che ha ostacolato il libero deflusso delle acque al mare, provocando, a monte della foce, per tratti conside-

revoli, sensibili rialzi dei livelli delle acque stesse.

Per la gran parte delle stazioni pluviometriche si possiedono ormai quasi 50 anni di osservazioni continue, salvo l'interruzione, per molte di esse, degli anni compresi fra il 1943 ed il 1946, mentre per le stazioni di misura delle portate, i dati disponibili si estendono, in genere, ad un quarantennio, salvo le interruzioni predette.

Tali sono pertanto, per la generalità delle stazioni citate, i periodi di osservazione ai quali vengono riferiti i dati osservati in occasione dell'evento alluvionale in questione, o nei mesi precedenti.

BIBLIOGRAFIA

- ALIVERTI G. - *Lineamenti meteorologici e climatologici delle regioni italiane colpite dalle alluvioni del novembre 1966* - Quaderno n. 112 - Accademia dei Lincei Anno CCCLXV - 1968.
- BENDINI CARLO - *La grande piena del 4-11-66* - (Bollettino degli Ingegneri - Firenze - n. 11 - 1967).
- BOLLETTINO DEGLI INGEGNERI (Firenze - giugno 1968 - « Situazione degli studi sulla regolazione dei fiumi in Toscana » - Atti della Tavola Rotonda - Firenze 8-9 giugno 1968).
- CIULLINI P. - *Le piene d'Arno* - (Bollettino degli Ingegneri - Firenze n. 11 - 1966).
- FEA G. - *Prima documentazione generale della situazione meteorologica relativa alla grande alluvione del novembre 1966* - (C.N.R. - Quaderni della Ricerca Scientifica n. 43).
- LOSACCO UGO - *Notizie e considerazioni sulle inondazioni d'Arno in Firenze* - (Universo n. 5 - 1967).
- MARGHERI M. - *La utilizzazione delle capacità di invaso esistenti in ragione ai fini della moderazione delle piene* - (Atti della conferenza dell'Adige - Trento 7-8 aprile 1967).
- MENNA F. - *La sistemazione idraulica del bacino del fiume Adige* - (Atti della conferenza dell'Adige - 7-8 aprile 1967).
- PADOAN GIOVANNI - *La sistemazione del bacino del fiume Adige* - (Atti della conferenza dell'Adige - Trento 7-8 aprile 1967).
- PICCOLI ARMANDO - *Caratteristiche idrologiche delle alluvioni del Novembre 1966 in Emilia e nella Toscana* - Quaderno n. 112 - Accademia dei Lincei - Anno CCCLXV - 1968.
- PRINCIPE I. - SICA P. - *L'inondazione di Firenze del 4 novembre 1966* - (Universo n. 2 - 1967).
- RINALDI GIUSEPPE - *Considerazioni sui problemi delle alluvioni dei fiumi e delle erosioni del suolo in Italia* - (Rassegna Lavori Pubblici - febbraio 1967).
- SIESS L. - *La sistemazione idraulico-forestale dei bacini montani* - (Atti della conferenza dell'Adige - Trento 7-8 aprile 1967).
- SIMONETTI MARIO - *L'alluvione dell'Arno* - Contributo alla impostazione di un grande problema - (Bollettino degli Ingegneri - Firenze n. 12 - 1966).
- SIMONETTI MARIO - *L'Arno e il Ponte Vecchio* - Considerazioni in merito all'afflusso delle luci di Ponte Vecchio - (Bollettino degli Ingegneri - Firenze - n. 5 - maggio 1968).
- SUPINO GIULIO - *La valle dell'Arno e le piene del fiume* - (Firenze Domani-Vallecchi Editore).
- SUPINO GIULIO - *Le previsioni meteorologiche e la piena del 4 novembre 1966* - (Firenze perchè? - Il Ponte - Firenze).
- TONINI DINO - *Perchè tante alluvioni in Italia?* - (Corriere Unesco - Gennaio 1967).
- TONINI DINO - *Le piene nel Veneto, Friuli-Venezia Giulia nel novembre 1966* - (Quaderno 112 - Accademia dei Lincei - Anno CCCLXV - 1968).
- ZENONI L. - *La bonifica e la utilizzazione delle acque a scopo irriguo* - (Atti della conferenza dell'Adige - Trento 7-8 aprile 1967).
- ZOLI LIVIO - *Perchè così disastrosa alluvione?* - (Conferenza tenuta il 3-1-1967 alla Società « Leonardo » di Firenze).