

Alberto FORTELLI

Elementi di Meteorologia per la Progettazione Green

**Federico II
University Press**



fedOA Press



Università degli Studi di Napoli Federico II
Scuola Politecnica e delle Scienze di Base

TRIA Urban Studies

6

Editors:

Antonio Acierno, Mario Coletta

Scientific Board:

Rob Atkinson, Teresa Boccia, Giulia Bonafede, Lori Brown, Maurizio Carta, Claudia Cassatella, Maria Cerreta, Massimo Clemente, Juan Ignacio del Cueto, Pasquale De Toro, Matteo di Venosa, Concetta Fallanca, Ana Falù, Isidoro Fasolino, José Fariña Tojo, Francesco Forte, Gianluca Frediani, Giuseppe Ls Casas, Francesco Lo Piccolo, Liudmila Makarova, Elena Marchigiani, Oriol Nel-lo Colom, Gabriel Pascariu, Domenico Passarelli, Piero Pedrocco, Michéle Pezzagno, Piergiuseppe Pontrandolfi , Mosé Ricci, Samuel Robert, Michelangelo Russo, Inés Sánchez de Madariaga, Paula Santana, Saverio Santangelo, Ingrid Schegk, Guglielmo Trupiano, Franziska Ullmann, Michele Zazzi

*Elementi di Meteorologia per la
Progettazione Green*

Alberto Fortelli

Federico II University Press



fedOA Press

Elementi di Meteorologia per la Progettazione Green /
a cura di Alberto Fortelli. - Napoli : FedOAPress, 2021. -
156 p. : ill. ; 24 cm. - (TRIA URBAN STUDIES ; 6).

Accesso alla versione elettronica:
<http://www.fedoabooks.unina.it>

ISBN: 978-88-6887-108-6
DOI: 10.6093/978-88-6887-108-6

In copertina: foto di Alberto Fortelli
Revisione e layout di questo volume a cura di Ivan Pistone

© 2021 FedOAPress - Federico II University Press

Università degli Studi di Napoli Federico II
Centro di Ateneo per le Biblioteche "Roberto Pettorino"
Piazza Bellini 59-60
80138 Napoli, Italy
<http://www.fedoapress.unina.it/>
Published in Italy
First edition: Ottobre 2021
Gli E-Book di FedOAPress sono pubblicati con licenza
Creative Commons Attribution 4.0 International

Indice

Prefazione di <i>Adriano Mazzarella</i>	1
1. La meteorologia.....	3
1.1. La Meteorologia: perché?	5
1.2. Cosa sono il “Tempo meteorologico” ed il “Clima”	5
1.2.1. Il tempo meteorologico	5
1.2.2. Il Clima.....	6
1.3. L’Atmosfera terrestre	7
2. Le strutture atmosferiche.....	11
2.1. I campi di alta pressione (anticicloni o zone <i>anticicloniche</i>).....	13
2.2. I campi di bassa pressione (aree cicloniche o cicloni delle medie latitudini).....	15
2.3. I fronti atmosferici	19
2.3.1. Il fronte caldo.....	19
2.3.2. Il fronte freddo.....	21
2.3.3. Fronte occluso.....	23
2.4. I grandi centri barici che regolano le condizioni del tempo a scala continentale e mediterranea.....	25
2.4.1. Anticiclone delle Azzorre.....	25
2.4.2. Anticiclone russo siberiano.....	27
2.4.3. Ciclone d’Islanda.....	29
2.4.4. Le depressioni del Mar Ligure.....	31
2.4.5. Le depressioni dello Ionio.....	31
3. Le nubi.....	33
3.1. La fisica macroscopica delle nubi.....	35
3.2. Classificazione delle nubi: cenni storici.....	36
3.3. La classificazione delle nubi.....	37
3.3.1. La classificazione geometrica delle nubi.....	37
3.3.1.1. Le nubi stratiformi.....	38
3.3.1.2. Le nubi cumuliformi.....	39
3.3.2. La classificazione delle nubi su base dinamica.....	39
3.3.2.1. Le nubi frontali.....	40
3.3.2.2. Le nubi orografiche.....	40
3.3.3. La classificazione altimetrica delle nubi.....	41
3.3.3.1. Nubi della regione superiore o nubi alte....	42
3.3.3.2. Nubi della regione intermedia o nubi medie.....	46
3.3.3.3. Nubi della regione inferiore o nubi basse...50	
3.3.3.4. Nubi a grande sviluppo verticale: i <i>Cumulonimbus</i>	54

3.4. Le formazioni nuvolose accessorie dei <i>Cumulonimbus</i>	58
4. Il vento.....	63
4.1. Cos'è il vento.....	65
4.2. Caratteristiche del vento.....	65
4.3. La classificazione descrittiva dei venti.....	66
4.3.1. Le brezze di mare e di terra.....	67
4.4. La Rosa dei Venti.....	68
4.4.1. La tramontana.....	70
4.4.2. Il grecale.....	70
4.4.3. Lo scirocco.....	71
4.4.4. Il libeccio.....	72
4.4.5. Il maestrale.....	73
4.5. La Scala Beaufort delle velocità del vento.....	74
4.6. Scala Douglas dello stato di agitazione del mare.....	76
4.7. La previsione pratica dello stato di agitazione del mare....	78
5. La previsione del tempo.....	81
5.1. Prevedere il tempo che farà nell'epoca di internet.....	83
5.2. Il metodo dell'osservazione comparativa.....	83
5.2.1. Il peggioramento delle condizioni meteorologiche.....	85
5.2.2. Il miglioramento delle condizioni meteorologiche... ..	88
5.3. Le previsioni meteorologiche su base modellistica....	90
5.3.1. I modelli fisico-matematici.....	91
5.3.2. Considerazioni sulla attendibilità delle previsioni meteo.....	93
5.4. Le previsioni stagionali delle condizioni meteorologiche..	94
5.5. Le carte del tempo.....	96
5.5.1. Carte barometriche al suolo.....	97
5.5.2. Carte dei geopotenziali della superficie isobarica di 500 hPa.....	98
5.5.3. Carte relative alla superficie isobarica di 850 hPa con indicazione della temperatura.....	99
6. I fenomeni temporaleschi a forte impatto sul territorio.....	101
6.1. Il temporale.....	103
6.2. La Meteorologia applicata alla mitigazione del rischio idrologico ed idrogeologico.....	105
6.2.1. La prevedibilità dei fenomeni temporaleschi di grande intensità.....	105
6.2.2. Previsione dello sviluppo di fenomeni temporaleschi.....	106
6.2.2.1. Prevedibilità di fenomeni intensi a medio termine (3-6 giorni di distanza temporale).....	106

6.2.2.2. Prevedibilità di fenomeni intensi a breve termine (da 24 a 48 ore).....	107
6.2.2.3. Prevedibilità di fenomeni intensi a brevissimo termine (meno di 24 ore).....	107
6.2.2.4. Prevedibilità di fenomeni intensi in regime di nowcasting (poche ore di anticipo).....	107
6.3. Interpretazione dei pluviogrammi per la proiezione previsionale degli accumuli precipitativi.....	108
6.4. Arrivo di un temporale frontale.....	109
6.5. Previsione pratica di un temporale termo-convettivo.....	110
6.6. La protezione della popolazione dagli eventi alluvionali a rapida insorgenza (Flash flood).....	111
7. Interazione tra contesti urbanizzati e fenomenologie idrologiche: le green infrastructures quale elemento di mitigazione.....	115
7.1. Gli effetti della Urbanizzazione sull'aumento dei deflussi superficiali delle acque meteoriche.....	117
7.2. Gli effetti idrologici indotti dall'urbanizzazione	119
7.3. La gestione sostenibile dei deflussi prodotti dalle acque meteoriche attraverso il principio di Invarianza Idraulica.....	120
7.3.1. Drenaggio tradizionale vs drenaggio sostenibile.....	121
7.3.2. Invarianza Idraulica.....	122
7.4. Tecniche di Intervento e Best Management Practices.....	124
7.4.1. Sistemi filtranti.....	125
7.4.2. Sistemi ad Infiltrazione ed evaporazione.....	126
7.4.3. Sistemi vegetati – Fitodepurazione.....	126
7.4.4. Sistemi di Lagunaggio.....	127
7.5. Le infrastrutture verdi.....	127
7.5.1. La mitigazione del rischio idrologico in ambito urbano tramite le infrastrutture verdi.....	128
7.5.2. Fisica del processo alluvionale.....	130
7.6. I rain garden.....	133
7.6.1. Verifica di un Rain Garden di assegnate caratteristiche dimensionali.....	136

PREFAZIONE

Adriano Mazzarella, già professore di Meteorologia e di Climatologia presso l'Università di Napoli Federico II

La Meteorologia è la scienza che studia i fenomeni che avvengono nella troposfera, la parte più interna dell'atmosfera terrestre, la parte nella quale è presente la vita. La Meteorologia è, quindi, lo studio dell'atmosfera terrestre dal punto di vista fisico.

È grazie alla presenza dell'atmosfera terrestre che la vita è possibile sulla Terra: in sua assenza avremmo una faccia della terra freddissima, quella in ombra, e l'altra rovente.

Negli ultimi anni la Meteorologia è riuscita a calamitare un enorme interesse, coinvolgendo in questo interesse ampie fasce della popolazione, diversificate in termini di età e cultura. Eppure, questa disciplina non è di facile comprensione per chi ne volesse approfondire la conoscenza.

Proviamo allora ad operare un artificio: sostituiamo la parola Meteorologia con il termine "tempo", "il tempo", inteso, ovviamente, come condizioni meteorologiche. Nei confronti di questa parola si prova subito una maggiore sensazione di confidenza, come di qualcosa che ci riguarda molto da vicino. E ci rendiamo immediatamente conto che ciascuno di noi, nessuno escluso, ha avuto almeno cento, mille volte nella propria vita un condizionamento delle proprie attività da parte di un fenomeno meteorologico avverso: nebbia, pioggia, neve, strade ghiacciate, vento forte, mare agitato. Ed è proprio questa indubbia influenza delle condizioni meteorologiche sulla nostra vita, che fa nascere l'esigenza di prevedere in anticipo quali possano essere queste condizioni in un futuro a breve e medio termine: è come se tale conoscenza ci desse la sensazione di dominio sulla Natura, di considerarla meno smisuratamente potente ed incontrollabile nei nostri confronti.

Oltre al condizionamento della vita quotidiana dei singoli individui, il tempo atmosferico e la sua evoluzione nel medio/lungo termine, potrebbe assumere una tale rilevanza da comportare ripercussioni sull'intero ecosistema terrestre. Il cambiamento climatico che è o sarebbe in corso (sul punto non vi è ancora piena convergenza tra gli studiosi) potrebbe comportare una serie di fenomeni estremi o anomali, attualmente imprevedibili nella loro reale entità.

L'Ing. Alberto Fortelli nel presente volume ha deciso di parlare

di meteorologia in termini estremamente semplici, friendly, senza introdurre alcuna formulazione fisico-matematica che potesse infastidire il lettore medio. Tantissime foto, tutte a colori, per far “vedere” il tempo meteorologico: è come se l’autore volesse aprire le finestre della casa di ciascuno dei lettori, invitandoli a guardare verso l’alto, operazione che in pochi effettuano malgrado questo crescente interesse per la meteorologia. In effetti, a ben pensarci, l’interesse è rivolto alla conoscenza del tempo che farà, e la numerosità delle “applicazioni” che forniscono questa informazione ne offre chiara testimonianza.

L’autore con questo volume vuole presentare questa disciplina in maniera informale, facendo in modo che la Meteorologia e il lettore si diano del tu, per portare avanti una operazione di insemminazione di interesse, nella convinzione che questa operazione possa portare a vantaggi in diversi settori della ricerca scientifica e tecnologica.

Molto spesso risulta evidente che molti, anche in contesti che dovrebbero essere di elevata qualificazione, parlano di Meteorologia senza avere una piena e profonda coscienza dei concetti che esprimono. Forse è una frase forte, ma l’operazione che porta avanti l’Ing. Fortelli con questo volume la definirei una forma di Culturalizzazione di base in materia di Meteorologia. E lo stesso prova a conseguire questo risultato cercando di dimostrare che la meteorologia non è solo una app che ci informa del tempo che farà domani ma, anche e soprattutto, un qualcosa di estremamente interessante e con ampie forme di applicabilità professionale.

Nella parte finale del volume, l’Ing. Fortelli decide, quando meno ce lo si aspetta, di passare dalla parte meteorologica osservativa alla sfera più decisamente tecnico-applicativa. E lo fa parlando della tematica dell’interazione tra fenomeni meteorici di rilevante intensità (nubifragi, detti comunemente “bombe d’acqua”) ed il territorio sul quale si riversano. E introduce la stimolante tematica delle infrastrutture verdi, riportandosi in particolare alla impostazione statunitense, che le considera alla stregua di veri e propri impianti di mitigazione del rischio idrologico in ambito urbano.

E, così, solo alla fine del libro compare qualche numero e qualche formula un po’ più strutturata, ma che, di certo, non stravolge la struttura complessiva dell’opera.

CAPITOLO I
LA METEOROLOGIA

I. LA METEOROLOGIA

1.1. La Meteorologia: perché?

L'obiettivo di questa monografia è quello di fornire al lettore le conoscenze di base in materia di Meteorologia, sia teorica che pratica, presupposto indispensabile per comprendere le dinamiche atmosferiche e poter prevedere l'evoluzione dei principali fenomeni meteorologici a breve e medio termine.

La vita dell'Uomo è condizionata, in tutti i suoi aspetti, dalle condizioni del tempo e da quelle che sono le caratteristiche climatiche del luogo nel quale vive.

Il lavoro, le vacanze, lo sport, l'agricoltura, il viaggiare (per mare, per cielo, su strada), la salute, tutto si trova sotto l'influenza, talvolta sotto forma di "Spada di Damocle", delle condizioni meteorologiche e climatiche.

1.2. Cosa sono il "Tempo meteorologico" ed il "Clima"

1.2.1. Il tempo meteorologico

Con la dizione "tempo meteorologico" si intende lo stato dell'atmosfera in un determinato luogo, in un certo istante. Questo stato viene descritto da una serie di parametri fisici, misurati da idonei sensori, quali:

- a) la temperatura (termometro)
- b) l'umidità (igrometro)
- c) la direzione e l'intensità del vento (anemometro)
- d) la pressione atmosferica (barometro)
- e) la radiazione solare (radiometro)
- f) la pioggia (pluviometro)

ed altri che passano attraverso la valutazione da parte di personale specializzato (Osservatore meteorologico), quali:

- g) il grado di copertura nuvolosa ed il tipo di nubi

- h) la visibilità orizzontale
- i) la presenza e l'entità di fenomeni meteorologici quali pioggia, neve, nebbia, temporali, ecc.

Questi parametri, dovendo rappresentare fedelmente le condizioni di un certo volume di atmosfera al contorno del cosiddetto "punto di osservazione", è necessario che vengano misurati da strumenti affidabili e precisi o definiti da persone preparate ed esperte.

Il linguaggio di rappresentazione deve essere "internazionalmente" interpretabile, mediante una codificazione che abbracci ogni possibile aspetto descrittivo.

1.2.2. Il Clima

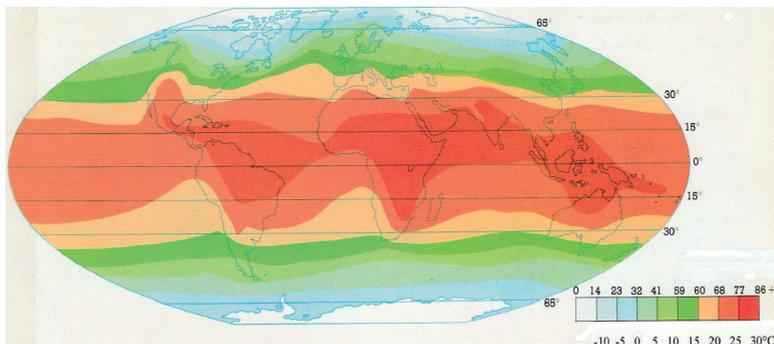
Con il termine Clima si intendono le condizioni meteorologiche prevalenti che si verificano in una certa area geografica e che, per la loro elevata ricorrenza, sono in grado di governare lo sviluppo e le dinamiche degli ecosistemi naturali ed antropici in essa presenti, condizionando lo sviluppo di particolari specie vegetali nonché le tipologie costruttive e, più in generale, tutto il sistema impiantistico ed infrastrutturale.

La determinazione del tipo climatico (sinteticamente, del Clima) di una località passa attraverso una analisi che prevede una elaborazione statistica di numerosi parametri meteorologici.

Tale analisi porta a determinare le temperature medie mensili, le medie annuali, la quantità media di pioggia che cade mese per mese o nell'arco di un intero anno, quali sono i venti prevalenti, quante giornate di sole e quante con pioggia si verificano mediamente in un anno, ecc.

In figura 1 e 2 sono riportati classici esempi di mappatura climatica del globo terrestre.

Fig. 1: Fasce termometriche del globo terrestre. In basso a destra la scala graduata: in °F (0,88) e °C (-10, +30).



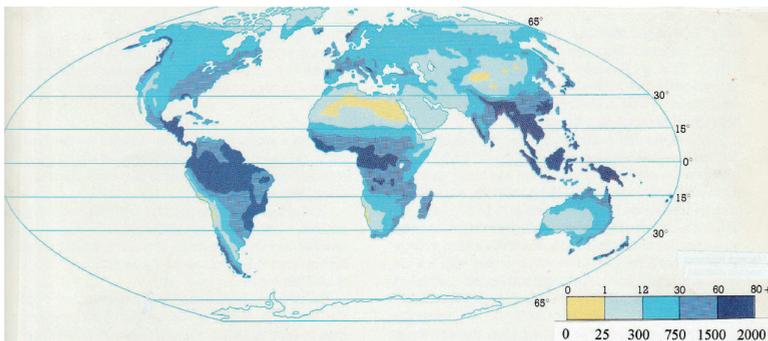


Fig. 2: Distribuzione delle piogge sul globo terrestre. In basso a destra la scala graduata: in pollici (0,80) e mm (0,2000).

I valori riportati in scala cromatica hanno significato solo se vengono ricavati dall'analisi di serie temporalmente molto estese di dati meteorologici, di durata almeno pari a 30 anni.

1.3. L'Atmosfera terrestre

L'aria di cui è composta l'atmosfera è un fluido allo stato gassoso. Essa è un miscuglio di diversi gas, alcuni presenti in concentrazioni elevate (azoto – N₂ : 78% ; ossigeno – O₂ : 21%), altri presenti in piccole quantità (anidride carbonica - CO₂ , gas inerti, vapore acqueo) ed altri ancora in quantità infinitesime (ozono e idrogeno).



Una sezione verticale dell'atmosfera presenta diversi strati che si differenziano tra loro principalmente in base all'andamento termico (Figura 3). Partendo dal basso si incontrano, nell'ordine:

1. **la troposfera:** fascia che si estende dalla superficie terrestre fino a circa 10-12 km, presentando un andamento termico costante-

Foto 1: Vista dallo spazio, l'atmosfera terrestre appare di colore azzurro, ed è occupata nella sua parte inferiore dalle formazioni nuvolose.

mente decrescente fino a -50 , -60°C ; lo spessore si riduce fino a circa 8 km sulle zone polari mentre cresce fino a circa 18 km sulle zone equatoriali. Lo spessore, a parità di località, varia anche in relazione alla stagione: in inverno lo spessore si riduce mentre in estate cresce sino a raggiungere i valori massimi nel mese di agosto.

2. **la stratosfera:** fascia che si estende da circa 12 km fino a 45 km circa; in essa l'andamento termico si inverte portando ad un aumento della temperatura; quest'ultima, nelle parti più esterne, si porta nuovamente al di sopra degli zero gradi centigradi, fino a valori talvolta prossimi ai 10 , 15°C (fasi di riscaldamento stratosferico).
3. **la mesosfera:** fascia che si estende da 45 km circa fino a 80 km circa; in essa la temperatura decresce rapidamente portandosi, nelle parti più esterne, fino a valori di -80 , -90°C .
4. **la termosfera:** essa si estende da circa 80 km fino agli strati nei quali i gas risultano così rarefatti da non poterli considerare più quali parte dell'atmosfera terrestre; in essa la temperatura tende a crescere fino a portarsi a valori molto alti.

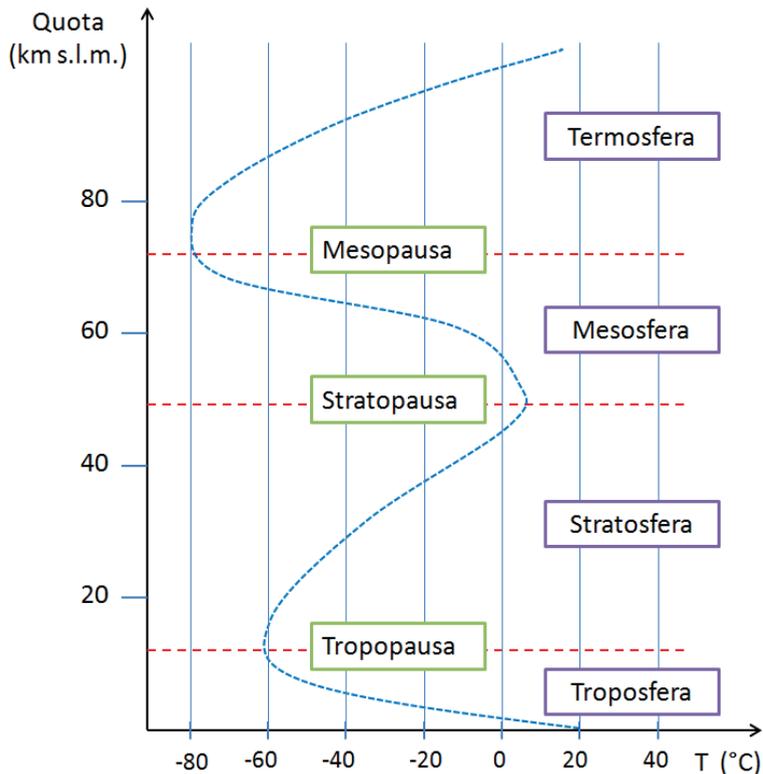


Fig. 3: Distribuzione termica verticale nell'atmosfera terrestre.

Tra ciascuno degli strati sopra riportati è possibile individuare delle zone di transizione nelle quali l'andamento termico verticale risulta pressoché costante: partendo dal basso si incontrano la tropopausa, la stratopausa e la mesopausa.

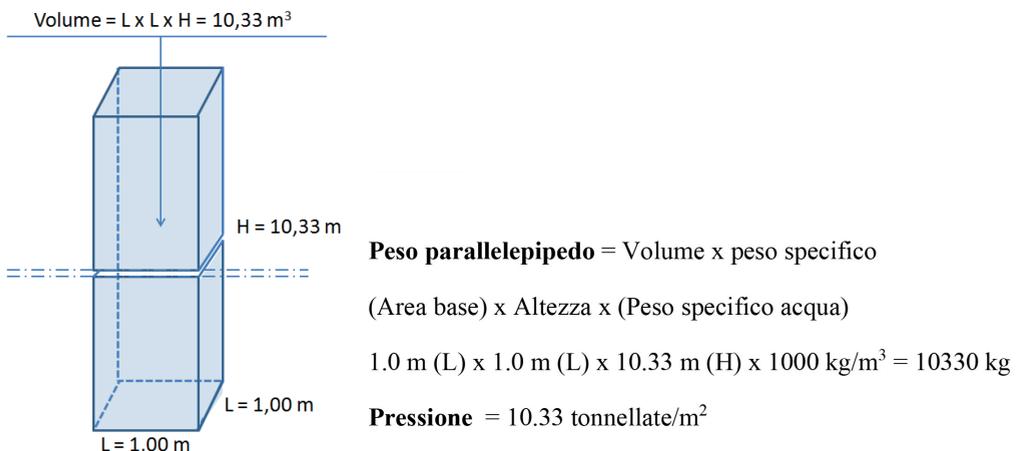
Un punto posto sulla superficie terrestre resta immerso nel fluido gassoso atmosfera ed è quindi sottoposto ad una certa pressione, coincidente con il peso dello spessore d'aria sovrastante. A parità di spessore d'aria, la pressione è maggiore se tale massa d'aria sovrastante ha una temperatura bassa piuttosto che alta: infatti l'aria fredda ha una densità maggiore e quindi, a parità di volume, pesa di più di quella calda.

La pressione, però, non dipende unicamente dalla densità. Immaginiamo di camminare controvento: se il vento tende a rinforzare, aumenta lo sforzo che si deve compiere per avanzare. Sul nostro corpo il vento sta esercitando una pressione dinamica, una pressione, cioè, la cui intensità è strettamente legata alla velocità di spostamento dell'aria che ci investe ed alla geometria del nostro corpo.

Questi due ultimi fattori sono estremamente importanti per capire quali sono i meccanismi che portano alla distribuzione spaziale della pressione sulla superficie terrestre.

La pressione di una atmosfera è pari alla pressione esercitata da una colonna d'acqua di 10.33 metri, corrispondenti a circa 1 kg per ogni centimetro quadrato; una semplice relazione espressa in metri rende meglio l'entità di tale pressione (Figura 4):

Fig. 4:
Parallelepipedo di acqua equivalente, in termini di peso, all'atmosfera terrestre.



Un siffatto valore della pressione, molto forte, porta a domandarci: come mai non restiamo schiacciati al suolo? La spiegazione è molto semplice e va ricercata nel campo della fisica dei fluidi.

Nei fluidi la pressione ha una distribuzione idrostatica, una distribu-

zione, cioè, che risulta ortogonale alla superficie sulla quale agisce, indipendentemente dall'orientamento nello spazio di tale superficie (Figura 5); nei liquidi praticamente incompressibili (acqua, per esempio), l'entità di tale pressione è direttamente proporzionale alla profondità alla quale si trova il punto A, computata rispetto alla superficie del liquido (diagramma lineare):

$$P_A = \rho \cdot g \cdot hA$$

ove ρ è la densità (kg/m³), g è l'accelerazione di gravità (9.81 m/s²) e hA è la profondità dalla superficie (espressa in m).

Se stendiamo lateralmente il braccio, i nostri muscoli della spalla so-

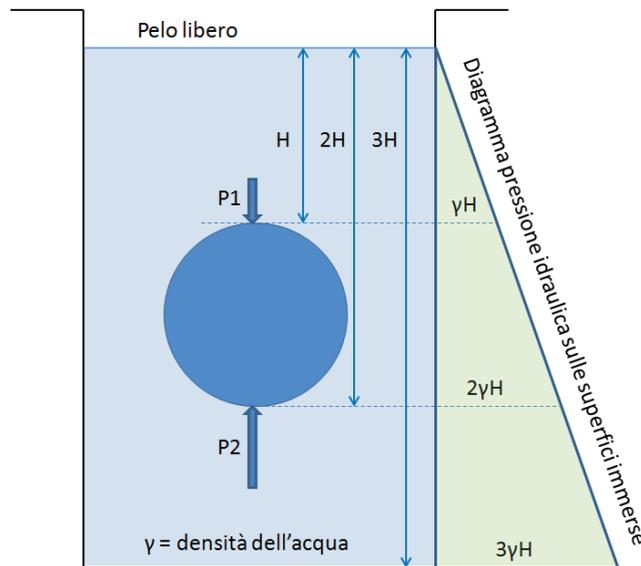


Fig. 5: Distribuzione idrostatica della pressione.

sterranno solo il peso del braccio stesso e non quello della pressione atmosferica: infatti tra la parte inferiore e quella superiore del palmo della mano non vi sono differenze di pressione; questo significa che la forza esercitata sulla parte superiore (diretta dall'alto verso il basso) è uguale ed opposta a quella esercitata sulla parte inferiore (diretta dal basso verso l'alto). È quindi priva di alcun fondamento scientifico, come ampiamente dimostrato da tale esperienza, l'idea che la pressione atmosferica, essendo provocata da un qualcosa che è interamente "sopra di noi", non possa che agire dall'alto verso il basso.

CAPITOLO II
LE STRUTTURE ATMOSFERICHE

II. LE STRUTTURE ATMOSFERICHE

2.1. I campi di alta pressione (anticlioni o zone anticicloniche)

Le dinamiche riportate nel paragrafo precedente portano a due tipologie di campi alto-pressori al suolo: quelli di origine termica e quelli di origine dinamica, dovuti, cioè, al moto discendente delle masse d'aria.

I primi sono tipici delle estese masse continentali ove si formano e si intensificano nella stagione invernale a seguito dell'accumulo, nei bassi strati atmosferici, di aria molto fredda e secca. Tipici esempi sono l'anticiclone russo-siberiano e l'anticiclone canadese: su tali territori, dalle notti estremamente lunghe, la dispersione di calore per irraggiamento porta le temperature a scendere verso valori di $-30/-40^{\circ}\text{C}$, e talvolta inferiori. A tali temperature l'aria ha un peso maggiore: rispetto alla pressione normale di 760 mm di mercurio (pari a 1013.2 hPa), in queste zone possono raggiungersi valori di 800 mm di Hg (1060/1070 hPa), valori che corrispondono ad un aumento percentuale di 5-6 punti.

Foto 2: Lago Baikal (Siberia) completamente ghiacciato, sovrastato da una atmosfera trasparente per la quasi totale assenza di acqua allo stato gassoso.



Sulle zone tropicali sono costantemente presenti delle zone anticicloniche al cui interno le temperature non sono definibili basse: questo tipo di anticicloni appartiene alla seconda categoria, quella delle cosiddette alte pressioni dinamiche. In esse l'aumento di pressione è dovuto alla spinta delle correnti aeree discendenti dalle parti alte dell'atmosfera verso la superficie terrestre (subsidenza); ciò accade in particolare in corrispondenza della fascia di contatto tra la cella di Hadley (tropicale) e la cella di Ferrel (medie latitudini) (Figura 6).

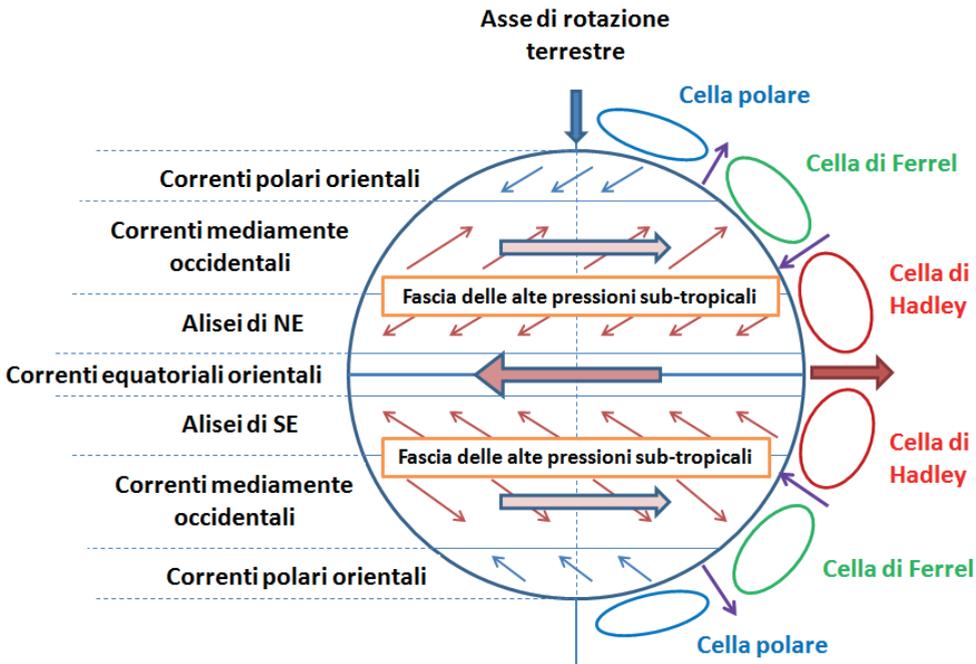


Fig. 6: Schema della circolazione generale terrestre secondo lo "Schema a 3 celle".

In una zona di alta pressione le correnti al suolo sono di tipo divergente, con un moto, cioè, che porta le masse d'aria ad allontanarsi dalle zone interne a pressione più alta. In quota (parte superiore della troposfera) tale schema di circolazione si inverte, con correnti convergenti verso la zona sulla verticale dei massimi di pressione al suolo.

La discesa di aria dalle parti alte della troposfera verso il basso ostacola notevolmente la formazione di nuvolosità significativa: è noto, infatti, che le nubi si generano per il sollevamento delle masse di aria umida fino al livello di condensazione (raffreddamento per



Foto 3: Le Azzorre, in pieno Oceano Atlantico, sono isole in prossimità delle quali si determinano con frequenza valori barici elevati, con la formazione di una ben definita e vasta cella anticiclonica (Anticiclone delle Azzorre).

decompressione pressoché adiabatica). La discesa d'aria comporta, invece, un surriscaldamento per compressione degli strati inferiori dell'atmosfera (Foto 3).

Tutto ciò porta alle tipiche condizioni di bel tempo associate a tale tipo di anticloni. Tra le zone di alta pressione più rappresentative di quest'ultimo tipo si può ricordare l'Anticiclone delle Azzorre, struttura barica che in estate, quando si espande verso levante, apporta le tipiche condizioni di bel tempo stabile e duraturo in area mediterranea.

I valori di pressione che vengono raggiunti nelle zone di alta pressione dinamica, attestandosi su valori massimi di 1040,1045 hPa, sono inferiori rispetto a quelli misurabili nel cuore degli anticloni termici.

2.2. I campi di bassa pressione (aree cicloniche o cicloni delle medie latitudini)

In analogia con quanto avviene per i campi di alta pressione, possiamo individuare due tipi di zone depressionarie o di bassa pressione. Durante la stagione estiva le estese masse continentali tendono a surriscaldarsi notevolmente sotto l'azione della radiazione solare. Il suolo riscalda a sua volta gli strati inferiori della troposfera che, dilatandosi e rarefacendosi, diventano più leggeri e tendono a sollevarsi: a seguito di tali moti ascensionali dell'aria la pressione al suolo tende ad abbassarsi portando alla creazione di una zona baricamente depressionaria. L'aria affluisce in questo caso dalle zone periferiche verso il centro della depressione (area con valori minimi della pres-

sione), assumendo un moto rotatorio antiorario nell'emisfero boreale ed orario in quello australe.

Tipico esempio di tale zona depressionaria è quello che si forma nella stagione estiva sul continente asiatico: l'effetto di aspirazione di aria dalle zone periferiche è quello che induce il monzone estivo che investe i paesi asiatici che si affacciano sull'Oceano Indiano (India, Bangladesh, Thailandia, ecc.), causando piogge talvolta di smisurata abbondanza.

L'India, infatti, detiene il record mondiale della quantità di pioggia caduta in un anno e in un singolo mese: a Cherrapunjee nel 1861 caddero oltre 26.400 mm, di cui ben 9300 mm in un solo mese (Foto 4-5-6). Per dare significatività a tale valore, si può evidenziare che in Italia cadono, mediamente, circa 1000 mm all'anno. Anche i valori medi annui sono estremamente elevati, sfiorando i 12.000 mm. Tale forma di eccezionalità meteorologica viene anche sfruttata come elemento di richiamo turistico verso quelle aree (vedi Foto 5 – 6). Tornando alle dinamiche di generazione dei campi di bassa pressione, sono da ricordare quelle che si formano per effetto dell'interazione tra masse di aria fredda e calda in corrispondenza del Fronte Polare, una sinuosa superficie di separazione tra le gelide masse di aria artica a nord di essa e quelle più miti a sud (nell'emisfero boreale, l'opposto in quello australe); su tale superficie tendono in continuazione a generarsi delle ondulazioni

che poi, grazie a complesse dinamiche atmosferiche, evolvono sino a dar vita a vasti e profondi campi di bassa pressione. La struttura e la dinamica di queste depressioni è decisamente più complessa: in esse è possibile individuare un fronte caldo, un fronte freddo e, in una fase successiva, un fronte occluso. Tali fronti vanno a delimitare dei settori caratterizzati, generalmente da fenomeni meteorologici ben definiti: il settore caldo ed il settore freddo. Le medie latitudini sono quasi esclusivamente interessate da questo secondo tipo di depressioni. Le isobare riportate su una carta geografica vanno a configurare diversi soggetti barici: i principali sono riportati in figura 8.

Fig. 7: Schema della circolazione nei campi di alta e di bassa pressione: nei primi il moto ha verso orario, di tipo divergente nei bassi strati, nei secondi ha verso antiorario di tipo convergente; questi versi di rotazione sono riferiti all'emisfero nord, il contrario accade in quello australe.

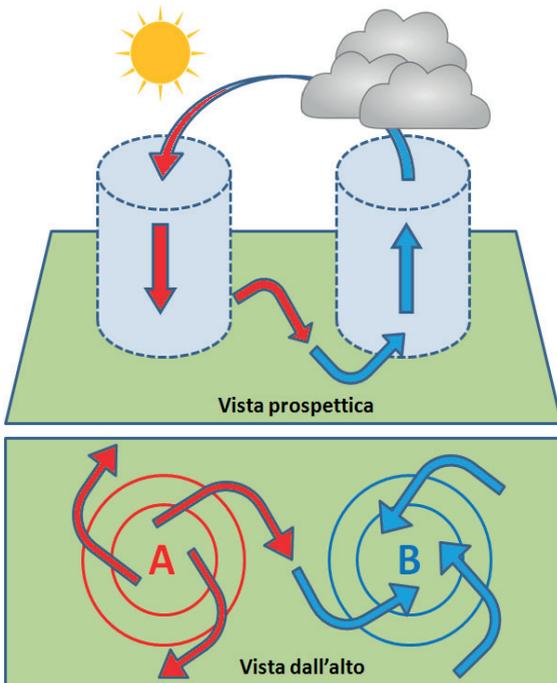




Foto 4: Diluvi di pioggia inondano i territori dell'India e del Bangladesh durante la fase monsonica estiva, portando spesso distruzione e morte (circa 500.000 morti nel novembre 1970).

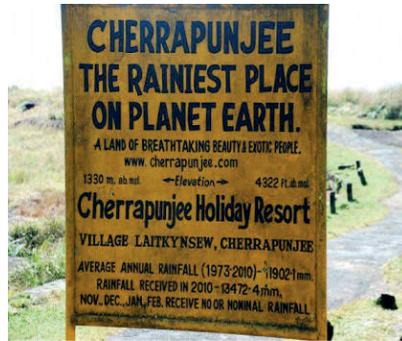


Foto 5 - 6: Cartello che informa i turisti di trovarsi nel posto più umido e piovoso della Terra.

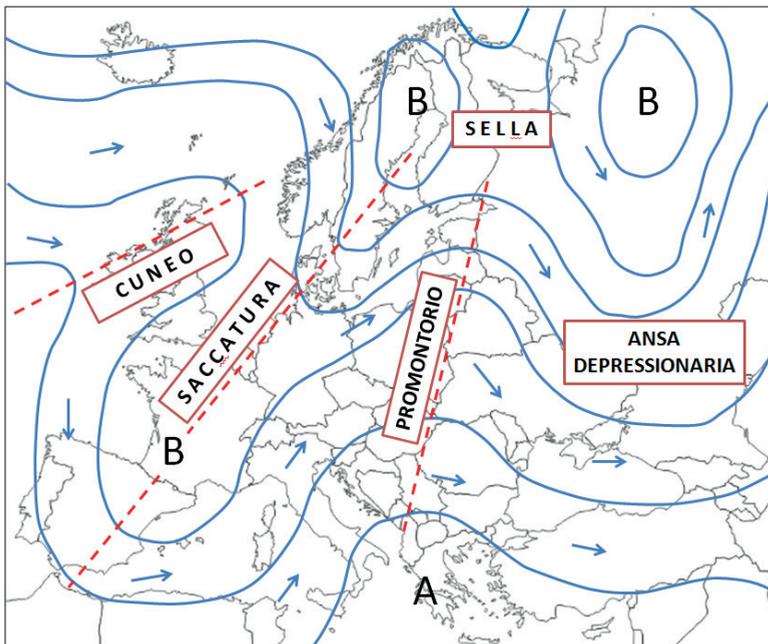


Fig. 8: Le principali configurazioni bariche.

Il valore normale della pressione a livello del mare è pari a :

1013.2 hPa (760 mm Hg)

Pertanto si ha:

alta pressione : lettura barometro > 1013.2 hPa

bassa pressione: lettura barometro < 1013.2 hPa

Nell'atmosfera terrestre, e con maggiore intensità nella troposfera (poiché è più densa), esiste un gradiente barico verticale; ciò significa che la pressione tende a diminuire al crescere della quota sul livello del mare.

In Meteorologia la pressione deve essere riferita al livello del mare. Per i siti in quota è necessaria, quindi, una operazione di "riporto" al livello del mare.

Esempio: giorno gg/mm/aa – ore 12.00.

Barometro sulla cima del Vesuvio (quota 1277 m sul l.m.): lettura 870 hPa

Gradiente barico verticale medio:

~ 1,0 hPa/10 m (da 0 a 1000 m sul l.m.)

~ 0,9 hPa/10 m (da 1000 a 2000 m sul l.m.)

Riporto a livello del mare: $(870 + 1000/10 + 0,9 \cdot 277/10) =$
~ 995 hPa



Foto 7: Barometro aneroide.

Conversione del valore di 720 mmHg a hPa

$$760 : 1013.2 = 720 : X \quad \rightarrow X = 1013.2 * 720 / 760 = 960 \text{ hPa}$$

Conversione del valore di 996 hPa a mmHg

$$760 : 1013.2 = X : 996 \quad \rightarrow X = 760 * 996 / 1013.2 = 747 \text{ mm Hg}$$

2.3. I fronti atmosferici

Nell'atmosfera terrestre alcune aree sono occupate da masse di aria fredda, altre da masse di aria calda. Le masse di aria fredda, presenti in particolare alle alte latitudini (aree polari e sub-polari), a motivo dei processi dinamici che avvengono nell'atmosfera terrestre (indotti principalmente dal moto di rotazione terrestre e dal fatto che la Terra è sferica), tendono a spostarsi verso aree occupate da aria più calda; analoghi moti possono presentare le masse di aria calda presente alle latitudini più basse (aree tropicali ed equatoriali).

Quando avvengono questi spostamenti, le diverse caratteristiche fisiche che contraddistinguono i volumi d'aria in spostamento (in particolare temperatura ed umidità) non variano con gradualità, presentando delle ristrette fasce nelle quali tali variazioni risultano molto rapide e marcate. La superficie ideale che separa le due masse d'aria aventi caratteristiche fisiche differenti è detta "zona frontale", e risulta abbastanza ristretta in relazione ai fenomeni ad essa associati.

Tali superfici di discontinuità si posizionano in maniera abbastanza varia rispetto alla superficie della Terra, potendo ad essa risultare pressoché parallele, oblique, sino ad una quasi perfetta verticalità, con l'aria calda e fredda che possono venire a trovarsi sopra o sotto l'una dell'altra (aria più calda in basso: situazione di instabilità – aria più calda in quota: situazione di stabilità).

L'intersezione della superficie di discontinuità col suolo dà luogo ad una linea detta "fronte", traccia al suolo della superficie di discontinuità che separa le due masse d'aria con caratteristiche termiche ed igrometriche differenti.

2.3.1. Il fronte caldo

Alle medie latitudini, alle quote della media ed alta troposfera, dove si possono considerare trascurabili le influenze della topografia terrestre, le correnti aeree risultano mediamente occidentali. Que-

sto significa che le zone depressionarie, le perturbazioni ed i relativi corpi nuvolosi tendono a percorrere traiettorie che, nel complesso, procedono da ovest verso est.

Per un generico luogo di osservazione, quando da ovest tende ad approssimarsi un campo di bassa pressione, i venti prendono a spirare da una direzione compresa, generalmente, tra S (sud) e SE (sud-est). Nel seguito del testo si utilizzeranno, ovunque possibile, le abbreviazioni delle direzioni cardinali ed intercardinali: N (nord) - NE (nord-est) - E (est) - SE (sud-est) - S (sud) - SO (sud-ovest) - O (ovest) - NO (Nord-ovest).

Specie nel semestre freddo, i giorni precedenti avevano visto le temperature mantenersi su valori piuttosto bassi, come conseguenza diretta dello spirare delle correnti settentrionali che avevano interessato il luogo di osservazione dopo il transito su di esso della precedente perturbazione, con aria fredda a tutte le quote.

Quando iniziano a spirare le correnti da sud, l'aria calda che affluisce, essendo caratterizzata da una temperatura più elevata, risulta meno densa e, quindi, più leggera di quella preesistente; essa, pertanto, non può scalzare in maniera immediata quella fredda ma è costretta a scorrere sopra di essa.

Questo processo comporta un sollevamento (aumento di quota) delle masse d'aria calda, processo che, data la modesta inclinazione sull'orizzontale della superficie di separazione tra aria fredda al suolo e calda in quota, avviene molto lentamente ed in un contesto di stabilità atmosferica. Ciò porta alla formazione di nuvolosità stratificata dapprima alle quote più elevate (*Cirrus*, *Cirrostratus*) e poi a quote sempre più basse (*Altostratus*) fino alla formazione di una compatta e spessa coltre di *Nimbostratus*, dai quali cade pioggia continua. La descrizione dettagliata dei vari tipi di nubi è riportata al capitolo 3. In questo volume per i nomi delle nubi si adotterà la notazione scientifica, che prevede l'utilizzo della lingua latina.

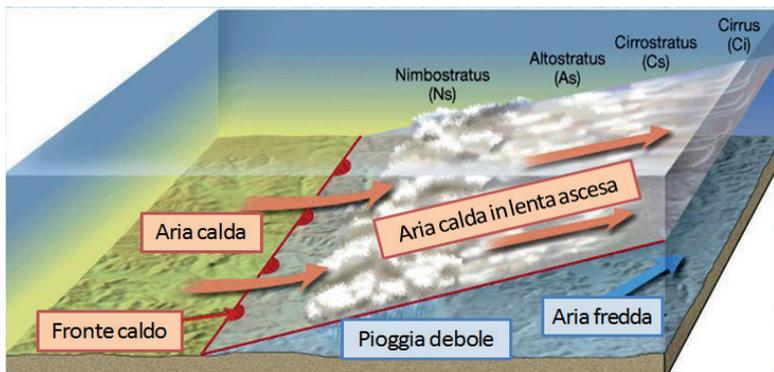


Fig. 9: Vista prospettica sezionata della struttura di un fronte caldo.



Foto 8: Tipico aspetto del cielo da fronte caldo, con nubi medio-alte stratificate (Altostratus, Altocumulus); al suolo spira un forte vento da S che agita il mare (spiaggia di Miliscola - Bacoli - NA - 01/11/2010).

Come già accennato in precedenza, le masse di aria calda tendono a passare sopra allo strato di aria fredda al suolo: per attrito, sulla superficie di contatto, esiste una fascia in cui avviene un rimescolamento turbolento che, portando alla continua aspirazione di strati di aria fredda, contribuisce alla riduzione dello spessore di quest'ultima.

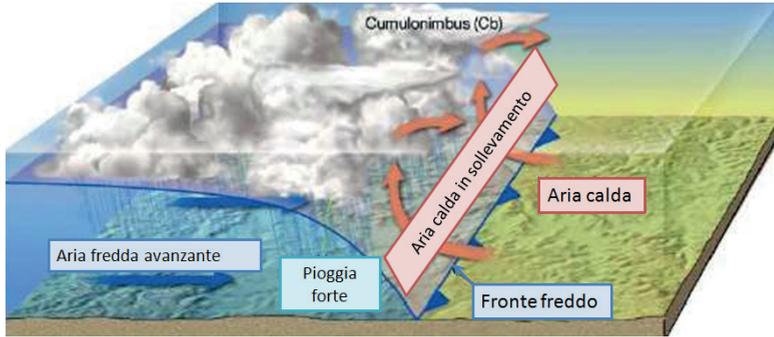
Quando l'aria calda erode completamente lo strato di aria fredda e raggiunge il suolo, si afferma che in quel luogo di osservazione sta transitando il fronte caldo: la temperatura subisce un brusco rialzo con il vento che cambia direzione di provenienza ruotando in senso orario e diventando più turbolento, spesso a raffiche (Figura 9).

I fronti caldi comportano una diversa fenomenologia tra la stagione calda e quella fredda. Durante i mesi più caldi è difficile che l'aria che affluisce da Sud sia significativamente più calda di quella preesistente: questo poiché in una zona anticiclonica in estate, grazie alla radiazione solare, le temperature sono molto elevate: ciò tende a rendere meno nette le caratteristiche ben definite che è possibile osservare in inverno.

2.3.2. Il fronte freddo

Si definisce fronte freddo quel fronte atmosferico nel quale l'aria fredda, nel suo moto di avanzamento, va ad occupare i volumi atmosferici in precedenza sede di masse d'aria più calda. La pendenza media α di una superficie frontale fredda è maggiore di quella della superficie frontale calda (Figura 10).

Fig. 10: Vista prospettica sezionata della struttura di un fronte freddo.



L'aria fredda, essendo più veloce di quella calda, si insinua sotto di essa sollevandola: la dilatazione, conseguente al movimento di ascesa, porta il vapore d'acqua alla condensazione provocando la formazione di nubi in prevalenza cumuliformi (*Cumulonimbus*), accompagnata da precipitazioni a carattere di rovescio o temporale, talora accompagnati da grandine e forti raffiche di vento (Foto 9). Nella parte posteriore del fronte, invece, si hanno *Cumulus*, *Alto cumulus* e *Stratocumulus*, in un contesto di cielo caotico e variabile.

Al passaggio sul luogo di osservazione del fronte freddo si osserva un brusco abbassamento della temperatura, coincidente, quasi sempre, con l'arrivo delle nubi che apportano precipitazioni.

Foto 9: Un fronte freddo avanza da O, preannunciato dalle incudini cirriforimi dei *Cumulonimbus* che ne costituiscono l'ossatura. A breve arriveranno rovesci di pioggia e grandine, con brusco calo termico.





Le nubi tendono poi ad attenuarsi, lasciando spazio ad ampie schiarite (Foto 10). Nel fronte freddo le precipitazioni sono più intense e meno estese rispetto a quello caldo.

2.3.3. Fronte occluso

Si ha un fronte occluso, quando un fronte freddo più veloce raggiunge quello caldo che lo precede ed uno dei due si porta in quota muovendosi sulla superficie frontale dell'altro.

I fronti occlusi possono essere di due tipi:

- a carattere caldo: si ha quando l'aria fredda che precede il fronte caldo è più fredda dell'aria (fredda) che segue il fronte freddo; l'aria fredda che segue il fronte freddo tende, perciò, a portarsi in quota, scorrendo sul fronte caldo e sull'aria freddissima che lo precede;

- a carattere freddo: si ha quando l'aria fredda che precede il fronte caldo è meno fredda dell'aria (fredda) che segue il fronte freddo: l'aria fredda che segue il fronte freddo tende, perciò, a scalzare l'aria meno fredda che precede il fronte caldo.

Generalmente, nell'occlusione calda prevalgono decisamente le nubi stratificate, in quella fredda può esserci la presenza di nubi cumuliformi inglobate nella matrice di nubi stratiformi; di conseguenza, l'occlusione calda è caratterizzata da precipitazioni

Foto 10: Nubi che vanno sfrangiandosi dopo le piogge cadute nelle ore precedenti: il fronte freddo è passato ed il vento spira ora da NO apportando aria più fresca.

deboli o moderate e a carattere continuo, quella fredda, invece, da precipitazioni che possono assumere carattere di rovescio o temporale (Figura 11).

Per quanto riguarda gli altri elementi (vento, visibilità e temperatura), vi è forte analogia di comportamento tra:

- occlusione calda e fronte caldo;
- occlusione fredda e fronte freddo.

Fig. 11: Schemi di generazione di un fronte occluso: la differente dinamica dipende dalle caratteristiche termiche delle masse di aria fredda al suolo.

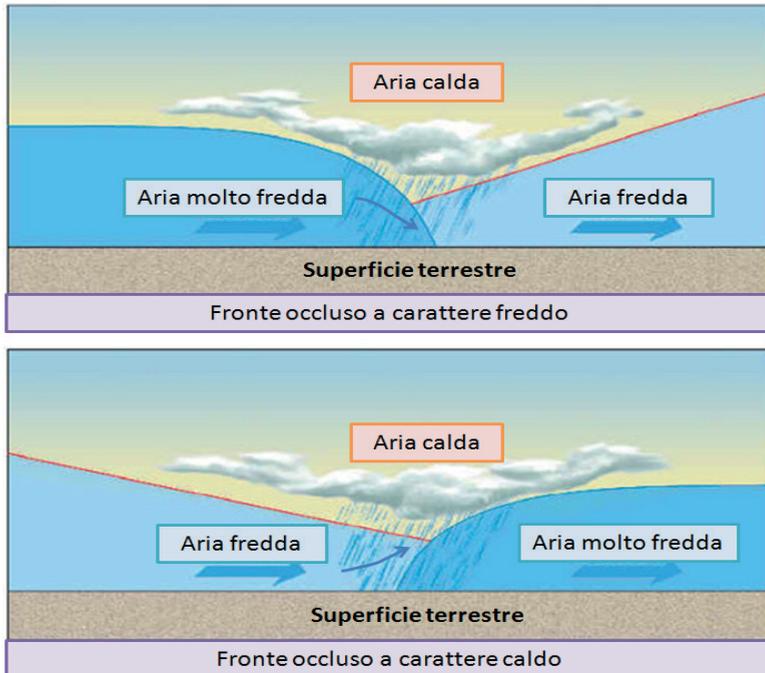
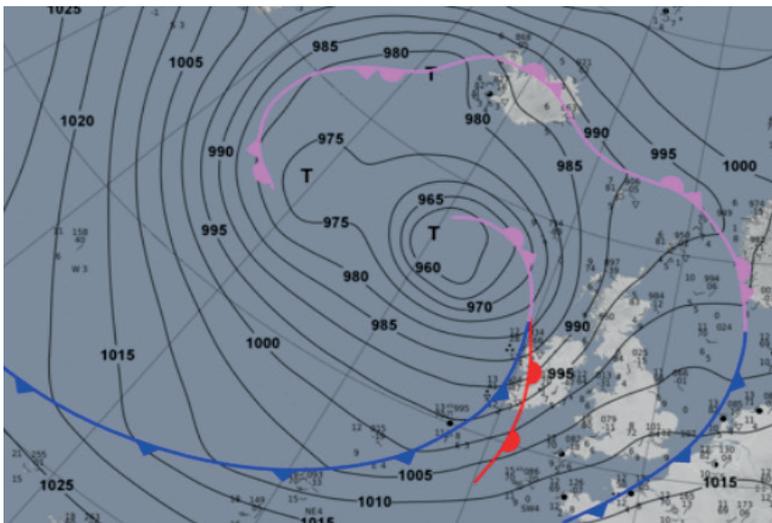


Fig. 12: Rappresentazione grafica di una depressione delle medie latitudini mediante isobare (linee nere) e fronti atmosferici (in blu con triangoli viene indicato il fronte freddo, in rosso con semicerchi viene indicato il fronte caldo, in violetto con triangoli e semicerchi viene indicato il fronte occluso).



2.4. I grandi centri barici che regolano le condizioni del tempo a scala continentale e mediterranea.

Sulla superficie terrestre ci sono zone che sono quasi costantemente interessate, anche in relazione alla fase stagionale, da campi di alta e di bassa pressione.

I centri barici più importanti nell'emisfero settentrionale sono:

- l'anticiclone delle Azzorre (in tutte le stagioni)
- il ciclone d'Islanda (in tutte le stagioni, più attivo nel semestre freddo)
- il ciclone delle Aleutine (in tutte le stagioni, più attivo nel semestre freddo)
- l'anticiclone russo-siberiano (in inverno)
- l'anticiclone canadese (in inverno)

I valori barici che si possono misurare sulla superficie terrestre a livello del mare variano generalmente tra i 960 e i 1050 hPa. Le figure bariche che maggiormente condizionano le condizioni meteo-marine sui mari intorno all'Italia sono le depressioni del Mar Ligure e quelle del Mar Ionio.

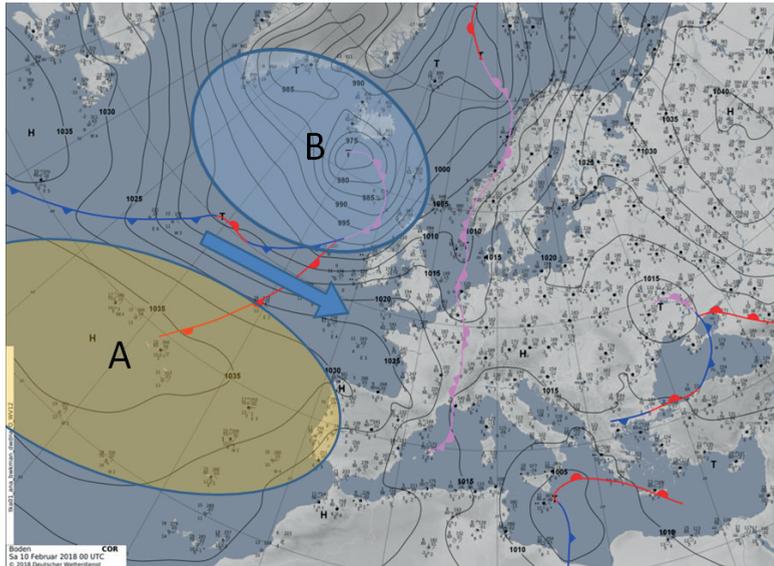
Di seguito si analizzano in maniera dettagliata i tipi di tempo collegati alle strutture bariche che regolano le condizioni meteorologiche sull'Europa e sul comparto mediterraneo.

2.4.1. Anticiclone delle Azzorre

L'anticiclone delle Azzorre è un centro quasi permanente di alta pressione, con i propri massimi barici posizionati generalmente in prossimità delle Isole Azzorre (Figura 13). Esso appartiene alla fascia delle alte pressioni sub-tropicali dell'emisfero Nord, e si genera a seguito delle correnti discendenti (subsidenti) che sono presenti nella zona di confine tra la Cella di Hadley e la Cella di Ferrel. Le masse d'aria subsidenti tendono a "schiacciare" gli strati inferiori della troposfera, portando ad aumento della pressione per azione meccanica di compressione: l'anticiclone delle Azzorre è, pertanto, un campo di alta pressione dinamico.

Le dinamiche dell'anticiclone delle Azzorre rivestono un ruolo di fondamentale importanza sull'evoluzione meteorologica in Europa, in ogni stagione. Ogni affermazione che riguarda il comportamento dei centri barici è da considerarsi sempre accompagnata dall'avverbio "solitamente", che per semplicità si omette.

Fig. 13: Le due principali figure bariche che determinano il tempo meteorologico sullo scenario europeo: anticiclone delle Azzorre a S e vortice d'Islanda a N; tra di essi scorrono forti venti occidentali che investono le Isole Britanniche (freccia blu).



Nel semestre freddo, a N dell'Anticiclone delle Azzorre è presente la figura barica antagonista, la depressione d'Islanda: tra i due centri di azione è presente un intenso flusso zonale che convoglia verso il continente europeo le perturbazioni che si generano a S della Groenlandia, apportatrici di masse di aria umida ma non particolarmente fredda (aria polare marittima). Le principali dinamiche alle quali si può assistere sono:

1. espansione, più o meno marcata, verso N, con un cuneo che si spinge verso l'Islanda e la Groenlandia. Questa dinamica costringe la depressione d'Islanda a migrare verso la Penisola Scandinava: ciò favorisce la discesa di aria gelida dalle zone artiche, che può raggiungere l'Europa centro-orientale e talvolta invadere l'area mediterranea, causando forti condizioni di maltempo;
2. retrogressione verso O, con invasione del settore di Atlantico intorno alle Azzorre da parte di un vasto campo depressionario. Questa dinamica comporta una rimonta anticiclonica verso la Penisola Iberica e il Mediterraneo occidentale, quale propaggine dell'anticiclone sub-tropicale continentale (nord-africano);
3. espansione verso E, con una dorsale anticiclonica che raggiunge i settori europei occidentali (Francia, Penisola Iberica e Mediterraneo centro-occidentale, Italia compresa). Questa dinamica comporta la deviazione delle perturbazioni atlantiche verso latitudini alquanto elevate, con coinvolgimento diretto delle Isole Britanniche, delle nazioni

che si affacciano sul Mare del Nord e della zona scandinava; alle latitudini mediterranee le condizioni meteorologiche sono caratterizzate da stabilità atmosferica che, oltre all'assenza di nubi, venti e precipitazioni, comporta un ristagno delle masse d'aria nei bassi strati, con nebbie e accumulo degli inquinanti.

2.4.2. Anticiclone russo siberiano

L'anticiclone Russo-Siberiano è un campo di alta pressione di origine prettamente termica che si genera sugli immensi e gelidi bassopiani dell'Asia settentrionale nel corso della stagione invernale. La sua genesi risiede nel forte raffreddamento delle masse d'aria a contatto con il suolo: la densità dell'aria aumenta portando a valori della pressione al suolo molto elevati, anche superiori ai 1060 hPa.

L'anticiclone Russo-Siberiano inizia a formarsi nella stagione autunnale, interessando dapprima le pianure ad E degli Urali ove, sul bassopiano percorso dall'Ob, si raggiungono i valori pressori più elevati (Figura 14).

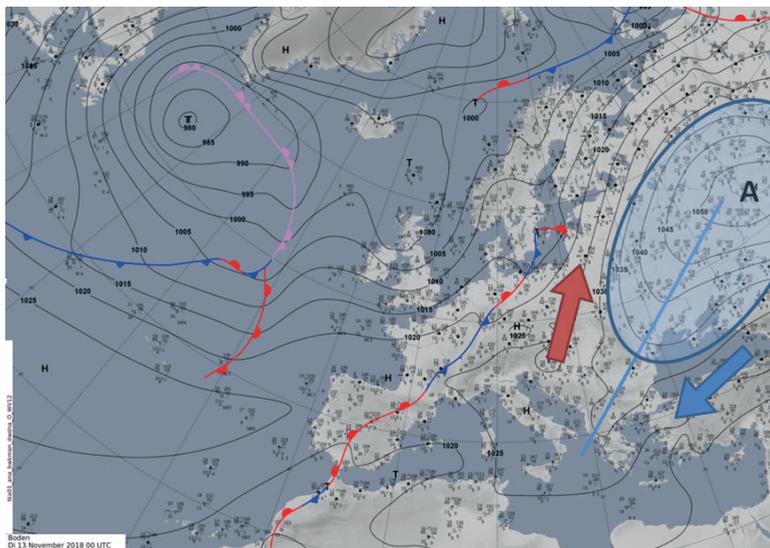


Fig. 14: sulla destra della mappa è presente un centro di alta pressione, con il massimo barico di oltre 1050 hPa posizionato ad Est di Mosca, da considerarsi propaggine occidentale dell'anticiclone Siberiano. A Sud dell'asse di massima curvatura (rappresentato con la linea azzurra), le masse di aria gelida fluiscono verso Ovest, raggiungendo il Mar Nero, la Turchia e la Grecia, portando neve anche a bassa quota.

Col procedere della stagione autunnale e poi invernale, l'anticiclone tende ad ampliare la sua area di influenza estendendosi verso l'Europa orientale, dapprima occasionalmente e poi in maniera più decisa. La sua comparsa sulle carte del tempo al suolo

sullo scenario europeo è evidenziata dalla comparsa di un cuneo di alta pressione che pare sfondare il muro costituito dalla catena dei Monti Urali, generalmente in corrispondenza del 50° parallelo. L'anticiclone, nel suo manifestarsi tipico, dà subito l'idea di una grande potenza.

Nel giro di pochi giorni la pressione sull'Europa orientale sale di diverse decine di hPa portandosi verso i 1040-1050 hPa e anche oltre. Può accadere che l'Anticiclone Russo-Siberiano si propaghi ulteriormente verso ovest: in questi casi il condizionamento del tempo sull'Europa risulta molto accentuato. Il carattere dominante di tale campo di alte pressioni può manifestarsi in diversi modi a seconda della direttrice dell'asse principale di espansione, come di seguito descritto:

1. asse di massima curvatura in espansione verso la Penisola Balcanica. Questa dinamica fa sì che le avvezioni di aria fredda si dirigano in maniera decisa verso il Mar Nero, la Turchia, la Grecia, ove porteranno alla formazione di profonde depressioni sul Mediterraneo orientale, con tempeste di vento da NE sull'Egeo, da O sui mari a sud di Creta e da S su quelli intorno a Cipro. Con tale schema, le correnti atlantiche giungono con facilità all'Europa centrale, portando il loro soffio mite e piovoso. Successivamente vengono deviate verso la Penisola Scandinava ove, sul lato esposto ad O, possono registrarsi temperature di diversi gradi più alte rispetto a quelle che si stanno misurando, per esempio, ad Atene o ad Istanbul.
2. asse di massima espansione proteso verso l'Europa Centrale, paesi danubiani (Ungheria, Repubblica Ceca, Slovacchia, Romania, parte settentrionale dell'Italia). In tale situazione le correnti gelide da E invadono la Penisola Balcanica e l'Italia peninsulare, con condizioni favorevoli alle nevicate sui settori sopravvento. Le condizioni del tempo sono buone sul Nord Italia mentre qualche incertezza è da attendersela al centro e specialmente al meridione e sulle due isole maggiori. Infatti non è da escludere che possano svilupparsi depressioni sui mari a S delle Baleari (spesso provocate dall'ingresso sul Mediterraneo occidentale della parte terminale di una perturbazione atlantica): queste nel loro moto verso E si approfondiscono e vengono ad interessare i mari più meridionali italiani, facendo assumere alle correnti una componente sud-orientale; ciò porta alla confluenza tra l'aria calda richiamata da S e quella fredda

- che sopraggiunge da E, con nuvolosità estesa e piogge anche abbondanti sui versanti orientali di Calabria e Sicilia.
3. Asse di massima espansione diretto verso la Penisola Scandinava e la Finlandia. In questo caso sull'Europa centrale e soprattutto Mediterranea entrano con facilità le perturbazioni di origine atlantica. L'aria fredda continentale che giunge da oriente, una volta giunta in corrispondenza della Polonia, della Germania settentrionale o della Danimarca, tende a suddividersi in due rami: un primo ramo piega verso N, portandosi sul Mare di Norvegia, spesso sottoforma di fortissimi venti da S indotti dai marcati gradienti barici orizzontali che vengono ad instaurarsi tra la depressione d'Islanda e il settore scandinavo dell'anticiclone russo-siberiano; un secondo ramo, invece, piega verso SO andando ad inserirsi e ad alimentare la vasta zona depressionaria che in tali casi, di sovente, interessa l'Europa sud-occidentale e mediterranea. Sull'Italia le condizioni del tempo possono risultare molto perturbate ma le temperature, sotto i venti a componente meridionale, sono miti e la neve cade abbondante solo sui rilievi alpini a quote elevate.

2.4.3. Ciclone d'Islanda

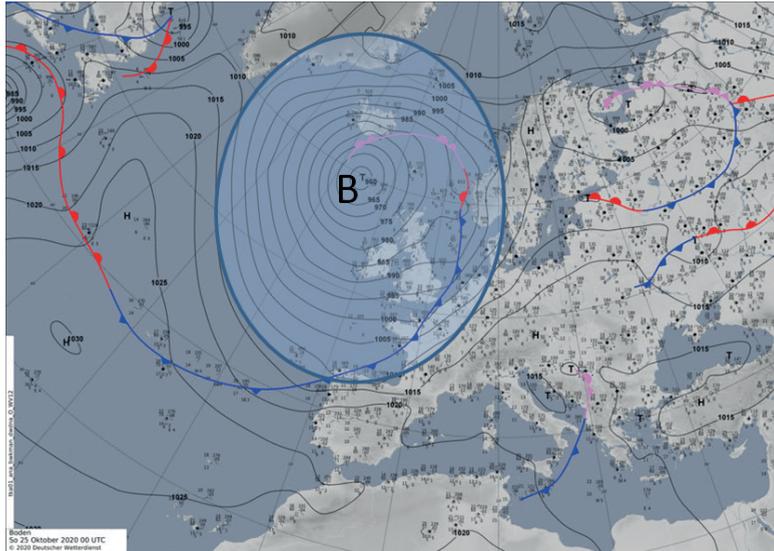
Il ciclone d'Islanda è una profonda area depressionaria, quasi permanente, posizionata con i propri minimi barici tra le coste sud-orientali della Groenlandia e la Scozia. Essa può essere considerata il motore che veicola verso il continente europeo la maggioranza delle perturbazioni che si formano sul Nord Atlantico, tra il Mare di Labrador e la porzione di Atlantico a S della Groenlandia (Figura 15).

I valori barici che si raggiungono sono molto bassi, frequentemente sotto i 960 hPa: essi, associati a forti gradienti barici orizzontali, portano a venti di tempesta sui mari direttamente interessati.

Le masse d'aria in seno al vortice d'Islanda sono di diretta estrazione artica, quindi molto fredde: esse però nel loro trasferimento verso il continente europeo si riscaldano nei bassi strati, scorrendo a contatto con la superficie oceanica non particolarmente fredda per la presenza della Corrente del Golfo.

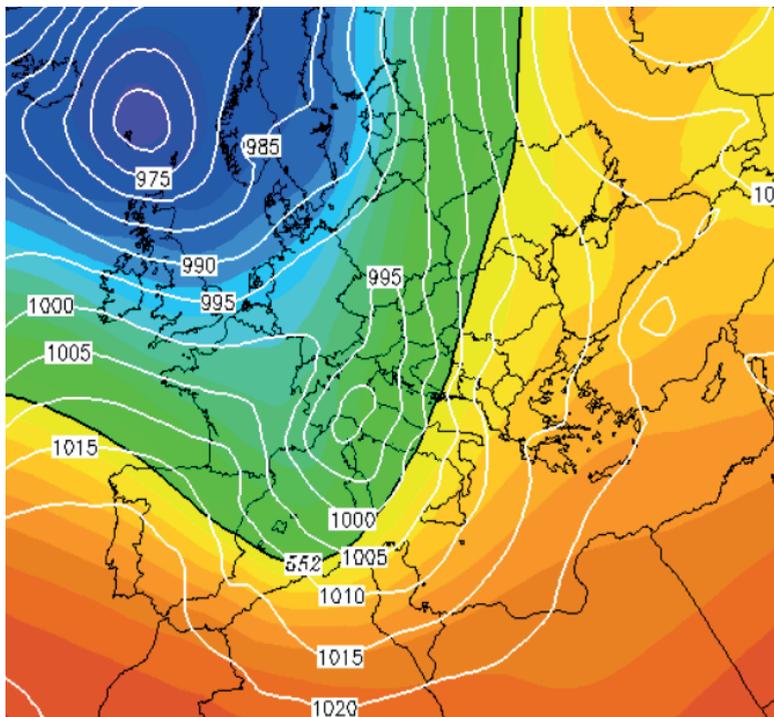
I sistemi frontali associati alla depressione d'Islanda viaggiano

Fig. 15: La profonda depressione d'Islanda (960 hPa) investe l'Europa nord-occidentale, con venti di tempesta sulle Isole Britanniche e sulla Francia. Il sistema frontale associato ad essa, nel suo moto verso ESE, entrerà sul Mediterraneo occidentale portando ad una ciclogenesi tra il Golfo del Leone ed il Mar Ligure, con condizioni di maltempo sull'Italia.



in saccature più o meno ampie che si dipartono dalla depressione “madre”; essi, essendo associati all’avvezione di aria fredda da NO, hanno una notevole capacità ciclogenetica, soprattutto quando irrompono in area mediterranea attraverso la Valle del Rodano o la Porta di Carcassona (depressioni sottovento alla catena alpina, centrate di solito sul Golfo di Genova).

Fig. 16: 05.12.1992
- H.12:00UTC.
Ampia conca depressionaria sul Mediterraneo centro-occidentale, con il minimo barico sul Mar ligure inferiore ai 990 hPa. Sui mari intorno alla penisola italiana spirano forti venti meridionali, umidi e miti, in attesa dell’irruzione di aria fredda attraverso la Valle del Rodano e la Porta di Carcassona (www.wetterzentrale.de).



2.4.4. Le depressioni del Mar Ligure

Le depressioni del mar Ligure si formano quando una perturbazione proveniente dal Nord Atlantico, nel suo moto da NO verso SE, dopo aver attraversato la Francia giunge in corrispondenza del settore occidentale dell'arco alpino (Figura 16). Le masse di aria fredda (polare marittima) si addossano al bastione montuoso e, sotto la spinta dinamica indotta dalla sovrappressione che si genera sopravvento, iniziano a deviare verso S, incanalandosi nella Valle del Rodano accelerando la loro velocità. Quando tali forti venti sfociano sul Golfo del Leone, inducono un meccanismo fluido-dinamico che porta all'invorticiamento delle correnti aeree sul Mar Ligure associato ad un consistente abbassamento della pressione.

2.4.5. Le depressioni dello Ionio

Le depressioni che si formano sul Mar Ligure o sul Tirreno, spesso si spostano verso SE raggiungendo il Mar Ionio. In questa sede geografica la depressione spesso tende ad approfondirsi e a

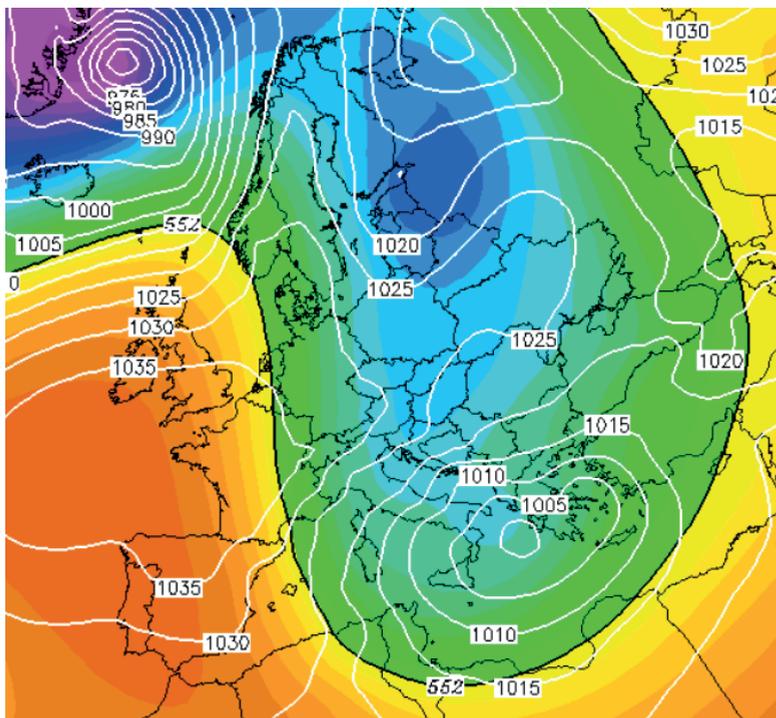


Fig. 17: 08.01.1981 - H.18:00UTC. Una vasta e profonda depressione interessa il Mediterraneo centrale, con minimo di 1000 hPa centrato tra la Calabria e il Peloponneso. Questa posizione fa sì che l'Italia venga investita da gelide correnti nord-orientali.

rallentare il suo moto verso la Grecia ed il Mar Egeo.

Questa situazione fa sì che sull'Italia meridionale e sui mari ad essa adiacenti spirino forti venti di grecale, associati a condizioni di forte maltempo freddo in particolare sulla Puglia, sulla Basilicata, sulla Calabria e sulla parte orientale della Sicilia, con la neve che imbianca il paesaggio sino a bassa quota; i mari sono agitati e le coste esposte a NE di tali regioni sono sferzate dalle mareggiate.

Gli effetti delle depressioni ioniche sono più marcati nella stagione invernale, quando sulla penisola balcanica sono presenti masse di aria molto fredda che, richiamate dalla depressione barometrica, iniziano ad affluire verso la nostra penisola, portando a pesanti ondate di gelo (vedi Figura17).

CAPITOLO III
LE NUBI

III. LE NUBI

3.1. La fisica macroscopica delle nubi

Le nubi sono ammassi di minutissime goccioline di acqua o di cristalli di ghiaccio. A seconda della quota, e quindi della temperatura alla quale si formano, le nubi possono essere costituite interamente da goccioline allo stato liquido (nubi di acqua), interamente da cristalli di ghiaccio (nubi di ghiaccio) oppure da un miscuglio di goccioline di acqua e cristalli di ghiaccio (nubi miste). Esistono anche nubi che, per il loro grande sviluppo verticale, vedono la loro parte inferiore costituita da goccioline di acqua e la parte superiore costituita da cristalli di ghiaccio, con una fascia intermedia nella quale le due componenti sono entrambe presenti (esempio: i Cumulonembi). Esistono anche stati metastabili dell'acqua per cui le goccioline possono trovarsi allo stato liquido pur in presenza di temperature sotto lo 0°C (sopraffusione). Le nubi si presentano in una moltitudine di forme, colori ed aspetti.

Talora sono quasi ferme, a volte scorrono veloci, a volte sono estremamente basse, tanto da avvolgere la cima dei grattacieli, altre volte corrono veloci ed alte nel cielo, a volte sono bianche e leggere altre volte appaiono scure e minacciose.

Le nubi spesso appaiono luminose, di un bianco abbagliante ed altre volte scure, quasi nere. Questa diversa colorazione dipende dai fenomeni di riflessione, diffusione e trasmissione della luce solare (diretta o riflessa) da parte delle goccioline di acqua o dei cristalli di ghiaccio. La colorazione molto scura si riferisce quasi esclusivamente alla parte inferiore delle nubi (la cosiddetta "base"), parte che non viene raggiunta dalla luce solare per l'eccessivo spessore della nube che non lascia penetrare al suo interno i raggi luminosi del Sole.

Le dimensioni delle goccioline delle nubi hanno un diametro che mediamente si attesta intorno a qualche centesimo di millimetro. In aria immobile esse precipitano verso il basso ad una velocità pari a circa 1 cm/s. È quindi sufficiente una corrente ascensionale anche molto debole per mantenerle in galleggiamento nell'atmosfera. Quando la dimensione supera il decimo di mm la velocità aumenta decisamente ed inizia generalmente la caduta verso il suolo. Nella

caduta si ha un numero crescente di collisioni con altre goccioline: ciò porta ad un graduale ingrandimento della gocciolina sino alla formazione di una vera e propria goccia di pioggia, con dimensioni che possono talora raggiungere i 5 mm di diametro (fenomeno della coalescenza).

3.2. Classificazione delle nubi: cenni storici

L'osservazione delle nubi ha costituito da sempre l'elemento più significativo, sia in termini diagnostici (definizione dello stato attuale del tempo) che prognostici (definizione delle condizioni future del tempo). Essa fornisce un aiuto validissimo nella formulazione delle previsioni in quanto esiste un profondo legame tra alcune condizioni dell'atmosfera e determinati tipi o gruppi di nubi.

Nello schema dei cicloni della scuola norvegese, i fronti sono individuati, tra l'altro, dalla distribuzione tipica delle nubi ed il metodo di previsione francese dei "sistemi nuvolosi" si basa proprio sullo studio dell'insieme di tali formazioni. Quindi, sia per la conoscenza empirica del tempo, sia per l'applicazione dei metodi di previsione, nacque la necessità di creare una precisa classificazione delle nubi secondo un limitato numero di tipi significativi tra le innumerevoli forme possibili. In tal modo si ebbe la possibilità, in tutto il mondo, di riconoscere ed indicare ciascuna nube col termine più appropriato, rendendosi conto dell'origine, della forma e dello sviluppo di essa.

I primi tentativi si possono far risalire al francese Lamarck che nel 1801 elaborò una primitiva classificazione che non ebbe seguito. Grande successo ebbe, invece, nel 1803, quella dell'inglese Luke Howard (1772-1864) membro della Royal Society, appassionato meteorologo. Nel suo celebre lavoro "On the modifications of clouds" distinse le nubi in 4 grandi gruppi, dando loro dei nomi di origine latina che sono ancora in uso: Cirrus, Stratus, Cumulus, Nimbus. Basandosi su questa prima classificazione, molti studiosi cercarono di migliorarla, introducendo altri tipi; nel 1840 il tedesco Kaemtz introdusse il tipo detto Strato-Cumulus e nel 1855 Renou (*Instructions météorologiques*) ne definì altri 4 tipi: Cirro-Cumulus, Cirro-Stratus, Alto-Cumulus e Alto-Stratus.

Nel 1887, Hilderbrandsson e Abercromby presentarono una nuova classificazione che doveva in seguito diventare, con piccole modifiche, quella internazionale comprendente 10 gruppi o generi principali di nubi e che fu la base del primo Atlante Internazionale delle Nubi, apparso nel 1896, a cura di Leon Teisserenc de Bort.

In base all'altezza le nubi furono distinte in nubi alte (CH : Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus), nubi medie (CM: Altocumulus, Altostratus), nubi basse (CL: Stratocumulus, Nimbus, Cumulus, Cumulonimbus, Stratus).

Nel 1910 venne pubblicata la seconda edizione dell'Atlante, con piccole modifiche e con le descrizioni particolareggiate di ciascun tipo di nube. Nel 1917 un Atlante venne pubblicato in Italia da Luigi Taffara. Nel 1921 una Commissione per lo studio delle nubi, costituita in seno alla Organizzazione Meteorologica Internazionale, veniva incaricata della redazione di un'ulteriore edizione dell'Atlante e che, con il concorso della Commissione per le osservazioni sinottiche (composta da Bjerknes, Keyl e Wehrle), doveva aggiornare ulteriormente la classificazione.

Il lavoro durò ben 11 anni e nel 1932 ne venne effettuata la pubblicazione a cura dell'Office National Meteorologique francese con la collaborazione di specialisti quali Bergeron e Suring.

Dopo la seconda guerra mondiale, essendo quest'altra edizione pressoché esaurita, e in alcuni punti invecchiata a causa dell'adozione dei nuovi codici meteorologici decisa a Washington nel 1947, fu nominato un altro comitato per lo studio delle nubi e idrometeorie sotto la presidenza di Viaut, direttore del servizio meteorologico francese, il quale prese la decisione di rifondare completamente l'Atlante pur mantenendo la nomenclatura base. Dopo parecchi anni di lavoro, finalmente nel 1957, cioè a 10 anni dalle decisioni di Washington, vide la luce l'ultima edizione dell'Atlante. Dal succedersi di tante edizioni sempre modificate e dal tempo impiegato nella redazione di esse, si può intuire quanto difficile e complessa sia stata l'opera di classificazione.

3.3. La classificazione delle nubi

Le nubi che è possibile osservare presentano una moltitudine di forme, colori, grado di spessore, quota sul livello del mare, caratteristiche che rendono la loro classificazione, come già detto, una operazione generalmente molto impegnativa.

Di seguito si riportano le varie possibili metodologie di classificazione delle nubi.

3.3.1. La classificazione geometrica delle nubi

Le nubi possono essere classificate in relazione al loro aspetto, in

particolare al rapporto tra il loro sviluppo orizzontale e quello verticale.

Se lo sviluppo orizzontale prevale nettamente su quello verticale, si è in presenza di una nube che forma una coltre nuvolosa pressoché parallela alla superficie terrestre: in tal caso si è in presenza di uno “strato” di nubi e le nubi che mostrano questa caratteristica si definiscono “nubi stratiformi” (Foto 11).

Nel caso in cui è la dimensione verticale a prevalere più o meno decisamente sulla dimensione orizzontale, si è in presenza di “cumuli” di nubi e le nubi che mostrano questa caratteristica si definiscono nubi cumuliformi.

3.3.1.1. Le nubi stratiformi

Le nubi stratiformi sono caratterizzate da un aspetto uniforme, con le sembianze di un'estesa coltre piatta o solo leggermente ondulata, spesso simile ad un vasto banco di nebbia. Esse si formano in prevalenza nella stagione invernale per processi di trasporto orizzontale (avvezione) di aria più calda al di sopra di uno strato di aria fredda oppure per il lento sollevamento lungo uno strato di aria fredda a spessore via via crescente, come tipicamente avviene in presenza di un fronte caldo.

Le nubi stratiformi si formano esclusivamente in un'atmosfera stabile, non turbolenta, in assenza di moti convettivi.

Le nubi stratiformi possono provocare precipitazioni: esse risulta-

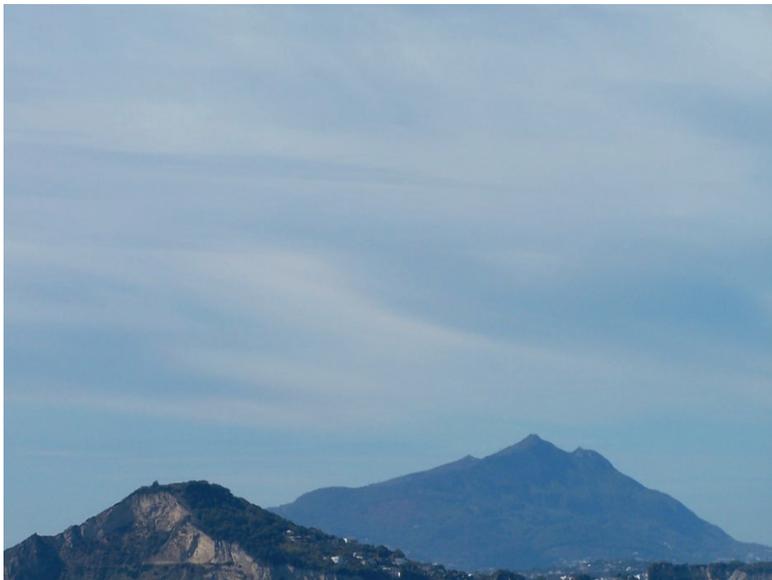


Foto 11: Distesa di nubi stratiformi a quota elevata (*Altostratus*) associate all'arrivo da O di un sistema frontale di tipo caldo.

no generalmente di debole o moderata intensità, spesso sono continue ed estese, a carattere di pioggia minuta o piovigGINE.

3.3.1.2. Le nubi cumuliformi

Le nubi cumuliformi si generano esclusivamente in un'atmosfera instabile, per veloci moti ascensionali delle masse d'aria caldo-umida (moti convettivi). Tali moti ascensionali possono innescarsi per la presenza nei bassi strati dell'atmosfera di masse di aria calda ed umida dovuta al riscaldamento del suolo da parte della radiazione solare oppure per fenomeni di sollevamento forzato delle masse di aria in corrispondenza di rilievi montuosi oppure, ancora, per il sollevamento forzato di preesistenti masse di aria calda ed umida da parte di una massa di aria fredda in arrivo (Figura 12).

Le nubi cumuliformi possono provocare precipitazioni violente, abbondanti, a carattere di rovescio o temporale, ma generalmente di breve durata. Le dimensioni orizzontali risultano generalmente modeste, non superiori a qualche decina di km.

3.3.2. La classificazione delle nubi su base dinamica

Le nubi possono classificarsi anche in relazione alla dinamica di formazione delle nubi stesse. Possiamo quindi distinguere le



Foto 12: Nubi cumuliformi a forte sviluppo verticale (*Cumulonimbus calvus*).

nubi in nubi frontali e nubi orografiche.

3.3.2.1. Le nubi frontali

Le nubi frontali si formano a seguito dei moti ascensionali delle masse d'aria che avvengono nell'ambito dei sistemi depressionali e perturbati presenti a tutte le latitudini.

Particolare importanza rivestono le dinamiche atmosferiche in corrispondenza dei sistemi ciclonici delle medie latitudini.

Quando su una determinata area geografica si manifestano avvezioni di aria più fredda, semplificando un processo alquanto complesso, le preesistenti masse di aria calda e umida vengono sollevate per azione meccanica di spinta verso l'alto da parte dell'aria fredda che si incunea sotto l'aria calda. Questo processo induce la rapida ascesa dell'aria calda e umida, con la conseguente formazione di nubi cumuliformi (nubi da fronte freddo).

L'avvezione di masse di aria più calda su aree geografiche interessate in precedenza da masse di aria fredda, avviene in maniera meno turbolenta rispetto al caso precedente. Il sollevamento sul piano inclinato costituito dalla superficie di separazione tra la massa di aria fredda preesistente e quella più calda in arrivo, stante la modesta inclinazione sull'orizzontale dello stesso, avviene lentamente, con una componente prevalente dei moti atmosferici di tipo sub-orizzontale. Le nubi che si formano sono quindi di tipo stratiforme (nubi da fronte caldo).

3.3.2.2. Le nubi orografiche

Le nubi orografiche sono quelle che si formano per effetto della presenza di un rilievo montuoso.

Un rilievo montuoso caratterizzato da sufficiente estensione ed elevazione sul livello del mare costituisce un ostacolo "impenetrabile" per le correnti aeree che lo investono. Queste ultime sono quindi costrette a sollevarsi per azione meccanica dovuta alla leggera sovrappressione che si manifesta sul versante sopravvento del rilievo stesso. Tale effetto di sollevamento è massimo se le correnti aeree investono il rilievo ortogonalmente ai versanti.

Il sollevamento forzato sul versante sopravvento porta alla formazione di ammassi nuvolosi che, in relazione alle caratteristiche di fondo della struttura atmosferica (stabilità o instabilità), posso-

no essere di tipo prettamente cumuliforme, strato-cumuliforme o stratiforme.

Un altro tipo di nubi orografiche sono quelle che si formano in corrispondenza dei rilievi montuosi, in particolare nel periodo estivo, a seguito della presenza di correnti ascensionali di aria calda dovute al forte riscaldamento dei versanti e crinali montuosi ad opera della radiazione solare. In tale circostanza si formano nubi di tipo cumuliforme associate ai rovesci o temporali pomeridiani estivi, tipici delle zone montuose.

3.3.3. La classificazione altimetrica delle nubi

La classificazione universalmente e convenzionalmente riconosciuta per la classificazione delle nubi pone le stesse in relazione alla loro quota di formazione o, ancora meglio, alla quota relativa alla loro base.

La troposfera, la parte più interna dell'atmosfera, sede della formazione delle nubi, si sviluppa dal livello del mare sino a circa, mediamente, 10 km di altezza (alle latitudini del Mar Mediterraneo). Si inserisce l'avverbio "mediamente" in quanto tale valore è variabile in funzione della stagione (più elevato nella stagione estiva, meno in quella invernale) e delle configurazioni bariche che interessano una specifica area geografica.

Questo spessore è stato diviso in tre strati definiti "regioni", con confini altimetrici approssimativamente pari a:

- regione inferiore: da 0 a 2000 metri sul livello del mare;
- regione media: da 2000 a 6000 metri sul livello del mare;
- regione superiore: da 6000 alla tropopausa (posta mediamente, come detto, a circa 10.000 metri sul livello del mare).

In ogni regione si formano determinati tipi di nubi, o meglio "generi".

Seppur in presenza di un'enorme variabilità di forma e caratteristiche, dopo quasi due secoli di discussioni, sono stati individuati i seguenti dieci generi di nubi (in italiano, in latino e con relativa sigla):

Nubi alte (regione superiore):

- Cirri – *Cirrus* - CI
- Cirrocumuli – *Cirrocumulus* - CC
- Cirrostrati – *Cirrostratus* - CS

Nubi medie (regione media):

- Altocumuli – *AltoCumulus* - AC
- Altostrati – *Altostratus* - AS
- Nembostrati – *Nimbostratus* - NS

Nubi basse (regione inferiore):

- Strati – *Stratus* - ST
- Stratocumuli – *Stratocumulus* - SC
- Cumuli – *Cumulus* - CU

Nubi a grande sviluppo verticale:

- Cumulonembi – *Cumulonimbus* - CB

Ogni genere di nube prevede numerose specie, che consentono di individuare con maggiore precisione quale tipo di nube è presente. Anche le specie possono essere ulteriormente definite attraverso l'attribuzione di una varietà (esempio: *AltoCumulus* – genere, *castellanus* - specie, *radiatus* - varietà).

3.3.3.1. Le nubi della regione superiore o nubi alte

Le nubi alte si formano nella parte superiore della troposfera, ad altezze di circa 9 km, zona ove le temperature si aggirano mediamente intorno ai -50°C . Per questo motivo le nubi alte sono costituite, in ogni stagione, interamente da microscopici cristalli

Foto 13: *Cirrus*.



di ghiaccio.

a) Cirrus

I *Cirrus* sono nubi che frequentemente è possibile osservare nel cielo (Foto 14). Esse appaiono di colore bianco abbagliante e solo raramente raggiungono uno spessore tale da portare alla formazione, sulla superficie inferiore, di zone d'ombra proprie: quando ciò accade si potrebbe anche essere in presenza del margine superiore di un *Cumulonimbus* della specie *capillatus*.

Valore previsionale attribuibile ai Cirrus

I *Cirrus* sono nubi dalle quali non cadono mai precipitazioni. Esse, però, hanno un rilevante significato nella formulazione empirica delle previsioni del tempo a medio termine.

La loro presenza spesso si può osservare nella parte più avanzata di un sistema frontale o zona depressionaria. Essi sono il segno evidente della presenza di aria relativamente calda e umida in quota e costituiscono, quindi, l'indizio dell'approssimarsi di un fronte caldo. Se alla comparsa di questi Cirrus a banchi isolati segue un velo di Cirrostratus via via più spessi, la probabilità che si abbia un deciso ed ulteriore peggioramento del tempo è elevata e la pioggia non tarderà a cadere.

b) Cirrostratus

I *Cirrostratus* si manifestano come un sottile strato di nubi che ricopre per intero il cielo. In talune circostanze il loro modesto spessore può persino far ritenere di essere in presenza di un cielo



Foto 14: *Cirrus uncinus*.

sgombero da nubi ma lattescente per foschia o caligine: infatti il Sole è ben visibile e le ombre non vengono assolutamente ad attenuarsi al suolo. La presenza dei *Cirrostratus* è quasi sempre accompagnata dal manifestarsi di aloni intorno al Sole o alla Luna (Foto 15-16).

Tale nube, col passare delle ore, tende ad aumentare di spessore fino a che le ombre tendono a perdere la nettezza dei loro contorni; quando, però, risulta possibile guardare il Sole ad occhio nudo non si è più in presenza di *Cirrostratus* ma di *Altostratus*.

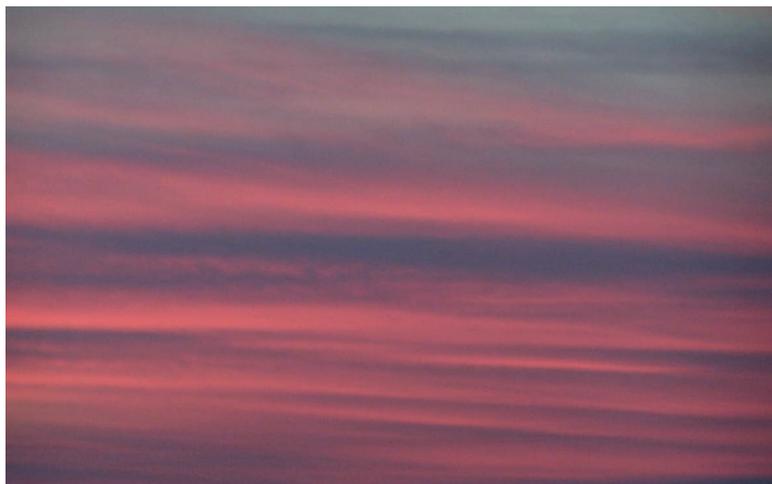
Valore previsionale attribuibile ai *Cirrostratus*

L'ispessirsi dei *Cirrostratus* fino ad *Altostratus* e la presenza degli aloni sono segni quasi certi di precipitazioni nell'intervallo tra le 12 e le 24 ore successive. Ciò in quanto le ampie distese di

Foto 15: Spesso velo di *Cirrostratus* si frappone tra il Sole e l'osservatore, generando un alone, fotometeora simile ad un sottile arcobaleno.



Foto 16:
Cirrostratus al tramonto.



Cirrostratus sono una peculiarità della zona marginale di un fronte caldo associato ad una zona depressionaria ben organizzata e nel pieno della sua attività.

Quindi, specialmente nelle stagioni autunnale e invernale, un episodio di maltempo che inizia con l'evoluzione sopra descritta è probabile che risulti di notevole intensità.

c) *Cirrocumulus*

I *Cirrocumulus* sono nubi di un colore bianco abbagliante, a piccoli elementi generalmente tondeggianti, isolati o fusi insieme e che spesso disegnano nel cielo delicati ricami.

A differenza delle altre nubi alte, queste possono osservarsi anche in situazioni con presenza di aria fredda a tutte le quote e con visibilità eccellente. A tale tipo di nube si associa la corona, fotometeora sostanzialmente diversa dall'alone e caratterizzata da una posizione in aderenza all'astro che la genera. La corona è di frequente osservabile intorno alla Luna: la sua presenza non è un indizio certo, in disaccordo con quanto generalmente si ritiene, della vicinanza di precipitazioni piovose (Foto 17).

Valore previsionale attribuibile ai *Cirrocumulus*

I *Cirrocumulus* conferiscono di frequente al cielo l'aspetto cosiddetto "a pecorelle", al quale un noto proverbio associa "acqua a catinelle". Quando, però, sono tali nubi a dare al cielo questo tipico aspetto, la capacità previsionale di tale proverbio è alquanto limitata, specialmente nel semestre invernale. Diverso è il caso che il "cielo a pecorelle" sia indotto dalla presenza di *Alto cumulus* (vedi par. succ.).



Foto 17: Una variopinta corona circonda la Luna per la frapposizione di uno strato di *Cirrocumulus* tra l'osservatore e l'astro.

Foto 18:
Cirrocumulus.



3.3.3.2. Le nubi della regione intermedia o nubi medie

Le nubi medie si formano ad altezze comprese tra i 2000 ed i 6000 m sul l.m.m. Esse possono essere costituite da cristalli di ghiaccio, da goccioline di pioggia oppure da acqua allo stato di sovrappressione (stato liquido pur se a temperature inferiori allo 0°C). Queste diverse forme dipendono dalla quota e dalla stagione in cui ci troviamo: infatti a 3000 metri sul livello del mare, in estate la temperatura si aggira, mediamente, intorno ai + 5°C mentre in inverno, alla stessa quota, la temperatura è intorno ai -10÷ -15°C.

a) *Altostratus*

Gli *Altostratus* sono un tipo di nube che forma un'estesa ed uniforme copertura nuvolosa, di colore che va dal biancastro al



Foto 19: *Altostratus*

grigio-ocra e di spessore tale da far scomparire le ombre e consentire a malapena, o non consentire affatto, di individuare la posizione del disco solare (Foto 19).

Dagli *Altostratus* di maggiore spessore possono cadere precipitazioni di debole intensità; tale intensità risulta, generalmente, maggiore nella stagione invernale che non in quella estiva: durante l'estate, infatti, le alte temperature degli strati di atmosfera attraversati provocano una parziale o totale evaporazione delle gocce di pioggia in caduta.

Valore previsionale attribuibile agli *Altostratus*

Gli *Altostratus* non hanno un grosso valore in termini di previsione del tempo: infatti, quando siamo in loro presenza, la fase di maltempo la si può considerare praticamente iniziata e la pioggia non si farà attendere e cadrà nel giro di poche ore (3-6 ore al massimo).

b) *Alto cumulus*

Gli *Alto cumulus* possono considerarsi come dei *Cirrocumulus* formati ad una quota inferiore. Essi sono costituiti da tanti elementi di forma tondeggiante, disposti in modo regolare e che, generalmente, si dispongono in banchi più o meno estesi spesso a diversa compattezza e dimensione degli elementi (cielo "a pecorelle"). A differenza dei *Cirrocumulus*, gli elementi degli *Alto cumulus* presentano nella parte inferiore una zona d'ombra propria: in alcuni tipi di *Alto cumulus* (es.: specie "*castellanus*" – Figura 20) per lo spessore della nube ed in conseguenza del fatto che gli elementi risultano maggiormente compattati, tale zona d'ombra risulta molto accentuata. I citati *Alto cumulus* della specie *castellanus*, tipici dei mesi estivi, presentano elementi a consistente sviluppo verticale, risultando indicativi di una certa instabilità atmosferica: tale stato è quello che favorisce la formazione delle nubi temporalesche. Se gli *Alto cumulus castellanus* presentano "cupole" o "torrette" già nel primo mattino (fascia oraria più fresca), è probabile che il riscaldamento del Sole accentui i moti convettivi inducendo la formazione di *Cumulonimbus* con lo scoppio quasi certo di temporali anche violenti.

Valore previsionale attribuibile agli *Alto cumulus*

Gli *Alto cumulus* risultano piuttosto utili per chi volesse utilizzarli a fini previsionali.

Bisogna, però, avere un occhio allenato per evitare di incappa-

Foto 20: Banco di *Alto cumulus castellanus* al tramonto. Sullo sfondo, in lontananza, si possono intravedere nubi a forte sviluppo verticale (*Cumulus congestus* e *Cumulonimbus*).



Foto 21: *Alto cumulus*.



Foto 22: *Alto cumulus translucidus*.





Foto 23:
Altocumulus lenticularis in strati sovrapposti.

re in grossolani errori. Essi possono indicare l'attenuazione di una perturbazione (es.: specie *translucidus*), evidenziare condizioni di instabilità atmosferica e, quindi, il rischio concreto di precipitazioni anche temporalesche (es.: in estate, come già detto, la specie *castellanus*) e indicare un peggioramento del tempo a breve scadenza quando compaiono in associazione con nubi cumuliformi in seno a correnti occidentali fresche ed instabili.

c) *Nimbostratus*

I *Nimbostratus* sono le nubi tipiche delle grigie e piovose giornate autunnali ed invernali. Essi si manifestano come un'uniforme e compatta distesa di nubi grigie, dalle quali cade quasi sempre una pioggia continua che, talvolta, può durare per intere giornate



Foto 24:
Nimbostratus.

(Foto 24). I *Nimbostratus*, in un'ideale sequenza, possono considerarsi lo stadio successivo a quello che ha visto comparire nel cielo i *Cirrostratus* prima e gli *Altostratus* poi.

Delle succitate nubi stratiformi, i *Nimbostratus* sono quelli che presentano lo spessore maggiore, spesso di svariati chilometri: questi grossi volumi di nube fanno sì che le percentuali maggiori della pioggia che cade alle medie latitudini provengano proprio da questo tipo di nube.

Valore previsionale attribuibile ai *Nimbostratus*

I *Nimbostratus* ci informano che è in atto la fase di maltempo, con il fronte caldo che è prossimo a giungere sul luogo di osservazione: tale fase, a seconda delle caratteristiche dimensionali ed evolutive del sistema perturbato, nonché della posizione in cui ci si trova rispetto al minimo depressionario, può durare poche ore ma, talvolta, anche per più giorni di seguito.

3.3.3.3. Le nubi della regione inferiore o nubi basse

Le nubi basse si formano al di sotto dei 2000 m. La loro presenza è accompagnata sempre da alti valori dell'umidità relativa al suolo.

E' possibile affermare che esistono nubi basse propriamente dette che si sviluppano, cioè, per intero al di sotto dei 2 km (es.: genere *Stratus*, *cumulus* a medio e piccolo sviluppo verticale, *Stratocumulus*) ed altre che vedono solo la propria base inferiore porsi in tale fascia (es.: *Nimbostratus*, *Cumulus congestus*, *Cumulonimbus*).

La base delle nubi del secondo gruppo è spesso nascosta da nubi sfrangiate che rendono evidente il moto delle masse nuvolose ai livelli inferiori: tali nubi possono essere talmente basse da avvolgere rilievi anche di poche centinaia di metri.

Dalle nubi basse propriamente dette, e se esse non risultano associate ad altri generi di nubi, non cade quasi mai pioggia se non sottoforma di sottili pioviggini; il secondo gruppo è invece caratterizzato, quasi sempre, da piogge di una certa intensità.

a) *Stratocumulus*

Gli *Stratocumulus* sono costituiti da elementi di medie e grosse dimensioni, di colore grigio e si presentano soprattutto nel semestre freddo in condizioni anticicloniche di calma atmosferica (Foto 25).



La loro genesi è determinata da una leggera flessione del campo barico che tende a far sollevare le nebbie o a far affluire aria più mite ed umida al di sopra dell'inversione termica al suolo.

Formazioni di *Stratocumulus* possono aversi, specialmente in estate ed in condizioni anticicloniche, a seguito della distensione di Cumulus a medio e piccolo sviluppo verticale che si manifesta quando le deboli correnti convettive che li hanno generati si attenuano ulteriormente o cessano del tutto (Foto 26).

Foto 25: Banchi di Stratocumulus dall'aspetto minaccioso ma dai quali difficilmente cadrà la pioggia.



Foto 26: *Stratocumulus* provenienti da N al tramonto: immagine che lascia presagire la persistenza di condizioni di bel tempo per il giorno seguente.

Valore previsionale attribuibile agli Stratocumuli

Gli *Stratocumulus* sono indicativi di una situazione atmosferica poco dinamica.

Dopo diversi giorni di cielo sereno, in inverno, la loro comparsa può dare l'impressione di un tempo che vada peggiorando: nella maggioranza dei casi la loro comparsa sta ad indicare, invece, un consolidamento della zona anticiclonica con giornate grigie e uggiose ma senza il rischio di concreti peggioramenti a breve scadenza.

b) *Cumulus*

I *Cumulus* appartengono alle nubi a cosiddetto sviluppo verticale: questo significa che la loro genesi è dovuta a moti d'aria calda e umida che hanno una componente pressoché verticale, diretta dal basso verso l'alto (moti convettivi). Questa genesi comporta, generalmente, delle dimensioni verticali prevalenti su quelle orizzontali.

I *Cumulus* possono presentarsi con diversi gradi di sviluppo: dai piccoli ed inoffensivi *Cumulus humilis*, ai *Cumulus mediocris* fino ai *Cumulus congestus*, tutti caratterizzati da contorni netti. Il *Cumulus congestus* è rappresentativo di un'atmosfera decisamente instabile e non è da escludere che possa trasformarsi in *Cumulonimbus*, con le conseguenze che ciò comporta (vedi par. successivo). Esiste poi la specie cosiddetta *fractus*, caratterizzata da contorni non ben definiti, frastagliati, spesso in continua evoluzione.

I *Cumulus* presentano una base piatta (corrispondente al livello di condensazione) ed una sommità tondeggiante, talvolta di aspetto ribollente e a forma di cavolfiore nei *Cumulus congestus*.

Valore previsionale attribuibile ai *Cumulus*

I *Cumulus*, in relazione al loro sviluppo verticale, possono indicare quelle che sono le condizioni atmosferiche in termini di stabilità o instabilità degli strati medi ed inferiori della troposfera. Come già accennato in precedenza esistono tre specie di *Cumulus*:

1. *humilis* (a piccolo sviluppo verticale): nubi tipiche delle condizioni stabili di bel tempo estivo e primaverile. Si formano di solito nella tarda mattinata e raggiungono la massima estensione e diffusione nelle prime ore del pomeriggio (Foto 27).

Dopo una giornata con *Cumulus humilis* è facile prevedere una notte stellata in quanto essi si dissolvono lasciando il posto al cielo sereno non appena il Sole tende ad abbassarsi sull'orizzonte.

2. *mediocris* (a medio sviluppo verticale): i *Cumulus* di questa



Foto 27: *Cumulus humilis*, nubi di modesta dimensione, generate da piccole colonne di aria calda dovute al riscaldamento del suolo da parte della radiazione solare.



Foto 28: *Cumulus mediocris*.

specie non hanno grande significato ai fini della previsione del tempo. La loro comparsa dopo diversi giorni in cui si è osservata la presenza di *Cumulus humilis*, può denotare una leggera instabilizzazione dell'atmosfera senza che però, nell'immediato, si corra il rischio di repentini peggioramenti del tempo; viceversa, se la specie mediocris compare dopo un periodo di forte instabilità atmosferica, si può ritenere che tale fase volga al termine, con buone prospettive di stabilizzazione del tempo (Foto 28).

3. *congestus* (a forte sviluppo verticale): tale specie si forma esclusivamente in seno ad una atmosfera instabile, con presenza di aria calda ed umida al suolo e fresca o fredda in quota. In un cielo con diffusa presenza di *Cumulus congestus* è molto probabile che si possa sviluppare uno o più *Cumulonimbus*, con associate precipitazioni a carattere di rovescio o temporale (Foto 29).

3.3.3.4. Le nubi a grande sviluppo verticale: i *Cumulonimbus*

I *Cumulonimbus* sono nubi a grande sviluppo verticale: essi



Foto 29: Parte sommitale di un *Cumulus congestus* formatosi sull'Isola d'Ischia.

presentano la loro base a quote comprese tra i 1000 e i 1500 m mentre la sommità può spingersi fino ai limiti della troposfera, a quote, cioè, che alle medie latitudini sono di circa 12.000 m (in estate). Essi vengono a creare, quindi, degli immensi “serbatoi” di acqua sottoforma di vapore, pioggia e ghiaccio. Nella loro parte inferiore essi sono costituiti da goccioline di acqua, nella parte intermedia si ha un turbinoso miscuglio di acqua (anche allo stato sopraffuso) e ghiaccio mentre nella parte superiore, dove la temperatura può scendere fino a -50°C , si possono osservare esclusivamente cristalli di ghiaccio. In seno a tali nubi sono presenti delle correnti ascensionali (e discendenti) estremamente intense, con velocità che possono anche superare i

100 km/h. Tali correnti costituiscono un grosso pericolo non solo per gli aeroplani da turismo ma anche per aerei di linea che, ben conoscendo tale pericolo, si tengono quanto più lontano è possibile da tali ammassi nuvolosi (Foto 30).

I *Cumulonimbus* traggono origine dai *Cumulus congestus* quando questi ultimi, per le favorevoli condizioni igrometriche e di gradiente termico verticale, tendono a svilupparsi ulteriormente. I *Cumulonimbus* possono presentarsi sotto forma diversa andando a costituire le seguenti diverse specie:

1. *calvus* (a contorni netti): tale specie è quella immediata-

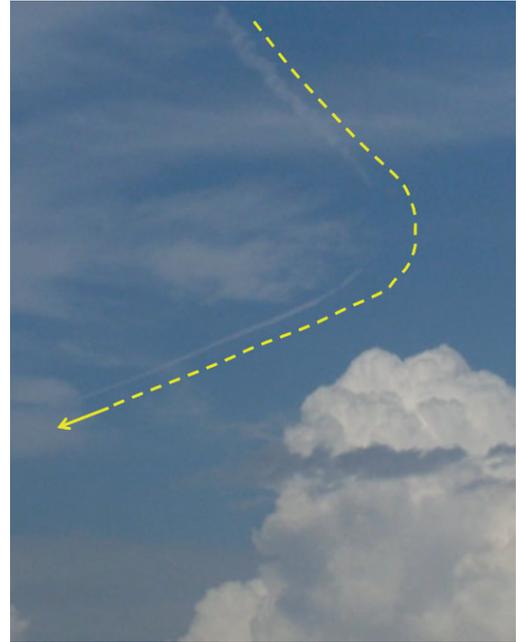


Foto 30: Un aereo in viaggio ad alta quota, la cui presenza è resa evidente dalla scia di condensazione, opera una deviazione verso sinistra rispetto al proprio senso di marcia, per evitare di entrare nel raggio d'influenza di un *Cumulonimbus calvus*, ove sono presenti forti turbolenze.

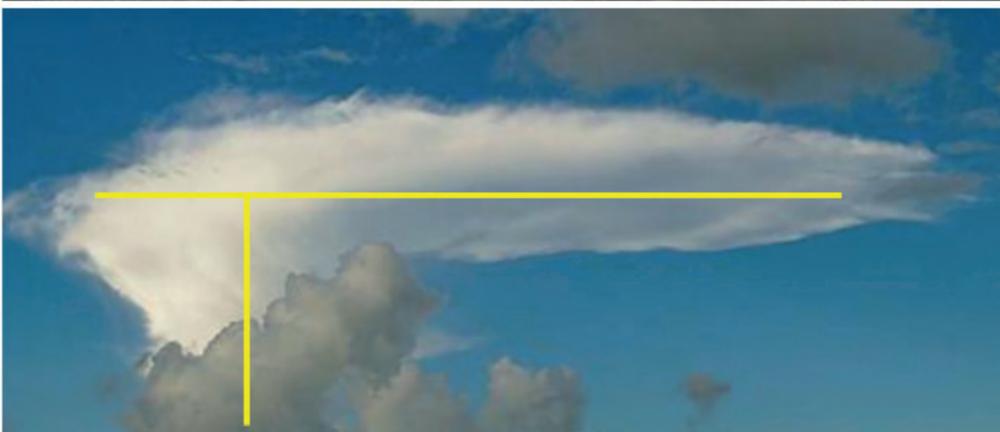
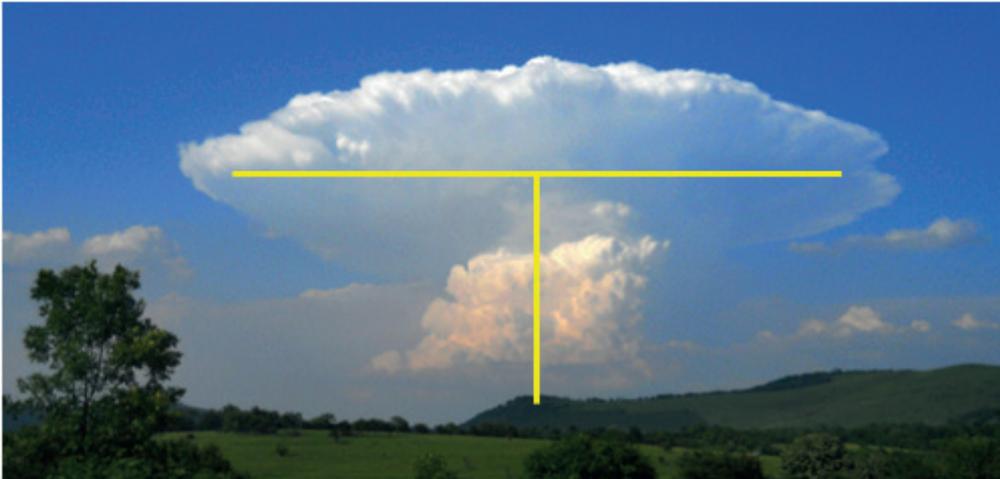


Foto 31: un *Cumulonimbus calvus* si staglia in lontananza al tramonto di una giornata di fine estate, simulando un drago che emerge dal mare emettendo una enorme fiammata dalle sue fauci.

mente successiva allo stadio di *Cumulus congestus*. Ciò significa che il *Cumulonimbus* si trova nella prima fase della sua vita e nel corso di quest'ultima tenderà ad aumentare ulteriormente le sue dimensioni sia orizzontali che verticali (Foto 31).

2. *incus* (a forma di incudine): nel suo sviluppo verso l'alto il *Cumulonimbus* tende a raggiungere quote molto elevate e, talora, anche la superficie inferiore della tropopausa. La tropopausa (vedi capitolo 1) è la fascia di passaggio tra la troposfera e la stratosfera ed è caratterizzata da un'inversione del normale gradiente termico verticale: questo significa che la temperatura invece di diminuire con la quota tende a salire. Questa particolare distribuzione termica fa sì che le masse d'aria più calda che vengono spinte verso l'alto dalle correnti convettive presenti nei *Cumulonimbus*, ad un certo punto perdono la loro spin-

Foto 32:
Cumulonimbus
incus con incudine
simmetrica (in alto)
e asimmetrica (in
basso).



ta di galleggiamento dovuta alla diversa temperatura (e quindi densità) delle diverse masse d'aria a contatto; questo fatto porta alla distensione, come sotto ad un invisibile tetto, della parte superiore del *Cumulonimbus*, parte che assume una più o meno definita forma di incudine. Tale geometria della nube è facilmente osservabile nelle formazioni temporalesche estive; quando i venti in quota non sono molto intensi si genera una incudine simmetrica, mentre in caso di forti correnti in quota l'incudine è asimmetrica, con il lato sottovento molto più esteso di quello sopravvento (Foto 32). Tale geometria risulta ben evidente solo quando l'ammasso nuvoloso si trova a grande distanza dal luogo di osservazione (almeno una cinquantina di chilometri).

3. *capillatus* (con margine superiore a contorno cirriforme): di solito i *Cumulonimbus* presentano contem-



Foto 33: Scuri e minacciosi *Cumulonimbus capillatus* si avvicinano alle coste della Campania, preannunciando una serata di rovesci e temporali (01/12/2009).

poraneamente le caratteristiche incus e capillatus: in tal caso siamo in presenza di un *Cumulonimbus* nel pieno della sua attività; l'area sottoposta alla sua influenza è caratterizzata da fulmini, pioggia abbondante con grandine e raffiche violente di vento (Foto 33). La parte inferiore dei *Cumulonimbus* (base) è spesso scura e minacciosa, spesso tormentata dalle forti turbolenze in-

Foto 34: Temporale estivo a struttura mesociclonica in formazione ad ovest dell'isola di Procida.



dotte dai moti ascensionali presenti nella fase iniziale del temporale. Nei fenomeni di maggiore intensità la base assume spesso una conformazione circolare, indice dei moti rotatori che si generano all'interno dell'ammasso temporalesco (struttura mesociclonica: foto 34).

Valore previsionale attribuibile ai *Cumulonimbus*

I *Cumulonimbus* sono le nubi dalle quali bisogna attendersi i fenomeni meteorologici più intensi quali rovesci di pioggia, temporali, grandinate, forti colpi di vento e persino trombe d'aria o tornado. La presenza di questa nube, in qualsiasi forma in cui essa può presentarsi, è indicativa di forte instabilità atmosferica e di una concreta possibilità di essere investiti da pioggia abbondante e osservare fulmini. Un ammasso a muraglia di *Cumulonimbus* ad O è preciso indizio dell'avvicinarsi di un fronte freddo o di una linea temporalesca.

3.4. Le formazioni nuvolose accessorie dei *Cumulonimbus*

Ai *Cumulonimbus* possono essere associate peculiari formazioni nuvolose accessorie, capaci di fornire importanti indicazioni in merito all'intensità dei fenomeni associati. Tra di esse possia-

mo evidenziare quelle di seguito descritte.

a) Mammatus

Protuberanze globose, geometricamente simili ad un seno femminile (di qui il nome) che pendono dalla superficie inferiore dell'incudine di un *Cumulonimbus* (Foto 35). Le formazioni di



Foto 35:
Mammatus
associate ad un
violento temporale
estivo di tipo
grandinigeno.

mammatus sono spesso associate ai fenomeni temporaleschi più violenti, con caduta di grandine anche di grosse dimensioni.

La loro apparizione è decisamente più frequente nella stagione estiva quando le incudini dei *Cumulonimbus* si trovano a grandi altezze.

b) Shelf cloud (nube a mensola)

Formazione nuvolosa tipica del fronte di avanzamento o di sviluppo di un temporale di notevole intensità (Foto 36).

La genesi risiede nell'avanzata dell'aria fredda nei bassi strati,



Foto 36: *Shelf cloud*
in avanzamento
da OSO sulla
piana casertana,
costituente la
parte anteriore
di una cellula
temporalesca.

Foto 37: *Whale's mouth* associata ad un temporale (nubi in spostamento E-O, da destra a sinistra della foto).



Foto 38: Turbolenze alla base di un *Cumulonimbus* grandinigeno in arrivo sulla piana casertana, con formazione di *whale's mouth* (nubi in spostamento da destra a sinistra della foto – da NO verso SE).

subito a monte del flusso ascensionale di aria calda che va incontro al temporale in avanzamento. Il transito sul luogo di osservazione di una shelf cloud è generalmente accompagnata da un sensibile rinforzo del vento, con raffiche violente e brusco calo termico.



c) *Whale's mouth*

Formazione nuvolosa che caratterizza la parte marginale di un *Cumulonimbus*, nel settore di avanzamento frontale. Essa spesso segue ed è parte integrante del corpo nuvoloso costituente una shelf cloud.

Una *whale's mouth* testimonia la presenza di forti turbolenze alla base del *Cumulonimbus*, lasciando prevedere fenomeni temporaleschi di media o forte intensità associati a grandine (Foto 37-38).

d) *Wall cloud* (nube a muro)

La "nube a muro" è tipica dei cumulonembi di maggiore intensità, e compare in particolare quando questi ultimi assumono le caratteristiche di una supercella temporalesca. La nube a muro si trova in corrispondenza della zona



di sollevamento vigoroso delle masse d'aria aspirate dal cumulonembo ed in essa converge spesso una tipica formazione nuvolosa detta *inflow tail* (Foto 39). Tali correnti ascensionali (*updraft*) tendono spesso ad assumere un moto rotatorio portando alla genesi di una struttura mesociclonica, in grado di generare tornado e caduta di grandine di grosse dimensioni.

Foto 39: Tipico esempio di *wall cloud* rotante, al momento priva di precipitazioni significative.

e) *Inflow tail*

La *inflow tail* (o coda di alimentazione della cellula temporalesca) è una appendice nuvolosa che converge verso la *wall cloud* ed è rappresentativa del flusso principale di aria calda ed umida che va ad alimentare la supercella temporalesca (Foto 40).



Foto 40: tipico esempio di *inflow tail* che confluisce (da destra a sinistra nella foto) nella struttura mesociclonica rotante di una supercella. In corrispondenza della base della *wall cloud* è massima la probabilità di sviluppo di un tornado.



Foto 41: *Flanking line* sul Golfo di Napoli. Le nubi cumuliformi crescono in termini di sviluppo verticale procedendo da O verso E, tanto che sull'area vesuviana (estrema sinistra della foto) le nubi hanno raggiunto dimensioni tali da poter essere classificate *Cumulonimbus calvus*.

f) *Flanking line*

La *flanking line* è una linea lungo la quale avviene lo sviluppo di addensamenti cumuliformi che da modeste dimensioni nella parte terminale, gradualmente si accrescono sino a portare alla formazione di *Cumulonimbus* forieri di fenomeni temporaleschi anche intensi (Foto 41). Le *flanking line* sono spesso associate ad una linea di convergenza nei bassi strati, che favorisce il sollevamento delle masse d'aria in particolare in presenza di condizioni di instabilità atmosferica.

CAPITOLO IV
IL VENTO

IV. IL VENTO

4.1. Cos'è il vento

Il vento è il fenomeno atmosferico di spostamento, in prevalenza orizzontale, delle masse di aria che si spostano dalle aree di alta a quelle di bassa pressione.

La forza principale che genera ed alimenta il vento è il gradiente barico, ossia il rapporto tra la differenza di pressione esistente tra due aree geografiche A e B e la distanza L intercorrente tra di esse:

$$\text{Grad} = (PA - PB) / L$$

Il vento, in linea teorica, dovrebbe dirigersi dai punti di massima pressione a quelli di minima seguendo il percorso più breve, di solito ortogonale alle isobare. Ciò non accade in quanto il vento si sviluppa sulla superficie terrestre, di forma sferica e dotata di moto rotatorio intorno ad un asse che interseca la superficie in corrispondenza dei due poli (rotazione terrestre). Ciò induce due forze, la Forza di Coriolis (vedi Glossario) e le forze di attrito. Il moto risultante è di tipo spiraleggiante, divergente nei campi di alta pressione e convergente in quelli di bassa pressione.

4.2. Caratteristiche del vento

Il vento è una grandezza vettoriale. Così come accade per qualsiasi vettore, per la sua definizione fisico-matematica sono necessari tre parametri:

- direzione
- verso (in meteorologia: direzione di provenienza)
- modulo (in meteorologia: intensità o forza del vento)

In Meteorologia, i primi due fattori sono accorpati nella "Direzione di provenienza del vento" o, più sinteticamente, "Direzione del vento".



Foto 42: Manica a vento (a sinistra).



Foto 43:
Anemometro
a coppette con
banderuola (a
destra).

La definizione fisica della direzione del vento avviene con riferimento al nord geografico, esprimendola in gradi sessagesimali (angolo giro diviso in 360 parti uguali).

La definizione fisica della intensità del vento avviene attraverso la misura della velocità di spostamento dell'aria rispetto alla superficie terrestre (o marina); tale misura viene effettuata tramite gli anemometri (vedi glossario). Una volta stabilita la velocità, è possibile classificare il vento secondo la scala convenzionale introdotta dall'Ammiraglio Sir Francis Beaufort nel 1815 ed approvata dal Comitato Meteorologico Internazionale nel 1874.

4.3. La classificazione descrittiva dei venti

I venti possono essere classificati, oltre che in relazione alla velocità, anche in considerazione di alcune caratteristiche fisiche che li contraddistinguono, quali:

- frequenza di apparizione
- regolarità della velocità o della direzione di provenienza
- stagionalità
- area geografica di apparizione.

In relazione a queste caratteristiche si avranno:

- venti tesi
- venti a raffiche
- venti costanti (tipo Alisei)
- venti periodici (tipo Monsoni)
- venti locali

- brezze di terra e di mare.

Per chi naviga a vela nel Mediterraneo, rivestono grande importanza in particolare due categorie di venti, le brezze e i venti locali. Iniziamo con la descrizione delle brezze.

4.3.1. Le brezze di mare e di terra

Il mare e la terra esposti alla stessa radiazione solare si riscaldano in modo diverso: il mare è lento ad assorbire il calore ed è altrettanto lento a cederlo. Il contrario avviene per la terraferma che si riscalda e si raffredda velocemente.

Questo diverso comportamento fa sì che durante il giorno la terraferma costituisca un centro caldo sul quale l'aria riscaldata si dilata e si solleva, creando una zona di relativa bassa pressione.

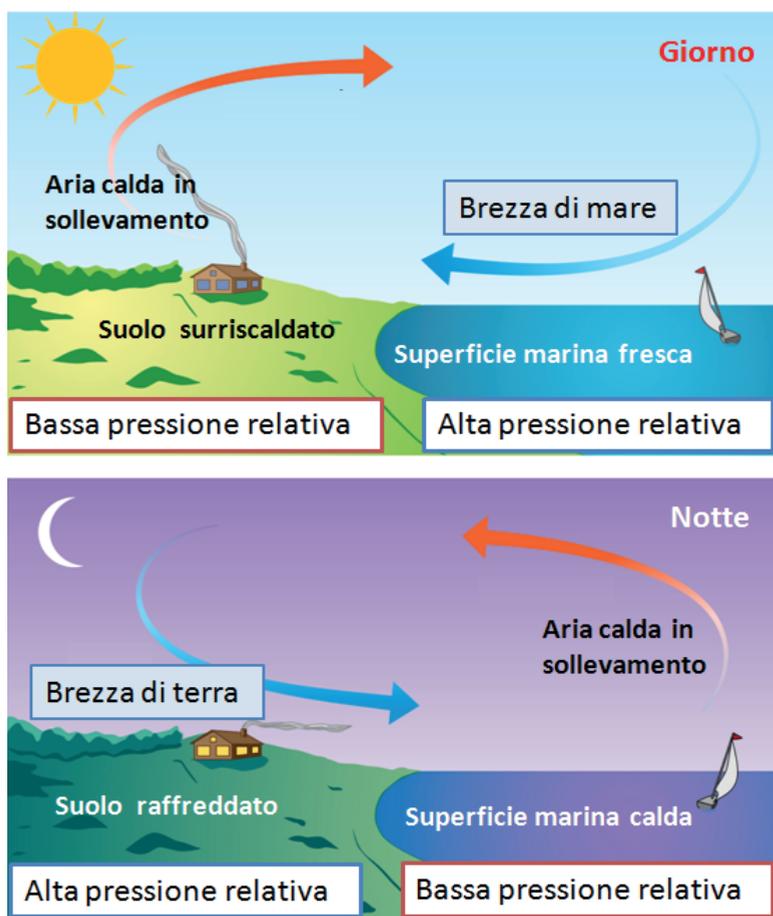


Fig. 18: Schema della dinamica delle brezze di mare e di terra.

Foto 44: Una vivace e rinfrescante brezza pomeridiana soffia da SO, increspando il mare e creando splendidi giochi di luce.



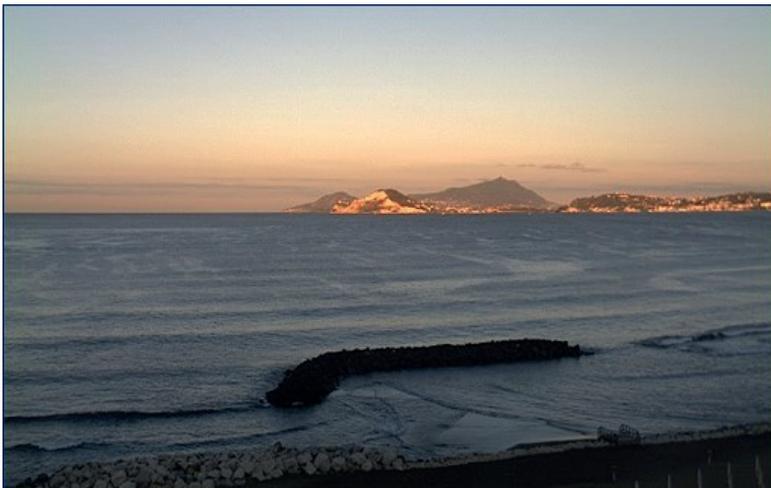
Negli strati inferiori si ha pertanto un moto di masse d'aria fresca che si spostano dal mare verso l'entroterra: sono le rinfrescanti brezze marine che soffiano dalla tarda mattinata sin quasi a sera lungo la fascia costiera (Figura 18). Durante la notte la situazione si inverte, con la creazione di una zona di relativa bassa pressione sul mare. Ciò induce l'attivazione di una debole corrente fresca che dalla terraferma si sposta verso il mare: si tratta della brezza di terra (Foto 45).

Le brezze di mare sono generalmente più intense di quelle di terra, potendo raggiungere anche i 15 nodi di velocità (quasi 30 km/h).

4.4. La Rosa dei Venti

La Rosa dei Venti è una rappresentazione delle direzioni cardi-

Foto 45: In estate, nella seconda parte della notte e al primo mattino spirano le brezze di terra, come quella che sta interessando il Golfo di Pozzuoli in questa foto, rendendo il mare di un colore blu profondo.



nali (nord-sud-est-ovest) e di quelle intercardinali (nord-est, sud-est, sud-ovest, nord-ovest).

In corrispondenza di ciascuna direzione viene riportata la denominazione del vento che spira da quella determinata direzione nell'area del Mediterraneo centrale (Figura 19).

In Italia, tali nomi, di origine antica, sono ancora oggi utilizzati. Essi furono introdotti dai naviganti delle antiche Repubbliche Marinare per indicare, con riferimento ad una zona dello Ionio meridionale, i venti provenienti da alcune terre vicine:

- la tramontana (vento che arriva da oltre i monti)
- il grecale (vento che proviene dalla Grecia)
- il levante (vento che proviene dalla direzione del Sole levante),
- lo scirocco (vento che proviene dalla Siria),
- l'austro o ostro (vento che proviene dalla direzione in cui si trova l'emisfero australe)
- il libeccio (vento che proviene dalla Libia)
- il ponente (vento che proviene dalla direzione del Sole ponente)
- il maestrale (vento che proviene dalla direzione in cui si trova Roma, città maestra, o, secondo alcuni autori, vento maestro, cioè che domina in termini di frequenza ed intensità).



Fig. 19: Rappresentazione grafica della Rosa dei Venti, con indicazione della direzione in gradi sessagesimali delle direzioni cardinali (0°-90°-180°-270°) ed intercardinali (45°-135°-225°-315°).

4.4.1. La tramontana

La tramontana è il vento che spirando da N interessa le regioni del medio e alto versante tirrenico. Essa è generalmente un vento freddo e secco che apporta ampie schiarite e visibilità eccellente. Particolarmente battute risultano le coste della Toscana, del Lazio e della Campania, ove la tramontana caratterizza le più belle e luminose giornate invernali. Una fase meteorologica con venti di tramontana dura in genere dai due ai quattro giorni. Nei primi giorni il vento mantiene una intensità pressoché costante nell'arco delle 24 ore. Successivamente esso tende ad attenuarsi nelle ore notturne: l'ultimo giorno di tramontana vede spesso una notte con una calma quasi totale. La configurazione barica che porta allo spirare di tale vento è quella che vede una zona di bassa pressione sulla Penisola Balcanica mentre una zona di anticiclone, che può essere sia di origine continentale che di origine atlantica, si porta verso il Mediterraneo centrale. Nella prima evenienza le temperature sono molto rigide mentre nel secondo caso i minimi termici risulteranno meno marcati.

4.4.2. Il grecale

Il grecale è il vento che spira da NE sui mari circostanti alla penisola italiana. Esso è un classico vento invernale, freddo e generalmente secco in quanto apporta sulle zone interessate masse di aria fredda continentale provenienti, talvolta, dalle pianure siberiane (Foto 46).

Le regioni adriatiche e quelle meridionali, in concomitanza

Foto 46: un violento vento di grecale increspa lo specchio di mare antistante il porto di Capri. Sullo sfondo i monti della Penisola Sorrentina sovrastati da nubi associate a nevicate a bassa quota.



con lo spirare di tale vento, risultano generalmente interessate da tempo perturbato con mari agitati e precipitazioni nevose fino a bassa quota; il Nord Italia e le regioni centrali tirreniche godono di cielo poco nuvoloso.

Questo vento ha una forte tendenza a manifestarsi, come già accennato, nei mesi invernali in quanto la configurazione barica che lo provoca difficilmente si realizza nel semestre caldo: questa vede un minimo depressionario sullo Ionio, sulla Grecia o sul Mar Libico mentre una zona di alta pressione interessa l'Europa centrale e l'alto Mediterraneo occidentale.

Con una certa frequenza l'aria fredda che affluisce secondo le correnti di grecale si spinge nell'entroterra algero-tunisino ove può provocare la formazione di una zona di bassa pressione che nel suo moto verso E tende a mantenere attive le condizioni di maltempo sulle regioni meridionali italiane.

4.4.3. Lo scirocco

Lo scirocco è il vento che spira da SE sul Mediterraneo centrale. Esso è il vento caldo per eccellenza in quanto apporta sulle zone interessate masse di aria calda di origine sub-tropicale provenienti dall'entroterra nord-africano e, cioè, dalle zone desertiche sahariane (Foto 47) Allo spirare dello scirocco si accompagnano spesso precipitazioni ricche di una finissima polvere di origine sahariana, con tonalità che vanno dal giallo ocre al color ruggine. Anche la nuvolosità può assumere una colorazione diffusa con le stesse tonalità di colore. Lo scirocco vero e proprio, quello cioè che si origina sull'entroterra del Nord Africa e dopo un lungo viag-



Foto 47: Un fortissimo vento di scirocco sferza la superficie marina antistante la spiaggia tra Capo Miseno e Monte di Procida, facendo rapidamente crescere lo stato di agitazione del mare (1 novembre 2010).

gio arriva fino alle nostre zone, non è particolarmente frequente: più frequenti sono i casi in cui i venti spirano da SE perché ci troviamo ad E o a SE di un minimo depressionario. La classica configurazione barica che porta allo spirare di venti sciroccali sui mari italiani è quella che vede una depressione con minimo sulle coste algero-tunisine e che si estende sia verso S che verso N, conferendo alla struttura barica una forma allungata secondo i meridiani: sul suo bordo occidentale scende aria fredda mentre su quello orientale risalgono impetuosamente i venti caldi che nella zona di origine prendono il nome di ghibli.

4.4.4. Il libeccio

Il libeccio è il vento che spira da SO sui mari intorno alla penisola italiana interessando con particolare intensità il Mar Tirreno. Le coste toscane, laziali e campane sono spesso investite da tale vento, tipico dell'autunno e dell'inverno, stagioni nelle quali può provocare intense mareggiate (Foto 48). Pur essendo un vento proveniente dal III° quadrante (quadrante meridionale) esso non porta ad innalzamenti della temperatura particolarmente sensibili: anzi, talvolta, si presenta come corrente di ritorno ruotante intorno ad un minimo depressionario sul Golfo di Genova, risultando pertanto costituito da masse di aria fresca ed instabile di origine atlantica. Le condizioni del tempo sono di solito instabili e perturbate: la nuvolosità può essere sia di tipo stratificato, con piogge più o meno estese, sia di tipo cumuliforme con rovesci e

Foto 48: Il libeccio spira con forza 6-7 da oltre 24 ore nel Golfo di Pozzuoli, sollevando grosse ondate che frangono anche a notevole distanza dalla costa. Sullo sfondo l'Isola di Ischia con la sagoma piramidale del Monte Epomeo.



temporali. La classica configurazione barica che porta allo spirare di tale vento è quella che vede una zona depressionaria sul Mar Ligure, un fronte freddo sui mari intorno alla Sardegna in moto verso E ed una zona anticiclonica in attenuazione sullo Ionio e sul Mar Libico.

4.4.5. Il maestrale

Con il termine maestrale si è soliti comprendere tutti i venti che spirano da NO sul Mediterraneo centrale ed in particolare sui mari ad O della penisola italiana. I venti di maestrale risultano particolarmente intensi sui mari intorno alla Sardegna e sulla parte occidentale della Sicilia (Foto 49). Essi apportano sulle zone interessate masse di aria fresca o fredda di origine marittima con condizioni del cielo che possono variare dalla nuvolosità intensa, prevalentemente cumuliforme e associata a rovesci frequenti, temporali e grandinate, a cielo sereno, terso. I periodi con venti di maestrale hanno una durata molto variabile, da meno di 24 ore a fino 4-5 giorni di seguito. Questi lunghi periodi ventosi portano spesso i mari in tempesta, con violente mareggiate sulle coste occidentali della Sardegna, settentrionali della Sicilia e tirreniche della Calabria. I collegamenti con le isole minori (Egadi, Eolie, Pelagie) vengono sospesi provocando non pochi disagi alle popolazioni isolane. I venti di maestrale più intensi soffiano dopo il passaggio del fronte freddo collegato ad un minimo depressionario centrato sul Golfo di Genova, mentre sul Mediterraneo occiden-



Foto 49: Un violento maestrale soffia sulle coste occidentali della Sardegna, rendendo proibitive le condizioni del mare.

tale la pressione è in aumento.

4.5. La Scala Beaufort delle velocità del vento

La Scala Beaufort delle velocità del vento fornisce una descrizione delle condizioni anemometriche ponendole in rapporto agli effetti che il vento produce sull'ambiente e su alcuni particolari indicatori, sia in mare che sulla terra ferma.

Si tratta pertanto di una stima, di una valutazione empirica della velocità del vento, ma quando non si dispone di un anemometro che ci indichi con precisione quale sia tale velocità, le informazioni risultano comunque di notevole utilità.

Alle pagine seguenti si riportano i diversi livelli della Scala Beaufort, descrivendo, per ciascuno di essi, quali siano tali effetti e come essi possano condizionare la navigazione di una piccola imbarcazione o di una imbarcazione di dimensioni più rilevanti.

Numero di Beaufort : 0

Descrizione generale: calma di vento.

Limite di velocità media: meno di 1 nodo – meno di 1 km/h.

Segni a terra: il fumo sale verticalmente, le foglie non si muovono.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: le vele non si gonfiano, la bandiera di gara è immobile, piccoli movimenti di stoffa leggera.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: anemometro a zero, bandiere immobili, bandiere leggere appena mosse.

Stato del mare: mare liscio, tanto da specchiare fedelmente.

Altezza probabile delle onde: media 0.0 m – massima 0.0 m.

Numero di Beaufort : 1

Descrizione generale: bava di vento.

Intervalli di velocità media: da 1 a 3 nodi – da 1 a 5 km/h.

Segni a terra: il fumo si sposta, banderuole a vento ferme.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: le vele si riempiono, la bandiera di gara si muove in modo non affidabile, la stoffa leggera risponde, timoniere ed equipaggio siedono opposti.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: le vele appena gonfie, le bandiere leggere, quelle di gara e le banderuole rispondono, l'anemometro a coppe non gira, lo spinnaker non si gonfia.

Stato del mare: ondine o increspature, nessuna cresta di schiuma in mare aperto.

Altezza probabile delle onde: media 0.1 m – massima 0.1 m.

Numero di Beaufort : 2

Descrizione generale: brezza leggera.

Intervallo di velocità media: da 4 a 6 nodi – da 6 a 11 km/h.

Segni a terra: si sente il vento sul viso, si sente il fruscio delle foglie, le bandiere leggere non sono distese, le banderuole a vento rispondono.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: la barca si muove, la bandiera di gara è affidabile, timoniere ed equipaggio siedono sopravvento, lo spinnaker potrebbe gonfiarsi.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: è possibile navigare, in generale sia spinnaker che vele prendono il vento, bandiere di gara ed anemometri rispondono con dati affidabili.

Stato del mare: ondine corte con creste brillanti che non si rompono.

Altezza probabile delle onde: media 0.2 m – massima 0.3 m.

Numero di Beaufort : 3

Descrizione generale: brezza tesa.

Intervallo di velocità media: da 7 a 10 nodi – da 12 a 19 km/h.

Segni a terra: bandiere leggere tese, le foglie non si muovono continuamente.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: timoniere ed equipaggio siedono sul bordo al vento, lo spinnaker si gonfia, le imbarcazioni da corsa di 4 metri e più riescono a planare.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: buona navigazione, le bandiere leggere sono tese.

Stato del mare: ondate più grandi, qualche cresta si rompe ma la schiuma è brillante, qualche frangente bianco quando il vento è al massimo dell'intervallo di velocità.

Altezza probabile delle onde: media 0.6 m – massima 1.0 m.

Numero di Beaufort : 4

Descrizione generale: vento moderato.

Intervallo di velocità media: da 11 a 16 nodi – da 20 a 28 km/h.

Segni a terra: quasi tutte le bandiere sono tese, i rami più leggeri si muovono, si possono alzare polvere e pezzi di carta.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: gli equipaggi si sporgono fuori bordo, le barche sotto i 4 metri possono planare, quelle di lunghezza superiore planano. E' questa la brezza migliore per navigare (in generale).

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: la migliore navigazione per qualsiasi imbarcazione, la resa del genoa è ottimale.

Stato del mare: piccole onde che si allungano, frangenti abbastanza frequenti.

Altezza probabile delle onde: media 1. m – massima 1.5 m.

Numero di Beaufort : 5

Descrizione generale: vento teso.

Intervallo di velocità media: da 17 a 21 nodi – da 29 a 38 km/h.

Segni a terra: piccoli alberi con foglie ondeggiano, le cime degli alberi più alti sono decisamente in movimento.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: è necessario lasciare nelle raffiche, gli equipaggi devono utilizzare tutto il loro peso per tenere la barca dritta, i genoa sono vicini al loro limite, alcuni si rovesciano.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: qualche difficoltà di navigazione, i genoa vicini al limite di utilizzo, spinnaker manovrabili. Gli yacht si avvicinano a velocità massima

Stato del mare: onde moderate, molti frangenti.

Altezza probabile delle onde: media 2.0 m – massima 2.5 m.

Numero di Beaufort : 6

Descrizione generale: vento fresco.

Intervallo di velocità media: da 22 a 27 nodi – da 39 a 49 km/h.

Segni a terra: si muovono anche i rami più grossi, il vento fischia tra gli stralli.

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: le imbarcazioni non tengono tutte le vele, molti si rovesciano, gli equipaggi faticano a mantenere la barca dritta.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: limite della forza di burrasca per gli yacht, terzolatura raccomandata per gestire le raffiche.

Stato del mare: formazione di grandi onde e creste di schiuma che possono rilasciare spray.

Altezza probabile delle onde: media 3.0 m – massima 4.0 m.

Numero di Beaufort : 7

Descrizione generale: vento forte.

Intervallo di velocità media: da 28 a 33 nodi – da 50 a 61 km/h.

Segni a terra: gli alberi sono in totale movimento, camminando controvento se ne avverte la forza

Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: le imbarcazioni sono alla cappa completa, difficile navigare anche solo con la maestra.

Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: forza di burrasca per gli yacht, spinnaker per quelli da competizione, terzolatura essenziale.

Stato del mare: il mare cresce e la schiuma dei frangenti comincia a volare nel vento.

Altezza probabile delle onde: media 4.0 m – massima 5.5 m.

Numero di Beaufort : 8
Descrizione generale: burrasca.
Intervallo di velocità media: da 33 a 40 nodi – da 62 a 74 km/h.
Segni a terra: il vento spezza piccoli rami degli alberi, camminare è difficile, faticoso contro vento.
Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: le imbarcazioni possono navigare solo se condotte in modo esperto e con il solo fiocco
Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: forza di burrasca per chiunque, barche in mare solo se impegnate in gare oceaniche o in emergenza, armare tempestine o mettersi alla cappa.
Stato del mare: onde di altezza moderata molto lunghe, le cime delle creste iniziano a rompersi, la schiuma vola nel vento in modo evidente.
Altezza probabile delle onde: media 5.5 m – massima 7.5 m

Numero di Beaufort : 9
Descrizione generale: burrasca forte.
Intervallo di velocità media: da 41 a 47 nodi – da 75 a 88 km/h.
Segni a terra: crollano i camini delle case, volano le tegole dei tetti.
Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: non applicabile.
Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: consigliabile mettere in acqua sperre di qualsiasi tipo, per molti questo vento può essere al limite della sopravvivenza.
Stato del mare: onde alte, le creste rilasciano densi veli di schiuma nel vento e cominciano a ricadere ed avvolgersi.
Altezza probabile delle onde: media 7.0 m – massima 10.0 m .

Numero di Beaufort : 10 – 11 – 12
Descrizione generale: tempesta – tempesta violenta – uragano.
Intervallo di velocità media: oltre 48 nodi – oltre 89 km/h.
Segni a terra: gravi devastazioni.
Criteri da applicare a bordo di una piccola imbarcazione: non applicabile.
Criteri da applicare su imbarcazioni a chiglia lunga: quasi il limite massimo di uno yacht, dirigersi verso acque profonde e navigare in favore di vento mettendo a mare qualunque tipo di spera.
Stato del mare: onde molto alte con lunghe creste incombenti, superficie del mare biancastra, il movimento del mare è potente e a colpi, la visibilità è impedita.
Altezza probabile delle onde: oltre i 9.0 m.

4.6. Scala Douglas dello stato di agitazione del mare

La scala di Douglas è una scala semi-empirica che classifica lo stato di agitazione del mare in relazione all'altezza delle onde che sono presenti su un determinato specchio di mare. Essa si riferisce in particolare al mare “vivo”, quello cioè che si è sviluppato in relazione ad un evento eolico scatenante attivo nel paraggio.

Durante un evento eolico che agisce sulla superficie del mare è possibile osservare onde di diversa altezza e diversa lunghezza d'onda. Con altezza d'onda si intende il dislivello verticale tra una cresta e il successivo cavo mentre per lunghezza d'onda s'intende la distanza orizzontale tra due successive creste d'onda. Per periodo d'onda si intende il tempo che intercorre tra il transito di due creste successive nella stessa sezione marina. È evidente che queste definizioni si riferiscono ad un profilo d'onda regolare, di tipo sinusoidale, che si discosta sensibilmente dal quadro alquanto caotico che è possibile osservare durante una mareggiata.

Le dimensioni d'onda riportate nella scala di Douglas sono quelle dell'onda significativa: per altezza d'onda e periodo d'onda significativi si intendono quei valori ottenuti effettuando una operazione di media sulle caratteristiche geometriche che caratterizzano il terzo di onde di maggiori dimensioni che è possibile osservare durante una mareggiata e di media sui periodi.

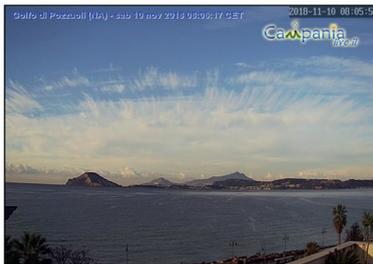
Questi valori caratterizzano un moto ondoso sinusoidale fittizio che va a sostituire il moto ondoso reale, sostituendosi ad esso in termini di effetti medi sulle imbarcazioni di maggiori dimensioni e sulla costa.



Grado Douglas: 0 – Mare calmo
Altezza media delle onde: 0.00 m



Grado Douglas: 1 – Mare quasi calmo
Altezza media delle onde: 0.00-0.10 m



Grado Douglas: 2 – Mare poco mosso
Altezza media delle onde: 0.10-0.50 m



Grado Douglas: 3 – Mare mosso
Altezza media delle onde: 0.50-1.25 m



Grado Douglas: 4 – Mare molto mosso
Altezza media delle onde: 1.25-2.50 m



Grado Douglas: 5 – Mare agitato
Altezza media delle onde: 2.50-4.00 m



Grado Douglas: 6 – Mare molto agitato
Altezza media delle onde: 4.00-6.00 m



Grado Douglas: 7 – Mare grosso
Altezza media delle onde: 6.00-9.00 m



Grado Douglas: 8 – Mare molto grosso
Altezza media delle onde: 9.00-14.0 m



Grado Douglas: 9 - Mare tempestoso
Altezza media delle onde: oltre 14.00 m

4.7. La previsione pratica dello stato di agitazione del mare

Il moto ondoso è generato dal vento, vento che trasferisce la propria energia cinetica alla superficie marina grazie all'attrito che esiste tra i due fluidi a contatto. La dinamica è semplice e lineare: più il vento è forte, maggiore è l'energia cinetica che esso possiede, tanto maggiore risulterà l'aliquota energetica che potrà trasferire al mare e, quindi, tanto maggiore potrà risultare l'altezza delle onde.

Lo sviluppo del mare dipende, oltre che dalla intensità del vento, anche da altri due importanti parametri:

- il fetch;
- la durata del vento.

Con il termine *fetch* si definisce l'estensione di mare libero sulla quale ha modo di spirare il vento, con direzione ed intensità costanti.

Un vento molto forte che spira per 5 minuti non riuscirà a far sviluppare grandi onde; in questo caso la modesta durata è un fattore limitante lo sviluppo del moto ondoso del mare.

Un vento molto forte che spira su un piccolo lago non riuscirà a far sviluppare grandi onde; in questo caso il fetch è un fattore limitante lo sviluppo del moto ondoso nello specchio d'acqua.

Un moto ondoso che non risente di queste limitazioni si dice “completamente sviluppato” in relazione a quella determinata velocità del vento.

Esiste un abaco, il nomogramma di Dorrestein (Figura 20), che consente di prevedere l'altezza dell'onda caratteristica in relazione ai tre parametri “intensità del vento”, “fetch” e “durata del vento”.

Questo abaco risulta utile nei casi in cui si vuole uscire in mare con vento di terra. In tale evenienza, infatti, il mare sotto costa è calmo ma, andando verso il largo, il moto ondoso aumenta proporzionalmente all'intensità del vento e alla distanza dalla costa. Con l'abaco possiamo prevedere lo stato di agitazione ad una determinata distanza dalla costa.

Un caso pratico per chiarirne l'utilità è il seguente: oggi ho in programma di raggiungere un'isola con la mia imbarcazione da diporto. Il vento spira da terra da circa 24 ore con velocità media di 36 km/h (10 m/s). Quanto saranno alte le onde in corrispondenza dell'isola? Il porto da raggiungere dista circa 35 km dalla costa. Entrando nel diagramma si ricava un valore dell'onda caratteristica pari a circa 1.30 m. Si consideri che l'onda caratteristica è all'incirca equivalente alla cosiddetta “onda significativa”, pari al

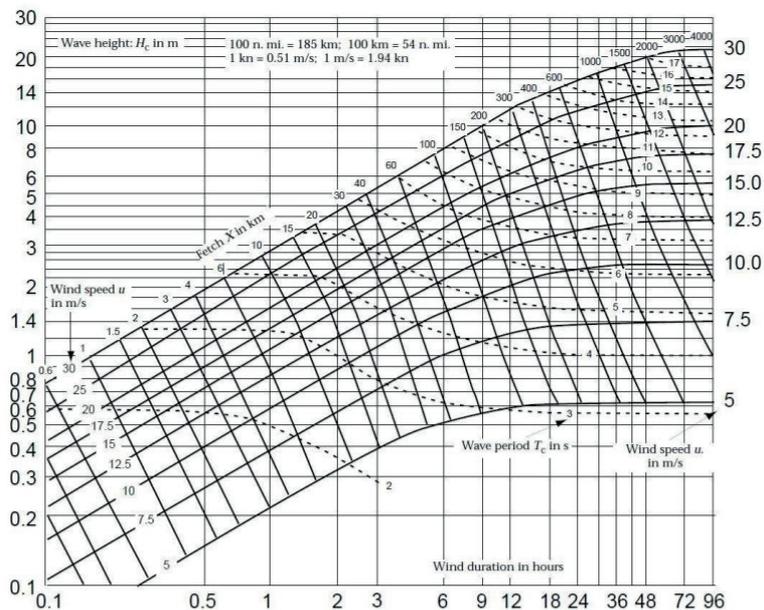


Fig. 20: Nomogramma di Dorrestein: l'utilizzo di questo grafico, noti fetch, durata ed intensità del vento, consente di determinare la dimensione del moto ondoso in termini di altezza e periodo dell'onda caratteristica.

valore medio delle altezze del terzo più alto delle onde osservabili. Tale valore è frutto di una operazione di media aritmetica ed è quindi lecito attendersi la presenza anche di onde di maggiore dimensione ($H_{max} = 1.29H_s = 1.70 \text{ m}$). Le onde massime possono risultare pericolose per la mia imbarcazione? Sì? Allora ho la possibilità di scegliere di non partire per evitare rischi o disagi.

CAPITOLO V
LA PREVISIONE DEL TEMPO

V. LA PREVISIONE DEL TEMPO

5.1. Prevedere il tempo che farà mediante internet

Negli ultimi anni le previsioni del tempo su base modellistica hanno raggiunto livelli di attendibilità molto elevati e quindi ci si può affidare ad esse con tranquillità, ma è anche vero che queste ultime non possono che essere relative ad estensioni piuttosto ampie di territorio e non possono prendere in considerazione le molteplici peculiarità climatiche che sono disseminate sul territorio italiano e sui mari adiacenti, in particolare quando lo specchio di mare “interferisce” con la morfologia costiera.

Per essere più chiari, non possiamo aspettarci di ascoltare alla radio o in televisione frasi del tipo: “alle 11.00 di domani inizierà a piovere sull’isola di Capri” ma solo frasi del tipo: “dalla mattinata di domani sono previste piogge sulla fascia costiera della Campania”.

Le depressioni e le perturbazioni sono dei sistemi dinamici in continua trasformazione con la possibilità di sviluppo, al loro interno, di microsistemi atmosferici accessori che ne rallentano o ne accelerano lo spostamento o ne modificano, addirittura, la direzione del moto.

L’attendibilità delle previsioni a breve scadenza (fino a 48 ore di distanza) risulta mediamente superiore al 90%: questo significa che nove previsioni del tempo su dieci vedranno il puntuale verificarsi di quanto previsto. È da sottolineare che esistono delle situazioni meteorologiche tipiche la cui evoluzione è semplice da pronosticare ed altre in cui l’incertezza è tale da mettere in grossa apprensione colui che è chiamato a formulare una previsione del tempo che farà nelle ore immediatamente successive o nei giorni successivi.

In coerenza all’evoluzione storica delle previsioni del tempo, passiamo in rassegna quelle metodologie previsionali che sono state utilizzate dall’uomo per cercare di prevedere con esattezza il tempo che farà.

5.2. Il metodo dell’osservazione comparativa

Il presupposto logico sul quale si fonda questo metodo è quello

che se il tempo meteorologico si comporta in una certa determinata maniera non lo fa per caso; quindi, se le condizioni meteorologiche mostrano il ripetersi di una certa sequenza fenomenologica, è molto probabile che le forzanti meteorologiche siano le stesse. Tutto ciò passa, ovviamente, attraverso una osservazione ripetuta ed attenta dei fenomeni (vento, temperatura, tipo di nubi, comportamento degli animali, ecc.), onde poter creare una forma di archivio delle situazioni di base alle quali andare a correlare, poi, la successiva più probabile evoluzione del tempo.

Il concetto lo si riassume nel termine “esperienza”.

Gli agricoltori e i pescatori sono due categorie professionali che spesso ci sorprendono per la loro capacità di prevedere il tempo a breve scadenza, a scala locale, spesso in maniera più precisa dei più moderni sistemi satellitari e modellistici. Ciò è dovuto al continuo rapporto fisico con l’ambiente ma anche ad una forma di personale utilità: il lavoro nei campi e quello per mare risentono, infatti, pesantemente dell’evoluzione meteorologica ed affinare questa capacità comporta vantaggi economici spesso non indifferenti.

Questa attenta osservazione, ai giorni nostri, può essere supportata dall’utilizzo di alcuni strumenti che, con i valori che ci forniscono, possono confermare o mettere in dubbio le conclusioni alle quali siamo giunti a seguito della mera osservazione del cielo e dell’ambiente.

Il barometro e l’igrometro misurano due grandezze fisiche i cui valori assoluti, ed ancor più le loro variazioni, sono intimamente connesse alle modifiche dello stato del tempo: la pressione e l’umidità. Mentre per la seconda di esse ci si può accontentare di una valutazione qualitativa della sua presenza (forte umidità se si hanno formazioni di foschia o nebbia, nubi basse, rugiada, bassa umidità se l’aria è limpida), per la pressione è necessario far ricorso ad un barometro. Esistono delle persone che sono persino capaci di avvertire le variazioni della pressione ma a noi interessa anche e soprattutto quantificare in hPa l’entità delle modifiche del campo barico.

Prima abbiamo detto che per poter formulare delle previsioni meteorologiche a scala locale dobbiamo aver accumulato una grossa esperienza, esperienza maturata con anni e anni di osservazione del tempo. Considerata la notevole influenza che hanno le condizioni locali sull’andamento del tempo, la nostra esperienza viene a crearsi per una ben determinata zona ed è solo per essa che potrà essere utilizzata per formulare previsioni.

Esiste, comunque, tutta una serie di segni di carattere generale che il tempo ci mette a disposizione per consentirci di formulare la nostra personale previsione del tempo. Un attento osservatore deve

riuscire a coglierli tutti poiché, maggiore è il numero di essi che concorda, maggiore è l'attendibilità della previsione che formuleremo.

Iniziamo da quelli che sono indizio di un peggioramento del tempo. Nella descrizione che segue i segni veri e propri sono riportati in grassetto corsivo.

È opportuno evidenziare che nei mesi estivi i sistemi perturbati possono presentarsi con caratteristiche e comportamenti che si discostano parzialmente da quelli di seguito descritti.

5.2.1. Il peggioramento delle condizioni meteorologiche

I primi segni premonitori

I venti dai quadranti settentrionali che sono spirati nei giorni precedenti si attenuano fino a cessare del tutto. Le temperature minime della notte continuano ad essere basse mentre quelle diurne tendono a mitigarsi. Dopo questa pausa, generalmente notturna, il vento prende a spirare da O con la **comparsa in cielo di isolati Cirrus provenienti da O o da NO. Gli aeroplani che volano ad alta quota lasciano dietro di sé delle lunghe scie bianche che invece di scomparire tendono ad allargarsi formando delle vere e proprie fasce nuvolose:** questo è indizio della presenza di aria umida in quota (Foto 50).

Inizia una debole flessione della pressione.

Conferma dei primi segni premonitori

Il vento tende a ruotare in senso antiorario fino a provenire da SO prima e da S poi. In questa fase il vento, pur spirando dai quadranti

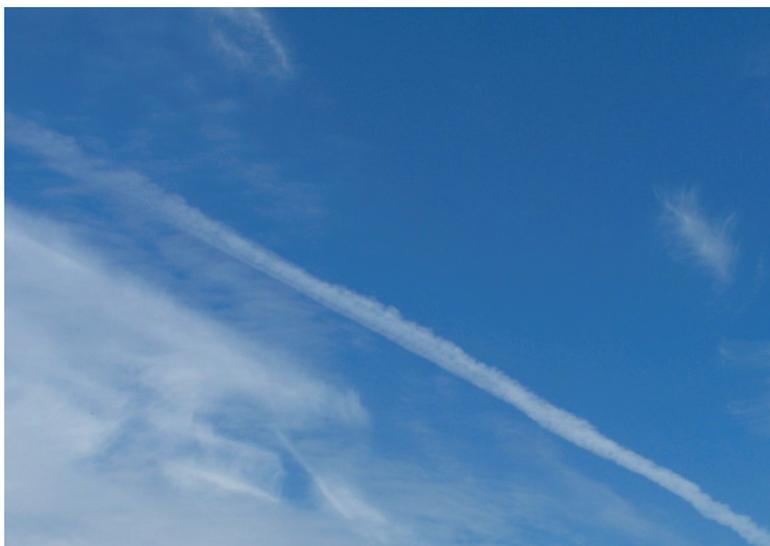


Foto 50: Nel cielo ad O compaiono velature cirriformi e le scie di condensazione si inspessiscono.

meridionali, non comporta grossi innalzamenti delle temperature.

La pressione accelera la sua discesa ed il cielo tende ad essere invaso da uno strato quasi continuo di nubi alte più o meno dense. Intorno al Sole e alla Luna si possono osservare gli aloni, una fotometeora visibile sottoforma di cerchi luminosi o porzioni di essi (Foto 51), dovuta al fenomeno della rifrazione sui microscopici cristalli di ghiaccio che costituiscono le nubi alte, dei raggi solari o lunari (la Luna deve essere piena o quasi). Al di sotto di questa coltre di nubi alte (Cirrostratus) compaiono dapprima nubi medie da SO e poi basse da S o da SE.

Si può osservare che i venti presenti ad ogni livello dell'atmosfera vengono intersecati da destra da quelli che soffiano alle quote inferiori e da sinistra da quelli che soffiano alle quote superiori: è questa una circostanza importante da verificare per poter pronosticare un peggioramento del tempo.

Foto 51: Alone generato dai raggi solari che attraversano un velo di *Cirrostratus*, indizio di quasi certo arrivo della pioggia, specie se osservato in inverno.



Imminenza della fase di maltempo

Il cielo è coperto di densi *Altostratus*, ai livelli inferiori corrono veloci nubi basse da S, il vento al suolo spira con forza tra S e SE e **la pressione scende con grande velocità** (Foto 52).

Le temperature minime della notte salgono di diversi gradi rispetto ai giorni precedenti mentre le massime rimangono pressoché stazionarie. L'umidità relativa si attesta su valori superiori all'80%.



Foto 52: Il vento spira da meridione con intensità moderata o forte, il cielo è invaso da nubi a vari livelli e iniziano a cadere le prime gocce di pioggia: la fase di maltempo più acuto è molto vicina (Golfo di Pozzuoli).

Maltempo sul luogo di osservazione

Inizia a piovere col vento che si mantiene piuttosto forte o che mostra una leggera attenuazione rispetto ai massimi raggiunti poco prima che iniziasse a piovere. Anche la pressione può rallentare la sua discesa (Foto 53).

La temperatura con l'inizio delle precipitazioni rallenta la sua risalita. Nel cielo è ora possibile osservare solo un tetto di nubi molto basse (poche centinaia di metri) ed al suolo il vento è virato da SE a S mantenendo la sua intensità ma spirando ora a raffiche.

La fase caratterizzata dalle piogge può avere una durata molto variabile a seconda delle caratteristiche del sistema perturbato e so-



Foto 53: L'atmosfera è cupa a causa dalle nubi basse e scure, dalle quali cade pioggia ad intermittenza; il vento è forte e lungo le coste esposte possono esserci mareggiate; la temperatura inizia a scendere leggermente.

prattutto dalla velocità di spostamento di quest'ultimo.

Generalmente a questa fase segue una pausa nelle precipitazioni: l'arrivo di questa tregua viene preannunciato da una pioggia che tende a divenire intermittente e a cadere con maggiore intensità.

Ad un periodo di tempo perturbato, per quanto lungo possa essere, farà seguito un miglioramento del tempo: vediamo quali sono i segni che ci consentono di prevedere l'imminente ritorno a condizioni di bel tempo sul luogo di osservazione.

5.2.2. Il miglioramento delle condizioni meteorologiche

I primi segni premonitori

Dopo un forte acquazzone o temporale ***il vento vira da S o SO ad O e mantiene costante questa sua direzione di provenienza.***

Il cielo è caotico per la presenza di nubi di vario genere, a prevalente carattere cumuliforme, provenienti, mediamente, da OSO (Foto 54).

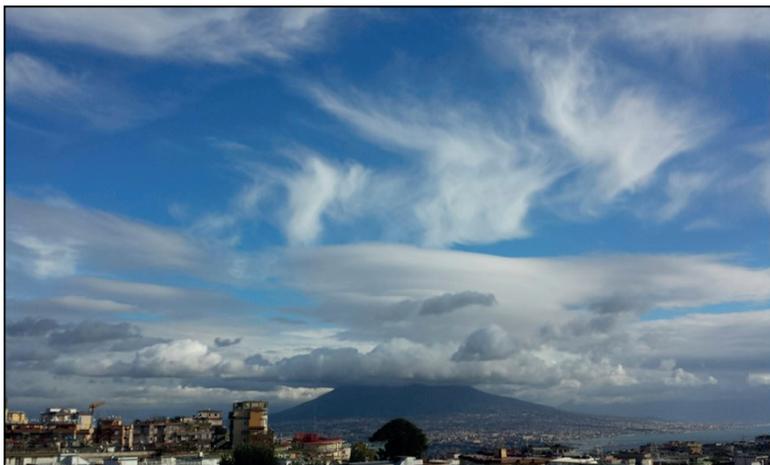
E' probabile che ***le nubi basse intersechino ora da sinistra quelle medie e alte.*** Possono aversi schiarite anche ampie ma con improvvisi annuvolamenti accompagnati da scrosci di pioggia o brevi temporali.

La pressione tende a risalire leggermente.

Conferma dei segni premonitori

Le nubi, che alle quote medio-basse continuavano a provenire da OSO, ***dopo un rovescio o temporale***, generalmente più intenso dei precedenti, ***cambiano la loro direzione di provenienza virando ad O o a NO***, il vento al suolo rinforza da NO o da N e la temperatura

Foto 54: Un cielo nel quale coesistono nubi di diverso genere (*Cumulus*, *Alto cumulus*, *Cirrus*) è quello che tipicamente si osserva dopo il passaggio del fronte freddo, quando la parte più consistente della perturbazione è passata.



subisce un brusco e consistente abbassamento.

Dopo questo fenomeno il cielo si rasserena quasi completamente, **la pressione tende a risalire velocemente e l'umidità relativa scende sotto il 60%.**

Le nubi residue tendono ad avere uno sviluppo verticale decisamente più modesto (Foto 55).

Imminenza della fase di bel tempo



Foto 55: Il vento spira da ponente, le nubi tendono ad aprirsi e a moderare il loro sviluppo verticale: si è avviata la fase di miglioramento.

Il vento prende a spirare con costanza da N o da NE ancora piuttosto intenso, gli annuvolamenti sono relegati sulle zone montuose più interne o al largo sul mare. La temperatura e l'umidità si mantengono su valori piuttosto bassi e l'atmosfera è limpida.

Bel tempo sul luogo di osservazione

Il cielo è sereno, il vento gradualmente si attenua, la visibilità, pur se in via di peggioramento, consente ancora di apprezzare particolari lontani del paesaggio (Foto 56). A livello di lettura degli strumenti si osserva un ulteriore aumento della pressione, temperature basse di notte e relativamente miti nelle ore centrali della giornata. L'umidità relativa tende a salire nelle ore notturne con locali formazioni di foschie e nebbie nelle bassure.

Quanto abbiamo sopra riportato è una descrizione di valore assolutamente generale, valida in ogni luogo d'Italia ma con particolare

riferimento al versante tirrenico della penisola. Sul versante adriatico, infatti, i venti da settentrione possono portare, nella prima fase in cui spirano, a condizioni di tempo non favorevoli malgrado la pressione sia già alta o in ulteriore aumento.

5.3. Le previsioni meteorologiche su base modellistica

L'atmosfera terrestre può essere considerata un immenso sistema allo stato fluido, sede di una evoluzione dinamica dei diversi fattori fisici attraverso i quali è possibile definirne le condizioni in un determinato istante. L'evoluzione futura di tale sistema, rispetto alle condizioni iniziali, dipende direttamente e strettamente da queste ultime in quanto da esse deriva a seguito della variazione più o meno rilevante, o anche pari a zero, che subiranno i diversi fattori utilizzati per descrivere lo stato fisico dell'atmosfera in quel determinato punto.

Il primo problema da risolvere è quindi quello di stabilire, in maniera quanto più precisa possibile, le condizioni fisiche iniziali dell'atmosfera terrestre. La parte dell'atmosfera terrestre nella quale si sviluppano i fenomeni meteorologici è la Troposfera, la parte più interna, che si estende dalla superficie terrestre sino a circa 15-18 km all'equatore, sino a circa 10-12 km alle medie latitudini e sino a circa 6-8 km sulle zone polari. È quindi un volume immenso, miliardi di miliardi di metri cubi di aria, da caratterizzare fisicamente. Nasce una immediata esigenza, quella di discretizzare tale volume, di individuare una serie di punti che siano rappresentativi di un certo volume di

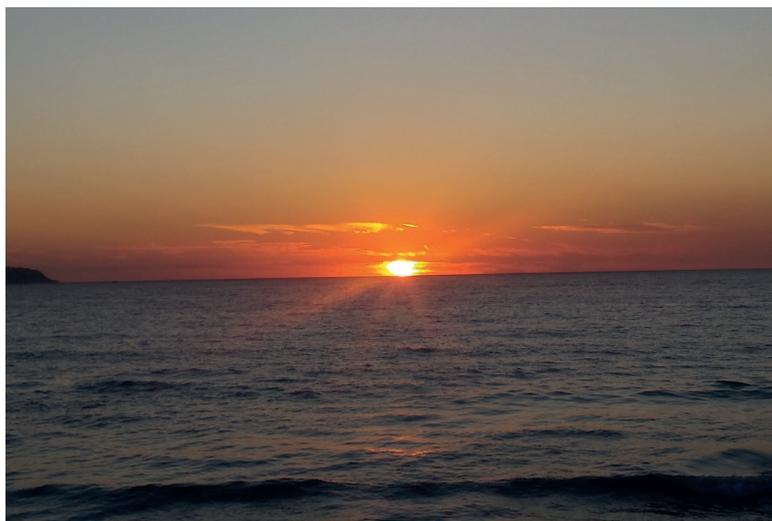


Foto 56: Le nubi hanno abbandonato la scena, lasciando spazio al cielo sereno e a tramonti incantevoli

aria nell'intorno dei punti stessi.

A questo scopo è stata istituita, a scala planetaria, una rete di stazioni coordinata dalla Organizzazione Meteorologica Mondiale che consente l'osservazione simultanea delle condizioni dell'atmosfera, sia al suolo che in quota, fornendo in tal modo una visione fisica tridimensionale delle condizioni in un certo istante. Le stazioni di superficie (diverse decine di migliaia) rilevano i valori di pressione atmosferica, temperatura, umidità, vento, le caratteristiche della nuvolosità, precipitazioni in atto o pregresse, ecc. mentre da un numero inferiore di stazioni (dell'ordine delle migliaia) ogni 6-12 ore vengono lanciati dei palloni sonda che portano in quota sensori di temperatura, umidità e pressione ed i cui rilevamenti vengono trasmessi via radio alle stazioni riceventi di superficie. Questa mole enorme di dati confluisce, in tempi brevissimi, verso i centri meteorologici di elaborazione.

5.3.1. I modelli fisico-matematici

L'elaborazione di tali dati è l'operazione che consente di giungere ad una previsione delle condizioni future dell'atmosfera.

Tale elaborazione avviene mediante l'utilizzazione di modelli fisico-matematici basati sulle leggi della fluido-dinamica e della termodinamica: le equazioni, strutturate sotto forma di sistemi, devono poi essere risolte da potentissimi computer, con il risultato di simulare il comportamento dinamico e termo-dinamico dell'atmosfera terrestre.

Un modello fisico-matematico è, sotto una serie di ipotesi semplificative, rappresentato da un sistema di sei equazioni differenziali in sei incognite. Le equazioni sono:

1. le tre equazioni del moto secondo le tre componenti x , y e z ;
2. le due equazioni che descrivono le variazioni di temperatura ed umidità;
3. la legge di conservazione della massa.

Ma i fenomeni che avvengono nell'atmosfera terrestre sono estremamente numerosi e complessi e tutti possono avere la loro influenza sull'evoluzione delle condizioni meteorologiche: basti pensare agli scambi radiativi, ai passaggi di stato dell'acqua, alle turbolenze, alla interferenza meccanica con catene montuose ed altri, processi questi che complicano ed appesantiscono notevolmente la struttura delle equazioni: per questo motivo si preferisce affidare la risoluzione dei suddetti sistemi di equazioni al metodo (approssimato) delle differenze finite, metodo che trasforma le equazioni

differenziali in relazioni algebriche di più facile gestione (avendo a disposizione computer di enorme potenza).

Ritorniamo ora al concetto della discretizzazione dell'atmosfera terrestre al fine di stabilire quali siano i punti nei quali andare determinare le cosiddette condizioni iniziali del sistema "Atmosfera Terrestre".

I modelli fisico-matematici possono essere classificati in rapporto alla estensione delle maglie del reticolo tridimensionale individuato: esistono i modelli a scala globale (che si riferiscono ad una griglia estesa a tutta l'atmosfera terrestre) e modelli a scala limitata (che si riferiscono al volume di atmosfera che sovrasta una certa regione della superficie terrestre): per entrambi esiste la necessità di conoscere i valori iniziali delle grandezze fisiche nei punti (detti nodi) nei quali le maglie si incrociano. Tale griglia ha una struttura regolare, generalmente a maglie quadrate nel piano orizzontale e a forma di parallelepipedo nello spazio. Volendo essere pignoli, le maglie hanno una forma che si discosta da quella regolare che caratterizza un quadrato o un parallelepipedo, essendo delimitate da lati coincidenti con i paralleli e i meridiani terrestri.

In un grandissimo numero di casi, i nodi non coincidono con una stazione di rilevamento al suolo e, in un numero ancor maggiore di casi, non vengono attraversati dai palloni sonda: è necessario, pertanto, procedere ad una operazione di interpolazione per definire i valori delle grandezze in punti (nodi di griglia) non corrispondenti a quelli ove avvengono le misure (stazioni di terra o punti della traiettoria dei palloni sonda). Per ridurre il problema derivante dall'errore che si commette con l'interpolazione, bisognerebbe avere un numero di punti di misura molto più grande, ma soprattutto più uniformemente distribuito sulla superficie terrestre (si pensi alle estensioni oceaniche e ai deserti, praticamente privi di stazioni di misura fisse).

Noti, comunque, tali valori, il computer può iniziare il suo lavoro di elaborazione dei dati. Il computer procede alla determinazione dei valori delle diverse grandezze fisiche che si realizzano dopo un certo intervallo di tempo Dt . Le condizioni ricavate vengono considerate quali condizioni iniziali sulle quali applicare nuovamente le operazioni di valutazione delle condizioni dopo un ulteriore passo temporale Dt . Iterando il procedimento si giunge alla determinazione di tutti i parametri fisici dell'atmosfera dopo un intervallo di tempo $\Delta T = \Delta t + \Delta t + \dots + \Delta t$.

Δt può essere pari a 3, 6, 12, 24 ore mentre ΔT può essere 1, 2, 3, 4, 5 giorni e anche più.

5.3.2. Considerazioni sulla attendibilità delle previsioni meteorologiche

Dalla descrizione sopra riportata si intuisce che prevedere le condizioni future del tempo atmosferico è una attività che utilizza una procedura che, seppur rigorosa in sé, risulta affetta da approssimazioni ed errori. Riassumendo, gli errori sono dovuti principalmente a:

- a) mancanza di un numero sufficientemente grande di dati iniziali;
- b) distribuzione non ottimale dei dati all'interno della griglia;
- c) utilizzazione del metodo delle differenze finite al posto delle equazioni differenziali tal quali;
- d) parametrizzazione di un numero elevato di fattori altrimenti poco gestibili matematicamente.

La legge che porta la probabilità di successo a decrescere piuttosto velocemente al crescere dell'intervallo temporale al quale si riferisce la previsione è motivata dalla considerazione che, dopo una prima iterazione di calcolo (run.1), il modello emetterà dei risultati (output.1) e che questi risultati saranno quasi certamente affetti da un errore, errore anche molto piccolo ma difficilmente pari a zero. Per la seconda iterazione di calcolo (run.2) il modello utilizzerà output.1 quale base iniziale di calcolo. E così via. È di immediata evidenza che gli errori che si concretizzano in ogni singola iterazione di calcolo vanno a sommarsi tra di loro: se tutti gli scostamenti tra i valori reali (misurati dalle stazioni al tempo $T = T_0 + \Delta t$) e quelli frutto di elaborazione matematica sono sempre dello stesso segno, si avrà che dopo un tempo $\Delta T = \Delta t.1 + \Delta t.2 + \dots + \Delta t.n$. l'errore risultante sarà pari a $E = e.1 + e.2 + \dots + e.n$.

Sulla base di questa considerazione si può affermare che tale metodologia previsionale non può spingersi oltre un certo intervallo temporale, pena il decadimento della probabilità di successo della previsione. Malgrado questa enorme mole di approssimazioni che affligge una previsione del tempo formulata mediante modelli fisico-matematici, negli ultimi anni l'attendibilità delle previsioni è notevolmente aumentata. Attualmente l'attendibilità può essere stimata come di seguito riportato:

- a) sino a 24 h dall'istante di emissione: > 90%
- b) da 24 a 48 h dall'istante di emissione: 85-90%
- c) da 48 a 72 h dall'istante di emissione: 75-85%
- d) da 72 a 96 h dall'istante di emissione: 60-75%

Resta pure da osservare che sia il successo che l'insuccesso della previsione possono e devono essere analizzati in maniera critica in quanto gli scostamenti possono avere entità notevolmente diverse e diversamente significative in relazione alle finalità attribuite alla previsione (per esempio: "vento previsto da N – vento osservato da S", errore grave ma poco rilevante in agricoltura, molto grave in altri ambiti tipo regate veliche, nautica da diporto, ecc.).

5.4. Le previsioni stagionali delle condizioni meteorologiche

Le previsioni delle condizioni meteorologiche a lunghissimo termine (a 3-6 mesi), dette previsioni stagionali, seguono una procedura di formulazione completamente diversa ed indipendente da quella utilizzata per le previsioni a breve e medio termine (sino a 5-6 giorni).

Esse cercano di prevedere non tanto le condizioni meteorologiche di dettaglio quanto il complessivo andamento climatico che potrebbe verificarsi: per esempio, se siamo nel mese di febbraio, si cerca di individuare l'andamento sia nella stagione successiva (primavera) sia in quella ancora successiva (pioggia superiore alla media, temperature inferiori/superiori alle medie, ecc.).

Per fare questo tipo di previsioni esiste la necessità di stabilire dei legami tra alcuni macrofenomeni che si realizzano nell'atmosfera e negli oceani e le condizioni che generalmente ad essi risultano associati.

Per esempio, consideriamo il 1997, anno che è stato estremamente caldo per il continente europeo: il responsabile di questo particolare ed anomalo andamento termico è stato attribuito da molti ricercatori al fenomeno chiamato "el Niño".

"El Niño" è un anomalo riscaldamento delle masse oceaniche che interessa le coste dell'Ecuador e della Colombia che si affacciano sull'oceano Pacifico; questo riscaldamento ad un certo punto entra in contatto con la fredda corrente marina di Humboldt che risale da S verso N lungo le coste cilene fino ad arrivare al Perù. Qui, aiutata anche dall'andamento della costa che piega verso O, la corrente di Humboldt tende ad allontanarsi dalla costa divenendo una corrente retrograda equatoriale, che va gradualmente mitigandosi sotto la forte radiazione solare, praticamente ortogonali alla superficie terrestre. Talvolta la corrente di Humboldt piega verso O ad una latitudine più meridionale del solito consentendo a "el Niño" di propagarsi più a S del solito. Questo spostamento verso S, che si osserva generalmente nella parte finale del mese di dicembre (inizio dell'estate

australe), consente l'arrivo a cavallo delle festività natalizie (da qui il nome di "el Niño", termine con il quale si indica Gesù Bambino in lingua spagnola), di aria calda ed umida su zone sulle quali la pioggia è un fenomeno estremamente raro: quando ciò accade piogge violente e durature investono le zone desertiche peruviane e della parte più settentrionale del Cile (deserto di Atacama), causando inondazioni rese ancora più gravi dalla assoluta mancanza di vegetazione che caratterizza tali zone. Nel 1997 tutta la zona del Pacifico antistante le coste occidentali di Perù, Ecuador e Colombia ha visto temperature degli strati superficiali del mare notevolmente superiori ai valori medi. A tale anomalia sono state associate le violente tempeste invernali che hanno sconvolto le coste occidentali degli Stati Uniti, le inondazioni sul Perù, le piogge torrenziali che hanno colpito vaste zone dell'Australia, le tempeste di vento che hanno colpito l'Europa nord'occidentale, ecc.

All'inizio della stagione autunnale gli studiosi dei fenomeni atmosferici si erano divisi tra coloro che ritenevano che la anomalia di "el Niño" avrebbe comportato per l'Europa una stagione invernale particolarmente mite e quelli che invece ritenevano che l'effetto sarebbe stato l'opposto. Quando alla fine di ottobre del 1997 l'Italia venne investita da un intenso afflusso di aria fredda di origine siberiana, i notiziari indicavano quelle precoci nevicate come le prime di un inverno siberiano ed il colpevole fu subito individuato in "el Niño". A quel punto gli studiosi che avevano dichiarato che l'inverno sarebbe stato particolarmente mite ritornarono sui loro passi dichiarando che "*...forse, in fin dei conti, non abbiamo considerato che, ..ecc. ecc.*" Poi le condizioni meteorologiche cambiarono a tal punto che dicembre, gennaio e febbraio trascorsero con temperature che in alcune fasi fecero pensare di essere in primavera avanzata.

Questo serve a dimostrare che la prudenza è senz'altro la migliore alleata di chi studia il clima della Terra e cerca di prevederne le modifiche su larghissima scala. Fenomeni che interessano una porzione limitata della superficie terrestre possono avere ripercussioni sistematiche e organiche su zone lontane migliaia e migliaia di chilometri ma le modalità di risposta sono di difficile inquadramento. Tempeste di vento della intensità di quelle che hanno colpito le Isole Britanniche e la Francia settentrionale nel dicembre 1997 non era certo la prima volta che avevano colpito quelle zone: accusare "el Niño" risultava, quindi, in attesa di studi sistematici e prolungati nel tempo, probabilmente sbagliato. Tali previsioni potranno essere considerate affidabili solo quando l'analisi statistica avrà a disposizione un campione significativo di casistica sul quale poter lavorare e col

quale poter dimostrare (statisticamente) il legame intercorrente tra i due fenomeni che si ipotizzano correlati.

I clamorosi errori che si ripetono in questo campo, commessi anche da titolati centri di ricerca operanti nel settore meteorologico e climatologico, testimoniano che il numero di *link* tra l'andamento climatico di una stagione e i macrofenomeni che si sono manifestati nei mesi precedenti è ancora troppo limitato per poter confidare in una sufficientemente affidabilità. Il monitoraggio dell'atmosfera e degli oceani sta avvenendo in maniera sempre più approfondita: molte delle tecniche di rilevamento che oggi sono a disposizione dei ricercatori (*remote sensing*) sono la fantascienza di qualche anno fa; con esse si "viviseziona" l'atmosfera rilevando, a scala sinottica, tutti i fenomeni fisici e chimici che in essa avvengono; è in fase di creazione, quindi, la immensa banca dati che in un futuro non troppo lontano consentirà di incrementare decisamente la probabilità di successo di una previsione di tipo stagionale.

Si vuol chiudere con la seguente considerazione: ipotizziamo che uno studioso, basandosi sull'analisi di alcuni fattori che egli ritiene significativi, proceda a formulare una previsione per la seguente stagione estiva. Ed ipotizziamo che costui centri in pieno la previsione. Chi potrà assicurare che le sue analisi erano corrette e che quel successo previsionale dipende effettivamente dai fattori da lui presi in considerazione e non da altri dei quali si è completamente disinteressato?

5.5. Le carte del tempo

Il prodotto finale delle elaborazioni dei modelli fisico-matematici sono le carte del tempo. Le carte del tempo sono la rappresentazione grafica delle condizioni atmosferiche attraverso l'indicazione di una serie di parametri fisici utili per la comprensione della situazione meteorologica in un certo istante in una determinata area geografica.

Le carte del tempo relative a grandi estensioni di territorio sono dette "sinottiche" in quanto, con un solo "colpo d'occhio", riescono a fornire il quadro d'insieme delle condizioni del tempo su vaste aree (per esempio sull'Europa).

Le carte possono essere di "analisi", riportanti cioè le condizioni effettive ricavate dalle misure effettuate dalle centraline di terra e dai sensori lanciati in atmosfera a mezzo di palloni sonda, di tipo "previsionale", come prodotto delle elaborazioni numeriche dei modelli fisico-matematici di previsione e di "reanalisi", elaborate a posteriori

con i dati reali misurati. Tali modelli operano partendo dalle condizioni iniziali rappresentate dalle carte di analisi.

Di seguito si riporta l'elenco dei principali tipi di carte di corrente utilizzazione nel settore delle previsioni meteorologiche.

5.5.1. Carte barometriche al suolo

Queste carte sono le carte meteorologiche più importanti, tanto da essere ancora denominate "Carte del tempo" da alcuni meteorologi (Figura 21).

Questa denominazione nasce dal fatto che in passato, quando il meteorologo non aveva ancora a disposizione potenti computer e il supporto dei modelli fisico-matematici per analizzare le dinamiche atmosferiche, quando i satelliti meteo in orbita era appena qualche unità, quando il trasferimento dei dati da un centro meteorologico ad un altro avveniva ancora via telegrafo o via fax, era proprio la carta barica al suolo a provvedere alla rappresentazione sinottica dello stato del tempo su una determinata area geografica.

Le carte al suolo ci informano circa la distribuzione dei valori barometrici (di pressione atmosferica) al livello del mare, espressi in hPa. Le linee che in esso compaiono sono le isobare, linee curve che uniscono tutti i punti ad egual valore pressorio. Sulle carte al suolo sono anche riportati i diversi tipi di fronti (fronti caldi, fronti freddi, fronti occlusi, fronti stazionari, linee di instabilità); esse consentono, quindi, anche di avere informazioni in merito alla distribuzione dei diversi

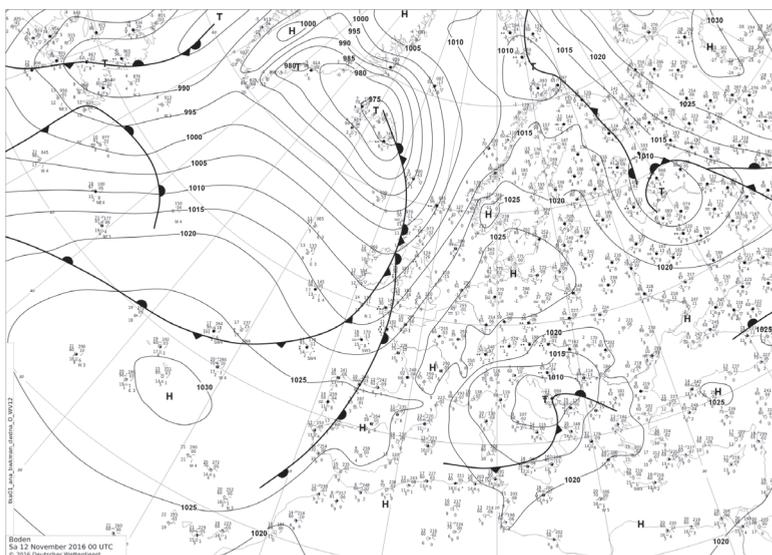


Fig. 21: Carta al suolo, con isobare e fronti, relativa al comparto Europeo. Questa mappa è particolarmente ricca di informazioni in quanto riporta, tramite la simbolistica internazionalmente adottata, le condizioni di dettaglio in corrispondenza di numerose stazioni di misura di superficie.

tipi di masse di aria (aria polare marittima, aria polare continentale, aria artica, aria sub-tropicale continentale, ecc.).

Un ventaglio di informazioni alquanto ricco, ma spesso non sufficiente per poter prevedere correttamente il tempo che farà nei giorni successivi.

In una località di montagna si misura una pressione inferiore a quella posta a livello del mare. A 1500 metri di quota, per esempio, la pressione è mediamente di circa 850 hPa. Il valore letto su un barometro di una stazione di montagna deve essere “riportato” al livello del mare con una operazione che, semplificando molto la procedura, prevede di aggiungere 1 hPa per ogni 10 m di dislivello. Tale operazione è infatti affetta da approssimazione in quanto la densità dell’aria non è costante al variare della quota sul livello del mare.

5.5.2. Carte dei geopotenziali della superficie isobarica di 500 hPa

Le carte a 500 hPa, dette spesso “carte in quota”, rappresentano in effetti la quota, rispetto al livello del mare (geopotenziale) alla quale si misura la pressione di 500 hPa.

Tale superficie è caratterizzata da un andamento molto ondulato, con zone nelle quali essa si trova più in basso (depressioni) ed altre in cui essa si posiziona più in alto (promontori o cupole).

Anche le carte cosiddette a “500 hPa”, di enorme importanza nella analisi diagnostica e prognostica delle condizioni meteorologiche, sino a qualche decina di anni fa erano il frutto delle misure di un numero modesto di radiosondaggi, con tutte le approssimazioni che ne derivavano, ma che già 30 anni orsono davano il loro significativo contributo previsionale.

E’ molto importante evidenziare che le linee che compaiono su una carta a 500 hPa sono isoipse, curve che uniscono tutti i punti caratterizzati da un egual valore di quota sul livello del mare. Il numero che le definisce può essere espresso in metri o in decimetri.

Queste carte del geopotenziale della superficie isobarica 500 hPa nelle previsioni meteorologiche risultano di estrema importanza, per due aspetti in particolare:

1. alla quota di circa 5500 metri sono presenti le correnti che “guidano” le perturbazioni nel loro spostamento;
2. alti valori del geopotenziale indicano presenza di aria calda nello strato tra il suolo e la superficie isobarica di 500 hPa (il contrario avviene per i valori bassi del geopotenziale).

La presenza di uno spessore di aria fredda, volendo sintetizzare una dinamica alquanto complessa, favorisce il sollevamento delle masse di aria calda presenti nei bassi strati, con conseguente più elevata possibilità di osservare condizioni di maltempo (condizioni di instabilità); il contrario avviene con presenza di aria calda.

Sulla base di questa osservazione vengono realizzate le importanti “carte degli spessori”: la principale di esse è quella che riporta lo spessore esistente tra le superfici isobariche di 1000 hPa e 500 hPa, i cui valori sono ovviamente molto simili a quelli della superficie del geopotenziale 500 hPa (risultano identici nel caso in cui la pressione al livello del mare sia pari a 1000 hPa).

5.5.3. Carte relative alla superficie isobarica di 850 hPa con indicazione della temperatura

Queste carte sono carte meteorologiche importanti, anche se nella formulazione delle previsioni meteorologiche lo sono meno delle carte al suolo e di quelle a 500 hPa.

Le carte a 850 hPa rappresentano la quota rispetto al livello del mare (geopotenziale) alla quale si misura la pressione di 850 hPa.

Tale superficie, così come accade per le carte a 500 hPa, è caratterizzata da un andamento molto ondulato, con zone nelle quali essa si trova più in basso (depressioni) ed altre in cui essa si posiziona più in alto (promontori o cupole).

Anche in questo caso le linee che compaiono su una carta a 850 hPa sono isoipse, curve che uniscono i punti caratterizzati da un egual valore di quota sul livello del mare. Il numero che le definisce viene espresso generalmente in metri.

Queste carte sono spesso integrate con l'indicazione della temperatura alla quota isobarica di 850 hPa. L'importanza di questa informazione risiede nel fatto che alla quota di circa 1500 m non sono mai presenti fenomeni di inversione termica riconducibili agli scambi termici e radiativi in corrispondenza della zona di contatto tra superficie terrestre e atmosfera sovrastante, tanto da poter considerare questa quota senz'altro esterna allo strato limite. La temperatura a quella quota, quindi, è pienamente rappresentativa delle caratteristiche termiche della massa d'aria presente in una determinata area geografica.

Quando si vuol monitorare l'evoluzione delle temperature nei bassi strati, per comprendere se sono in arrivo avvezioni di aria fredda o calda, è proprio questa la carta che offre il più chiaro messaggio

informativo.

Quando in estate sono in atto forti ondate di caldo africano (avvezioni di aria sub-tropicale continentale), le temperature alla quota di 850 hPa superano i 25°C, mentre in inverno, quando arrivano i gelidi venti balcanici (avvezioni di aria polare continentale), la temperatura alla quota di 850 hPa scende sotto i -7/-8°C, portando ad una situazione favorevole alle nevicate a bassa quota.

CAPITOLO VI
I FENOMENI METEOROLOGICI A FORTE IMPATTO SUL TERRITORIO

VI. I FENOMENI METEOROLOGICI A FORTE IMPATTO SUL TERRITORIO

6.1. Il temporale

Il temporale è una meteora caratterizzata dall'associazione di precipitazioni di forte intensità (idrometeora) ed attività elettrica atmosferica sotto forma di fulmini (elettrometeora).

Il temporale è generalmente un fenomeno di notevole intensità, associato ai vigorosi moti ascensionali dell'aria calda ed umida presente nei bassi strati. I temporali sono generati esclusivamente dai *Cumulonimbus* (CB), dei quali ne esistono diverse specie (vedi Capitolo 3):

- CB *calvus*: dai contorni netti, non sfilacciati, con sommità che li fa assomigliare ad un cavolfiore;
- CB *capillatus*: dalla sommità con contorni sfrangiati, cirriformi;
- CB *incus*: dalla tipica forma ad incudine; i *Cumulonimbus* nella fase di sviluppo completo assumono spesso questa forma che però, per essere apprezzata in modo distinto, deve essere osservata da grande distanza (almeno una cinquantina di km).
- CB *incus-capillatus*: i *Cumulonimbus* nella fase di piena maturità presentano spesso la contemporanea presenza delle due caratteristiche prima descritte.

I fenomeni temporaleschi sono la manifestazione tangibile di una concentrazione di energia in corrispondenza di volumi limitati di atmosfera e che, di conseguenza interessano porzioni altrettanto limitate della superficie terrestre.

Il concetto fisico è evidente: nell'atmosfera è presente energia diffusa, in parte misurabile direttamente (energia termica sensibile o calore), in parte desumibile dai valori dell'umidità presente sotto forma di vapor acqueo. Questa seconda aliquota di energia, di tipo latente, è quella responsabile dei fenomeni meteorologici più intensi che avvengono sulla superficie terrestre: gli uragani, i tornado, i

Foto 57:
Cumulonimbus calvus in primo piano che genera una incudine che appare visibile sulla parte sinistra della foto; i *Cumulonimbus* sono nubi imponenti che possono raggiungere il limite inferiore della tropopausa.



temporali e, di conseguenza, le precipitazioni piovose estremamente intense che possono riversarsi al suolo in brevi intervalli di tempo.

L'acqua per passare dallo stato liquido allo stato gassoso (evaporazione) necessita di una grande quantità di energia, quella stessa energia che si "libera" quando il vapor acqueo torna allo stato liquido (condensazione). Una massa di aria molto calda e umida contiene grandi aliquote di energia latente ma, comunque, immediatamente disponibile per alimentare i processi termodinamici che portano allo sviluppo dei *Cumulonimbus*, l'unico genere di nubi in grado di generare i temporali, e in alcuni casi, i nubifragi.

I *Cumulonimbus* sono nubi grande sviluppo verticale: essi presentano la loro base a quote comprese tra i 1000 e i 1500 m mentre la sommità può spingersi fino ai limiti della troposfera e talvolta oltre, a quote, cioè, che alle medie latitudini sono di circa 12.000 m (Foto 57).

In seno a tali nubi sono presenti delle correnti ascensionali (updraft) estremamente intense, con velocità che possono anche superare i 100 km orari. Tali velocità sono raggiunte proprio grazie alle masse di aria calda ed umida che alimentano dal basso l'ammasso nuvoloso, masse che nella loro salita (secondo il ramo ascendente di una cellula di moto convettivo) sono sospinte verso l'alto dalla spinta di galleggiamento indotta dalla loro minore densità rispetto alle masse d'aria più fredda che delimitano lateralmente l'ingombro geometrico del *Cumulonimbus*.

Il sollevamento delle masse di aria calda, peraltro, porta ad un raffreddamento per decompressione adiabatica, sino al livello del punto di rugiada. A questo punto si ha il passaggio di stato da fase vapore a fase liquida. Questo è un punto cruciale della dinamica di sviluppo della nube temporalesca: la condensazione, infatti, fa sì che

si liberi in ambiente il calore latente immagazzinato all'atto dell'evaporazione. L'energia termica corrispondente è enorme e induce una accelerazione delle dinamiche di sviluppo del sistema temporalesco.

I fattori che portano allo sviluppo di un temporale sono gli stessi alla base della formazione di un *Cumulonimbus*:

- presenza di masse di aria calda e molto umida nei bassi strati;
- presenza di gradienti termici verticali moderati o forti.

A questi due fattori, che potremmo definire di base, possono aggiungersi altri fattori egualmente importanti:

- confluenza delle correnti aeree nei bassi strati secondo linee a sviluppo generalmente meridionale;
- presenza di notevoli gradienti verticali di velocità del vento (elevato windshear positivo in medio-alta troposfera);
- presenza di notevoli gradienti verticali della direzione del vento (elevato windshear di direzione in medio-bassa troposfera).

La coesistenza di tutti i fattori sopraelencati consente di affermare che siamo in presenza di rischio elevato di sviluppo di *Cumulonimbus* e, quindi, di temporali anche violenti.

6.2. La Meteorologia applicata alla mitigazione del rischio idrologico ed idrogeologico

6.2.1. La prevedibilità dei fenomeni temporaleschi di grande intensità

Negli ultimi anni è cresciuta la frequenza di fenomeni alluvionali ad insorgenza rapida, le cosiddette *flash floods* (alluvioni lampo), fenomeni idrologici che si sviluppano quando precipitazioni molto intense colpiscono bacini idrografici di piccola estensione e caratterizzati da forti pendenze superficiali.

In Italia le alluvioni lampo causano ogni anno molte vittime: da qui nasce l'esigenza di strutturare metodiche previsionali che si adattino alle caratteristiche di sviluppo dei fenomeni meteorologici brevi ed intensi alla base dei fenomeni idrologici di superficie a maggiore capacità di impatto.

La previsione di sviluppo delle formazioni temporalesche è, dal punto di vista probabilistico, un problema risolvibile in quanto ben

noti sono i fattori strutturali atmosferici predisponenti a tale tipologia di fenomeni.

Questi fattori sono correlabili a determinate situazioni a scala sinottica, ben rappresentate dalle analisi e dalle elaborazioni dei modelli fisico-matematici di previsione meteorologica, in particolare dai Modelli ad Area Limitata (LAM). Tra di esse rivestono particolare importanza:

- le carte della distribuzione barometrica al suolo;
- le carte della temperatura potenziale al suolo;
- le carte degli Indici termodinamici LI (Lifted Index) e CAPE (Convective Available Potential Energy);
- le carte di rappresentazione della componente verticale del moto alla superficie isobarica di 700 hPa;
- le carte dei geopotenziali della superficie isobarica di 500 hPa, con indicazione delle temperature;
- le carte dei geopotenziali della superficie isobarica di 300 hPa, con andamento delle isotache.

6.2.2. Previsione dello sviluppo di fenomeni temporaleschi

Esiste una legge qualitativa che lega in maniera direttamente proporzionale:

- a) l'estensione A dell'area per la quale ha un fondamento ed una sostenibilità scientifica emettere una previsione meteo;
- b) il range temporale ΔT della previsione.

$$A = f(\Delta T)$$

In altri termini è possibile affermare che quanto più è distante la data alla quale si proietta la previsione meteo, tanto maggiore è l'estensione alla quale è possibile riferire la previsione stessa.

Nel rispetto della notazione sintetica sopra riportata è possibile elencare i seguenti casi.

6.2.2.1. Prevedibilità di fenomeni intensi a medio termine (3-6 giorni di distanza temporale)

È possibile prevedere la presenza di una situazione di instabilità atmosferica ma la notevole distanza temporale rende molto poco

affidabile la stima dell'intensità e la localizzazione di dettaglio delle aree indicate quali a massima probabilità di sviluppo di temporali. A tale distanza temporale, le immagini satellitari (rilevamenti nel campo del visibile e dell'infrarosso) non sono di alcuna utilità in quanto le figure bariche responsabili della instabilità possono ancora trovarsi a diverse centinaia o anche migliaia di km di distanza dal sito in esame oppure non essersi ancora sviluppate.

6.2.2.2. Prevedibilità di fenomeni intensi a breve termine (da 24 a 48 ore)

È possibile prevedere, con sufficiente attendibilità, il realizzarsi di una situazione di instabilità atmosferica e delimitare in un ambito spaziale più ristretto le zone a massimo rischio di fenomeni temporaleschi. A tale range di distanza temporale, in particolare in corrispondenza dell'estremo inferiore (24 ore), le immagini da satellite possono evidenziare i segni della instabilità, con le cellule temporalesche in sviluppo in aree geografiche prossime a quella in esame.

6.2.2.3. Prevedibilità di fenomeni intensi a brevissimo termine (meno di 24 ore)

È possibile prevedere con elevata attendibilità il realizzarsi di una situazione di instabilità atmosferica in quanto la struttura della troposfera sul sito di osservazione sta già predisponendosi per raggiungere la configurazione termodinamica favorevole allo sviluppo dei temporali. Le immagini da satellite mettono quasi sempre in evidenza la presenza di cellule temporalesche attive nelle immediate adiacenze del sito e anche l'osservazione a vista dello stato del cielo può di sovente evidenziare la presenza di nubi a forte sviluppo verticale (*Cumululus congestus* o isolati *Cumulonimbus*)

6.2.2.4. Prevedibilità di fenomeni intensi in regime di nowcasting (poche ore di anticipo)

La situazione di instabilità è sul luogo di osservazione. Il satellite è oramai l'unico mezzo per monitorare la situazione meteorologica ed individuare la presenza e l'iter evolutivo dei *Cumulonimbus* presenti. Ad integrazione del quadro informativo fornito dalle immagini satel-

litari è opportuno analizzare:

- a) il flusso di immagini prodotte dai radar meteorologici, in grado di rilevare le precipitazioni stimandone l'intensità istantanea;
- b) l'andamento dei parametri meteorologici al suolo rilevati da centraline presenti nelle immediate adiacenze (temperatura, direzione del vento, pressione, umidità)
- c) le mappe di distribuzione delle scariche elettriche.

Ma anche in questa fase, con la cellula temporalesca attiva, non è possibile prevedere quanti mm saranno caduti sul luogo di osservazione a fenomeno esaurito.

Si riassume quanto detto nella tabella seguente:

Tabella di valutazione della utilità previsionale specifica dei vari supporti informativi

	$\Delta T > 6$ gg	$6 \text{ gg} < \Delta T < 3$ gg	$2 \text{ gg} < \Delta T < 1$ g	$\Delta T < 24$ h	$\Delta T < 3$ h
Modelli previsionali	bassa	media	alta	alta	bassa
Immagini satellitari	nulla	bassa	media	alta	altissima
Immagini radar	nulla	nulla	nulla	bassa	altissima
Immagini scariche elettr.	nulla	nulla	bassa	alta	altissima
Osservazione del cielo	nulla	nulla	bassa	media	alta
Analisi dei pluviogrammi	na	na	na	na	altissima

na = non applicabile

nulla = di nessuna utilità

6.3. Interpretazione dei pluviogrammi per la proiezione previsionale degli accumuli precipitativi

L'unico mezzo per poter effettuare proiezioni sui quantitativi che

risulteranno essere caduti al suolo a fenomeno temporalesco esaurito è quello della analisi in continuo dei dati misurati da un pluviometro, monitorando, al tempo stesso, le dinamiche evolutive della cellula temporalesca tramite immagini satellitari e radar.

I pluviometri di recente generazione hanno la possibilità di fornire il dato di accumulo in tempo reale, con intervalli di campionamento anche di solo 1 minuto. Ciò rende possibile la valutazione non solo dell'accumulo complessivo ma anche del parametro "Rain Rate" o "Intensità istantanea di precipitazione". Risulta quindi possibile una analisi approfondita delle modalità di sviluppo dell'evento pluviometrico, con immediata intercettazione di eventuali accumuli significativi in relazione, per esempio, a problematiche di Protezione Civile.

6.4. Arrivo di un temporale frontale

Considerata la pericolosità che questi fenomeni possono assumere, dovuta alla rapidità del loro sviluppo e arrivo, elenchiamo quelli che sono i segni che ci consentono di anticiparne l'occorrenza.

I temporali frontali, connessi cioè al transito sul luogo di osservazione di un fronte freddo o di una linea di instabilità, sono di solito facilmente individuabili: il cielo si presenta irregolarmente nuvoloso per nubi cumuliformi a medio o forte sviluppo verticale (Cumuli congesti) che si muovono generalmente da SO a NE.

Nell'imminenza dell'arrivo del temporale, ad O il cielo tende a coprirsi di nubi che sembrano dei densi *Cirrus* ma che, a differenza di questi, presentano uno spessore che cresce molto rapidamente fino a che le nubi diventano di un colore grigio che non lascia distinguere il disco del Sole. In questa fase iniziano a notarsi nubi cumuliformi molto sviluppate verticalmente che si muovono lentamente e le cui sommità vanno ad immergersi nel denso strato di nubi alte.

Queste nubi cumuliformi hanno spesso due componenti di moto: nella parte inferiore si muovono da SO verso NE mentre alle quote superiori si mettono in fase con le nubi alte che provengono da O (Foto 58). A questo punto la parte bassa del cielo, ad O, si scurisce con le nubi ai livelli inferiori che, pur provenendo da meridione, tendono ad invadere il cielo da O verso E. Il vento al suolo spesso va incontro al temporale spirando da SE, andando praticamente ad alimentare, con il suo contenuto di umidità, l'ammasso di nubi temporalesche che avanza. Le precipitazioni, a carattere di rovescio e talvolta accompagnate da grandine, iniziano a scrosciare quando sul luogo di osservazione transita la nube a mensola (shelf cloud).

Si odono i primi tuoni e nel giro di pochi minuti il temporale si trova sul luogo di osservazione, rilasciando il suo carico di pioggia, grandine e forti colpi di vento (groppi-vedi glossario).

6.5. Previsione pratica di un temporale termo-convettivo

I temporali sono dovuti al sollevamento di masse di aria calda e umida che dagli strati inferiori della troposfera si sollevano sino a raggiungere la tropopausa. Le dinamiche termo-convettive occupano, pertanto, tutto lo spessore della troposfera, sollevando le masse d'aria per oltre 10 km; tale spessore è massimo durante l'estate ed è quindi in questa stagione, anche a motivo del fortissimo riscaldamento della superficie terrestre, che i temporali raggiungono l'intensità massima. La sequenza di immagini riportata di seguito mostra il rapido sviluppo di un temporale sull'area Vesuviana, così come osservato da Castellammare di Stabia (NA). Nella prima foto si notano sullo sfondo incudini in avanzato stadio evolutivo, mentre in primo piano è presente una torre cumuliforme in fase di rapido sviluppo verticale. Nella seconda foto la torre in primo piano ha formato una incudine ad aspetto cirriforme, che si è distesa verso SO, testimoniando la presenza di correnti nord-orientali in quota. Sulla destra della foto si nota la formazione di nuovi Cumulonimbus. Nella terza foto i singoli ammassi cumuliformi si fondono tra di loro, organizzandosi in una struttura temporalesca compatta, con le precipitazioni che compaiono sulla parte destra della foto. Nella quarta foto il temporale avvolge l'area vesuviana, con abbondanti precipitazioni. Tra la prima e l'ultima foto sono trascorsi circa 60 minuti (Foto 59).

Foto 58: Un temporale avanza da O preceduto da una scura nube a mensola (shelf cloud). In zona sono presenti diverse cellule temporalesche, la cui presenza è denotata dalle cortine di pioggia in caduta.





6.6. La protezione della popolazione dagli eventi alluvionali a rapida insorgenza (*Flash flood*)

I cittadini delle aree abitate di fondovalle e allo sbocco di piccoli bacini idrografici superficiali, in aree periodicamente interessate dal transito dei *Cumulonimbus*, sono esposti ad un livello di rischio molto elevato per la possibilità di eventi piovosi di rilevante intensità. La risposta del territorio può essere tale da indurre criticità idrogeologiche anche gravi, che possono portare notevoli danni alle economie locali e, nei casi più gravi, alla perdita di vite umane.

I tragici eventi che si verificano in concomitanza dei nubifragi di maggiore intensità dimostrano che i rappresentanti delle pubbliche istituzioni, sui quali ricade l'onere di tutelare e difendere la vita dei cittadini, non possiedono ancora una cultura di Protezione Civile matura in misura tale da riuscire ad organizzare una strategia di difesa, almeno, della vita umana.

Si deve partire dal presupposto che risulta praticamente impossibile mettere in sicurezza, in tempi rapidi, tutte le aree urbane ed antropizzate esposte al rischio su base idrogeologica. Molti problemi sono infatti strutturalmente correlati al sito di realizzazione dell'intervento antropico e quindi, anche impedendo nuovi interventi in

Foto 59: sequenza tipica che mostra l'approssimarsi da N di un temporale termo-convettivo, in sviluppo nelle prime ore pomeridiane di una giornata di metà giugno. Nell'ultima foto si nota il Vesuvio interessato da un forte acquazzone.

aree pericolose, non si risolverebbe il problema degli insediamenti già esistenti. Pragmaticamente, si può affermare che l'obiettivo che ci si deve prefiggere, e che si può conseguire, è quello di mitigare le conseguenze dei nubifragi e, soprattutto, quello di salvare le vite umane.

Questo obiettivo di grande rilevanza sociale lo si può conseguire attraverso una nuova organizzazione, implementando un sistema strumentale in grado di fare scattare un allarme idrogeologico immediato (early warning) nelle aree urbane e nei territori interessati da infrastrutture di importanza strategica, non appena i vari pluviometri distribuiti sul territorio abbiano iniziato a registrare i valori di pioggia eccezionali tipicamente associabile al transito dei *Cumulonimbus*.

I bacini stretti e lunghi di dimensioni modeste, che incombono su aree abitate attraversate da alvei-strada, quando sono interessati da eventi piovosi di rilevante entità, possono alimentare dapprima flussi idrici e fangosi e poi detritici tali da trasportare nell'area urbana, complessivamente alla fine dell'evento, volumi enormi di detriti.

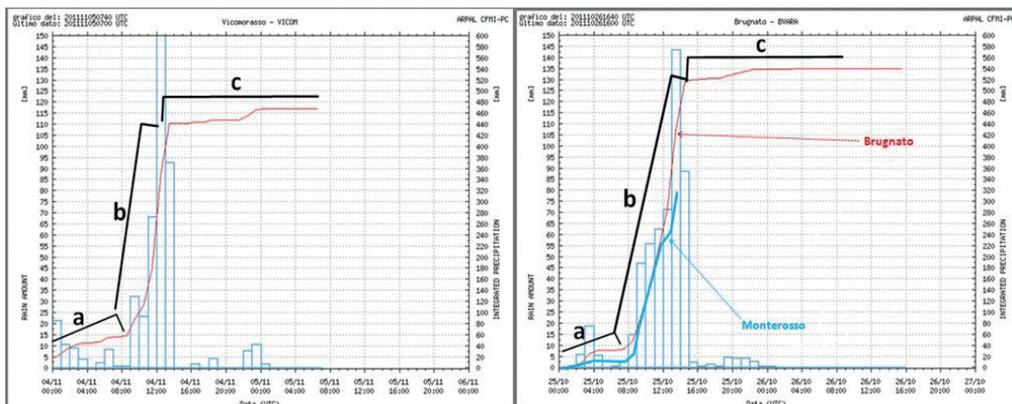
La portata massima che caratterizza questi flussi eccezionali non riesce, di solito, ad essere smaltita dagli alvei, spesso coperti nei tratti terminali urbani, a pendenza più modesta. Essi vengono pertanto sistematicamente intasati da autoveicoli, tronchi di alberi d'alto fusto e detriti anche di grandi dimensioni.

Nella previsione dei fenomeni di "Alluvione lampo" (*Flash flood*) risulta di fondamentale importanza la definizione delle dimensioni dei bacini idrografici superficiali: infatti, come visto, il livello di rischio cresce al diminuire delle dimensioni del bacino in esame.

Questa legge di inversa proporzionalità si poggia sulla evidenza che nello studio degli eventi pluviometrici di rilevante entità, le massime intensità istantanee di pioggia sono relative ai fenomeni di breve durata.

È quindi in tali contesti che è necessario realizzare sistemi di monitoraggio pluviometrico che possano "intercettare" in tempo reale l'evento pluviometrico avverso, caratterizzato da molte decine di millimetri di pioggia in un'ora, con durata complessiva anche di alcune ore, e che consentano di emettere tali "Allarmi Idrologici Immediati". Tali allarmi precoci offrono alle popolazioni coinvolte la possibilità di raggiungere luoghi sicuri, esterni ai prevedibili percorsi delle acque e dei detriti di una alluvione lampo o di una colata detritica.

La ricerca ha messo in evidenza che le piogge tipo nubifragio rilasciate dai *Cumulonimbus*, sono caratterizzate da un pluviogramma dalla tipica morfologia, facilmente individuabile già in fase di registrazione dell'evento piovoso (Figura 22).



Si distinguono nettamente tre tratti: un tratto “a” che rappresenta la registrazione di una pioggia caratterizzata da pochi millimetri all'ora, praticamente una pioggia "normale", un tratto “b” che rappresenta una verticalizzazione della curva pluviometrica che corrisponde alla pioggia tipo nubifragio rilasciata da *Cumulonimbus*, con diverse decine di millimetri ogni ora, ed infine un tratto “c” corrispondente ad una pioggia normale, dopo che è terminato il nubifragio. Nella quasi totalità dei casi, le registrazioni pluviometriche di eventi tipo nubifragio è possibile individuare questa tipica morfologia della curva.

Un pluviometro che sia in grado di registrare la pioggia precipitata al suolo ogni due-tre minuti consente agevolmente, dopo pochi minuti, di individuare l'inizio del nubifragio la cui durata può variare da alcune decine di minuti a qualche ora.

Trascorsi pochi minuti dalla verticalizzazione del pluviogramma è possibile lanciare l'allarme idrogeologico allo scopo di mettere tempestivamente al sicuro i cittadini. Tale risultato lo si ottiene attraverso l'applicazione del Piano di Protezione Civile Locale che si basa, in primis, sulla corretta individuazione delle zone che possono essere interessate dagli eventuali flussi costituiti da onde di piena idrica e/o da flussi detritici. Il sistema strumentale sul quale si basa l'attivazione dell'Allarme Idrogeologico Immediato deve essere coperto da una fornitura elettrica privilegiata, mediante gruppi elettrogeni e batterie/gruppi di continuità di adeguata potenza e durata, al fine di evitare che durante i nubifragi possa interrompersi il funzionamento delle strumentazioni.

L'attuale stato della ricerca consente di:

1. stabilire che le curve pluviometriche relative ad eventi piovosi tipo nubifragio hanno una morfologia tipica e ben riconoscibile;
2. stabilire che l'inizio delle piogge tipo nubifragio è evidenziato

Fig. 22: A sinistra, l'evento piovoso del 4 novembre 2011 registrato a Vicomorasso, nei pressi del bacino del Rio Fereggiano; a destra le registrazioni del 25 ottobre 2011 a Brugnato e Monterosso (linea azzurra).

- dalla verticalizzazione della curva registrata in tempo reale da un pluviometro in grado di campionare i dati di pioggia con elevata frequenza;
3. stabilire l'intervallo temporale dall'inizio della verticalizzazione della curva pluviometrica entro il quale si può stabilire che sia iniziato un evento piovoso tipo nubifragio, avente la capacità di scaricare sul suolo rilevanti volumi di acqua associati all'innesco di onde di piena e flussi detritici;
 4. ricostruire i differenti impatti che sono stati determinati dagli eventi tipo nubifragio su superfici del suolo dei bacini idrografici in condizioni naturali, devastate dal fuoco, terrazzate e coltivate e nei fondivalle antropizzati e diversamente urbanizzati in relazione alle diverse caratteristiche morfologiche, geoambientali, di antropizzazione e urbanizzazione;
 5. ricostruire, nelle aree devastate da fenomeni idrogeologici conseguenti ad eventi piovosi tipo nubifragio, dopo quanti minuti inizia il coinvolgimento delle diverse aree antropizzate ed urbanizzate nell'onda di piena idrica o da eventuali flussi detritici;
 6. individuare linee guida per la redazione preventiva di piani di protezione civile locali da attuare, appena lanciato l'allarme idrogeologico immediato, nelle zone che possono essere interessate da onde di piena e flussi detritici;
 7. elaborare linee guida per la realizzazione di un sistema di allarme idrogeologico immediato e valutarne i relativi costi.

Allo stato attuale, i sistemi di monitoraggio meteorologici satellitari e radar consentono, con un anticipo di alcune ore (*nowcasting*) di individuare le aree entro le quali è verosimile ipotizzare l'innesco e lo sviluppo delle cellule temporalesche.

In questa fase, quando le precipitazioni non sono ancora iniziate o le stesse sono rappresentate da una curva pluviometrica sub orizzontale, può scattare lo stato di preallarme.

I *Cumulonimbus* rilasciano la pioggia secondo fasce di territorio ampie da circa 5 a circa 10 km, per cui l'area interessata dall'evento piovoso può essere individuata esattamente solo con le registrazioni pluviometriche al suolo da parte di una fitta rete di pluviometri ubicati strategicamente in relazione alle caratteristiche morfologiche dei bacini idrografici.

Il Sistema di Allarme Idrogeologico deve essere attuato a livello comunale e di bacino idrografico in quanto il percorso dei *Cumulonimbus* può avvenire lungo la direzione di allungamento dei bacini idrografici o trasversalmente ad essa.

CAPITOLO VII
INTERAZIONE TRA CONTESTI URBANIZZATI E FENOMENOLOGIE IDROLOGICHE
LE GREEN INFRASTRUCTURES

VII. INTERAZIONE TRA CONTESTI URBANIZZATI E FENOMENOLOGIE IDROLOGICHE – LE GREEN INFRASTRUCTURES

7.1. Gli effetti della Urbanizzazione sull'aumento dei deflussi superficiali delle acque meteoriche

I processi di urbanizzazione si traducono, nella quasi totalità dei casi, in un aumento della frazione impermeabile dei suoli, circostanza che, se non correttamente gestita, porta alla estremizzazione dei processi idrologici che avvengono in quel contesto territoriale.

Essa, inoltre, trasformando l'uso del suolo, comporta una diminuzione complessiva dei volumi dei piccoli invasi, ovvero di tutti i volumi che le precipitazioni devono riempire prima della formazione dei deflussi. I piccoli invasi, in terreni "naturali", sono costituiti dalle irregolarità della superficie, e da tutti gli spazi delimitati da ostacoli casuali che consentono l'accumulo dell'acqua.

Sotto determinate condizioni, la presenza stessa di un battente d'acqua sulla superficie (dell'ordine di pochi mm) durante il deflusso costituisce un invaso che può avere effetti non trascurabili dal punto di vista idrologico.

In senso del tutto generale, si può dire che i volumi di invaso sono la principale causa del fenomeno della laminazione dei deflussi.

L'impermeabilizzazione e la regolarizzazione delle superfici sono le due manifestazioni più evidenti dell'urbanizzazione; esse contribuiscono in modo determinante all'incremento del coefficiente di afflusso (la percentuale di pioggia netta che raggiunge una condizione di deflusso superficiale) e all'aumento conseguente del coefficiente udometrico (la portata per unità di superficie drenata) delle aree trasformate.

L'effetto sui volumi di piccolo invaso può essere modesto, dal momento che alla regolarizzazione delle superfici si contrappone la realizzazione di altri volumi disponibili (per esempio sui tetti o nelle caditoie, cunette stradali ecc.) ed è comunque piuttosto difficile da

valutare. I cambiamenti di uso del suolo mettono in evidenza il pesante impatto dell'urbanizzazione e delle mutate pratiche agronomiche, che conducono ad una riduzione dei volumi di invaso disponibili. In Italia, ma anche in altri Paesi occidentali, si è assistito negli ultimi decenni a incrementi notevolissimi delle superfici impermeabilizzate, senza che di pari passo si siano sviluppati adeguati sistemi di controllo e di laminazione delle piene.

Di conseguenza, spesso si riscontrano situazioni di notevole criticità idraulica per l'aumento dei deflussi di piena, che rendono inadeguate le dimensioni dei collettori esistenti.

L'espansione delle città e degli insediamenti produttivi viene spesso attuata senza un sufficiente livello di consapevolezza degli effetti idrologici connessi; le reti di drenaggio sono progettate quasi sempre con criteri molto rudimentali, talora con tecniche più affidabili, ma sempre nell'ottica di consentire lo scolo adeguato delle acque per bassi tempi di ritorno delle piogge (generalmente attorno ai 10-20 anni) e non con gli scopi di protezione idraulica del territorio che oggi sono invece diventati inderogabili (Figura 23).

Le criticità ambientali e idrauliche indotte dall'urbanizzazione e dalla conseguente impermeabilizzazione dei suoli sono note. Tra di esse:

- inadeguatezza della capacità di deflusso dei corsi d'acqua con conseguenti incremento del rischio d'inondazione, anche in presenza di precipitazioni di tempo di ritorno non particolarmente elevato;
- pericolosità delle canalizzazioni sia a cielo aperto sia intubate/tombate;
- pessima qualità chimico-fisica delle acque;
- pessima qualità biologica dei corpi idrici ricettori;
- banalizzazione e impoverimento dell'ecosistema e degli habitat fluviali;
- pessima qualità idro-morfologica degli ambienti fluviali;
- perdita della funzione estetico-paesaggistica dei corpi idrici;
- perdita di funzione ricreativa dei corpi idrici.

Le conseguenze possono manifestarsi attraverso i seguenti processi:

- maggiori deflussi 10% → 55%
- -minore infiltrazione 50% → 15%
- minore evapotraspirazione 40% → 30%

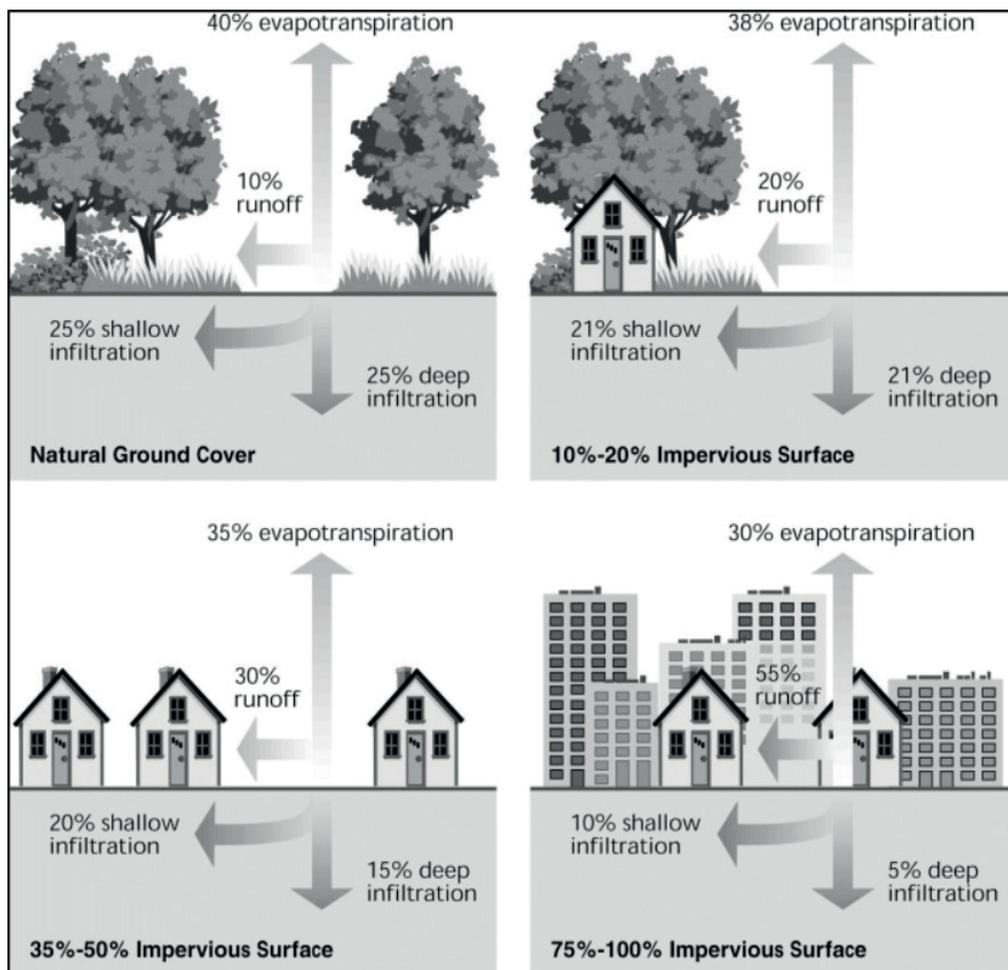


Fig. 23: Distribuzione delle acque meteoriche in relazione alle caratteristiche ambientali del sito di ricezione.

7.2. Gli effetti idrologici indotti dall'urbanizzazione

Semplificando la trattazione, si può dire che le piogge di forte intensità che cadono su un bacino idrografico subiscono due tipi di processi che determinano l'entità delle piene nei corsi d'acqua riceventi: l'infiltrazione nei suoli e l'immagazzinamento superficiale.

Il primo processo controlla i volumi di acqua restituiti, e viene descritto mediante un "coefficiente di deflusso", che rappresenta la percentuale della pioggia che raggiunge il corpo recettore.

Il secondo processo agisce trattenendo i volumi che scorrono in superficie, facendoli transitare attraverso i volumi disponibili e determinandone una restituzione rallentata, che viene definita "laminazione".

Un bacino naturale presenta la caratteristica di lasciare infiltrare

una certa quantità di acqua durante gli eventi di piena, e di restituire i volumi che non si infiltrano in modo graduale. L'acqua ristagna nelle depressioni superficiali, segue percorsi tortuosi, si espande in aree normalmente non interessate dal deflusso, ed in questo modo le piene hanno un colmo di portata relativamente modesto ed una durata delle portate più lunga. Quando un bacino subisce una "artificializzazione", i deflussi vengono canalizzati e le superfici vengono regolarizzate, di modo che il deflusso viene accelerato. Ciò comporta un aumento dei picchi di piena e può portare a situazioni di rischio idrologico. Inoltre, l'impermeabilizzazione dei suoli provoca un aumento dei volumi che scorrono in superficie, aggravando ulteriormente le possibili criticità. Maggiori volumi che scorrono in superficie rappresentano, oltre ad un aggravio dei possibili rischi idraulici, anche un più rapido esaurimento dei deflussi ed una riduzione di apporti alla falda e, in definitiva, una riduzione delle risorse idriche utilizzabili.

In territori caratterizzati da modeste pendenze e da una certa propensione ai fenomeni di allagamento, quali sono ad esempio i bacini di bonifica, certamente l'effetto negativo delle impermeabilizzazioni dei suoli nella riduzione della capacità del territorio di modulare le piene è percepibile ed ha da tempo attirato l'attenzione dei pianificatori. In particolare, in bacini di bonifica i cui canali erano stati dimensionati per drenare un territorio fondamentalmente agricolo, la pesante urbanizzazione degli ultimi decenni ha configurato situazioni di rischio idraulico significative.

Gli studi condotti su molte alluvioni avvenute in tempi recenti hanno indicato fra le cause dei fenomeni alluvionali la perdita di capacità di invaso del territorio connessa alla sensibile riduzione dei volumi del drenaggio minuto (scoline, fossi...).

7.3. La gestione sostenibile dei deflussi prodotti dalle acque meteoriche attraverso il principio di Invarianza Idraulica

L'evoluzione più recente dell'urbanistica ha posto al centro della prassi progettuale l'attenzione per lo sviluppo sostenibile e la qualità ambientale delle città, sottolineando come l'impermeabilizzazione dei suoli costituisca un processo non sostenibile di consumo della geo-risorsa "territorio". La regolazione dei deflussi urbani viene ormai considerato un nodo irrinunciabile di qualunque piano, sia di tipo urbanistico, sia relativo alla gestione delle risorse idriche. Si tende ad integrare l'aspetto della regolazione dei volumi e delle portate con l'aspetto del controllo della qualità, emergente soprattutto in riferi-

mento agli scarichi delle acque di dilavamento urbano e di drenaggio delle autostrade anche sull'onda dei successi mostrati dalle tecniche di fitodepurazione e depurazione passiva, che consentono di pensare a questi sistemi non più come ad impianti ingombranti e molesti, ma elementi costitutivi della progettazione del paesaggio.

7.3.1. Drenaggio tradizionale vs drenaggio sostenibile

La filosofia dei sistemi di drenaggio tradizionale porta a considerare gli eventi meteorici come un problema urbano e un disagio collettivo: la gestione delle acque meteoriche è finalizzata al rapido allontanamento dei deflussi superficiali, attraverso la loro canalizzazione e al successivo scarico nel recettore più vicino.

Il nuovo approccio sostenibile deve considerare invece l'acqua meteorica non come un disagio da allontanare rapidamente dalle zone urbane ma come una risorsa da valorizzare, ed è finalizzato ad una gestione integrata del bacino (rivolta non soltanto all'area urbana ma anche al corpo idrico recettore). A causa di tutte le problematiche conseguenti ai sistemi di drenaggio tradizionale, ovvero alla raccolta di tutti i deflussi derivanti dalle superfici impermeabilizzate, è di fondamentale importanza un cambio di mentalità nella gestione: le acque meteoriche devono essere gestite direttamente alla fonte, attraverso il loro recupero per il riutilizzo o la loro infiltrazione nel suolo. La modalità di gestione dei sistemi di drenaggio urbano finora prevalente in gran parte dei paesi europei si basa sul controllo centralizzato dei deflussi, sia dal punto di vista quantitativo che qualitativo. Tale modalità prevede la raccolta e il convogliamento ai depuratori sia delle acque reflue, sia del deflusso prodotto dalle acque meteoriche ricadenti sulle superfici urbane sino ad un valore di soglia della portata, compatibile con l'efficienza degli impianti di trattamento. Oltre tale soglia si attivano gli scaricatori di piena che deviano la portata in eccesso verso ricettori finali. In tale caso è previsto l'impiego di vasche per il contenimento e l'eventuale trattamento delle cosiddette acque di prima pioggia di un evento meteorico e la laminazione delle portate prima del recapito nel corpo idrico recettore attraverso vasche volano. Questo tipo di gestione, si sta mostrando sempre più spesso difficilmente praticabile come unica soluzione, data le difficoltà nel reperire le risorse finanziarie e, ancor più, gli spazi fisici richiesti per la realizzazione delle vasche, a cui spesso si aggiunge l'ostilità dei cittadini residenti. Negli ultimi anni, come detto, si è andata affermando una nuova strategia di gestione, che può essere definita di "gestione

sostenibile delle acque pluviali” e che si basa sulla riduzione della quantità di deflusso prodotto e sulla laminazione diffusa da attuarsi a monte dell'immissione delle acque meteoriche nella rete di drenaggio urbano. Se prima di realizzare un intervento di trasformazione, un determinato territorio produce una certa quantità di acqua in occasione di determinate precipitazioni meteoriche, dopo la trasformazione deve mantenere costante questa quantità di acqua prodotta. Questo significa che se si impermeabilizzano o disboscano porzioni di tale territorio, riducendo quindi le naturali capacità di ritenzione idrica del terreno originario, è necessario realizzare opere di immagazzinamento delle acque di pioggia, per poi restituire alla natura successivamente alla piena dell'evento meteorico, in modo tale da evitare ogni danno da alluvione.

7.3.2. Invarianza Idraulica

Per trasformazione del territorio ad **Invarianza Idraulica** si intende “la trasformazione di un'area che non provochi un aggravio della portata di piena del corpo idrico, ricevente i deflussi superficiali originati dall'area stessa”.

Ogni progetto di trasformazione dell'uso del suolo che provochi una variazione di permeabilità superficiale deve prevedere misure compensative volte a mantenere il coefficiente udometrico o in generale la portata di massima piena di assegnato tempo di ritorno, per unità di superficie, costante prima e dopo la trasformazione”.

L'Invarianza idraulica è sicuramente da perseguire con convinzione nel caso di nuove realizzazioni, mentre sarà da considerare necessariamente complementare alla precedente, ma da incentivare, per tutte quelle situazioni di urbanizzazione “consolidata” dove il riequilibrio del regime idrologico e idraulico non potrà che essere parziale e progressivo. A livello internazionale, la nuova strategia e le tecniche ad essa associate prendono nomi diversi:

- Low-Impact Developments (LID),
- Green Infrastructure (GI),
- Best Management Practices (BMPs)

Esse rientrano nell'ambito più generale dei cosiddetti sistemi di drenaggio urbano sostenibile (SuDS).

L'efficacia di questo approccio è ormai dimostrata da diversi studi, che testimoniano che il deflusso può essere ridotto di oltre il 40%

dopo l'implementazione di queste tecniche.

L'obiettivo principale che la gestione sostenibile delle acque pluviali si propone, è quello di alterare il meno possibile la naturale circolazione delle acque a livello locale e si lega al concetto di invarianza idraulica ed idrologica, ovvero il principio secondo il quale i volumi di deflusso e la portata al colmo di piena risultante dal drenaggio di un'area debba rimanere invariata prima e dopo la trasformazione dell'uso del suolo avvenuto nell'area stessa (facendo riferimento alla condizione pre-urbanizzazione).

Per raggiungere tale finalità è necessario contenere i deflussi superficiali, attraverso misure di prevenzione e riduzione della loro produzione e di rallentamento del loro moto, adottate il più possibile nel luogo di formazione o nelle vicinanze, senza danneggiare la qualità dei corpi idrici sotterranei e di quelli superficiali. Affinché queste misure abbiano successo è necessario che esse vengano integrate negli strumenti di pianificazione e regolamentazione degli usi del suolo (in particolare i piani urbanistici, i piani d'ambito, i regolamenti edilizi, i regolamenti di fognatura e la normativa in materia di scarichi) e nei progetti tecnici degli insediamenti e delle infrastrutture, nonché siano accettate da parte dei proprietari degli immobili. La loro implementazione richiede quindi attenzione oltre che per gli aspetti tecnici anche per quelli culturali e di carattere sociale.

È importante sottolineare, infine, che la gestione sostenibile non può limitarsi ai nuovi piani e progetti d'insediamenti e di infrastrutture di trasporto, ma deve estendersi, nei limiti del possibile, anche agli insediamenti ed alle infrastrutture esistenti, nei centri urbani e in ambito rurale.

Rispetto alla gestione convenzionale, nella gestione sostenibile si tratta di riequilibrare, nei limiti del possibile, le componenti del circolo naturale delle acque, fortemente alterato in ambito urbano e metropolitano, senza però sacrificare l'obiettivo fondamentale della tutela dall'inquinamento.

Il nuovo approccio di gestione sostenibile dei deflussi meteorici prevede il perseguimento di alcuni principali obiettivi tra cui:

- ridurre i deflussi superficiali;
- alleggerire i collettori di fognatura e gli impianti di trattamento;
- ridurre i carichi idraulici concentrati sui corsi d'acqua naturali e i canali di bonifica,
- costituire i recipienti terminali delle reti di fognatura;
- incrementare il ravvenamento locale delle falde acquifere

- sotterranee;
- migliorare il microclima urbano incrementando l'evaporazione;
- conservare e ripristinare, nei limiti del possibile, la funzione naturale del suolo.

Per raggiungere i suddetti obiettivi, le esperienze finora condotte hanno mostrato che è opportuno adottare un insieme di misure complementari, secondo un preciso ordine di priorità e tenendo in conto anche il grado d'inquinamento delle acque pluviali ovvero:

- prevenire a livello locale la formazione dei deflussi superficiali provenienti dalle acque pluviali, riducendo le superfici impermeabili o scegliendo forme di pavimentazione permeabili o semipermeabili;
- attuare misure d'utilizzazione e/o percolazione delle acque pluviali, il più possibile vicine al luogo di formazione;
- realizzare invasi locali o centrali per la riduzione delle portate di deflusso.

Nella prassi, spesso le suddette misure sono associate tra loro, secondo un'ampia gamma di soluzioni, variabili in relazione alle diverse situazioni locali (infrastrutture, edificazioni nuove o già esistenti, monofamiliari o multifamiliari, caratteristiche più o meno permeabili del suolo, ecc.). Si intravede perciò la necessità di pianificare il territorio progettando l'ambiente urbanizzato, o studiandone la sua riqualificazione, attraverso l'utilizzo di modelli che prevedano la simulazione di più combinazioni e concatenazioni di interventi atti ad ottenere i desiderati abbattimenti delle portate al colmo di piena e dei carichi inquinanti, in modo tale da comprendere gli effetti a scala vasta di una gestione sostenibile dei deflussi.

7.4. Tecniche di Intervento e Best Management Practices

La letteratura scientifica e tecnica ha recentemente proposto numerose soluzioni di avanguardia per la mitigazione dei volumi e delle portate idriche affluite in fognatura e del loro carico inquinante. Il corretto utilizzo di tali "Best Management Practices" rappresenta quindi un elemento chiave della pianificazione urbanistica e della realizzazione degli interventi di urbanizzazione. Esse si configurano in molteplici tipi di intervento, costituiti da sistemi depurativi diversi

(frequente è il ricorso a sistemi naturali, o estensivi, caratterizzati da costi di impianto e di esercizio molto contenuti), che talvolta si configurano come veri e propri impianti di trattamento. Esse sfruttano processi fisici e biologici per ridurre il carico inquinante delle acque di pioggia, eventualmente assicurando, al contempo, anche la lami-nazione delle portate di piena.

Le BMPs si possono suddividere nelle seguenti categorie:

- Sistemi Filtranti;
- Sistemi ad infiltrazione ed evaporazione;
- Sistemi vegetati;
- Sistemi di lagunaggio

I principi alla base del funzionamento sono:

- sedimentazione: processo fisico per cui particelle sospese in un fluido tendono ad accumularsi sul fondo di un recipiente a causa dell'esistenza di un campo di forza (gravità);
- flottazione: separa solidi finemente suddivisi, portandone uno a galleggiare al di sopra di un liquido e l'altro a sprofondare nel liquido stesso;
- filtrazione: operazione fisico-meccanica con la quale un liquido in movimento, sotto l'azione di un gradiente di pressione, si separa dalle particelle solide in esso disperse, per effetto della loro ritenzione da parte di un mezzo filtrante poroso attraverso cui il liquido viene fatto passare;
- infiltrazione: processo di trasferimento dell'acqua attraverso la superficie del terreno;
- assorbimento: indica il fenomeno per cui si ha il trasferimento di una specie chimica (ovvero uno scambio di materia) da una soluzione sulla superficie di un solido;
- assimilazione: ricezione di sostanze da parte del suolo;
- conversione biologica: è la conversione di materiali organici in prodotti utilizzabili;
- degradazione: ossidazione della sostanza organica.

7.4.1. Sistemi filtranti

I Sistemi Filtranti sono quelle strutture che sfruttano una matrice drenante quale sabbia, ghiaia o torba in grado di rimuovere una parte dei composti inquinanti presenti nelle acque di pioggia. I filtri

controllano la qualità delle acque provenienti da piccole superfici, quali parcheggi o piccole aree urbanizzate, ma possono includere anche un controllo quantitativo dei flussi. I tipi di filtro comunemente utilizzati comprendono:

- Filtri a sabbia superficiale (Sand Filters)
- Filtri tricamerale (Vault Sand Filters)

7.4.2. Sistemi ad Infiltrazione ed evaporazione

I Sistemi ad Infiltrazione ed evaporazione costituiscono soluzioni tecniche che, nel momento di recapitare i volumi idrici in fognatura o al corpo idrico ricettore, hanno lo scopo di facilitare l'infiltrazione e l'evaporazione di almeno parte delle acque nel sottosuolo, ristabilendo l'originale equilibrio idrico che sussisteva nel terreno prima della trasformazione del sito, riducendo le portate scaricate nei ricettori e provvedendo in parte anche alla ricarica delle falde sotterranee. Questi sistemi sono idonei a trattare le acque che non presentano un carico inquinante elevato (tetti, parcheggi di piccole dimensioni).

Essi si differenziano in base alla funzione:

- trattamento delle acque dai tetti
- pozzi Asciutti (Dry Wells)
- tubazioni Drenanti (French Drains)
- vasche Verdi Filtranti (Flow-Through Planters)
- tetti Verdi (Green Roofs)
- vasche di Raccolta e Riutilizzo: Cisterne (Rain Barrels) Green Roof
- Trattamento delle acque stradali e da parcheggi
- pavimentazioni Drenanti e Permeabili
- canali Inerbiti (Vegetative Swales)
- trattamento delle acque di scolo dalle aree urbanizzate
- bacini di Infiltrazione (Dry Ponds)
- canali Infiltranti (Infiltration Planters)
- bacini di raccolta non permanenti Pavimentazione Drenante Dry Pond.

7.4.3. Sistemi vegetati - Fitodepurazione

I sistemi di fitodepurazione sfruttano la *bioretention*, cioè la capacità di alcune piante di assorbire gli inquinanti dall'acqua, depu-

randola. Essi cercano di emulare il sistema naturale di depurazione e laminazione delle acque, attraverso tecniche che non richiedano energia e non siano impattanti. Tali sistemi scaricano nel suolo tutte le acque provenienti dalla rete di drenaggio, senza alcuna possibilità di selezione. La fitodepurazione consiste in un trattamento operato da organismi vegetali che, tramite l'apparato radicale, assorbono gli elementi nutritivi (principalmente inorganici) presenti nell'acqua da depurare.

7.4.4. Sistemi di Lagunaggio

La depurazione mediante lagunaggio sfrutta i meccanismi di sedimentazione, filtrazione, assorbimento, degradazione aerobica ed anaerobica delle sostanze inquinanti. Nei bacini è presente una grande varietà di organismi viventi: batteri, alghe, zooplancton, piante acquatiche, che garantiscono una buona efficienza depurativa. Tra questi sistemi troviamo gli Stagni Permanenti (Wets Ponds).

7.5. Le infrastrutture verdi

Le infrastrutture verdi sono tutte quelle infrastrutture che sostengono il progresso di un territorio o di una regione verso il raggiungimento degli obiettivi dello sviluppo sostenibile e della resilienza urbana, attraverso politiche di governo che consentono di pianificare la conservazione della natura, urbanizzazioni più resilienti e di promuovere forme di produzione sostenibile.

L'U.S. E.P.A. (United States Environmental Protection Agency) ne fornisce la seguente definizione: *"Il concetto di infrastruttura verde descrive una categoria di manufatti, tecnologie e pratiche che utilizzano sistemi naturali (o artificiali che simulano i processi naturali) con la finalità di migliorare la qualità ambientale generale e fornire servizi di pubblica utilità"*.

Le infrastrutture verdi, in linea generale, utilizzano il suolo e la vegetazione per favorire l'infiltrazione, l'evapotraspirazione e/o il riciclo delle acque di prima pioggia. Quando sono utilizzate come componenti di sistemi per la gestione delle acque meteoriche, le infrastrutture verdi (tetti verdi, pavimentazioni permeabili, rain gardens e trincee verdi) possono fornire una vasta gamma di benefici ambientali. Oltre a consentire la sedimentazione e l'infiltrazione delle acque piovane, tali tecnologie possono contemporaneamente aiutare ad

abbattere gli inquinanti atmosferici, ridurre la domanda di energia, mitigare l'effetto dell'isola di calore urbana e trattenere ossido di carbonio, offrendo al contempo alle comunità benefici estetici e spazi verdi. In Europa la Town and Country Planning Association (Londra) fornisce una ulteriore ed interessante definizione: *“Le infrastrutture verdi sono risorse multifunzionali in grado di offrire benefici in ordine alla qualità del paesaggio, al funzionamento ecologico e alla qualità della vita; esse sono inoltre funzionali al raggiungimento della sostenibilità”*.

La loro progettazione e gestione dovrebbe contribuire a proteggere e migliorare i caratteri e l'identità dei luoghi, tenendo conto dei tipi di paesaggio ed habitat presenti. Nel quadro di un progetto più globale, che miri a definire una strategia per la sostenibilità e la resilienza degli insediamenti umani, le infrastrutture verdi possono essere considerate alla stregua di dispositivi in grado di ridurre la frammentazione degli habitat naturali, di ripristinare le condizioni di svolgimento dei processi naturali in città, di incrementare il grado di diversità biologica e le capacità auto-rigenerative, di costituire corridoi di connessione con gli habitat esterni, favorendo i necessari scambi biologici, di ridurre l'impronta ecologica delle città sul territorio e di incrementare il grado di resilienza dell'ecosistema urbano, attraverso il potenziamento della capacità di carico e delle prestazioni dell'ambiente costruito, di migliorare il metabolismo urbano e l'eco-efficienza delle sue diverse componenti nonché di mitigare gli effetti del cambiamento climatico.

L'introduzione di infrastrutture verdi rappresenta, quindi, un'opportunità di arricchimento del progetto urbanistico. Allo stesso tempo, guardando alla pianificazione di area vasta, le infrastrutture verdi possono svolgere un ruolo strategico nella mitigazione degli effetti derivanti dal cambiamento climatico, come peraltro è già stato riconosciuto dall'UE nella recente Strategia di adattamento ai cambiamenti climatici.

7.5.1. La mitigazione del rischio idrologico in ambito urbano tramite le infrastrutture verdi

Una infrastruttura verde consiste, secondo una definizione correntemente utilizzata, in una rete multifunzionale di spazi verdi, sia di nuova individuazione che esistenti, sia rurali che urbani, che supporta i processi naturali ed ecologici. Essa è componente fondamentale per la salubrità e qualità della vita delle comunità (U.K. Planning

policy Statement, 2010). La definizione di infrastruttura verde può anche essere ulteriormente ampliata, includendo in essa tutti gli ecosistemi sani e le aree ad alto valore naturalistico al di fuori delle aree protette, elementi del paesaggio naturale, elementi artificiali, zone multifunzionali, aree in cui mettere in atto misure per migliorare la qualità ecologica generale e la permeabilità del paesaggio, elementi urbani che ospitano la biodiversità e che permettono agli ecosistemi di funzionare ed erogare i propri servizi.

Negli USA l'infrastruttura verde si è caratterizzata prevalentemente come specializzazione della rete ecologica connessa alla difesa dal rischio idraulico, mentre in Europa, a partire dalla nazione che per prima ne ha valorizzato le funzionalità, il Regno Unito, ha assunto una connotazione multifunzionale che ne fa uno strumento di integrazione di pianificazione territoriale e valorizzazione ambientale (Benedict e McMahon, 2002, 2006).

Negli ultimi anni si è osservato il graduale aumento delle forme di criticità idrologica ed idrogeologica dovute alle cosiddette "alluvioni lampo" (Flash flood) e alle colate fangoso-detritiche rapide (*Debris* o *Mud-Flows*). Il fattore scatenante sono i nubifragi, precipitazioni piovose di grande intensità, spesso improvvisi e spiccatamente localizzati nello spazio: le aree urbane, piccole e grandi, ubicate alla base di versanti e nei fondo valle, e sulle quali incombono bacini idrografici di limitate dimensioni (da qualche decina ad alcune centinaia di ettari), sono il bersaglio elettivo di queste fenomenologie. Si tratta di fenomenologie che nel corso degli ultimi anni, solo in Italia, hanno già causato diverse decine di vittime.

I fenomeni di "*flash floods*" nell'area mediterranea possono assumere un carattere particolarmente catastrofico, essendo innescati da precipitazioni che, in casi estremi, possono raggiungere valori cumulati superiori a 500 mm in poche ore (Liguria, 4 ottobre 2021, con 900 mm in meno di 24 ore).

Questo incremento nella frequenza di osservazione delle fenomenologie estreme poggia le sue solide basi scientifiche sugli attuali scenari climatici, che mostrano un incremento delle temperature medie della parte più interna dell'atmosfera terrestre (la Troposfera): questa maggiore temperatura si traduce, in termini fisici, in una maggiore disponibilità di energia per lo sviluppo di fenomeni atmosferici violenti, spesso alla base delle alluvioni.

La tendenza è orientata, quindi, in maniera fisicamente supportata, verso un diffuso aumento del rischio di tipo idrologico ed idrogeologico di base, con un sempre più probabile coinvolgimento dei centri abitati.

7.5.2. Fisica del processo alluvionale

Un'alluvione ha sempre origine da un anomalo apporto meteorico, apporto che, per la sua eccezionalità quantitativa, non riesce ad essere "gestito" adeguatamente dal territorio che lo riceve, sia esso antropizzato che naturale.

L'interazione tra i deflussi superficiali e le opere dell'uomo rende maggiormente evidente la circostanza che un fenomeno sta assumendo caratteristiche di tipo disastroso.

Per una vallata nella quale non esistono opere infrastrutturali, un nubifragio che porta ad una piena del corso d'acqua che ne percorre il fondovalle, potrebbe passare in maniera indolore, almeno secondo i canoni stabiliti dall'uomo: potrebbero allagarsi aree fuori dagli argini naturali, la corrente potrebbe sradicare alberi, potrebbe essere ridisegnato in misura più o meno marcato il percorso dell'asta fluviale ma la Natura, in una certa misura, è programmata per sopportare questo tipo di vicissitudini.

Quando una superficie inizia ad essere interessata da un fenomeno piovoso, è possibile constatare che l'acqua al suolo inizia a scorrere in maniera sempre più consistente.

In termini tecnici possiamo dire le portate idrauliche "Q" stanno crescendo, circostanza resa evidente dalla crescita del tirante idrico "h" (o spessore della lama d'acqua) e della velocità di scorrimento dell'acqua. In un canale, ma il discorso è valido, in termini di comportamento qualitativo, anche per una strada cittadina, esiste un legame tra portate ed altezze idriche definito "scala di deflusso":

$$h = f(Q)$$

In altri termini, in condizioni ordinarie del moto idraulico, ad ogni altezza h del tirante idrico corrisponde un ben determinato valore della portata Q. L'altezza e la velocità dell'acqua sono i due fattori che, se non controllati, possono condurre a situazioni di pericolosità per l'Uomo e per le sue opere.

Se il tirante idrico supera determinati livelli possono essere invasi scantinati, abitazioni ai piani bassi, le automobili possono avere difficoltà a procedere, il manto stradale può essere danneggiato, e così via, con un livello di rischio crescente nel tempo e nello spazio. Ad un elevato tirante idrico corrispondono, peraltro, elevate velocità dell'acqua, il che, inducendo forti sollecitazioni meccaniche sulle strutture investite, può provocare danni di diversa estensione e gravità. In questo quadro di tipo idrologico, in alcune situazioni possono

innestarsi colate fangose o detritiche rapide, con un aggravamento notevole del quadro di criticità territoriale.

È importante osservare che non tutta l'acqua apportata da un evento meteorico contribuisce alla creazione dei volumi di scorrimento: una parte di precipitazione piovosa, ovunque esista un certo livello di permeabilità delle superfici esposte, si infiltra nel sottosuolo, escludendo il proprio contributo dalla dinamica sopra schematizzata. Di seguito si riporta la rappresentazione grafica del Ciclo Idrogeologico, che mostra le dinamiche alle quali sono soggette le acque meteoriche dopo aver raggiunto la superficie terrestre, sia essa naturale che antropizzata (Figura 24).

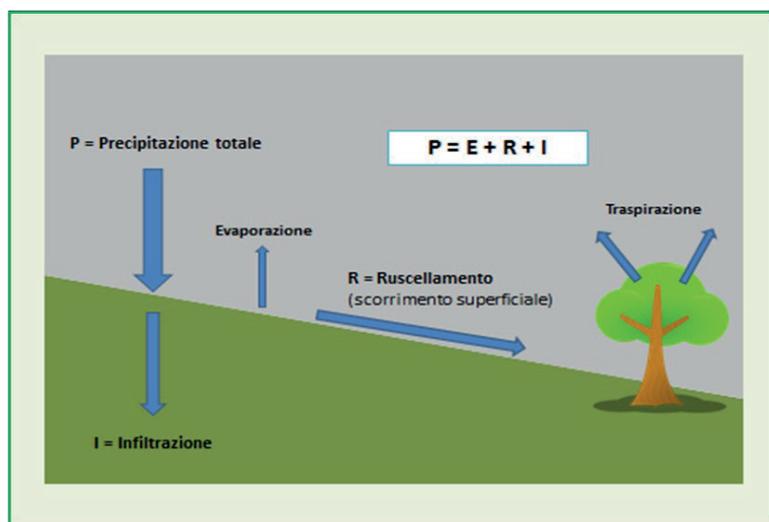


Fig. 24: Il ciclo idrogeologico.

I processi attraverso i quali risulta possibile conseguire una riduzione delle portate massime in scorrimento superficiale sono due:

1. la laminazione
2. la dispersione per assorbimento

Con il termine "laminazione" si intende una qualsivoglia azione tecnica che ha per effetto una riduzione del picco massimo di portata.

L'esempio di più immediata evidenza sono le vasche di laminazione, volumi che hanno il compito di ricevere e immagazzinare le acque durante un evento di piena, rilasciandole in maniera lenta sia durante che dopo la cessazione delle precipitazioni piovose. È facilmente intuibile quale sia l'importanza di una corretta progettazione di questi volumi, onde evitare che essi risultino funzionalmente insufficienti e che possano andare "a sfioro" durante un evento pivo-

so di forte intensità.

Esistono due sistemi di vasche di laminazione (Figura 25):

- vasche in linea
- vasche fuori linea

Le vasche di laminazione con sistema di captazione in linea sono collegate in entrata con la condotta o canale di drenaggio delle portate idrauliche meteoriche generatesi a monte e, in uscita, con la condotta di scarico recapitante nel corpo recettore. La condotta di entrata è innestata superiormente sulla parete frontale della vasca ed è dimensionata in base alla portata di progetto nella situazione post operam; la condotta di uscita è innestata inferiormente sulla parete opposta ed è dimensionata in base alla portata di target che in genere coincide con quella preesistente nella situazione ante operam.

Le vasche sono altresì munite di uno scarico di troppo pieno recapitante nella condotta di scarico oppure direttamente nel corpo recettore. La tipologia di dispositivo di efflusso più semplice e comune è la bocca a battente a luce fissa che esercita un'azione di laminazione della portata di uscita dalla vasca. Tale portata aumenta al crescere del battente dell'acqua nella vasca e raggiunge il suo valore massimo, pari alla portata di target, al livello di troppo pieno. Le vasche di laminazione con sistema di captazione "fuori linea" sono affiancate al canale di convogliamento delle acque meteoriche e con la condotta di scarico recapitante nel corpo recettore e sono equipaggiate con una o più pompe di profondità che provvedono contestualmente al rilancio dell'acqua nel canale e al suo ricircolo all'interno della vasca. La parete del canale confinante con la vasca è ribassata di modo che, quando la portata dell'acqua defluente a pelo libero nel canale supera il valore di target, l'acqua tracima nella vasca da cui viene in parte rilanciata al canale con una portata pari a quella di target e in parte ricircolata nella vasca. In precedenza si è detto che le superfici permeabili sottraggono consistenti volumi di acqua allo scorrimento

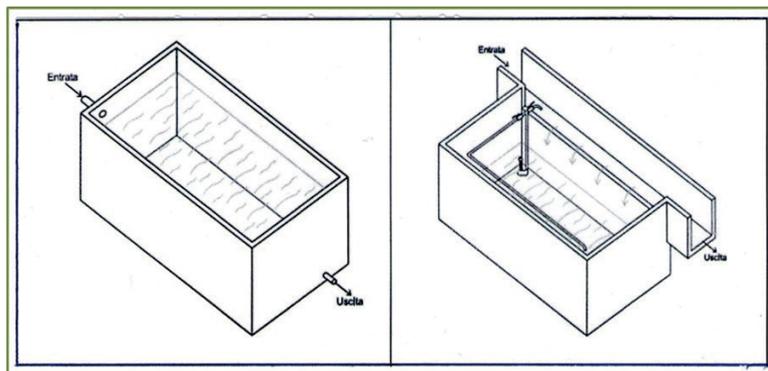


Fig. 25: Vasche di laminazione: schema "in linea" (a) e fuori linea (b)

superficiale, limitando le portate massime. Anche in questo caso è possibile parlare di un effetto laminativo delle portate di piena ma, più correttamente, è preferibile utilizzare il termine “dispersivo” (sottrazione definitiva dei volumi)

Il processo idrodinamico di infiltrazione è regolato dalla Legge di Darcy:

$$Q = kA(P_b - P_a)/\mu L$$

In essa:

Q = portata del fluido in infiltrazione

k = permeabilità

P_a e P_b = pressioni misurate in due sezioni del mezzo poroso

L = distanza tra le 2 sezioni

μ = coefficiente di viscosità del fluido

A = area della sezione attraverso cui passa il fluido

Questa relazione, alquanto articolata, può essere sintetizzata come segue:

$$Q = K \cdot \Delta P$$

con:

$$K = k \cdot A / \mu$$

$$\Delta P = (P_b - P_a)/L$$

Questa notazione sta a significare che la portata che attraversa un mezzo poroso è direttamente proporzionale, tramite una costante moltiplicativa K, alla differenza di pressione esistente tra due sezioni del mezzo poroso attraversato dall'acqua.

Questo significa che per aumentare la portata idrica di infiltrazione è opportuno creare un certo tirante idrico sulla superficie attraverso la quale si vuole forzare il processo infiltrativo.

La soluzione tecnica è di semplice realizzazione e consiste nella realizzazione di uno scavo a fondo disperdente verso il basso, di dimensione in pianta non particolarmente estesa, in modo che i volumi di acqua affluenti in esso vadano ad accumularsi creando un certo volume e, quindi, un certo tirante idraulico che forza il processo incrementando il termine ΔP .

7.6. I rain garden

Tra le infrastrutture verdi sono da annoverare i “*Rain gardens*” o

Fig. 26: Schema in sezione della struttura di un "rain garden" (www.holemanlandscape.com)



“giardini a pioggia”.

Essi si pongono alla base di un elenco che venga strutturato in termini di dimensioni dell'opera ma, malgrado questa limitatezza dimensionale, sono in grado di svolgere una funzione importantissima in un contesto fortemente urbanizzato, consistente nella riduzione delle portate idriche meteoriche in scorrimento superficiale (*runoff*).

Un giardino a pioggia consiste, strutturalmente, in uno scavo a fondo drenante riempito di una opportuna miscela di suolo vegetale, compost e sabbia, sulla quale vengono insediate poi delle particolari essenze vegetali. La composizione granulometrica del riempimento fa sì che nel volume sia presente una notevole percentuale di meati (Figura 26).

È sorprendente la similitudine funzionale esistente tra un *rain garden* e i sistemi di laminazione delle piene sopra descritti.

Un *rain garden* a servizio di una villetta o di un gruppo di abitazioni, infatti, include sia la funzione di laminazione propriamente detta, quella cioè dell'accumulo idrico temporaneo (tramite il volume dei meati presenti nella matrice terrosa di riempimento) ai fini di un successivo e più lento rilascio, sia quella della dispersione nel sottosuolo per infiltrazione. L'effetto complessivo indotto dai *rain gardens* è, quindi, la significativa riduzione del "runoff" delle acque meteoriche, con tutti i vantaggi che da ciò ne derivano (Figura 27).

Altro aspetto molto importante da evidenziare è quello della capacità di un *rain garden* di operare un trattamento depurativo sulle acque che in esso confluiscono. In assenza di esso, le acque di pioggia, acque che nella prima fase operano un vero e proprio lavaggio delle superfici stradali, sono convogliate nella rete fognaria e, tramite

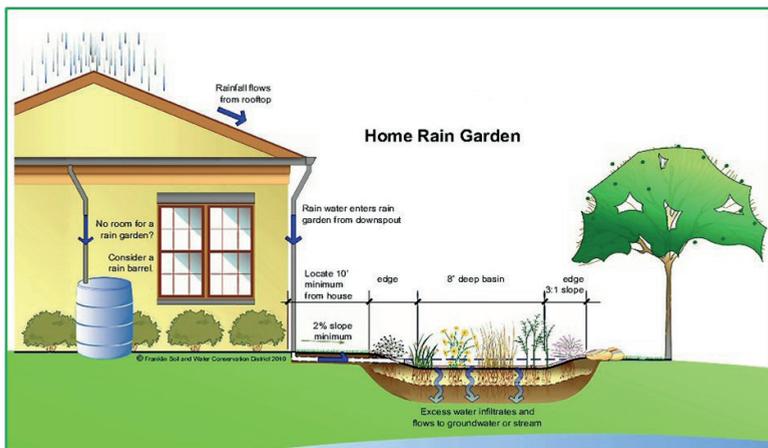


Fig. 27: collocazione tipica di un *rain garden* a servizio di una villa isolata. Questa soluzione rende praticamente nullo il contributo in rete fognaria delle acque meteoriche (<http://modernhomesportland.com>).

un emissario, vengono addotte ad un impianto di trattamento depurativo delle acque. Le acque di prima pioggia risultano normalmente cariche di sostanze inquinanti e comportano un aggravio gestionale per l'impianto, con conseguenti maggiori costi indotti. La presenza di un sistema integrato di rain garden riduce significativamente questa dinamica, comportando un utile feedback di tipo economico per la comunità locale.

A questi aspetti di tipo tecnico-funzionale, un rain garden associa, poi, anche una indubbia funzione ornamentale, di arricchimento e completamento degli spazi esterni di un contesto residenziale, potendo anche contestualmente perseguire un obiettivo di tutela della biodiversità (Foto 60-61). La comunità scientifica mondiale, in ambiti disciplinari molto diversificati tra di loro, sta acquisendo una sempre maggiore coscienza sull'ingerenza, spesso perversa, che il Climate Change è in grado di esercitare sulla vita dell'Uomo sulla Terra. Il



Foto 60: esempio di *rain garden* in area residenziale.

Foto 61: esempio di *rain garden* in area residenziale.



Climate Change è un processo estremamente complesso, articolato, con manifestazioni diverse, sia a carattere locale che a carattere globale: la storia meteorologica recente in area mediterranea mette in evidenza, per esempio, un netto incremento delle forme di criticità di tipo idrologico ed idrogeologico indotte da nubifragi talvolta violenti, con un sempre più probabile coinvolgimento dei centri abitati.

È necessario prendere atto di questo processo ed iniziare a fornire degli spunti informativi che, nelle mani di professionisti operanti in specifici ambiti disciplinari, possano contribuire, da subito, ad operare una azione di mitigazione dei processi idrologici, talora rovinosi, che possono svilupparsi in area urbana. Una rete di rain gardens, in particolare se inseriti sul contesto urbano sulla base di una pianificazione attenta, che tenga conto delle caratteristiche del territorio che li ospita, offrono un efficace contributo di mitigazione del rischio idrologico, richiedendo, peraltro, investimenti di entità modesta se correlati ai benefici che si possono conseguire. Di seguito si procede ad illustrare semplici esempi numerici di dimensionamento di un rain garden.

7.6.1. Verifica di un Rain Garden di assegnate caratteristiche dimensionali

Il primo passaggio è quello della quantificazione dei massimi apporti pluviometrici che, su base statistica, è prevedibile che cadano sull'area geografica di nostro interesse.

Se:

P = quantità di pioggia (l/m²)

S = superficie investita dal fenomeno (m)

si ha:

$$\mathbf{V = P \times S}$$

ove **V** = volume di acqua precipitato al suolo

Del complessivo volume, però, solo l'aliquota che si trasforma in deflusso superficiale ha rilevanza nel fenomeno. Pertanto:

$$\mathbf{V_r = P \times S_{imp}}$$

V_r = Volume di ruscellamento: volume di acqua precipitato sulla parte impermeabile della superficie del bacino;

P = quantità di pioggia;

S_{imp} = superficie impermeabile investita dal fenomeno.

Per la quantificazione della massima intensità di pioggia **P** è necessario far ricorso alla Legge di probabilità pluviometrica relativa all'area geografica in esame. Tale legge ha una formulazione del seguente tipo:

$$\mathbf{P = (120 * \delta) / (1 + 5.5 * \delta)^{0.77}}$$

dove **P** è la massima quantità di pioggia che può cadere relativamente alla durata critica **δ** e al preassegnato tempo di ritorno.

La legge viene ricavata mediante analisi statistica delle serie di dati delle precipitazioni di massima intensità oppure viene fornita dalle Autorità di Bacino a seconda dell'area pluviometrica nella quale ricade il Bacino o il Comune oggetto di studio.

La durata critica della precipitazione, quella durata, cioè, che massimizza il valore della portata idraulica in transito nella sezione di chiusura di un determinato bacino idrografico superficiale, la si può porre equivalente al tempo di corrivazione del bacino idrografico stesso. Per tempo di corrivazione si intende il tempo che impiega la goccia d'acqua che cade nel punto idraulicamente più lontano dalla sezione di chiusura del bacino, a raggiungere la sezione stessa.

La valutazione del Tempo di Corrivazione viene generalmente effettuata con la Formula di Giandotti:

$$T_c = [4 * \sqrt{S} + 1,5 L] / [0,8 * \sqrt{(Z - Z_o)}]$$

Ove:

T_c = tempo di corrivazione (in ore)

S = superficie del bacino (in km²)

S_i = superficie della sottoarea i-esima in cui si divide il bacino in funzione delle curve di livello

L = lunghezza della massima asta fluviale d'impluvio

Z = altezza media del bacino sul livello del mare

Z_o = quota più bassa del bacino

Z a sua volta è pari a:

$$Z = [(\sum_i H_i * S_i)] / [\sum_i S_i]$$

Dati del bacino in esame

$S = 1.2 \text{ km}^2$

$L = 1.6 \text{ km}$

$Z = 350 \text{ m s.l.m.}$

$Z_o = 250 \text{ m s.l.m.}$

Si ha pertanto:

$$T_c = (4 * (1.2)^{0.5} + 1.5 * 1.6) / (0.8 * (350-250)^{0.5}) = (4 * 1.1 + 2.4) / (0.8 * 10.0) = 0.85 \text{ h} = 51'$$

È ora possibile valutare la massima precipitazione statisticamente prevedibile. Utilizziamo il termine "statisticamente" in quanto la legge di probabilità pluviometrica è il frutto di una analisi statistica delle serie storiche di dati di precipitazione misurata da pluviometri posizionati nella medesima zona.

$$P = (120 * \delta) / (1 + 5.5 * \delta)^{0.77} = (120 * 0.85) / (1 + 5.5 * 0.85)^{0.77} = 26.8 \text{ mm}$$

È noto che 1 mm equivale ad 1 litro di pioggia per ogni m² di superficie orizzontale. Si ha pertanto:

$$Q = P * S_{imp} / T$$

Ove:

Q = portata idraulica (in l/s) nella sezione di chiusura del bacino in esame

P = quantità di pioggia

S_{imp} = superficie impermeabile investita dal fenomeno (ipotizziamo che sia pari al 50% del bacino)

T = durata dell'evento pluviometrico di riferimento

$$Q = 26.8 * (0.5 * 1.2 * 1000 * 1000) / (3600 * 0.85) = 5255 \text{ l/s}$$

Stanti le difficoltà di un calcolo rigoroso di dimensionamento, procediamo per verifiche di funzionalità su ipotesi dimensionali pre-stabilite:

1° tentativo: verifica funzionale di un sistema integrato di N°10 *rain gardens* in parallelo con superficie complessiva $S = 5000 \text{ m}^2$ e profondità pari a 2.00 m

$$V_{rg} = 10000 \text{ m}^3 \text{ (volume totale rain gardens)}$$

$V_{rg \text{ efficace}} = 10000 \text{ m}^3 \times 0,35 = 3500 \text{ m}^3$ (vuoti dovuti a porosità della miscela di riempimento dei *rain gardens*)

$V_{inf} = 0.8 \text{ m/s} \times 5000 \text{ m}^2 \times (3600 * 0.85) \text{ s} = 0.8 \text{ l/(s} * \text{ m}^2) \times 5000 \text{ m}^2 \times (3600 * 0.85) \text{ s} = 12.240.000 \text{ l} = 12240 \text{ m}^3$ (Volumi allontanatisi per infiltrazione verso il basso)

$V_{ing} = 5.255 \text{ m}^3/\text{s} * (3600 * 0.85) \text{ s} = 16080 \text{ m}^3$ (volumi idrici in ingresso nel sistema di *rain gardens*)

La verifica di idoneità funzionale del sistema di *rain gardens* la si effettua con la seguente disuguaglianza:

$$V_{ing} < V_{inf} + V_{rg \text{ efficace}} ?$$

Se la disuguaglianza è verificata, il sistema di *rain gardens* è sufficiente, altrimenti è necessario aumentare le dimensioni.

Nel caso in esame:

$$V_{ing} = 16080 \text{ m}^3$$

$$V_{rg \text{ efficace}} = 3500 \text{ m}^3$$

$$V_{inf} = 12240 \text{ m}^3$$

$$16.080 < 3500 + 12240 = 15740$$

La disuguaglianza non è verificata, anche se in misura modesta e, pertanto, le dimensioni del sistema di *rain gardens* dovrebbe essere aumentata del $(1-15740/16080) \times 100 = 2\%$ circa

C'è però da evidenziare che la procedura sopra riportata è affetta da alcune ipotesi semplificative e schematizzazioni. Tra di esse possiamo evidenziare:

1) l'intensità di pioggia la si è considerata costante nell'intervallo temporale pari al tempo di corrivazione; in un calcolo rigoroso, andrebbero valutate le intensità di pioggia delle sotto-aree S_i del bacino in relazione alla distanza dalla sezione di chiusura del bacino. Nel nostro caso, essendo il bacino di dimensioni molto modeste, operando sotto l'ipotesi fatta non si commette errore rilevante.

2) il calcolo dei volumi in ingresso (V_{ing}) al sistema di *rain gardens* è ampiamente sovrastimato in quanto le portate che arrivano ai *rain gardens*, nella realtà del fenomeno fisico, non sono costanti e pari al massimo ma passano dal valore zero (nell'istante in cui inizia a piovere) al valore massimo che si è calcolato. In una ipotesi di crescita lineare della portata affluente, il volume in ingresso nei *rain gardens* risulterebbe pari alla metà di quello calcolato. Di qui l'ampio margine cautelativo che consegue a questa ipotesi semplificativa, in grado di compensare la eventuale presenza di sottostima derivante dall'adozione dell'ipotesi 1).

Una procedura che tenga in debito conto l'evoluzione del fenomeno, seguendone la dinamica idraulica, esula dai contenuti del presente volume, che vuole fornire un input per avviare studi di avvicinamento e sensibilizzazione alle tematiche di mitigazione del rischio da evento pluviometrico di notevole intensità.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA E RIFERIMENTI**Bibliografia**

- AA.VV. (2020): *Adattarsi al clima che cambia - Innovare la conoscenza per il progetto ambientale* - Maggioli Editore.
- Austin G. (2014): *Green infrastructure for landscape planning. Integrating human and natural systems* - Routledge.
- Benedict M. A., McMahon E. D. (2006): *Green Infrastructure: linking landscapes and communities* - Island Press.
- Cassandro C., Formentini G., Gobbi A., Griffa A., Randi P., Rosa D. (2021): *Temporalità e tornado* - Edizione Alpha Test.
- Davies C., Macfarlane R., Mcgloin C., Roe M. (2006): *Green infrastructure planning guide* - Anfield Plain: North East Community Forest.
- Hansen R., van der Jagt A. P. N., Olafsson A. S., Pauleit S., Rall E. (2019): *Planning multifunctional green infrastructure for compact cities: What is the state of practice?*, in *Ecological Indicators* 96 (2019) - Elsevier.
- Escobedo F. J., Giannico V., Jim C. Y., Laforteza R., Sanesi G. (2019): *Urban forests, ecosystem services, green infrastructure and nature-based solutions: Nexus or evolving metaphors?*, in *Urban Forestry & Urban Greening* 37 (2019) - Elsevier.
- Esposito L., Fortelli A., Pasculli A. (2015): *Eventi meteorologici e stabilità del territorio* - Aracne Editrice - ISBN 978-88-548-8552-3.
- Giuliacchi M. (2019): *Manuale di meteorologia - Guida alla comprensione dei fenomeni atmosferici e dei cambiamenti climatici* - Edizioni Alpha Test.
- Mel I. C. (2012): *Green Infrastructure: Concepts, perceptions and its use in Spatial Planning. Developing Green Infrastructure planning in the UK, Europe and North America* - LAP Lambert Academic Publishing.
- James R. Holton, Gregory J. Hakim (2012): *An introduction to*

- dynamic Meteorology*. Academic Press Editor.
International Cloud Atlas - Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors (WMO-No. 407).
 Mazzarella A., Fortelli A. (2011): *Elementi di Meteorologia e Climatologia* - Aracne Editrice - ISBN 978-88-548-3829-1.
 Günter D. Roth: *Guida alla Meteorologia* - Arnoldo Mondadori Editore.
 Wachter H.: *Scrutando il cielo - Che cosa è la Meteorologia* - Rizzoli Editore.
 Wilson F., Dunlop S.: *Guida alla previsione del tempo* - Zanichelli Editore.

Sitografia

www.campanialive.it
 www.wetterzentrale.de
 www.meteo.unina.it
<https://cloudatlas.wmo.int/en/home.html>

Fonti iconografiche

Le foto sono tutte dell'autore ad eccezione delle seguenti:

- Foto 1: <http://eol.jsc.nasa.gov/scripts/sseop/photo.pl?mission=ISS013&roll=E&frame=54329>
- Foto 2: <https://danielkordan.com/portfolio-item/photo-tour-baikal-lake-russia-31-january-6-february-2021/>
- Foto 3: <https://www.meteotrip.it/azzurro-clima-e-geografia-di-un-arcipelago-sperduto/>
- Foto 4: <https://cronachedi.it/monsoni-in-nepal-india-bangladesh-oltre-60-morti-per-frane-e-allagamenti/>
- Foto 5: <https://it.wikipedia.org/wiki/Cherrapunjee>
- Foto 6: <https://amibideshini.wordpress.com/2016/08/09/monsoon-in-cherrapunji-a-trip-to-the-rainiest-wettest-place-of-planet-earth/>
- Foto 41: <https://twitter.com/matthewcappucci/status/1311126958311452673>
- Foto 42: https://it.wikipedia.org/wiki/Manica_a_vento
- Foto 43: <https://it.wikipedia.org/wiki/Anemometro> Stefan Kühn - Opera propria

- Foto 46: <https://amalfinotizie.it/capri-vento-forte-mare-agitato-sospesi-collegamneti-marittimi-con-napoli/>
- Foto 49: <https://www.sardiniapost.it/cronaca/maestrale-impetuoso-mare-burrasca-allerta-meteo-sardegna/>
- Foto 60: <https://www.fondoambiente.it/news/rain-garden-un-rimedio-naturale-contro-le-esondazioni>
- Foto 61: <https://www.lfwa.org/build-a-rain-garden>
- Figura 9 : <https://www.icapainapp.com/2019/07/24/il-fronte-caldo/>
- Figura 10: <https://100ghinee.org/2021/05/16/elementi-di-meteorologia-marina/>
- Figura 11: <http://www.centrometeo.com/articoli-reportage-approfondimenti/fisica-atmosferica/6023-fronte-freddo-caldo-occluso-giochi-atmosferici-delle-masse-aria>
- Figura 26: <http://www.holemanlandscape.com>
- Figura 27: <http://modernhomesportland.com>

Il volume è stato impostato in maniera divulgativa, e cerca di proporre una Meteorologia per immagini, concentrando la propria attenzione sulla descrizione delle nubi, eteree presenze che quasi sempre ci forniscono precise informazioni in merito al tempo che farà.

Esistono dieci generi di nubi, numerose specie e ancor più numerose varietà, e ciascuna di esse si forma nel cielo non a caso ma perché nell'atmosfera, in quel punto, si sta sviluppando un ben preciso meccanismo fisico e termodinamico.

Le nubi possono essere considerate le attrici protagoniste di questo volume e per ciascuna di esse si è cercato di individuare il nesso tra tali meccanismi di formazione e la probabile evoluzione futura del tempo meteorologico.

Nel libro il tipo di nube più ricorrente è il Cumulonimbus, in quanto è proprio essa, detta anche nube delle tempeste, quella che genera i fenomeni meteorologici più intensi e, talvolta, devastanti, come i nubifragi, i tornado, le grandinate, ecc.

Dopo aver diffusamente trattato i fenomeni associati ai Cumulonimbus si è passati, nella parte finale del volume, a fornire alcuni spunti utili a comprendere le dinamiche di risposta del territorio alle sollecitazioni indotte dagli eventi pluviometrici estremi e, in ultima analisi, ad individuare strategie di pianificazione territoriale in grado di mitigare gli impatti sul territorio.

Da questo punto di vista, le Infrastrutture Green presentano notevoli potenzialità, in particolare se esse vengono considerate un tassello di primaria importanza in un complessivo piano di adattamento alle complesse dinamiche del cambiamento climatico.

Alberto Fortelli si è laureato in Ingegneria Civile Idraulica presso l'Università degli Studi di Napoli "Federico II", dove ha anche conseguito il titolo di Dottore di Ricerca in Scienze della Terra. Il suo interesse per lo studio e l'osservazione meteorologica, nato alla fine degli anni Settanta, ha mostrato un continuo consolidamento attraverso numerose esperienze professionali, affiancate da attività di ricerca scientifica svolta presso l'Osservatorio Meteorologico federiciano, con numerose pubblicazioni su riviste nazionali ed internazionali. Ha tenuto seminari didattici in Meteorologia applicata in particolare presso il Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II".