# ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

# I TEMPORALI AUTORIGENERANTI: GLI EVENTI DI GENOVA DEL 2011 E DEL 2014 A CONFRONTO

Tesi di Laurea di: Giuseppe Mucci Relatore: Prof. Vincenzo Levizzani

**SESSIONE II** 

Anno Accademico 2013-2014

"Neve che turbini in alto e avvolgi le cose di un tacito manto. Neve che cadi dall'alto e noi copri coprici ancora, all'infinito. Imbianca la città con le case, con le chiese, il porto con le navi, le distese dei prati..."

Da "Neve" di Umberto Saba.

# INDICE

1	INTRODUZIONE	1
2	TERMODINAMICA	3
	2.1 BUOYANCY DELLA PARTICELLA E STABILITÀ ATMOSFERICA	4
	2.2 CONVEZIONE	8
3	LE NUBI	
•	3.1 GENERALITÀ	
	3.2 MECCANISMO DI FORMAZIONE DELLE NUBI	
	3.3 TIPI DI NUBI	
	3.4 I CUMULI	
	3.4.1 DAL CUMULUS HUMILIS AL CUMULUS CONGESTUS	
	3.4.2 DAL CUMULUS CONGESTUS AL CUMULONEMBO	21
Δ	ΙΤΕΜΡΟΒΑΙΙ	22
•	4.1 ORIGINE. SVILUPPO E DECADIMENTO DEL TEMPORALE	
	4.2 CARATTERISTICHE DI UNA STRUTTURA TEMPORALESCA	
	4.3 TIPI DI TEMPORALI	
	4.3.1 TEMPORALI A CELLA SINGOLA	
	4.3.2 TEMPORALI MULTICELLA	
	4.3.3 MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM E MESOSCALE CONVECTIVE COMPLEX	
5		38
5	5 1 ASPETTI GENERALI	<b>30</b> 28
	5.2 SVILLIPPO DI LIN TEMPORALE V-SHAPE	30
_		
6	FLASH FLOOD A GENOVA	
	6.1 EVENTO DEL 4 NOVEMBRE 2011	
	6.1.1 ANALISI METEOROLOGICA A SCALA SINUTTICA	
	6.1.2 ANALISI METEUROLOGICA ALLA MESUSCALA	
	6.1.3 ANALISI DI IMINIAGINI SALELLI IARI E RADAR	
	6.1.4 ANALISI PLOVIDIVIETRICA.	
	6.2 EVENTO DEL 9 OTTOBRE 2014	
	6.2.1 ANALISI METEOROLOGICA A SCALA SINOTTICA	
	6.2.2 ANALISI METEOROLOGICA A JCALA SINOT TRAMUNICI METEOROLOGICA A JCALA SINOT TRAMUNICI METEOROLOGICA ALLA MESOSCALA	
	6 2 3 ANALISI DI IMMAGINI SATELI ITARI E RADAR	
	6.2.4 ANALISI PLUVIOMETRICA	
	6.2.5 CONFRONTO TRA PRECIPITAZIONE STIMATA E PRECIPITAZIONE EFFETTIVA	
	6.3 ANALOGIE E DIFFERENZE TRA I DUE EPISODI	
	6.4 PERCHÉ UN'ALTRA ALLUVIONE A GENOVA?	
	6.5 POSSIBILI SOLUZIONI	81
7	CONCLUSIONI	96
1		
8	BIBLIOGRAFIA	
9	SITI CONSULTATI	87
10	GLOSSARIO	

# **1 INTRODUZIONE**

Nel corso degli ultimi decenni si è assistito a un crescente interessamento da parte della popolazione per la meteorologia. Grazie anche all'evoluzione dei mezzi di comunicazione, i motivi di tale avvicinamento, al di là della pura curiosità, possono essere ricercati in due aspetti: da un lato quello economico basato sulla necessità di venire a conoscenza, nell'immediato, dell'evoluzione del tempo per decidere se realizzare un progetto o un investimento, dall'altro perchè troppo spesso, ultimamente, siamo costretti a fronteggiare eventi atmosferici intensi o addirittura estremi responsabili di ingenti danni alla popolazione stessa e ai beni in loro possesso.

Tra i tanti che l'atmosfera è in grado di generare, sicuramente il temporale rappresenta uno tra i fenomeni più affascinanti e spettacolari a cui un essere umano possa assistere.

In ognuno di essi, infatti, vi è racchiusa l'essenza della meteorologia: osservando la semplice evoluzione termodinamica che la nube o un piccolo volume d'aria subisce alla mesoscala, è possibile assistere alla formazione d'idrometeore quali pioggia, grandine e nella stagione invernale graupel o neve; ed ancora, non sono rari repentini crolli termici, raffiche di vento e scariche elettriche fino ad arrivare alle manifestazioni più estreme: i tornado e le alluvioni lampo.

Recenti studi effettuati dagli scienziati dell'*European Geosciences Union* hanno stimato che ogni giorno sulla terra accadono circa 760 temporali.

Anche la Penisola italiana ed il mar Mediterraneo sono forieri di un elevato numero di episodi temporaleschi: l'Italia infatti essendo circondata da questo bacino piuttosto chiuso ed avente in media una temperatura di circa 4 °C superiore al vicino Atlantico, presenta un clima fortemente mitigato. La contemporanea presenza di due imponenti catene montuose, quali le Alpi e gli Appennini, producono una miriade di microclimi che la rendono unica nel suo genere. Le masse d'aria in arrivo subiscono continui processi termodinamici causati dallo scorrimento sulle acque calde e dall'orografia, venendo modellate e modificate continuamente. L'Italia, poi, essendo situata nel cuore del Mediterraneo rappresenta lo spartiacque tra il caldo continente africano e il clima continentale della Mittel e dell'Est Europa cosicchè è spesso terra d'imponenti rimonte anticicloniche di natura tropicale e spettacolari discese di aria fredda da latitudini più elevate.

La stagione autunnale, come per molti altri Paesi, è quella maggiormente piovosa; le perturbazioni collegate ai cicloni mobili delle medio-alte latitudini, percorrendo traiettorie più meridionali, interagiscono con la catena alpina generando le classiche ciclogenesi sottovento alle Alpi, foriere di

piogge estese e persistenti su buona parte del Settentrione.

C'è poi da considerare un altro fattore: la parziale scomparsa dell'anticiclone delle Azzorre, che da circa un ventennio, piuttosto che allungarsi longitudinalmente verso il Mediterraneo preferisce percorrere traiettorie meridiane, in aperto Atlantico. Questa anomala disposizione, connessa a sua volta a particolari trend a scala sinottica ha favorito sempre più spesso lo sprofondamento di saccature atlantiche nel cuore della penisola iberica, generando contemporaneamente rimonte anticicloniche africane su buona parte dell'Italia; come spesso accade in questi casi, le regioni settentrionali, in particolare Liguria ed alta Toscana, trovandosi sul ramo ascendente della saccatura sono costrette a fare i conti con condizioni atmosferiche fortemente perturbate e la stazionarietà di tali disposizioni bariche sono causa di alluvioni e distruzioni.

In questa tesi si cercherà di dare una spiegazione scientifica delle cause che hanno provocato i violenti *flash flood* sulla città di Genova, in due episodi molto simili ma distinti, a distanza di soli tre anni, nel novembre del 2011 e recentemente, nell'ottobre del 2014.

Nel primo capitolo tratteremo la termodinamica di una massa d'aria; successivamente analizzeremo i processi e le cause connessi alla formazione delle nubi, in particolare quelle a sviluppo verticale che sono la causa della formazione dei temporali, concentrandoci sul meccanismo di formazione di questi ultimi, da quello a cella singola al multicella, gli MCS, gli MCC e trattando nello specifico i temporali enhanced V shape. Gli ultimi capitoli saranno interamente dedicati all'episodio del novembre 2011 e a quello dell'ottobre 2014, cercando di fornire una chiara esposizione delle analogie e delle differenze.

## **2 TERMODINAMICA**

L'atmosfera è un miscuglio di gas, alcuni dei quali hanno rapporti di mescolamento ben definiti (azoto 78%, ossigeno 21%, argon 1%); altri, invece, variano la loro concentrazione. Da un punto di vista termodinamico, utilizzando la legge di Dalton per le pressioni parziali, tali gas possono essere considerati come un unico sistema in cui l'equazione di stato è:

$$\boldsymbol{p} = \boldsymbol{\rho} \boldsymbol{R}_{\boldsymbol{d}} \boldsymbol{T} \tag{1.1}$$

dove p è la pressione del gas,  $\rho$  la densità,  $R_d$  è il rapporto di mescolamento per l'aria secca e T è la temperatura.

Sebbene si parli di aria secca, una massa d'aria è sempre una "mistura" di aria secca e vapor d'acqua per cui l'equazione di stato va riscritta come:

$$\boldsymbol{p} = \boldsymbol{\rho} \boldsymbol{R}_{\boldsymbol{d}} \boldsymbol{T}_{\boldsymbol{v}} \tag{1.2}$$

dove  $T_v$  è la *temperature virtuale* (Rizzi 2006):

$$\boldsymbol{T}_{\boldsymbol{\nu}} = \frac{T}{\left[1 - \frac{e}{p}(1 - \varepsilon)\right]} \Rightarrow \boldsymbol{T}_{\boldsymbol{\nu}} \approx \boldsymbol{T}(1 + \boldsymbol{0}. \boldsymbol{61w}), \quad \text{con } T_{\boldsymbol{\nu}} > T$$
(1.3)

dove *e* è la *pressione parziale* del vapor d'acqua,  $\varepsilon = R_d/R_v$ , *w* il *rapporto di mescolamento* tra massa del vapor d'acqua e aria secca.

La *prima legge della termodinamica* afferma che se si fornisce calore dQ a un gas, parte di esso tende ad aumentare l'energia interna dU e la rimanente parte provoca l'esecuzione di lavoro dW:

$$dU + dW = dQ \tag{1.4}$$

se il processo avviene in condizioni adiabatiche:

$$dU + dW = \mathbf{0} \tag{1.5}$$

da cui, esplicitando i vari termini:

$$c_v dT + p dV = 0 \tag{1.6}$$

oppure

$$c_p dT - V dp = 0 \tag{1.7}$$

dove  $c_v$  è il *calore specifico a volume costante* e  $c_p$  è il *calore specifico a pressione costante*, entrambi per l'aria secca.

Senza entrare nello specifico della dimostrazione, possiamo affermare che dalle due forme della I legge della termodinamica, in condizioni adiabatiche, e dalla legge dei gas perfetti applicata ad una mole di gas otteniamo le *equazioni di Poisson*:

$$TV^{\gamma-1} = cost$$

$$Tp^{-k} = cost$$
(1.8)
(1.9)

che rappresentano una famiglia di curve nel piano costituito da due variabili di stato dette, appunto, *adiabatiche*.

Durante i processi adiabatici, esiste una grandezza che si conserva, detta *temperatura potenziale* ( $\theta$ ), che rappresenta la temperatura che avrebbe un sistema o una particella se venisse espansa o compressa adiabaticamente, fino alla pressione di riferimento p<sub>0</sub>=1000 hPa. Dato un sistema che passa dallo *stato* (p, T) allo *stato* ( $p_0$ ,  $\theta$ ) si ha:

$$Tp^{-k} = \theta p_0^{-k} \Rightarrow \theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right) \exp k , \qquad (1.10)$$

 $\cos k = R_d/c_p$ .

#### 2.1 BUOYANCY DELLA PARTICELLA E STABILITÀ ATMOSFERICA

La *stabilità* esprime l'attitudine dell'atmosfera a favorire o impedire lo sviluppo e il mantenimento di eventuali moti verticali liberi (*free convection*).

Durante l'ascesa, una particella d'aria può passare da uno stato insaturo a uno saturo e per questo bisogna analizzare i due casi in maniera distinta poichè nel primo non c'è il contributo dell'acqua condensate mentre nel secondo ciò avviene.

L'aria è detta in equilibrio idrostatico quando non sperimenta nessuna forza netta in direzione verticale (Levizzani 2006). Di conseguenza, la forza del gradiente di pressione verticale sull'aria bilancia esattamente la forza di gravità:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{1.11}$$

se per qualche motivo questo equilibrio viene a mancare e si instaura un moto verticale, durante il movimento verso l'alto bisogna distinguere due casi.

#### • Particella d'aria secca oppure umida ma non satura

Consideriamo una particella di aria "*secca*", oppure "*umida ma non satura*", che viene sollevata/abbassata di quota, in condizioni adiabatiche. Essa subirà una diminuzione/aumento di temperatura, in funzione della quota, pari a

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p} = 9,8 \ ^\circ C/km \tag{1.12}$$

#### detto lapse rate adiabatico secco;

immaginiamo una particella aventi tali caratteristiche, inizialmente ferma, che successivamente subisce un piccolo spostamento dalla condizione di equilibrio dz' (i simboli con l'apice sono riferiti alla *particella*, quelli senza all'*ambiente* in cui la particella è immersa).

La *forza di galleggiamento* o *buoyancy* che agisce su questa particella vale, rispettivamente in funzione della temperatura, T, e della densità  $\rho$ :

$$F_B = \frac{d^2 z'}{dt^2} = \left(\frac{T' - T}{T}\right) g$$

$$F_B = \frac{d^2 z'}{dt^2} = \left(\frac{\rho - \rho'}{\rho'}\right) g$$
(1.13)
(1.14)

Per piccoli spostamenti verticali, la particella subirà una variazione di temperatura pari a

## $T' = T_0 - \Gamma' z'$

 $\operatorname{con} \Gamma' = \Gamma_d = lapse \ rate \ della \ particella, \ \Gamma = lapse \ rate \ ambientale$ 

Simultaneamente, la temperatura dell'ambiente varierà di una quantità pari a

# $T=T_0-\Gamma z$

Si evince, dunque, che se la particella ha temperatura maggiore (densità minore) rispetto all'ambiente la forza di galleggiamento è positiva, se ha temperatura minore (densità maggiore) rispetto all'ambiente la forza di galleggiamento è negativa e se particella e ambiente si trovano alla stessa temperature (densità) la forza di galleggiamento è nulla.

A tale forza corrisponde un'accelerazione verticale per cui è possibile definire la *frequenza di Brunt-Väisälä*, o frequenza di galleggiamento, la grandezza:

$$N^2 = \frac{g}{T} (\Gamma_d - \Gamma) \tag{1.15}$$

che scritta in funzione della temperature potenziale diviene

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \tag{1.16}$$

da cui si ricava l'equazione del moto di una particella che corrisponde all'equazione del moto di un oscillatore armonico semplice:

$$\frac{d^2 z'}{dt^2} + N^2 z' = \mathbf{0} \tag{1.17}$$

In virtù di ciò, è possibile scrivere i *criteri di stabilità* per un'atmosfera secca oppure umida non satura:

1. 
$$N^2 > 0$$
,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ,  $\Gamma < \Gamma_d$ : stabile

2. 
$$N^2 < 0$$
,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ ,  $\Gamma > \Gamma_d$ : instabile

3. 
$$N^2 = 0$$
,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ ,  $\Gamma = \Gamma_d$ : neutrale



FIG 2.1: casi di stabilità verticale.

#### • Particella di aria satura.

Le considerazioni fin qui esposte necessitano di alcune ulteriori considerazioni quando la massa d'aria in esame passa da uno stato "*secco*" oppure "*umido non saturo*" a uno stato "*saturo*". In questo caso, infatti, la diminuzione di temperatura associata all'espansione adiabatica viene in parte attenuata dal calore latente rilasciato dalla particella durante il passaggio di stato vapore-liquido. La particella, quindi, subirà una diminuzione di temperatura con la quota pari a

$$\Gamma_s = -\frac{dT}{dz} = \frac{\Gamma_d}{\left(1 + \frac{Ldw_s}{c_p dT}\right)} \approx 6,5 \,^{\circ}C/km$$
(1.18)

detto *lapse rate adiabatico saturo;* tale quantità non è costante data la dipendenza del rapporto di mescolamento di saturazione dalla temperatura e dalla pressione.

Si ha che  $\Gamma_s$  è il gradiente adiabatico saturo e  $T_{vl}$  è la temperatura virtuale dell'acqua liquida utilizzata per tener conto dell'acqua condensata. Per ciò che riguarda la presenza di acqua liquida si definisce una nuova grandezza:

$$\boldsymbol{\theta}_{e} = \boldsymbol{\theta} e x \boldsymbol{p} \left( \frac{L_{v} \boldsymbol{w}_{s}}{c_{p} dT} \right) \tag{1.19}$$

detta temperatura potenziale equivalente; la buoyancy in condizioni di saturazione diventa:

$$F_B = -\left(\frac{g}{\theta_e}\frac{\partial\theta_e}{\partial z}\right)\delta z' \tag{1.20}$$

da cui si ricava nuovamente l'equazione del moto di una particella che corrisponde all'equazione del moto di un oscillatore armonico semplice:

$$\frac{d^2z'}{dt^2} + N^2 z' = \frac{d^2z'}{dt^2} + \left(\frac{g}{\theta_e}\frac{\partial\theta_e}{\partial z}\right) z' = \mathbf{0}$$
(1.21)

In conclusione, introducendo la condensazione/evaporazione durante l'ascesa della particella, si ottengono cinque possibili stati di *stabilità statica*:

- 1.  $-\frac{dT_{vl}}{dz} < \Gamma_s$  assolutamente stabile
- 2.  $-\frac{dT_{vl}}{dz} = \Gamma_s$  neutro saturo
- 3.  $\Gamma_s < -\frac{dT_{vl}}{dz} < \Gamma_d$  condizionatamente instabile
- 4.  $-\frac{dT_{vl}}{dz} = \Gamma_d$  neutro secco
- 5.  $-\frac{dT_{vl}}{dz} > \Gamma_d$  assolutamente instabile

si rammenta che  $dT_{vl}/dz$  rappresenta il gradiente verticale della temperatura virtuale dell'ambiente.

#### **2.2 CONVEZIONE**

Il termine *convezione* indica un movimento verticale dell'aria, movimento che può essere attivato da forze di galleggiamento o meccaniche: in tal modo si realizza da parte dell'atmosfera trasporto verticale di calore, massa e momento (Levizzani 2006). Di particolare interesse è la convezione da galleggiamento perchè questo è il processo che porta alla formazione delle nubi cumuliformi.

I moti convettivi si originano principalmente in estate e sono dovuti al disomogeneo riscaldamento diurno tra suoli adiacenti aventi capacità termiche differenti. Sulla porzione di superficie che si riscalda maggiormente (un suolo arato, ad esempio) tendono a formarsi bolle d'aria più calde e meno dense dell'aria circostante (sovrastante uno specchio d'acqua, ad esempio), aventi dimensioni di qualche decina di metri di diametro. Queste bolle, sotto la spinta di galleggiamento indotte dalla differenza di temperatura, si staccano dal suolo ad impulsi successivi, attivando una colonna di correnti ascendenti, detta termica, che salendo si dilata per via della minore densità che incontra, fino a raggiungere il diametro di un centinaio di metri ad altezze di 1-2 km. Lo spostamento verticale di tali bolle, provoca un deficit di aria, dunque di pressione al suolo, che genera il richiamo di masse d'aria più fresche dal vicino specchio d'acqua e innesca sulla sua verticale correnti discendenti per colmare l'aria che fuoriesce: si forma, in definitiva, una tipica circolazione chiusa. L'altezza che i moti convettivi raggiungono è strettamente legata al tipo di stabilità dell'ambiente atmosferico entro il quale si muovono. Un ruolo importante nell'attivazione e nel mantenimento dei moti convettivi è giocato dal flusso di calore sensibile che rappresenta la quantità di calore che viene scambiata, nell'unità di tempo e per unità di superficie, tra il suolo e l'aria sovrastante. La convezione, in definitiva, è una diretta conseguenza dell'instabilità e il suo ruolo è quello di ridurre quest'ultima attraverso il rimescolamento verticale dell'aria. Un modo per verificare se ci sia instabilità o meno di un profilo verticale di temperatura su una determinata area è stabilito dai radiosondaggi. Il profilo verticale si ottiene attraverso l'invio in atmosfera dei palloni sonda i quali permettono di avere informazioni delle più importanti variabili fisiche quali temperatura, umidità, intensità e direzione del vento. Contemporanente alla registrazione, i dati vengono trasmessi alla stazione da dove è partito il lancio in maniera tale da costituire il radiosondaggio. I rilevamenti effettuati vengono sovrascritti su un diagramma detto diagramma aerologico skew-T-lnp in cui in ascissa è posta la temperatura in gradi Celsius o Kelvin e in ordinata il logaritmo della pressione. Oltre ai dati dei parametri già citati, attraverso il radiosondaggio si ricavano informazioni sul LCL, LFC, LNB, CAPE e CIN.



FIG 2.2: esempio di radiosondaggio.

Una particella umida, non satura (linea viola a destra), inizialmente più fredda quindi più stabile dell'ambiente circostante (linea rossa), è forzata ad ascendere dal livello di 1000 hPa, seguendo l'**adiabatica secca**; alla quota di circa 870 hPa la particella raggiunge il suo LCL (*lifting condensation level*), livello di condensazione forzato, in cui la massa diventa satura ma è ancora stabile perchè più fredda dell'ambiente circostante: da questo momento in poi il raffreddamento risulterà più lento poichè comincerà il processo di condensazione e a tale quota, in genere, si assiste alla formazione della base della nube cumuliforme. Se per qualche motivo l'ascesa forzata continua, a causa del raffreddamento adesso più contenuto, la particella arriverà alla quota di circa 770 hPa,

detto LFC (*level of free convection*), livello di libera convezione, in cui diviene più calda dell'ambiente circostante passando dunque da una condizione stabile ad una instabile: da questo livello critico l'ascesa proseguirà fin quando la particella giungerà al LNB (*level of neutral buoyancy*), livello di galleggiamento neutro, in questo caso detto EL (*equilibrium level*), livello di equilibrio che denota l'altezza oltre la quale la particella in ascesa adiabatica satura diverrebbe più fredda dell'ambiente circostante.

La quantità di energia disponibile per un'accelerazione verso l'alto di una particella è detta **CAPE** (*convective available potential energy*) e nel diagramma è l'area colorata di verde compresa tra il LFC e il LNB, delimitata dalle due curve che indicano la temperatura della particella e la temperatura dell'ambiente.

Da un punto di vista matematico, è possibile modellizzare quanto detto con il seguente integrale:

$$CAPE = \int_{Z_{LFC}}^{Z_{LNB}} F_B dz = \int_{Z_{LFC}}^{Z_{LNB}} \left(\frac{T'_{\nu} - T_{\nu}}{T_{\nu}}\right) g dz$$
(1.22)

dove l'unità di misura è il J kg<sup>-1</sup>.

All'opposto del CAPE, definiamo un'altra grandezza detta CIN (*convective inhibition*) che rappresenta l'energia che la particella deve superare per giungere fino al livello di libera convezione:

$$CIN = \int_{Z_i}^{Z_{LFC}} \left(\frac{T-T'}{T}\right) g dz$$
(1.23)

dove l'unità di misura è sempre il J kg<sup>-1</sup>.

Dal radiosondaggio si nota che esiste una zona in cui la particella d'aria è più fredda dell'ambiente circostante, una sorta di zona ad inversione termica in cui sono presenti elevate quantità di calore ed umidità pronte ad esplodere che però necessitano di un "innesco": risulta essere come una pentola a pressione in cui il tappo rappresenta questa zona compresa tra il suolo ed il LFC.

Un esempio, è rappresentato dalle giornate estive dominate dall'anticiclone africano in cui si accumulano enormi quantità di calore ed umidità ma non si verificano i temporali.

### **3** LE NUBI

Le **nubi** sono agglomerati visibili di particelle d'acqua e ghiaccio, in sospensione nell'atmosfera, in particolar modo in troposfera.

Essendo in continuo movimento e soggette a molteplici cambiamenti di stato, il loro aspetto è in continua evoluzione e trasformazione.



FIG 3.1: altocumulo lenticolare.

### 3.1 GENERALITÀ

Le *nubi* esistono a causa del processo fisico della condensazione ma quest'ultimo avviene soprattutto in risposta a processi forzanti di natura dinamica che includono moti verticali dell'aria su scala sinottica, cioè la convezione e il mescolamento (Levizzani 2006). L'organizzazione e la struttura delle nubi sono quindi influenzate da fattori dinamici quali la stabilità, la convergenza e la vicinanza o meno di fronti e cicloni. Ciò non significa che le nubi si sviluppano solo a causa di forzature dinamiche, poichè queste, a loro volta, influenzano i moti atmosferici attraverso processi fisici quali il rilascio del calore latente, la ridistribuzione verticale dell'acqua e del vapore, e la modulazione del trasporto della radiazione in onda corta e lunga in atmosfera.

Una nube è un insieme di centinaia di microscopiche gocce per centimentro cubo, con un raggio avente dimensioni tipiche dell'ordine di  $10-10^2 \mu m$ , mentre la concentrazione intesa come numero di gocce per litro d'aria varia tra  $10^3$  e  $10^7$ , in funzione delle dimensioni.

I cambiamenti di fase sono alla base della microfisica delle nubi. Essi sono:

- Vapore ←→ liquido (condensazione, evaporazione)
- Liquido ←→ solido (ghiacciamento, fusione)
- Vapore ←→ solido (deposizione, sublimazione)

Tali transizioni non avvengono all'equilibrio termodinamico ma in presenza di una forte barriera di energia libera. Le goccioline sono caratterizzate da elevate forze di tensione superficiale: affinchè una gocciolina si formi per condensazione dal vapore, la tensione superficiale deve essere "vinta" da un forte gradiente di pressione di vapore. In altre parole, tutti i processi di formazione delle nubi non avvengono all'equilibrio.

In termodinamica, la variazione di pressione di vapore di saturazione con la temperatura è regolata dall'equazione di Clausius-Clapeyron, ed è pari a

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T(\alpha_2 - \alpha_1)} \tag{1.23}$$

dove  $e_s$  è pressione di vapore di saturazione, L è il calore latente di evaporazione,  $\alpha_1$  ed  $\alpha_2$  sono i volumi specifici rispettivamente dell'acqua liquida e del vapor d'acqua.

Essa descrive, in sostanza, le condizioni di equilibrio per un sistema termodinamico che consiste di una massa d'acqua e del suo vapore, come l'atmosfera, del resto.

Un concetto molto importante nello studio delle nubi è la *saturazione*, cioè quella condizione di equilibrio dinamico in cui velocità di condensazione ed evaporazione si eguagliano. La saturazione può avvenire in due modi:

- diminuendo la temperatura dell'aria, essendo minore la quantità di vapor d'acqua che può essere contenuta (la maggior parte delle nubi si formano per questa causa) T → T rugiada;
- 2. apportando umidità dall'ambiente esterno, in condizioni isotermiche (umidificazione).

Per piccole gocce, tuttavia, a causa dell'elevata energia libera, la transizione di fase non accade, o meglio non dovrebbe accadere al punto di saturazione di equilibrio: eppure ciò si verifica. Il motivo di questo risultato è spiegato dal fatto che l'atmosfera contiene elevate concentrazioni di particelle di dimensioni molto piccole, di natura igroscopica, dette *nuclei di condensazione*, che agiscono da centri per la condensazione. Si definisce *nucleazione eterogenea*, il processo per il quale si formano goccioline d'acqua attorno ai suddetti nuclei e, *nucleazione omogenea*, la formazione di goccioline d'acqua in ambiente incontaminato, che richiede un'elevata supersaturazione. In assenza di tali nuclei la condensazione avverrebbe soltanto se si raffreddasse la massa d'aria satura al di sotto di -

40°C oppure in presenza di sovrassaturazioni dell'ordine dell'800%, dove per *sovrassaturazione* si intende l'eccesso di umidità relativa sul valore di equilibrio del 100%.

Da un punto di vista termodinamico il raffreddamento può avvenire in due modi:

- raffreddamento isobarico, in cui la massa d'aria si raffredda, a *p* costante, tramite la perdita di calore verso l'ambiente;
- 2. raffreddamento **adiabatico**, in cui la massa d'aria si raffredda , adiabaticamente, in seguito alla diminuzione della pressione.

Quando l'aria umida è raffreddata durante un'ascesa adiabatica, l'umidità relativa si avvicina al 100%. I nuclei più igroscopici cominciano ad agire come centri per la condensazione e, se l'ascesa prosegue, la sovrassaturazione è prodotta dal raffreddamento ed è consumata dalla condensazione sui nuclei. I nuclei di condensazione impediscono alla sovrassaturazione di raggiungere livelli molto superiori a 1% e generalmente la loro concentrazione è tale che la formazione delle nubi avvenga quando l'umidità relativa superi appena il 100%.

È "luogo comune" pensare che il passaggio da fase liquida a fase ghiaccio avvenga sempre a 0°C; non è sempre così e non lo è ancor di più in atmosfera. Durante l'ascesa dell'aria che condensa in nube, infatti, la sua sommità quando è prossima all'isoterma di 0°C può essere raffreddata anche al di sotto di tale temperatura: le goccioline in nube si dicono allora *sovraraffreddate (supercooled)* e possono o meno ghiacciare a seconda che siano presenti o meno i *nuclei di ghiacciamento (ice nuclei)*. Per goccioline d'acqua pura il ghiacciamento omogeneo non avviene fino a temperature intorno ai -40°C; tuttavia, quando sono presenti i nuclei adatti, il ghiacciamento avviene anche ad alcuni gradi sotto zero. Poichè i nuclei di ghiacciamento sono in numero notevolmente minore rispetto ai nuclei di condensazione, si ha che sovrassaturazioni oltre qualche decimo di percento sono molto rare in atmosfera, anche se le goccioline sovraraffreddate sono la regola, anche a temperature intorno ai -15°C.

Quando si parla di nube è molto importante il concetto di stabilità/instabilità:

- la **stabilità** consiste nella scarsa attitudine da parte delle goccioline ad unirsi o a cambiare dimensione;
- l'instabilità è data dalla propensione da parte di alcune gocce a crescere a discapito di altre.

Esistono due meccanismi per cui una microstruttura in nube diventi instabile:

collisione e coalescenza, che prevede la cattura di piccole goccioline di nube da parte di
gocce di nube più grandi a causa della maggiore velocità di caduta che queste ultime hanno
rispetto alle prime;

• accrescimento, che prevede la cattura di goccioline sopraffuse da parte di uno o più cristalli di ghiaccio.

#### 3.2 MECCANISMO DI FORMAZIONE DELLE NUBI

Abbiamo accennato poco fa al raffreddemento adiabatico come causa che porta alla saturazione dell'aria e, dunque, alla condensazione. Tale raffreddamento è prodotto dal sollevamento dell'aria, sollevamento che può insorgere per quattro distinte cause:

- 1. convezione;
- 2. convergenza e divergenza;
- 3. ostacoli orografici;
- 4. fronti;

nulla toglie che possano avvenire più cause contemporaneamente.

Della *convezione* ne abbiamo parlato già nei paragrafi precedenti; per completezza, affermiamo che si verifica quando una massa d'aria è spostata verso l'alto dalla forza di galleggiamento determinata da condizioni di instabilità termica rispetto all'ambiente circostante.

La *convergenza* e la *divergenza* sono dinamiche che possono avvenire sia a scala sinottica che alla mesoscala.

Consideriamo una colonna d'aria in cui alla sua sommità nell'alta troposfera ci sia fuoriuscita orizzontale di aria, cioè divergenza positiva. Questo causa una graduale diminuzione del peso alla base della colonna con conseguente calo della pressione al suolo; tale diminuzione attiva una convergenza orizzontale a livello del suolo dove si è avuto il calo di pressione. L'aria, però, non potendosi qui accumulare, è costretta a muoversi verso l'alto risalendo la colonna.

#### Divergenza in quota, convergenza al suolo

#### Moti ascendenti, attivazione formazione delle nubi

D'altro canto, se alla sommità della colonna d'aria si attiva una convergenza, tale surplus di aria provoca un aumento del peso della colonna e un incremento della pressione al suolo. Qui l'aria è perciò costretta a divergere verso le zone adiacenti, a pressione minore, ed è rimpiazzata dagli strati d'aria sovrastanti che discendono man mano.

#### Convergenza in quota, divergenza al suolo

#### Moti discendenti, inibizione formazione delle nubi

Il *sollevamento orografico* avviene quando una massa d'aria in moto orizzontale è costretta a sollevarsi di fronte ad un ostacolo orografico. L'ascesa forzata causa il raffreddamento della massa d'aria e la conseguente condensazione del vapor d'acqua con estese formazioni nuvolose e precipitazioni sul lato sopravento (fenomeno dello *stau*).

Il *sollevamento frontale* rappresenta lo spostamento verticale di aria indotto dallo scontro di masse d'aria aventi caratteristiche termodinamiche differenti. Può essere di due tipi:

- fronte caldo in moto verso una zona occupata da aria più fredda; l'aria calda scivola sopra quella più fredda generando nuvolosità estesa e stratificata;
- fronte freddo in moto verso una zona occupata da aria più calda; l'aria fredda s'incunea sotto quella più calda generando nuvolosità cumuliforme.

#### 3.3 TIPI DI NUBI

Le nubi esistono a causa del processo fisico della condensazione, ma la condensazione avviene soprattutto in risposta a processi forzanti di natura dinamica che includono moti verticali dell'aria su larga scala, la convezione ed il mescolamento (Levizzani 2006). Esse presentano una grande varietà di forme e dimensioni, tuttavia, secondo la classificazione realizzata da Luke Howard nel 1803, in base alla loro apparenza visuale dal suolo, si possono distinguere quattro tipi maggiori di nube:

- *cumulus* (nubi con sviluppo verticale);
- *stratus* (nubi in strati di aspetto stratificato);
- *cirrus* (fibrose o di tipo capilliforme);
- *nimbus* (nubi precipitanti);



FIG 3.2: immagine esemplificativa dei tipi di nube.

La classificazione internazionale completa include dozzine di tipi di nube che possono essere una qualche combinazione dei quattro tipi principali.

Esistono, poi, altri due tipi di classificazioni.

#### I. Classificazione per intervallo di quota entro cui si trova la nube

Prendendo in esame le medie latitudini, l'atmosfera è suddivisa in tre regioni:

- regione *superiore*, che va da 5 a 13 km di altezza, che comprende le *nubi alte*.
   Di questa categoria fanno parte i cirri, i cirrocumuli e i cirrostrati. Sono nubi costituite essenzialmente da cristalli di ghiaccio o acqua allo stato sopraffuso, sono di colore bianco e non generano precipitazione. Sono per lo più trasparenti ai raggi solari;
- regione *media*, che va da 2 a 7 km di altezza, che comprende le *nubi medie*.
  - Di questa categoria fanno parte gli **altostrati** e gli **altocumuli**, nubi costituite da goccioline d'acqua o da cristalli di ghiaccio oppure possono presentare una coesistenza tra le due fasi. Gli altostrati, di colore grigio o azzurrognolo, possono estendersi anche per centinaia di chilometri e possono dar luogo a piogge continue e persistenti. Gli altocumuli invece non danno luogo a precipitazioni a meno che siano presenti in concomitanza con nubi basse. Si presentano in banchi aventi colore bianco o grigio, o come masse rotondeggianti;

• regione *inferiore*, che va dal suolo a 2 km di altezza, che racchiude le nubi basse.

Di questa categoria fanno parte gli **strati**, gli **stratocumuli**, i **cumuli** e i **nembostrati**. Sono le nubi responsabili delle precipitazioni, per lo più estese e durature, costituite da goccioline d'acqua (anche se nei periodi invernali e a seconda della latitudine danno luogo a precipitazioni nevose). Gli strati e gli stratocumuli si trovano sotto i 2 km, sono di colore grigio o grigio violaceo e possono essere spesse da 500 a 1000 m (stratocumuli). Se danno luogo a precipitazione, in tal caso è di debole intensità. I nembostrati, invece, presentano uno spessore che varia tra i 2 e gli 8 km e ad essi sono associate precipitazione a carattere continuo sottoforma di pioggia o neve

#### II. Rapporto caratteristico tra dimensioni orizzontali e verticali

Di questa categoria fanno parte le nubi *cumuliformi*, le nubi *stratiformi* e le nubi *stratocumuliformi*. Le nubi *cumuliformi* sono caratterizzate da dimensioni orizzontali paragonabili alle dimensioni verticali; nella maggior parte dei casi si presentano come formazioni isolate associate ai moti convettivi. Quando questi ultimi sono particolarmente intensi, lo sviluppo verticale di queste nubi supera quello orizzontale e si possono generare precipitazioni intense, a volte violente, localizzate nello spazio e di breve durata: siamo in presenza dei **cumulonembi**, nubi associate ai temporali. Le nubi *stratiformi* hanno dimensioni orizzontali nettamente maggiori rispetto a quelle verticali e il loro aspetto abbastanza uniforme è diretta conseguenza della stratificazione termica dell'aria in cui si sviluppano e dell'assenza di moti convettivi. Da queste formazioni si producono precipitazioni di debole o moderata intensità, diffuse e spesso persistenti; possono essere alte, medie e basse. Le nubi *stratocumuliformi* presentano uno sviluppo orizzontale predominante rispetto a quello verticale, ma manifestano un'irregolarità di spessore che richiama l'aspetto delle nubi cumuliformi, evidenziando una debole convezione in un'atmosfera essenzialmente stabile; rientrano nella categoria di nubi medie o basse.

#### 3.4 I CUMULI

Si tratta di nubi basse che rappresentano il primo stadio da cui, a partire dall'innesco di moti convettivi, possono generarsi nubi a forte sviluppo verticale e, in ultimo, anche i temporali.

Durante le giornate estive e soleggiate, alcune porzioni superficiali terrestri subiscono un maggiore riscaldamento rispetto alle aree adiacenti a causa della diversa risposta che il suolo offre (capacità termica differente). Dal terreno si staccano delle vere e proprie bolle di aria calda, dette "*termiche*", che, a impulsi successivi, e sotto la spinta della forza di galleggiamento, si muovono verso l'alto. L'aria, salendo, tende ad espandersi e a raffreddarsi e ad un certo punto comincerà il suo processo di condensazione. Da questo punto in poi, detto *lifting condensation level*, è possibile osservare la formazione del cumulo. I cumuli sono nubi isolate, dense e con contorni ben delineati, essendo costituiti da goccioline d'acqua: hanno sempre una base lineare e orizzontale mentre la sommità è a forma di cupola, simile a un cavolfiore.

#### 3.4.1 DAL CUMULUS HUMILIS AL CUMULUS CONGESTUS

A seconda dell'estensione verticale, si distinguono tre tipi di cumuli:

al primo stadio di sviluppo il cumulo è detto *cumulus humilis*; esso è caratterizzato da una ridotta estensione verticale che va da qualche decina a poche centinaia di metri, di colore bianco e a forma di batuffolo è chiamato anche "cumulo di bel tempo". Le velocità verticali sono dell'ordine di 3-5 m s<sup>-1</sup>;



FIG 3.3: cumulus humilis.

se la convezione è di moderata intensità, la crescita del cumulo non è inibita dalla buoyancy
negativa indotta dall'entrainment nella nube di aria più fredda e secca, cosicchè si assiste
all'ulteriore crescita della nube stessa che può raggiungere estensioni che variano da qualche
centinaio di metri fino a 2 km, passando allo stato di *cumulus mediocris*. Esso è costituito da

goccioline d'acqua che nella parte superiore sono allo stato sopraffuso e al suo interno è presente elevata turbolenza. Gli updraft superano, in genere, i 5 m s<sup>-1</sup>;



FIG 3.4: cumulus mediocris.

il calore latente liberato dalla condensazione del vapor d'acqua, unito alla forza di galleggiamento può dar luogo ad updrafts molto vigorosi, superiori anche a 10 m s<sup>-1</sup>, e portare alla formazione di nubi che possono crescere fino ad eccedere i 5 km di altezza. Questi cumuli, detti *cumulus congestus*, sono formati da goccioline d'acqua e, nella parte superiore, da cristalli di ghiaccio; possono dar luogo a piogge sottoforma di rovesci. La loro particolare forma è dovuta al fatto che l'*updraft*, cioè la corrente ascensionale di aria calda ed umida, è situata nel cuore della nube mentre lungo i fianchi il processo dominante è l'evaporazione.



FIG 3.5: cumulus congestus.

#### 3.4.2 DAL CUMULUS CONGESTUS AL CUMULONEMBO

Quando l'evaporazione prende il sopravvento sulla condensazione e la spinta termica si esaurisce, oppure quando la termica incontra uno strato stabile, la crescita del cumulo terminerà. L'evaporazione, infatti, essendo un processo che sottrae calore all'ambiente circostante lo raffredda generando buoyancy negativa e attivando i moti discendenti, detti *downdraft*, che favoriscono l'entrainment di aria fredda e secca sui fianchi della nube e alla base di essa e inibiscono l'ulteriore convezione. Se la termica non ha raggiunto il livello di libera convezione una volta esaurito l'updraft, cessa anche la convezione e il cumulo in poco tempo dissipa.

Se, invece, la convezione è profonda, ed intervengono ulteriori fattori che la rafforzano, la crescita del cumulo continuerà e la nube evolverà in *cumulonembo*. La continua condensazione del vapor d'acqua, infatti, fornisce l'ulteriore spinta verso l'alto della termica che da questo punto in poi comincerà a controllare i flussi d'aria anche nelle vicinanze del cumulo e sotto la sua base, confinando l'entrainment di aria secca solo alla base della nube e non più lungo i suoi fianchi e attivando la risalita di ulteriore aria calda ed umida da una più ampia zona, detta *inflow*, che rafforza la spinta verso l'alto.

### 4 I TEMPORALI

Il *temporale* è una manifestazione atmosferica diretta conseguenza dei moti convettivi, che si genera in aria sufficientemente umida e instabile, laddove le nubi convettive possono crescere a grandi altezze, sviluppare vigorosi updraft e produrre intensa precipitazione, fulmini e grandine. Questo fenomeno atmosferico che va sotto il nome di *"severe storms"*, può aver luogo isolatamente o, più facilmente, in gruppi associati a fronti alla scala sinottica o ad aree di convergenza alla mesoscala.

#### 4.1 ORIGINE, SVILUPPO E DECADIMENTO DEL TEMPORALE

Quando l'aria è sufficientemente umida ed instabile la crescita del cumulo non si arresta e grazie alla profonda convezione a cui è sottoposta la termica, il cumulo originato passa rapidamente agli stadi di cumulus humilis, mediocris e congestus.

Il progressivo raffreddamento da espansione porta il vapor d'acqua alla condensazione e alla formazione del cumulonembo già a quote prossime a 1 km. Il calore latente ceduto durante la condensazione fornisce alla termica un'enorme quantità di calore senza la quale la temperatura della colonna d'aria si approssimerebbe a quella ambientale e la spinta si arresterebbe. La colonna d'aria arresta la propria ascesa solo quando tutto il vapor d'acqua disponibile è stato condensazione del vapor d'acqua convogliato alla base della corrente calda perchè in tal caso la nube potrebbe raggiungere al massimo uno spessore di poche centinaia di metri e un tempo di vita non superiore a 15 min; la brusca accelerazione delle correnti verticali prodotta dal calore latente favorisce un vigoroso risucchio di aria dall'ambiente circostante e tale processo, detto *entrainment*, spiega le quasi 20000 tonnellate di vapore necessarie per l'alimentazione della cellula temporalesca.

Ogni temporale è formato da una o più unità di circolazione convettiva, ognuna delle quali è costituita da un'area dove l'aria calda e umida sale, detta *updraft*, e un'area di moto compensativo, detta *downdraft*, dove precipitazioni ed aria fredda discendono. Ognuna di queste celle può essere considerata come l'*unità elementare* della struttura temporalesca e si divide in tre stadi:

- 1. stadio di cumulo, caratterizzato da updraft attraverso tutta la cella;
- 2. stadio maturo, in cui nella cella coesistono updraft e downdraft;
- 3. stadio dissipativo, caratterizzato da downdraft attraverso tutta la cella.



FIG 4.1 : schema degli stadi evolutivi della cella temporalesca.

#### Stadio di cumulo:

in questa fase l'*updraft* è presente in tutta la cella e ascende ad una velocità media di 6-8 m s<sup>-1</sup>: a causa di ciò si verifica l'ingresso di aria nella struttura anche attraverso i lati esterni o la sommità della nube mescolandosi con l'*updraft* stesso. Con il continuo moto verticale, una grande quantità di vapore condensa trasformandosi in idrometeore in sospensione. DURATA 10-15 MINUTI.

#### Stadio maturo:

le idrometeore formatesi, una volta raggiunto il peso tale per cui i moti ascensionali non riescono più a tenerle in sospensione, cominciano a precipitare. Il *downdraft* inizia a causa del trascinamento viscoso dell'acqua sull'aria e del raffreddamento causato dall'evaporazione di parte delle idrometeore in caduta. L'aria del *downdraft* giunge al suolo come una bolla di aria fredda nell'area della pioggia e diverge orizzontalmente in tutte le direzioni, in maniera turbinosa, cambiando l'organizzazione del vento superficiale. DURATA 15-30 MINUTI.

#### Stadio dissipativo:

Lo stadio dissipativo si attiva quando la progressiva propagazione delle correnti discendenti ai bassi livelli del cumulonembo (*downdraft*) porta alla graduale soppressione della corrente d'aria calda

che sale (*updraft*): nel gergo si dice che "*il downdraft taglia l'updraft*". Con il decadimento di quest'ultimo e la conseguente eliminazione della sorgente della pioggia, il *downdraft* si indebolisce ed il cumulonembo dissipa, lasciando nel tempo un residuo di aria nuvolosa. DURATA 30 MINUTI.



FIG 4.2: schema di una struttura temporalesca.

#### 4.2 CARATTERISTICHE DI UNA STRUTTURA TEMPORALESCA

Sebbene ogni temporale sia diverso dagli altri per dinamica, evoluzione e dimensione, tutte le strutture temporalesche presentano le seguenti caratteristiche:

- *inflow*, che rappresenta il flusso di aria calda ed umida proveniente dal suolo che dalle aree circostanti al cumulonembo in via di sviluppo viene risucchiato verso il cuore di quest'ultimo;
- *updraft*, rappresenta l'inflow che una volta giunto alla base del cumulonembo assume una posizione verticale o quasi, in salita verso il top della nube. In media ha una velocità di circa 6-8 m s<sup>-1</sup> ma nei temporali più intensi può raggiungere anche i 15-20 m s<sup>-1</sup>. La velocità aumenta a partire dalla base del cumulonembo e raggiuge il valore massimo a un'altezza pari a circa 2/3 di quella della nube;
- *anvil*, è la forma che assume il cumulonembo nella sua parte superiore. L'updraft in ascesa, infatti, quando raggiunge il LNB è costretto a divergere orizzontalmente generando appunto

questa forma: un anvil piuttosto pronunciato nella direzione opposta ai venti in quota è sintomo di convezione molto intensa;

- downdraft, che rappresenta la discesa di aria fredda e secca dalle zone alte della nube verso quelle più basse in seguito al trascinamento dell'aria fredda presente in quota indotto dalle idrometeore precipitanti e dalla contemporanea evaporazione di parte di queste ultime che sottraggono ulteriore calore all'aria;
- *outflow*, rappresenta l'inflow che una volta giunto al suolo, diverge aprendosi a ventaglio in tutte le direzioni;
- *gust front*, è un fronte freddo alla mesoscala, diretta conseguenza dell'outflow, che si propaga al suolo fino ad una distanza di 10-15 km dal temporale nella direzione di propagazione di quest'ultimo, annunciando il suo imminente arrivo.

#### 4.3 TIPI DI TEMPORALI

A seconda della distribuzione spaziale delle nubi e delle precipitazioni, ma anche dall'intensità dei venti e delle precipitazioni stesse, è possibile effettuare una classificazione dei temporali. A sua volta, la disposizione delle celle temporalesche e il loro moto è fortemente influenzato dallo shear del vento. Il movimento delle celle temporalesche è dettato dai venti nella medio alta troposfera, intorno ai 6 km di altezza.

#### 4.3.1 TEMPORALI A CELLA SINGOLA

Il temporale a *cella singola* è la struttura temporalesca più semplice. È formato da un unico cumulonembo in cui è presente un'unica cella convettiva, quindi da correnti calde ascendenti (*updraft* e *inflow*) e correnti fredde discendenti (*downdraft* e *outflow*).



FIG 4.3: immagine di un temporale a cella singola.

Il ciclo di vita di questo temporale è stato già descritto nei paragrafi precedenti, con i tre stadi evolutivi: stadio di cumulo, stadio maturo e stadio dissipativo. Poichè il profilo verticale del vento è caratterizzato da un debole shear ambientale, questa struttura viene comunemente chiamata ad asse verticale; a causa di ciò, downdraft ed updraft interferiscono tra loro (con il downdraft che taglia l'updraft, isolando il temporale dalla sua sorgente di aria calda ed umida) per cui, dopo un periodo di tempo che varia tra mezz'ora e un'ora, il temporale dissipa. Si genera nella stagione estiva quando l'atmosfera è sotto l'influenza di un regime anticiclonico con valori pressori non particolarmente elevati, generalmente nel tardo pomeriggio. Solo raramente questi temporali possono causare danni.

#### 4.3.2 TEMPORALI MULTICELLA

Il temporale *multicella* è un sistema temporalesco organizzato, formato da più celle temporalesche poste in un certo schema, ognuna delle quali si trova a uno stadio evolutivo differente. La caratteristica principale di tale sistema è la rigenerazione poichè ogni singola cella funge da *"trampolino"* per lo sviluppo di un'altra cella che andrà a formarsi al suo fianco cosicchè il temporale potrà rimanere in vita anche per diverse ore.



FIG 4.4: immagine di un temporale multicella.

Questa struttura è caratterizzata da updraft pulsanti (che possono essere riconosciuti come torri in ascesa poste ad una certa distanza) che possono variare da qualche minuto alle decine di minuti: se le pulsazioni sono tra loro molto ravvicinate non si osserverà una netta distinzione tra le varie celle in evoluzione ed il temporale avrà un aspetto uniforme; se invece sono più distanziate è possibile distinguere chiaramente i vari stadi evolutivi delle single celle ed il temporale attraverserà alternativamente fasi più intense e fasi più deboli. I temporali multicellulari, a loro volta, possono organizzarsi in varie strutture: *cluster di multicelle, squall line,* e, in una più ampia definizione, in *Mesoscale Convective System (MCS)* e *Mesoscale Convective Complex (MCC)*.

#### a. Cluster di multicelle

Il *cluster di multicelle* (o *grappolo di multicelle*) è un sistema temporalesco formato da più celle, di forma rotondeggiante, che si muove come una singola unità ed in cui le celle si trovano tutte a differenti stadi di sviluppo.



FIG 4.5: immagine di un cluster di multicelle.

Poichè il cluster si muove, ogni cella in via di sviluppo prenderà il ruolo di cella dominante nella struttura. Lo sviluppo delle nuove celle può avvenire sia davanti che dietro al cluster stesso e questo dipenderà da vari fattori come l'orografia, il flusso alle quote superiori molto teso, la direzione dell'inflow e la presenza di fonti di umidità.

La cella matura che generalmente si colloca al centro del cluster funge da catalizzatore per le nuove celle risucchiandole verso di sé; col passare dei minuti uno di questi cumuli adiacenti alla cella madre, se già allo stato di cumulus congestus, crescerà più degli altri evolvendo in cumulonembo da cui comincerà a cadere della precipitazione. In questo modo si attiva il downdraft con relativi outflow e gust front: questo meccanismo va a isolare il rifornimento di aria calda ed umida necessario alla cella principale cosicchè questa entra nello stadio dissipativo. L'updraft delle celle adiacenti, da quel momento, si intensifica per via della maggior quantità di carburante disponibile e grazie al gust front della cella in via di esaurimento che amplificano il meccanismo. Tutto ciò finchè un'altra cella diverrà dominante e ripeterà il ciclo appena descritto. Il meccanismo della rigenerazione continuerà per alcune ore, finchè ci sarà aria calda e umida a sufficienza, con un continuo cambio di struttura del temporale. In una struttura multicellulare, le nuove celle si sviluppano 5-10 km dietro o davanti la cella principale, alla destra rispetto alla direzione di spostamento del cluster. Mentre le singole celle si muovono seguendo la level guide (venti dominanti a 6 km di altezza), l'intero sistema nel suo insieme percorre una traiettoria che curva verso destra rispetto a quest'ultima. Supponiamo, ad esempio, che per un cluster in cui alla level guide ci siano correnti occidentali, inflow proveniente da SE e nuove celle in formazione a S o SW: ebbene in cluster traslerà verso E ma l'intera struttura (cluster + nuove celle) avrà uno spostamento

effettivo verso *SE* o addirittura *S*. Mediamente si genera una cella ogni 15 min e poichè il tempo di vita di ognuna di esse è di circa 45 minuti, in un temporale multicellulare sono presenti tre celle a diversi stadi evolutivi. Il cluster di multicelle è il tipo di temporale più comune in meteorologia: si forma in presenza di gocce fredde in quota, dunque con atmosfera fortemente instabile, oppure in presenza di avvezioni fredde postfrontali. I venti in quota non sono mai particolarmente forti per cui la struttura delle eventuali incudini è poco inclinata.

#### b. Squall line

La *squall line* (o *linea di groppo*) è una struttura temporalesca piuttosto sottile (20-50 km) e molto estesa in lunghezza (fino a diverse centinaia di km, risultato di una vera e propria linea che separa l'aria caldo-umida sollevata da aria più fredda e pesante.



FIG 4.6: immagine di una squall line.

Sul bordo principale di tale struttura è presente un continuo e ben sviluppato gust front che irrompendo sotto forma di violenti outflow genera la formazione di un mesoanticiclone al suolo largo 20-30 km. In conseguenza di ciò, aria calda e umida è costretta a sollevarsi liberando un enorme quantità di energia sotto forma di calore latente. La convezione innescata causa la formazione di numerose celle tra loro vicine, all'interno di una torreggiante squall line di larghi temporali allineati nella direzione dei venti prevalenti. Data una cella avente asse N-S, che si muove in direzione E, la formazione delle nuove celle avviene a S-SW della linea laddove il risucchio di aria necessario alla convezione non presenta nessuna interferenza. Qui accadono anche i fenomeni più intensi tra i quali, non di rado, i tornado. A N della squall line sono presenti le celle più deboli o

comunque in via di dissolvimento, mentre nel cuore del sistema le precipitazioni sono moderate ed è presente un'enorme incudine che si estende davanti ai corpi verticali dei cumulonembi.

Non è difficile riconoscere una squall line: oltre alla caratteristica forma allungata, l'altro aspetto che la differenzia da un cluster è che si muove ad angolo retto rispetto alla direzione della banda nuvolosa.

La linea di groppo è sempre seguita da un repentino aumento della pressione, un consistente calo termico e visibilità in aumento (tipiche condizioni postfrontali fredde).

Un altro aspetto che caratterizza le squall line, è che sono accompagnate da frequenti *downburst* (*macroburst* in particolare), violente e improvvise raffiche di vento che si generano quando il downdraft, impattando al suolo, diverge in tutte le direzioni dando vita a correnti intense e rafficose, alcune volte devastanti. Sono dovuti agli elevati gradienti, termico e barico, che si generano al passaggio di un temporale. Può capitare che un downburst possa accelerare una porzione della squall line davanti al resto della linea: ciò non è visibile a occhio nudo ma solo attraverso la riflettività del radar. Tale effetto prende il nome di "*bow echo*", una sorta di eco lineare ma curvato, a forma di arco.



FIG 4.7: evoluzione di una squall line da radar a) all'inizio; b) e c)formazione del bow echo; d)evoluzione in comma echo. Le lettere "a" e "c" indicano zone dove sono possibili rotazioni rispettivamente anticicloniche e cicloniche.

Una squall line è in grado di produrre grandine di dimensione molto grande, deboli tornado ed eventuali alluvioni lampo nel caso di celle stazionarie oppure in lento movimento, oltre che precipitazione di tipo convettiva.

La formazione di una linea di groppo avviene principalmente al passaggio di un fronte freddo nei mesi estivi, anche se non è da escludere una sua nascita durante il passaggio di un fronte freddo molto intenso nei mesi autunnali o invernali.



FIG 4.8: immagine da satellite polare di una squall line.

#### 4.3.3 MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM E MESOSCALE CONVECTIVE COMPLEX

Secondo Zipser [1982], un MCS è un sistema atmosferico che prevede celle convettive incorporate in una circolazione alla mesoscala che è almeno in parte guidata dai processi convettivi. Rientrano, in questa definizione, una grande varietà di fenomeni alla mesoscala quali cluster di multicelle, squall line, MCC, tempeste tropicali o uragani. Tuttavia, poiché questi ultimi due avvengono alla scala sinottica, si considerano solo gli eventi meteorologici aventi un numero di Rossby prossimo ad 1, dunque che avvengono alla mesoscala, e sistemi aventi un raggio paragonabile al raggio di deformazione di Rossby (Schubert et al. 1980; Cotton et al. 1989):

$$\lambda_R = \frac{c_N}{(\varsigma + f)^{1/2} (2VR^{-1} + f)^{1/2}} \tag{4.1}$$

dove f è il parametro di Coriolis,  $\varsigma$  è la componente verticale della vorticità relativa,  $C_N$  è la velocità di fase di un'onda di gravità e V è la componente tangenziale del vento con raggio di curvatura R. Nei MCS alle nostre latitudini, ad esempio,  $\lambda_R$  è circa 300 km e l'influenza dovuta alla forza di Coriolis diventa significativa in tempi di 3-6 h.

I sistemi convettivi alla mesoscala sono strutture temporalesche formate da più celle ravvicinate che

costituiscono un unico agglomerato che può assumere diverse forme. Essi si differenziano sia dal temporale a cella singola che dalla supercella perchè mentre le prime due sono intese come un unico individuo, questi ultimi sono sempre costituiti dall'unione di più celle convettive allo stadio maturo. Sebbene la fenomenologia associata agli MCS e agli MCC possa essere molto intensa, non giunge mai ad essere estrema come nelle supercelle.

**MCS**: Il *"Mesoscale Convective System*", è un sistema temporalesco multicellulare costituito da molte celle convettive ravvicinate tra loro.

Un MCS può assumere forma lineare o circolare: nel primo caso è dovuto per lo più ad un passaggio frontale e genera una linea temporalesca ben definita, nel secondo è dovuto al passaggio di gocce fredde in quota o ad avvezioni di aria fredda in quota senza il transito di un vero fronte al suolo e genera per lo più cluster di celle temporalesche. Buona parte degli MCS sono innescati da squall line di tipo frontale freddo o dal passaggio di assi di saccatura in quota: sono dunque linee o cluster temporaleschi ma di dimensioni e durate maggiori.

In base al meccanismo dinamico che origina la convezione, gli MCS possono suddividersi in due tipi:

- eventi che hanno luogo quando un'estesa massa d'aria potenzialmente instabile ai bassi livelli è costretta a salire in una *zona frontale* o in una *atmosfera baroclina*;
- eventi che si verificano in un'*atmosfera* maggiormente *barotropica* e dipendono dalla produzione da parte dei downdraft di una *cold pool* e dalla sua interazione con il wind shear verticale dell'ambiente, che puo produrre updraft molto estesi. Questi eventi dipendono maggiormente dalle caratteristiche e dai processi imposti dalla convezione stessa.

La maggior parte di fenomeni atmosferici violenti come grandine, tornado e forti raffiche si concentrano nel periodo di crescita iniziale di un MCS; infatti, circa l'80% di report di severe weather si sono riscontrati nelle prime ore di attività di questi sistemi temporaleschi [Maddox et al. 1986]. Il massimo in termini di precipitazioni, invece, si hanno generalmente nella fase di sviluppo: infatti da 2 a 6 ore dopo l'inizio di tale fase è possibile osservare con maggior frequenza rain rate anche superiori ai 25 mm h<sup>-1</sup> [Collander 1993].

MCC: Il "Mesocale Convective Complex", può essere visto come un agglomerato di MCS ravvicinati tra loro ed alquanto vigorosi, oppure come un grande MCS. Al radar appaiono di forma
rotondeggiante od ovale, ricoprendo aree di vaste dimensioni.

La loro genesi è stimolata da tre fattori:

- *cut-off* in quota vigoroso con rapido raffreddamento delle quote superiori;
- avvezioni fredde in quota che giungono molto davanti rispetto all'ingresso frontale nei bassi strati: in questo caso si possono formare grossi cluster prefrontali nel settore caldo della depressione associate ad essi;
- presenza di una *catena montuosa* nella parte sopravvento rispetto alla direzione del flusso in quota.

Gli MCC sono sistemi ad elevato potenziale e possono essere collocati a metà strada tra gli MCS e le supercelle. Essi, infatti, si formano quando ci sono quantità energetiche molto elevate, ad esempio CAPE superiori a 4000 J kg<sup>-1</sup> ma non ci sono tutti gli ingredienti necessari alla formazione di una supercella come ad esempio un elevato shear verticale del vento.

Come per gli MCS, anche per gli MCC valgono gli stessi criteri dinamici, e per essere definito tale, deve soddisfare alcuni criteri:

- forma ellittica, con eccentricità  $0.6 \le e \le 0.8$ ;
- durata dell'evento  $\geq 6$  h;
- $T_{core} \leq -52$  °C: temperature del cuore convettivo del sistema (core) inferiore a questo valore;
- $T_{corona} \leq -32$  °C: temperatura della corona che circonda il core inferiore a tale valore.



FIG 4.9: immagine del satellite GOES di un MCC con temperatura del top delle nubi.

Dalle temperature molto basse che si hanno nel cuore convettivo di un MCC si deduce che il

sistema è caratterizzato da una convezione profonda: gli MCC assieme alle *supercelle* e agli *enhanced V-shape* (che andremo a descrivere a breve), sono le strutture temporalesche in cui gli updraft raggiungono le massime velocità riuscendo a spingere quantità di vapor d'acqua ed acqua condensata fino a quote molto elevate. Se gli updraft sono molto intensi, infatti, le correnti ascensionali riescono addirittura a superare la tropopausa e "sfondare", per una certa altezza, il muro dell'inversione termica rappresentato dalla stratosfera: in queste condizioni si possono formare gli *overshooting top*, vere e proprie protuberanza nuvolose della sommità del cumulonembo i quali indicano sempre la presenza di "*severe storms*".



FIG 4.9: immagine di un temporale con overshooting top.

Accanto alla descrizione realizzata nel paragrafo precedente, è necessaria un'analisi della struttura verticale e del movimento di un MCS, al fine di comprendere in maniera più approfondita la dinamica evolutiva del sistema.

# • Struttura verticale di un MCS

Analizziamo una cross-section di un MCS, partendo dal profilo verticale del vento indicato dai vettori orizzontali presenti sull'ordinata. Tale profilo mostra tre aspetti: un marcato wind shear nella bassa (dal suolo fino alla quota isobarica di 850 hPa) e nell'alta troposfera (intorno alla quota di 250 hPa) e uno shear pressochè nullo nell'intervallo compreso tra queste due quote. La prima conseguenza è una marcata divergenza in alta troposfera dovuta alla presenza del jet stream a quella quota e un altrettanto marcata divergenza anche nella bassa troposfera, che "catalizza" la convergenza al suolo.

Il profilo termico mostrato dall'andamento della temperatura potenziale con la quota, è caratterizzato da un raffreddamento nell'alta troposfera e nella bassa troposfera, indice dunque di aria "potenzialmente" instabile, e un riscaldamento nella medio-alta troposfera.



Fig. 4.10: Schema concettuale della struttura e del meccanismo di formazione di un meso-vortice. Le frecce sottili lungo le ordinate indicano il profilo verticale del vento. Le frecce con i segni + e – indicano il verso della componente della vorticita perpendicolare al piano della cross section. La freccia piu grande mostra l'asse dell'updraft creato dalla distribuzione di vorticita. Le linee tratteggiate sono la temperatura potenziale (intervalli di 5 K) e le linee continue sono la vorticita potenziale. Il sistema si muove da sinistra a destra a una velocita di 5/8 m s<sup>-1</sup>.

La diretta conseguenza dello shear del vento e dei repentini cambiamenti di temperatura potenziale è l'instabilizzazione della colonna d'aria: analizzando anche i valori della vorticità potenziale si nota un *massimo* nella media troposfera, a circa 5000 m, laddove il gradiente di temperatura potenziale è massimo, e due *minimi*, uno in alta troposfera e uno nella bassa troposfera, dove il gradiente è minimo.

Tale andamento trova riscontro fisico nella formula della vorticità potenziale di Ertel:

$$\boldsymbol{\xi} = \frac{\varsigma}{\rho} (\boldsymbol{\nabla} \boldsymbol{\theta}) \tag{4.2}$$

che mostra una diretta proporzionalità appunto tra vorticità potenziale e gradiente di temperatura potenziale.

La formazione di un meso-vortice ai medi livelli deriva appunto dal massimo di vorticità potenziale

presente a quella quota.

Un'altra importante caratteristica degli MCS è la *cold pool*, letteralmente "*piscina fredda*", una zona di aria fredda presente al suolo dovuta al rovesciamento di quest'ultima verso le quote basse, prodotto dal downdraft: essa delimita il fronte freddo sulla mesoscala.

Ai lati della cold pool, sempre nella bassa troposfera, è presente il fronte caldo alla mesoscala che delimita l'inflow; quest'ultimo a causa della forte inclinazione delle superfici isoentropiche (superfici aventi la stessa temperatura potenziale) percorre una traiettoria inclinata donando a tutta la struttura temporalesca un aspetto inclinato. La struttura temporalesca ad asse inclinato che si viene a creare, ha come conseguenza un'interazione costruttiva tra updraft e downdraft poichè i due flussi, non disturbandosi a vicenda, garantiscono un ciclo di vita più lungo all'MCS.

# • Movimento di un MCS

Il movimento di un MCS dipende da una *componente avvettiva*, data dal moto medio delle celle convettive e da una *componente di propagazione* definita dalla velocità e dalla posizione delle nuove celle temporalesche in formazione rispetto a quelle già esistenti [Newton and Katz 1958; Newton and Newton 1959; Bluestein and Jain 1985].

Per lo studio della dinamica degli MCS sono state introdotte due sottoscale della mesoscala:

*mesoscala-* $\alpha$ , che è la scala spaziale di un MCS, e *mesoscala-* $\beta$ , più piccola della prima, che è la scala spaziale alla quale agiscono le celle convettive singole, responsabili delle precipitazioni intense all'interno del sistema [Merrit and Fritsch 1984].

Le celle singole del sistema tendono ad essere spazzate sottovento al flusso medio presente nello strato della nube (V<sub>CL</sub>); in studi successivi, tuttavia, si è visto che queste celle deviano significativamente dal flusso medio [McAnnelly and Cotton 1986, 1989] per cui si definisce la velocità di una cella (V<sub>MBE</sub>) e la sua componente di propagazione rispetto al flusso medio (V<sub>PROP</sub>). Definiamo anche il flusso ai bassi livelli (V<sub>LLJ</sub>) che non è nient'altro che la ventilazione al di sotto dei 1500 m che immette aria con  $\theta_e$  più alta all'interno del sistema.

Si ha che  $V_{PROP}$  ha direzione opposta rispetto a  $V_{LLJ}$ .

La velocità di una cella è data dall'equazione:

$$\boldsymbol{V}_{\boldsymbol{MBE}} = \boldsymbol{V}_{\boldsymbol{CL}} - \boldsymbol{V}_{\boldsymbol{LLJ}} \tag{4.3}$$

dove il flusso medio nello strato con le nubi si calcola [Fankhauser 1964]:

$$V_{CL} = V_{850} + V_{700} + V_{500} + V_{300} \tag{4.4}$$

dove direzione e velocità del flusso sono definiti dagli strati 900-800, 800-600, 600-400 e 400-200 hPa.



FIG 4.11: modello concettuale del movimento di una cella alla mesoscala- $\beta$  (MBE).

# **5 TEMPORALI ENHANCED V-SHAPE**

Il crescente utilizzo negli ultimi decenni di immagini satellitari e immagini radar ha dato un netto slancio allo studio degli eventi temporaleschi più intensi e più difficili da seguire. In particolar modo, l'utilizzo delle immagini satellitari nel canale dell'infrarosso termico (IR) permette di avere una dettagliata conoscenza dell'evoluzione del temporale analizzando la temperatura del top della nube. L'analisi ha portato a conoscenza di un particolare fenomeno temporalesco, la cui unicità risiede nella forma che assume durante il suo sviluppo: il temporale enhanced-V Shape.

# 5.1 ASPETTI GENERALI

I sistemi temporaleschi V-Shaped, sono dei grandi sistemi temporaleschi a mesoscala, di tipo lineare. Essi mostrano un distinto punto caldo (warm spot) al top del sistema [Mills and Astling 1977] con aree adiacenti più fredde che si organizzano in una caratteristica forma a V chiamata appunto enhanced-V shape;



FIG 5.1: immagine satellitare nell'IR di un temporale enhanced V-shape; è chiaramente visibile l'area più fredda, di colore bianco, dovuta all'espansione adiabatica dell'aria dell'updraft.

la "V" si apre nella direzione di espansione dell'incudine (anvil) del temporale e questa forma si sviluppa in presenza di un forte ufdraft che riesce a superare la tropopausa, penetrando nella stratosfera, e originando un overshooting top che blocca il vento ai livelli superiori, forzando il flusso a divergere attorno ad esso. Questo flusso in parte erode la sommità dell'updraft, trasportando i residui della nube sottovento [McCann 1983]. Il trasporto di questi residui si riscontra nelle

immagini satellitari nell'IR in zone a temperatura più bassa, che sono organizzate in una forma a V; l'area più fredda, che è vicino all'apice della V, è associata all'espansione adiabatica dovuta all'ascesa di aria nell'updraft del temporale quando raggiunge la tropopausa [Heymsfield and Blackmer 1988].

#### 5.2 **SVILUPPO DI UN TEMPORALE V-SHAPE**

Gli studi condotti hanno evidenziato che il loro sviluppo è esaltato quando è presente un flusso di correnti meridionali piuttosto sostenuto, collegato al ramo ascendente di una profonda saccatura in quota. Su tale settore, infatti, le correnti in quota possiedono una spiccata curvatura ciclonica ed una marcata divergenza che favorisce il richiamo dell'aria calda ed umida dai medio-bassi strati. Generalmente, laddove è presente il ramo ascendente della saccatura, c'è anche divergenza di uno o più rami del jet stream, il cui passaggio in alta quota va ad inasprire il wind shear ambientale, generando condizioni di elevata instabilità, con lo sviluppo di violenti moti convettivi che vanno a costruire i sistemi convettivi a mesoscala. In particolare, i sistemi di tipo V-shape insorgono allorquando si ottengono condizioni di forte shear del vento nei medio e bassi strati (da 850 a 500 hPa), con venti da sud o sud-est nei bassi strati mentre in quota prevale una componente più sudoccidentale. Se al contempo, in alta quota (a circa 300-250 hPa), transita una jet streak (core della jet stream), che esalta ulteriormente il wind shear verticale alle varie quote, creando divergenza, è altamente probabile lo sviluppo del V-shape, con la formazione della classica struttura a "V". Un'altra caratteristica di questi temporali è che assumono un carattere autorigenerante quando transitano sopra un ampio tratto di mare, con temperature delle acque superficiali piuttosto miti (ma non per forza calde).



FIG 5.1: immagine satellitare di un temporale enhanced V-shape diretto verso la Grecia, con temperature al top della

#### nube.

I temporali del tipo V-Shape sono caratterizzati da una forma piuttosto lineare, come quella di una squall Line (linea temporalesca) associata al passaggio di un fronte freddo, assumendo la caratteristica conformazione a V, ben individuabile dalle moviole satellitari (es. FIG 5.1)o dalle immagini radar. Le celle più intense stanno proprio lungo il vertice della "V", sul versante sud o sud-ovest, dove si concentrano i fenomeni più violenti ed estremi, con piogge torrenziali e attività elettrica a fondoscala. Difatti, le celle che si sviluppano lungo la punta, non avendo nulla a sud che possa rubare l'aria calda e umida destinata a loro, tendono ad assumere le caratteristiche di una supercella classica, con moto rotatorio, tanto da essere confuse con essa, anche se quest'ultima ha una struttura molto differente.

Un'altra caratteristica è quella di essere accompagnati dalla flanking line, un'estesa linea di cumuli e cumuli congesti molto sviluppati (presenti sul lato meridionale della struttura temporalesca), allo stadio maturo, che vanno ad alimentare il sistema temporalesco che l'ha generata, visto che le cumulogenesi, non trovando alcun ostacolo davanti, possono aspirare e rifornire il temporale di masse d'aria molto calde e umide (ottimo carburante per la convenzione), rendendolo più duraturo e intenso. Guardando le immagini satellitari è ben identificabile da una estesa linea bianca che tende a muoversi verso la parte centrale, più attiva del sistema temporalesco. Alle volte la flanking line può essere estesa per oltre 40-50 km, specie quando va ad alimentare un sistema temporalesco a mesoscala allo stadio giovanile.

Molti di questi sistemi convettivi sono i principali responsabili delle intense fasi di maltempo e degli eventi alluvionali che negli ultimi anni hanno flagellato varie aree del nostro territorio nazionale e altre regioni del Mediterraneo. Questi temporali, una volta rari sul Mediterraneo sono diventati più frequenti, complice anche l'aumento della temperatura media dei mari.

Le drammatiche alluvioni che nel novembre del 2011 e nell'ottobre del 2014 hanno colpito la città di Genova erano associate a questo genere di sistema convettivo.

# 6 FLASH FLOOD A GENOVA

La città di Genova, e la Liguria in generale, negli ultimi tre anni è salita alla ribalta a causa di due intensi eventi alluvionali che si sono abbattuti sull'area urbana del capoluogo. Una serie di intensi temporali avvenuti in due episodi, rispettivamente nel novembre del 2011 e nell'ottobre del 2014, hanno messo in ginocchio il tessuto urbano della città causando, forti disagi, allagamenti, esondazioni di torrenti e purtroppo anche delle vittime. Il primo evento è accaduto il 3-4 novembre del 2011, a soli pochi giorni da un altro *flash flood* che aveva investito il levante ligure e l'alta Toscana. Il secondo, più recente, risale al 9 ottobre 2014 e rientra in un'altra fase di maltempo che ha colpito, successivamente, anche Piemonte ed Emilia Romagna.

# 6.1 EVENTO DEL 4 NOVEMBRE 2011

Tra la sera del 3 e la mattina del 4 novembre 2011, una intensa fase di maltempo ha colpito la Liguria. Un sistema temporalesco autorigenerante, poi classificato come MCS V-shape si è abbattuto sulla citta di Genova provocando l'esondazione dei torrenti Bisagno e Rio Fereggiano. L'episodio è avvenuto a soli 8 giorni dall'alluvione che ha colpito l'area delle Cinque Terre e della Lunigiana ma ha suscitato più clamore poiché ha colpito un'area densamente popolata, causando anche molte vittime.

# 6.1.1 ANALISI METEOROLOGICA A SCALA SINOTTICA

Dai primi giorni del mese di novembre l'Europa occidentale era sotto l'influenza di una saccatura collegata a un profondo minimo di bassa pressione al suolo, poco a ovest delle coste irlandesi. L'origine di tale struttura depressionaria era molto remota poiché si era sviluppata da una preesistente struttura ciclonica, rinvigorita dapprima dall'arrivo del ciclone responsabile della precoce nevicata che aveva interessato la East Coast tra il 29 ed il 30 ottobre 2011, e successivamente da un secondo vortice di aria fredda in quota proveniente dall'Alaska. La profonda saccatura, con asse Nord Sud, dalle coste meridionali dell'Islanda si spingeva fino a Ovest delle coste portoghesi, favorendo il richiamo di una grande quantità di aria caldo-umida su tutto il Mediterraneo. A Est di tale struttura depressionaria si registrava la presenza di un robusto campo di alta pressione con massimi pressori tra Ucraina, Moldavia e Romania.

Nella giornata del 3 novembre, la profonda saccatura atlantica dalle Isole Britanniche si estendeva fino a lambire le coste del Marocco; ad essa era associato un vasto fronte freddo collegato ad un profondo minimo di bassa pressione al suolo ad Ovest dell'Irlanda (963 hPa alle 0000 UTC) mentre nel cuore dell'Ucraina si andava consolidando un promontorio anticiclonico (1026 hPa alle 0000 UTC), FIG 6.1. Tale struttura altopressoria svolgerà un ruolo fondamentale nell'evoluzione poiché eserciterà un vero e proprio blocco allo scorrimento verso Est della saccatura.



FIG 6.1: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe il 03/11/2011, alle ore 0000 UTC.

Nella giornata del 4 novembre, la saccatura si andava approfondendo ulteriormente entrando, nel frattempo, nel Mediterraneo; il fronte freddo, si approssimava alle coste della Liguria attivando intense correnti sciroccali nei bassi strati molto umide, instabili e convergenti sulla Liguria stessa. La successiva rotazione antioraria dell'asse della saccatura provocava un graduale calo della pressione al suolo con l'instaurazione di un forte gradiente barico tra Italia e Francia ed un'intensificazione delle correnti meridionali sulle regioni nord-occidentali italiane. Nel frattempo l'alta pressione presente sull'Europa orientale non subiva grossi stravolgimenti, anzi, sotto la spinta dinamica della saccatura, subiva un'espansione verso la regione balcanica (1025 hPa alle 0000 UTC), FIG 6.2.



FIG 6.2: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe il 04/11/2011, alle ore 0000 UTC.

La configurazione sinottica che si è creata ha favorito un notevole accumulo di umidità nei mediobassi strati sul bacino del mar Ligure; l'afflusso di aria dai quadranti meridionali (da SE al suolo, FIG 6.3, in rotazione a S, SO rispettivamente alla quota di 850 hPa, FIG 6.4 e 700 hPa, FIG 6.5) causava un'intensa avvezione di  $\theta$ e (FIG 6.7 a dx) sul Mediterraneo occidentale, lungo il ramo ascendente della saccatura, che ha ulteriormente instabilizzato la colonna d'aria, predisponendola ai moti ascendenti.



FIG 6.3: vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) del 04/11/2011 alle 00:00 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).



FIG 6.4: vento a 850 hPa (m s<sup>-1</sup>) del 04/11/2011 alle 0000 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).



FIG 6.5: vento a 700 hPa (m s<sup>-1</sup>) del 04/11/2011 alle 0000 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).

Dalle due successive mappe mostrate è possibile vedere, ancora, che l'aria è in stato, o quasi, di saturazione (FIG 6.6 a sx, UR a livello del suolo, FIG 6.6 a dx, UR a 700 hPa)



FIG 6.6: a sx, UR a 2 m (%); a dx UR A 700 hPa (%); entrambe il 04/11/2011, alle ore 0000 UTC; (Bolam Model, ISAC-CNR).

L'elevato stato d'instabilità della massa d'aria avvettata è confermato anche dall'elevata quantità di energia potenziale disponibile alla convezione, come mostrato dalla mappa che indica il CAPE (FIG 6.7 a sx): valori addirittura superiori a 2500 J kg<sup>-1</sup> sul mar di Sardegna e superiori a 1000 J kg<sup>-1</sup> sul mar Ligure.



FIG 6.7: a sx, convective available potential energy (J/kg); a dx, temperatura potenziale equivalente a 850 hPa (K); entrambe il 04/11/2011, alle ore 1200 UTC; (Bolam Model, ISAC-CNR).

### 6.1.2 ANALISI METEOROLOGICA ALLA MESOSCALA

La Liguria è una regione piccola, molto stretta e che si sviluppa per lo più in lunghezza andando a formare un arco con la concavità rivolta verso il mar Ligure. Alle spalle della fascia costiera, principalmente rocciosa, si erge un'ininterrotta catena montuosa, che va a formare una vera e propria dorsale, costituita dalle Alpi liguri e dall'Appennino ligure. Tale catena montuosa, continua nel suo sviluppo, presenta alcune discontinuità nella sua morfologia poiché in alcuni tratti è estremamente compatta ed elevata (alle spalle della riviera di Ponente) mentre in altre zone è poco elevata e intervallata da piccole valli e valichi (nell'entroterra savonese e genovese). Per la ricerca e l'analisi delle condizioni che hanno innescato il sistema temporalesco di tipo auto-rigenerante si ricorre alle mappe che illustrano la situazione alla mesoscala. L'intenso richiamo di Scirocco che si è avuto nel comparto mediterraneo ha investito anche l'Adriatico favorendo la risalita di masse d'aria che, come in una "sacca", si è accumulata sulla Pianura Padana generando la formazione di un promontorio anticiclonico nella pianura piemontese, alle spalle della Liguria; allo stesso tempo, l'approssimarsi della saccatura atlantica e del fronte freddo causavano un calo della pressione sul Golfo del Leone e sul Golfo di Genova, determinando un marcato gradiente barico proprio sul mar Ligure. Si attivava così una corrente da Nord nei bassi strati di Tramontana che sfruttando le piccole valli appenniniche liguri si riversava nel Mar Ligure. L'interazione, al suolo, tra il vento freddo e secco di Tramontana proveniente da Nord e lo Scirocco caldo e umido proveniente da Sud-Est dava vita ad una linea di convergenza in mare aperto, poco ad Ovest del Golfo di Genova (FIG 6.8-6.9).



FIG 6.8: a sx, vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) il 04/11/2011 alle 0600 UTC; a dx, vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) il 04/11/2011 alle 0900 UTC (Moloch Model, ISAC-CNR).



FIG 6.9: a sx, vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) il 04/11/2011 alle 1200 UTC; a dx, vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) il 04/11/2011 alle 1500 UTC (Moloch Model, ISAC-CNR).

L'ascesa di masse d'aria, attivato dal forcing meccanico della linea di convergenza innescata al suolo, veniva ulteriormente esaltata dalle diverse caratteristiche termodinamiche delle due masse d'aria entrate in contatto, come è ben visibile dalle mappe della temperatura potenziale equivalente alla quota di 950 hPa alle ore 1200 e alle ore 1500 UTC (FIG 6.10). Come era avvenuto appena otto giorno prima nello spezzino, e come spesso accade in questi casi, la geomorfologia della Liguria ha svolto un ruolo determinante: la catena appenninica ha generato la formazione di una *cold pool* originata dalla discesa dell'aria fredda del downdraft e dell'outflow lungo i pendii e da qui di nuovo verso il mare dove ha attivato nuove celle temporalesche, come in un "loop".

ThetaE at 950 hPa Initial time Fri, 04/11/2011 03:00 UTC Forecast + 9 h (000 d 09 h) valid Fri. 04/11/2011 12:00 UTC





FIG 6.10: a sx, temperatura potenziale equivalente a 950 hPa il 04/11/2011 alle 1200 UTC; a dx, temperatura potenziale equivalente a 950 hPa il 04/11/2011 alle 1500 UTC (Moloch Model, ISAC-CNR).

# 6.1.3 ANALISI DI IMMAGINI SATELLITARI E RADAR

I primi temporali prefrontali si sviluppavano nella tarda serata del 3 novembre quando l'aumento dell'instabilità causava i primi fenomeni convettivi nel genovesato.

Intorno alle 0800 UTC un temporale organizzato si innescava sulla Liguria centro-orientale, in prossimità del promotorio di Portofino e lentamente si spostava in direzione W rinvigorendosi durante il suo movimento (FIG 6.11)

Alle ore 1000 UTC la struttura temporalesca aveva ormai raggiunto la zona Est della città di Genova dove, forte della linea di convergenza al suolo e dell'orografia, assumeva i classici connotati di temporale "V-shape" (FIG 6.12).



FIG 6.11: Riflettività in dbZ alle 0835, 0905 UTC del 04/11/2011(radar meteorologico di Torino- Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota il movimento verso W del sistema temporalesco.



FIG 6.12: Riflettività in dbZ alle 0935, 1005 UTC del 04/11/2011(radar meteorologico di Torino- Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota il movimento verso W del sistema temporalesco.



FIG 6.13: Immagini dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 0900 e alle 1000 UTC del 4 novembre (EUMETSAT). Si nota l'evoluzione del sistema temporalesco a V all'interno.

È proprio qui che il temporale, forte della convergenza del flusso umido nei bassi strati su una zona costiera molto ristretta, del grande apporto di acqua precipitabile e dell'azione di blocco dell'anticiclone a Ovest, si manteneva attivo e stazionario per alcune ore, favorendo la persistenza di precipitazioni di intensità molto forte su un'area relativamente ristretta.



FIG 6.14: Riflettività in dbZ alle 0935, 1005 UTC del 04/11/2011(radar meteorologico di Torino- Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte).



FIG 6.15: immagini dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 1200 e alle 1300 UTC del 4 novembre (EUMETSAT). Si nota l'evoluzione del sistema temporalesco a V all'interno.

Tra le 1100 e le 1200 UTC il sistema raggiungeva la sua massima intensità. Infatti, come mostrano le immagini radar (FIG 6.16), la riflettività raggiungeva il fondoscala proprio sulla città di Genova, fondoscala che rimaneva stazionario sulla città per circa un'ora.



FIG 6.16: Riflettività in dbZ alle 1105, 1125, 1135, 1145, 1155, 1205 UTC del 04/11/2011(radar meteorologico di Torino- Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota l'itensità e òa stazionarietà del temporale, proprio sul capoluogo ligure.



Buienradar nl - 14:00 (13:00 UTC) FIG 6.17: Immagini dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 1300 e alle 1400 UTC del 4 novembre (EUMETSAT). Si nota l'evoluzione e la successiva dissipazione del temporale alle 1400 UTC.

In circa 3 h, tra le 1000 e le 1300 UTC, sulla citta di Genova cadevano 330-350 mm di pioggia.

# 6.1.4 ANALISI PLUVIOMETRICA

Il flash flood genovese è stato un evento di portata eccezionale sia per la quantità di precipitazione caduta in poco tempo, sia per la stazionarietà dell'evento, accaduto, tra l'altro, su di una zona ad altissima densità urbana.

I fenomeni registrati sono stati di natura prefrontale, fortemente convettiva con temporali di intensità molto forte e quantitativi elevati.

Sulla città di Genova, alla fine della giornata del 4 novembre, si registrano accumuli tra 450 e 550 mm/24h

A conferma dell'eccezionalità dell'evento, riportiamo di seguito i dati pluviometrici più rilevanti:

- <u>23 mm</u> caduti in 5 minuti a Genova Gavette;
- <u>181 mm</u> caduti in 1 h a Vicomorasso, frazione di Sant'Olcese (GE), nell'immediato entroterra genovese. Tale quantitativo rappresenta il nuovo <u>record</u> italiano di precipitazione caduta in 1 h;
- <u>155 mm</u> caduti in 1 h a Quezzi, frazione di Genova;
- <u>337 mm</u> caduti in 3 h a Vicomorasso, nuovo <u>record</u>italiano di precipitazione caduta in un'ora;
- <u>330 mm</u> caduti in 3 h a Quezzi;
- <u>440 mm</u> caduti in 6 h a Quezzi;
- <u>557 mm</u> caduti in 24 h a Quezzi;
- <u>469 mm</u> caduti in 24 h a Vicomorasso.

Come mostra il seguente grafico sull'accumulo totale giornaliero, il sistema temporalesco ha colpito ed imperversato su una ristretta fascia di terra, la Liguria centrale.



FIG 6.18: precipitazioni osservate dalle 2300 UTC del 3 novembre alle 2300 UTC del 4 novembre (ARPAL). Si nota il fondoscala (oltre 450 mm) sulla citta di Genova.

I due seguenti grafici rappresentano rispettivamente lo ietogramma e la cumulata per la località di Vicomorasso e Genova Gavette; notare l'eccezionalità della precipitazione caduta in poche ore.



FIG 6.19: ietogramma e cumulata a Vicomorasso (ARPAL).



FIG 6.20: ietogramma e cumulata a Genova Gavette (ARPAL).

## 6.1.5 ANALISI E CRISI IDRICA

L'evento ha causato un significativo e rapido incremento del livello dei corsi d'acqua che attraversano la città. In particolare si è verificata l'esondazione del rio Fereggiano prima e del torrente Bisagno poi che hanno causato sei vittime e numerosi disagi.

Il rio Fereggiano è un tributario di sinistra del torrente Bisagno e drena un bacino di piccole dimensioni (circa 4.5 km<sup>2</sup>), attraversando una zona della città densamente urbanizzata.

Il bacino ha una pendenza media superiore al 10%; infatti, la massima elevazione sullo spartiacque raggiunge all'incirca i 550 metri (nella zona del Forte Ratti) e, in una distanza lineare inferiore ai 5 km, il profilo si raccorda al fondovalle, immettendosi nel Bisagno poco a valle dello stadio Luigi Ferraris, a Marassi. Il tratto terminale del rio Fereggiano è tombinato per circa 1 km.

In linea generale, questa tipologia di bacini idrografici è sensibile a eventi di precipitazione estremamente intensa e di breve durata, categoria in cui l'evento del 4 novembre si inquadra alla perfezione. L'esondazione del rio Fereggiano, in particolare, che ha causato sei vittime, è da imputare a due fattori concomitanti:

1) la contemporanea piena del Bisagno che ha costituito un ostacolo al regolare deflusso della

portata del Fereggiano verso il Bisagno stesso, favorendo la messa in pressione del tratto tombinato i cui effetti di rigurgito sono "risaliti" verso l'imbocco della copertura stessa;

 la portata affluente da monte (del Fereggiano), che è stata con tutta probabilità comunque superiore alla capacità di smaltimento dell'imbocco della copertura.

# 6.2 EVENTO DEL 9 OTTOBRE 2014

Tra il 7 e il 10 ottobre 2014, una nuova intensa fase di maltempo ha investito la Liguria centrale. A distanza di meno di tre anni dal flash flood che aveva sconvolto la città di Genova, un sistema temporalesco autorigenerante, di stampo "V-shape" si è abbattuto per molte ore, ad impulsi successivi, sul capoluogo ligure provocando nella tarda serata del 9 ottobre l'ennesima esondazione dei torrenti Bisagno e rio Fereggiano e causando un'altra vittima.

# 6.2.1 ANALISI METEOROLOGICA A SCALA SINOTTICA

Verso la fine della prima decade di ottobre l'Europa nord-occidentale era sotto l'influenza di una profonda circolazione depressionaria (depressione "Katrin"), in fase di colmamento, che provocava condizioni di tempo perturbato nei Paesi del Nord Europa. Tra Mediterraneo occidentale ed Est Europa, invece, si andava consolidando un campo di alta pressione a tutte le quote. Tra le due figure bariche si è così instaurato un flusso di correnti di Libeccio in quota e di Scirocco nei bassi strati.

L'Europa centromeridionale, con le estreme regioni peninsulari italiane, era sotto l'influenza di condizioni moderatamente instabili a causa della presenza di una goccia fredda in quota tra il mar Ionio e la penisola ellenica, in rapido spostamento verso sud-est.

Nella giornata dell'8 ottobre la rotazione oraria e il contemporaneo approfondimento della saccatura connessa al minimo di bassa pressione al suolo (976 hPa, poco a ovest delle coste irlandesi, FIG 6.21) provocava un parziale calo della pressione sulle coste occidentali iberiche e nell'immediato Oceano Atlantico. L'affondo dinamico di tale saccatura causava la risalita di un promontorio anticiclonico che dall'entroterra tunisino si spingeva verso le regioni centromeridionali, con asse sud-ovest nord-est, esponendo il bacino del Mediterraneo e l'Italia a una massiccia risalita di correnti meridionali a tutte le quote. Nel frattempo, il fronte freddo collegato al minimo di bassa pressione irlandese, in lento movimento, era prossimo a lambire le coste della Galizia. L'Est

Europa, invece, registrava condizioni di bel tempo grazie alla presenza di un campo di alta pressione centrato tra Ucraina e Russia europea (1039 hPa).



FIG 6.21: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe l'08/10/2014, alle ore 0000 UTC.

Nella giornata del 9 novembre l'approfondimento della saccatura sulla penisola iberica e in Atlantico, unito all'approssimarsi del fronte freddo alla catena alpina, provocava un ulteriore calo della pressione in Spagna e in Francia con la conseguente formazione di un gradiente di pressione tra l'Italia e la regione transalpina. Come conseguenza, il promontorio anticiclonico abbracciava ormai buona parte dell'Italia centromeridionale con l'isolinea della 584 gpdam che lambiva le coste occidentali sicule. In queste condizioni, il Mediterraneo centro-occidentale si trovava sotto l'influenza di correnti meridionali a curvatura ciclonica, mentre ad Est rimaneva ben strutturato un campo di alta pressione con massimi al suolo poco a Nord Est del Mar Nero (1035 hPa alle 0000 UTC del 9 ottobre, FIG 6.22)



FIG 6.22: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe il 09/10/2014, alle ore 0000 UTC.

Inoltre, nella giornata del 10 ottobre, l'ulteriore approfondimento della saccatura sulla penisola iberica, con un parziale ingresso nel Mediterraneo occidentale. Il fronte freddo ormai si approssimava alle Alpi aumentando il gradiente di pressione che si era instaurato. Da notare come nell'arco di 24 ore il fronte al suolo sia riuscito a percorrere poche centinaia di chilometri a causa del muro anticiclonico che, seppur parzialmente indebolito, resisteva nell'Est Europa (1030 hPa alle 0000 UTC del 10 ottobre, FIG 6.23). La stazionarietà di questo pattern sinottico sarà la causa dei fenomeni che andremo a descrivere.



FIG 6.23: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe il 10/10/2014, alle ore 0000 UTC.

Seppur "shiftata" di qualche centinaio di chilometri più a ovest rispetto all'evento del 2011, la configurazione sinottica che si è creata ha favorito un notevole accumulo di umidità nei medio-bassi strati sul bacino del mar Ligure, grazie al continuo richiamo di masse d'aria dai quadranti meridionali, con rotazione oraria all'aumentare della quota (da SE al suolo, in rotazione a S, SO rispettivamente alla quota di 850 e 700 hPa, FIG 6.24-6.25-6.26).



FIG 6.24: vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) del 09/10/2014 alle 1800 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).



FIG 6.25: vento a 850 hPa del 09/10/2014 alle 1800 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).



FIG 6.26: vento a 700 hPa del 09/10/2014 alle 1800 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).

Inoltre, le elevatissime quantità di energia potenziale disponibile alla convezione (valori di CAPE superiori a 3000 J kg<sup>-1</sup> su buona parte del Mediterraneo occidentale, FIG 6.27 a sx) unita all'intensa avvezione di temperatura potenziale equivalente (FIG 6.27 a dx) sul Mediterraneo occidentale, lungo il ramo ascendente della saccatura ha ulteriormente destabilizzato la colonna d'aria, predisponendola ai moti ascendenti.



FIG 6.27: a sx, convective available potential energy (j/kg) il 09/10/2014, alle ore 2100 UTC; a dx, temperatura potenziale equivalente a 850 hPa il 09/10/2014, alle ore 1800 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).

# 6.2.2 ANALISI METEOROLOGICA ALLA MESOSCALA

Il pattern sinottico instauratosi ha avuto fondamentali ripercussioni alla mesoscala con una situazione di blocco che è durata per diversi giorni.

Dal 7 al 10 ottobre, infatti, da un lato le intense correnti di Scirocco al suolo causavano la risalita di correnti caldo-umide dal mar Tirreno verso la Liguria e dall'altro, un accumulo di aria sull'Ovest della Pianura Padana, con la formazione di una meso-alta (FIG 6.28 a sx), per una debole ventilazione da Est forzata dallo Scirocco in Adriatico. Come spesso accade in questi casi si è attivata una corrente di aria fredda e secca che dal basso Piemonte, scavalcando la catena appenninica ligure, attraverso il Passo del Turchino, si è gettata nel mar Ligure, formando una linea di convergenza tra la Tramontana, fredda e secca, in discesa dalle colline genovesi e lo Scirocco, caldo ed umido, in risalita dal mar Tirreno (FIG 6.28 a dx):



FIG 6.28: a sx, pressione al suolo (hPa) il 09/10/2014 alle 1200 UTC; a dx, vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) il 09/10/2014 alle 1200 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).



FIG 6.30: vento a 10 m (m/s) il 10/10/2014 alle 0300 UTC; a dx, vento a 10 m (m s<sup>-1</sup>) il 10/10/2014 alle 0600 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).

Il gradiente barico instauratosi, permettava alla linea di convergenza di restare attiva per più di 48 h, come è visibile dalle mappe in FIG 6.30.

Dalla mappa della temperatura potenziale equivalente alla quota di 950 hPa (FIG 6.31) si nota il contrasto termodinamico tra le due diverse masse d'aria in contatto.



FIG 6.31: temperature potenziale equivalente il 10/10/2014 alle 0300 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR).

Analizzando l'andamento del vento all'aumentare della quota, si assiste a una rotazione in senso orario e a un contemporaneo aumento dell'intensità; tale situazione si osserva nel corso di tutta la giornata del 9 ottobre. Lo shear del vento con la quota e la sua intensificazione sono tra i fattori essenziali per la genesi di temporali severi, alimentati dalle elevate temperature e dal flusso di umidità da SE (FIG 6.32).

La FIG 6.33 mostra una sezione verticale della temperatura e dell'umidità relativa lungo il Tirreno. Si notano temperature elevate (tra 22-24°C) ed umidità relative molto alte (UR del 90%) in prossimità del mare e nei bassi strati fino a 1000 m. Gli strati medio-alti (tra 3000 e 5000 m) sono caratterizzati da un elevato gradiente di temperatura (8 K km<sup>-1</sup>) e da aria secca (UR del 50%). L'umidità relativa mostra un gradiente molto elevato tra 1000 m e 1500 m tra 42N e 44N. Tutto ciò può indicare la presenza di un Elevated Mixed Layer e di una situazione di "blocco" sul mar Tirreno e sul Mar Ligure per il rilascio dell'energia potenziale disponibile alla convezione, che come si è visto, ha valori elevatissimi. Quando tale blocco viene superato dalle masse d'aria in prossimità della costa di Genova (44N), grazie alla presenza dell'orografia e in seguito allo scontro con la massa d'aria più fredda e secca, portata dai venti da N-NE, parte la convezione profonda che darà luogo, in quelle condizioni, a strutture a carattere temporalesco molto intense.



FIG 6.32: vento a 10 m, 850, 700 e 500 hPa (m s<sup>-1</sup>) del 09/10/2014 alle 0000 UTC (MOLOCH Model, ISAC-CNR); notare la rotazione del vento con la quota.



FIG 6.33: sezione verticale (lungo il Mar Tirreno) (Genova è a circa 44N) della temperatura (°C) e dell'umidità relativa (%) il 09/10/2014 alle 1800 UTC (MOLOCH Model, ISAC-CNR).

Di nuovo, l'orografia della Liguria ha svolto un ruolo determinante; l'Appennino ligure ha generato la formazione di una cold pool originata dalla discesa dell'aria fredda del downdraft e dell'outflow lungo i pendii e da qui di nuovo verso il mare dove ha attivato nuove celle temporalesche, in un meccanismo autorigenerante, fin quando non si è "rotto" il forcing indotto dalla linea di convergenza.

# 6.2.3 ANALISI DI IMMAGINI SATELLITARI E RADAR

L'alluvione genovese è avvenuta in un contesto generale che vedeva la quasi totalità dell'Italia sgombra da nubi. Come è mostrato nella prima immagine satellitare nel canale dell'IR, qui sotto allegata, spicca l'unica cella temporalesca attiva sul proprio su Genova e Levante ligure (immagine Meteosat 10, alle ore 2100 UTC del 9 novembre, momento clou delle precipitazioni) mentre sul resto d'Italia il promontorio anticiclonico subtropicale regalava giornate di fine estate.



FIG 6.34: immagine satellitare nel canale infrarosso (Meteosat 10, fonte Eumetsat) il 09/10/2014 alle 2100 UTC; in un'Italia quasi completamente al sereno, in assenza di perturbazioni, spicca l'unica intensa cella temporalesca che staziona su Genova e dintorni.

Le due immagini da satellite riportate in fig sotto sono del prodotto "Airmass RGB" dal sensore SEVIRI a bordo del Meteosat Second Generation MSG (ottenuto combinando canali IR 9.7 e 10.8 µm e WV a 6.2 e 7.3 µm); esse evidenziano le nubi, delineano le caratteristiche delle masse d'aria (ad esempio calda e umida in verde nel centro-sud dell'Italia), le zone di ciclogenesi (anomalie di vorticità potenziale in colore violaceo/rosso), le curve di geopotenziale a 500 hPa dall'analisi ECMWF (notare la presenza del promontorio anticiclonico sull'Italia), la pressione al suolo ed infine mostrano le zone di allerta individuate dalle previsioni meteo di ESTOFEX (European Storm Forecast Experiment). La prima immagine (FIG 6.35) si riferisce alle 0600 UTC del 9 ottobre 2014 e mostra l'allerta (1) fornita dall'ESTOFEX (linee gialle) per condizioni favorevoli a eventi precipitativi estremi (previsione dell'8 ottobre). La seconda immagine (FIG 6.36) si riferisce alle 1800 UTC del 9 ottobre 2014 e mostra che l'allerta è passata al livello (2) quindi con maggior probabilità di eventi estremi (previsione del 9 ottobre)



FIG 6.35: immagine del prodotto da satellite Airmass RGB (dal sensore SEVIRI a bordo del Meteosat); sono riportati geopotenziale a 500 hPa (linee verdi), pressione al suolo (linee nere), alle 0600 UTC del 9 ottobre 2014. L'immagine mostra anche l'allerta fornita dall' European Storm Forecast Experiment (ESTOFEX) (allerta 1) per condizioni favorevoli ad eventi precipitativi estremi in base alla previsione dell'08/10/2014.



FIG 6.36: immagine del prodotto da satellite Airmass RGB (dal sensore SEVIRI a bordo del Meteosat); sono riportati geopotenziale a 500 hPa (linee verdi), pressione al suolo (linee nere), alle 1800 UTC del 9 ottobre 2014. L'immagine mostra anche l'allerta fornita dall' European Storm Forecast Experiment (ESTOFEX) (allerta 2) per condizioni favorevoli ad eventi precipitativi estremi in base alla previsione del 09/10/2014.

Per l'analisi dell'evento occorso il 9 ottobre ho utilizzato la combinazione dei prodotti "RGB microphysics" e il "severe storm RGB", ottenuti dal SEVIRI, combinati con il vento a 10 m di quota dall'analisi ECMWF.

Il prodotto "RGB microphysics" è un composito RGB ottenuto combinando i canali VIS 0.8 µm

(R), IR 3.9  $\mu$ m (G), e IR 10.8  $\mu$ m (B), e le differenze di canali 12.0-10.8  $\mu$ m (R), 10.8-3.9  $\mu$ m (G), e il canale 10.8  $\mu$ m (B) durante le ore notturne; esso è utile per l'analisi delle nubi, in particolare per quelle a sviluppo verticale. Il colore rosso indica nubi fredde (che arrivano ad alta quota), molto spesse con alto contenuto di ghiaccio e acqua (e con idrometeore di dimensioni maggiori).

Il prodotto "Severe Storm RGB" (disponibile solo di giorno) è adatto ad individuare la convezione e ad individuare celle giovani o celle mature (di colore giallo). Per situazioni di convezione severa è opportuno confrontare questo prodotto con la temperatura al top di nube attraverso l'utilizzo del prodotto "Enhanced IR 10.8" che permette di determinare la presenza di sistemi convettivi pericolosi associati ad eventuali overshooting-top (colore giallo con temperature al top molto fredde).

La FIG 6.37 a sx, mostra un sistema molto esteso che ha tutte le caratteristiche sopra descritte, a forma di "V" che rappresenta un'indicazione di estrema severità, con la parte più intensa su Genova, evidenziata dal vertice dalla V che concide con la zona più fredda del top della nube. Questa zona coincide con la zona di convergenza del vento (a 10 m dal suolo) da SE e del vento da N-NE.

La FIG 6.37 a dx, evidenzia una zona gialla proprio su Genova, in corrispondenza della parte più fredda della cella, che evidenzia la porzione del sistema temporalesco caratterizzata da un fortissimo moto ascensionale (updraft) e la probabile presenza di overshooting-top.



FIG 6.37: a sx, immagine del prodotto "RGB microphysics" da MSG e vento a 10 m (analisi ECMWF); a dx, immagine del prodotto "Severe Storm RGB", entrambi il 09/10/2014 alle 1200 UTC.

La FIG 6.38 a sx, mostra il prodotto "RGB microphysics" associato al vento a 10 m alle 1800 UTC. La situazione mostra una nube convettiva meno estesa (FIG 6.38 a dx, dove il colore rosso del prodotto "Enhanced IR 10.8" indicante temperature al top inferiori ai 210 K è molto ristretto) e più spostata nell'entroterra e ad est rispetto a quella delle 1200 UTC. (Il prodotto "Severe Storm RGB" non è disponibile per le ore serali e notturne).



FIG 6.38: a sx, immagine del prodotto "RGB microphysics" da MSG e vento a 10 m (analisi ECMWF); a dx immagine del prodotto "Enhanced IR 10.8 entrambi il 09/10/2014 alle 1800 UTC.

I gravi eventi alluvionali culminati tra il 9 e il 10 ottobre 2014 a Genova e nell'entroterra sono stati causati da picchi di precipitazione molto intensi e altamente localizzati; come è visibile dale immagini satellitari precedenti, la provincial di Genova era l'unica area sottoposta a violente precipitazioni temporalesche. Si è trattato di un evento alluvionale nel complesso paragonabile a quelli che nel recente passato hanno interessato la città di Genova (4 ottobre 2010 sul Ponente, 4 novembre 2011 in centro), con ripetuti temporali "rigeneranti" stazionari per più ore sulla città e nell'entroterra appenninico.

È evidente la severità dell'evento sulla zona di Genova durante la mattina a partire dalle 0645 UTC fino alle 1445 UTC (la struttura persiste sulla città di Genova per 10 h), e poi, dopo una fase di attenuazione di circa due ore, la precipitazione interessava nuovamente la città, con una struttura a carattere temporalesco dalle 1715 UTC per continuare poi durante tutta la notte.

Analizzando le immagini del mosaico radar della Protezione Civile nelle giornate dell'8-9-10 ottobre 2014, si può notare come la precipitazione indotta dalla linea di convergenza al suolo cominciava nella tarda serata dell'8 ottobre.

La prima immagine allegata mostra la precipitazione di moderata instabilità alle ore 2050 UTC (FIG 6.39):



FIG 6.39: riflettività in dbZ alle 20.50 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

Per tutta la notte il sistema si manteneva attivo con la riflettività radar che indicava una precipitazione di debole o moderata instabilità.

Intorno alle ore 0450 UTC il sistema temporalesco cominciava a prendere vigore, ampliando la propria struttura ed assumendo la tipica forma a "V", con il vertice stazionario all'incirca sulla linea di convergenza. Seppur di moderata intensità la struttura rimaneva bloccata per diverse ore sulla stessa area apportando i primi accumuli significativi di precipitazione, come è visibile dalla FIG 6.40.



FIG 6.40: riflettività in dbZ alle 04.50 e alle 0640 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile.

Da notare la sorprendente stazionarietà della struttura temporalesca sul capoluogo ligure che continuava a rigenerarsi con il suo perno nel Golfo Ligure.



FIG 6.41: riflettività in dbZ alle 0650 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).
Intorno alle 0800 UTC del 9 novembre poco a largo della costa di Genova, a Sud-Ovest del capoluogo, si sviluppava un temporale la cui intensità portava subito la riflettività del radar a fondoscala (FIG 6.42):



FIG 6.42: riflettività in dbZ alle 0650 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

in circa 20 min la struttura raggiungeva la città (FIG 6.43) stazionandovi per più di 2 h e spostandosi, successivamente, verso Levante; venivano, così, investiti i quartieri più orientali della città, il promontorio di Portofino e, parzialmente, il Golfo del Tigullio.



FIG 6.43: riflettività in dbZ alle 0840, alle 0920, alle 1020, alle 1210, alle 1230 e alle 1250 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

Durante le ore pomeridiane, si assisteva dapprima ad una parziale attenuazione dei fenomeni e successivamente ad una cessazione. Alle ore 1800 UTC precipitazioni di forte intensità tornavano a cadere sulla città di Genova; intorno alle ore 2000 UTC, un nuovo intenso temporale si formava in mare davanti il capoluogo. Il sistema assumeva da subito la classica "V-shape" (FIG 6.44).



FIG 6.44: riflettività in dbZ alle 2000 e alle 2020 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

Per più di 2 h rimaneva bloccato sul capoluogo, scaricando enormi quantità d'acqua, come è visibile dalla riflettività radar ampiamente a fondo scala (FIG 6.45):



FIG 6.45: riflettività in dbZ alle 2030, alle 2050, alle 2110 e alle 2130 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

In alcuni quartieri di Genova sono caduti più di 215 mm d'acqua tra le 1900 e le 2200 UTC.



FIG 6.46: riflettività in dbZ alle 2150, alle 2210, alle 2230 e alle 2250 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

Alle ore 23.00 UTC, come è visibile dalle mappe qui sotto, il sistema convettivo (che nel frattempo aveva assunto una forma rotondeggiante, andando a colpire tutto il Levante ligure e l'Ovest dell'Emilia) aveva ancora energia a sufficienza per scaricare enormi quantità d'acqua, provocando così l'esondazione del rio Fereggiano, del torrente Bisagno e il conseguente allagamento di tutto il quartiere "Foce" a Genova, nei pressi della stazione ferroviaria di Genova Brignole.



FIG 6.47: riflettività in dbZ alle 2300 e alle 2330 UTC del 09/10/2014 (radar meteorologico della Protezione Civile).

#### 6.2.4 ANALISI PLUVIOMETRICA

Il flash flood del 9 ottobre 2014 sembra, per certi versi, la fotocopia dell'evento accaduto il 4 novembre 2011. Anche in questo caso, infatti, le peculiarità dell'evento sono state l'eccezionale quantità di pioggia caduta in poco tempo, su un'area molto ristretta, e la stazionarietà dell'evento.

La fenomenologia registrata è stata sempre di natura prefrontale e fortemente convettiva, esaltata dall'enorme surplus di calore presente sulle acque mediterranee e dall'orografia della Liguria. Riportiamo, qui di seguito, i più importanti valori puntuali delle precipitazioni di alcune stazioni meteorologiche di Genova e dintorni (fonte ARPAL):

- <u>141</u>, <u>111</u> e <u>100 mm</u>, caduti in 1 h, rispettivamente nelle stazioni di Genova Geirato, Genova Pegli e Genova Gavette;
- <u>226</u>, <u>212</u> e <u>191 mm</u>, caduti in 3 h, rispettivamente nelle stazioni di Genova Geirato, Torriglia e Vicomorasso;
- <u>257</u>, <u>224</u> e <u>213 mm</u>, caduti in 6 h, rispettivamente nelle stazioni di Torriglia e Genova Geirato, Vicomorasso e Rossiglione;
- <u>308</u>, <u>266</u> e <u>254 mm</u>, caduti in 12 h, rispettivamente nelle stazioni di Torriglia, Genova Geirato e Brugneto;
- <u>438</u>, <u>386</u> e <u>345 mm</u>, caduti in 24 h, rispettivamente nelle stazioni di Genova Geirato, Torriglia e Vicomorasso.

Allargando lo step temporale a 48 h (9-10 ottobre) otteniamo i seguenti valori:

- 570 mm a Genova Geirato (702 mm considerando anche i 73 mm dell'8 e i 59 mm dell'11 ottobre);
- 444 mm a Creto (639 mm considerando anche i 62 mm dell'8 e i 133 mm dell'11 ottobre);
- 375 mm a Genova Gavette (568 mm considerando anche i 76 mm dell'8 e i 117 mm dell' 11 ottobre);
- 388 mm a Brugneto (455 mm considerando anche i 49 mm dell'8 e i 18 mm dell'11 ottobre);
- 347 mm a Genova Bolzaneto (454 mm considerando anche i 52 mm dell'8 e i 55 mm dell'11 ottobre).

I due seguenti grafici rappresentano rispettivamente lo ietogramma e la cumulata per la località di Genova Geirato (FIG 6.48) ed il confronto di precipitazioni giornaliere realizzato dal 7 all'11 ottobre 2014 tra Genova-Albaro e Genova-Geirato (FIG 6.49); da notare l'eccezionalità della precipitazione caduta in poche ore.



FIG 6.48: precipitazioni orarie e cumulate a Genova-Geirato il 9-10 ottobre 2014, durante la fase più intense dell'evento pluviometrico. Spiccano i 135 mm h<sup>-1</sup> caduti la sera di giovedì 9, all'origine della piena impulsiva di Bisagno e Fereggiano. In poco più di 30 ore si totalizzano 570 mm di pioggia (Fonte: ARPA Liguria).



FIG 6.49: precipitazioni giornaliere misurate dal 7 all'11 ottobre 2014 (5 giorni) a Genova-Albaro e a Genova-Geirato, con totali in 5 giorni rispettivamente di 453 e 754 mm. Spiccano gli esorbitanti apporti del giorno 9, prossimi a 400 mm in 24 h nell'immediato entroterra genovese, responsabili delle gravi alluvioni nel capoluogo (Fonte: ARPAL).

#### 6.2.5 CONFRONTO TRA PRECIPITAZIONE STIMATA E PRECIPITAZIONE EFFETTIVA

Per l'analisi della stima delle precipitazioni ho usato la previsione del modello MOLOCH. Sia il run delle 0300 UTC del 09/10/2014 (precipitazione totale dalle 0600 UTC del 9 ottobre alle 0600 UTC del 10 ottobre, FIG 6.50) che il run precedente dell'08/10/2014 (precipitazione totale dalle 0000 UTC del 9 ottobre alle 0000 UTC del 10 ottobre) mostrano il massimo esattamente collocato su Genova (pari a circa 150 mm nel run del 9, inferiore in quello dell'8). La precipitazione massima si trova nel punto di convergenza tra il vento a suolo di Scirocco e la Tramontana che s'incunea nei valichi a monte della città di Genova. Questa situazione di vento a bassa quota, con convergenza su Genova, ha continuato a persistere per tutta la giornata del 9 ottobre fino al giorno successivo.



FIG 6.50: a sx, previsione della pioggia cumulata in 24 ore (mm) dalle 0600 UTC del 09 ottobre alle 0600 UTC del 10 ottobre. Run delle 0300 UTC del 09/10/2014 (MOLOCH Model, ISAC-CNR); a dx, previsione della pioggia cumulata in 24 ore (mm) dalle 0000 UTC del 09 ottobre alle 0000 UTC del 10 ottobre. Run delle 0300 UTC dell'08/10/2014 (MOLOCH Model, ISAC-CNR);

C'è da sottolineare che in queste condizioni, la probabilità che la previsione del quantitativo di pioggia fornita da un modello previsionale sofisticato come il MOLOCH (utilizzato comunque a 1.5 km di risoluzione spaziale) sia esatta, è bassa. Inoltre i dati iniziali forniti al modello sono a bassa risoluzione spaziale, e non hanno il dettaglio necessario (soprattutto nei bassi strati) per l'innesco del meccanismo di convezione e della rigenerazione delle celle temporalesche isolate. Analizzando la previsione dell'8 ottobre (come quella del 9) della precipitazione tri-oraria nel corso della giornata e della serata del 9 ottobre si nota che malgrado tutti i segnali descritti nell'analisi alla mesoscala, la precipitazione tra le 1200 e le 1500 UTC, e poi ancora nelle tre ore successive rispetto alla mattinata. In seguito, dopo le 1800 UTC, si prevede una nuova intensificazione della precipitazione fino alle 0000 UTC, come è mostrato nelle sei immagini qui sotto:



FIG 6.51: Previsione della pioggia cumulata in 3 h (mm) alle 0900 UTC, alle 1200 UTC, alle 1500 UTC, alle 1800 UTC, alle 2100 UTC del 9 ottobre e alle 0000 UTC del 10 ottobre. Run delle 0300 UTC dell'8 ottobre 2014 (MOLOCH Model, ISAC-CNR).

La sottostima della precipitazione stimata dal modello MOLOCH riflette il problema noto della difficoltà dei modelli di previsione che (in ambito operativo) si adoperano a risoluzioni spaziali tali

da non consentire la simulazione esatta di eventi isolati, che avvengono su scale spaziali ridotte, e si generano e alimentano prevalentemente grazie a meccanismi di convezione innescati dalle condizioni locali. Il MOLOCH aveva però previsto correttamente tutti gli elementi che contribuivano a definire una situazione di pericolosità per lo sviluppo di eventi estremi per il 9 e il 10 ottobre 2014.

#### 6.3 ANALOGIE E DIFFERENZE TRA I DUE EPISODI

I flash flood che hanno colpito la città di Genova nel novembre del 2011 e nell'ottobre del 2014 sono stati due episodi che verranno ricordati a lungo per le grandi quantità di pioggia che sono state riversate al suolo. In entrambi i casi le strutture temporalesche, di tipo "V-shape" (in continua rigenerazione grazie alla linea di convergenza presente al suolo) sono rimaste localizzate per tutta la durata degli eventi sul capoluogo ligure e in un raggio molto ristretto. Entrambi gli episodi sono stati caratterizzati da 3 fattori:

- 1. stazionarietà;
- 2. *durata*;
- 3. intensità.

Alla vigilia di entrambi gli eventi, la situazione a livello sinottico era molto simile:

- presenza della *saccatura in quota* collegata ad un centro di *bassa pressione al suolo* ad ovest dell'Irlanda, in approfondimento verso la Spagna;
- presenza del *promontorio subtropicale africano* che, sotto la spinta dinamica della saccatura collegata al centro di bassa pressione (963 e 967 hPa il 3 novembre 2011, 976 hPa l'8 ottobre 2014), puntava il Mediterraneo centro orientale (asse SW-NE);
- presenza di un'*alta pressione* ben strutturata nell'Est Europa (1026 hPa il 3 novembre 2011, 1039 hPa l'8 ottobre 2014) che unita al promontorio Mediterraneo rallentava l'area depressionaria.



FIG 6.52: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe il 03/11/2011, alle ore 0000 UTC.



FIG 6.53: a sx, geopotenziale a 500 hPa e pressione al suolo; a dx, analisi dei fronti al suolo, MetOffice; entrambe l'08/10/2014, alle ore 0000 UTC.

Anche il quadro alla mesoscala vedeva due situazioni molto simili:

- apporto di aria molto mite e umida per la presenza dello Scirocco nei bassi strati (negli stessi giorni dell'alluvione del 9 ottobre in Corsica si sono registrate punte vicino a 35°C e in Sardena massime superiori ai 30°C);
- wind-shear ambientale con la rotazione dei venti in senso orario da Scirocco a Libeccio passando dal livello del mare agli strati superiori, un meccanismo che porta allo sviluppo di moti ascensionali alla scala locale;
- contributo del mare ancora caldo ed effetto orografico di sbarramento dell'Appennino;
- linea di convergenza al suolo che ha forzato la convezione per molte ore.
- formazione della "cold pool".

Accanto a queste analogie ci sono anche alcune differenze. Mentre nell'alluvione del 2011 la convergenza al suolo veniva ulteriormente esaltata dalla divergenza del getto in quota, l'incredibile e continua formazione di celle temporalesche stazionarie nell'ottobre del 2014 si verificava in assenza di questa forzante, come è visibile dalle mappe in FIG 6.54:



FIG 6.54: a sx flusso alla quota isobarica di 300 hPa nella giornata del 04-11-2011: notare come sia presente un'area di divergenza della corrente a getto; a dx, flusso alla quota isobarica di 300 hPa nella giornata del 09-10-2014: la divergenza in quota è quasi assente (Bolam Model, ISAC-CNR).

Anche la collocazione temporale dei due eventi può essere considerata come una buona differenza; il primo evento, infatti, è avvenuto in autunno inoltrato, con il fronte polare che percorre latitudini più meridionali, a differenza del primo evento che si colloca ai primi di ottobre, appena dopo la stagione estiva. A conferma di ciò, possiamo vedere la mappe delle SST (temperatura superficiale del mare) e quelle dei rispettivi CAPE:



FIG 6.55: SST (Sea Surface Temperature) del Mar Mediterraneo rispettivamente nei giorni 04/11/2012 e 09/10/2014; fonte Laboratoire d'Oceanographie Spatiale.



FIG 6.56: convective available potential energy (J/kg) rispettivamente nei giorni 04/11/2012 e 09/10/2014; (Bolam Model, ISAC-CNR).

### 6.4 PERCHÉ UN'ALTRA ALLUVIONE A GENOVA?

Tralasciando le polemiche sulla prevedibilità o meno dell'evento, il cui rischio era stato tuttavia riportato da ARPAL e Protezione Civile nella giornata dell'8 ottobre e poi ancora il 9 ottobre, ecco alcune considerazioni sul perché della ricorrenza delle alluvioni genovesi.

- Genova è probabilmente la città mediterranea più esposta a violenti nubifragi (intensità spesso superiori a 100 mm h<sup>-1</sup>), a causa della sua **posizione** tra l'arco formato dall'Appennino ligure, subito a ridosso del mare, ed il Mar Ligure, frequentemente soggetta ad intensi flussi caldo-umidi meridionali, sbarrati dai rilievi con conseguente esaltazione delle precipitazioni.
- 2. In questi casi enormi quantità d'acqua vengono convogliate in brevissimo tempo dai versanti verso una fascia costiera su cui si concentrano 600.000 abitanti, diffusamente cementificata, con i torrenti appenninici costretti oggi a scorrere in alvei ben più stretti rispetto alle loro dimensioni originarie naturalmente plasmate per lo smaltimento delle piene.
- 3. La **tombinatura** dei corsi d'acqua sotto l'area urbana avviene attraverso **sezioni** evidentemente **insufficienti**, come si può notare drammaticamente, una volta ogni qualche anno, durante gli episodi pluviometrici più intensi, tipici dei mesi tra settembre e novembre.

Un insieme di fattori di origine naturale e antropica che rende dunque la città ligure estremamente vulnerabile nei confronti dei ricorrenti nubifragi autunnali.

Il territorio ed in particolare l'entroterra montano, è stato nei secoli spogliato, terrazzato e coltivato anche in luoghi impervi e pericolosi, favorendo da un lato il processo erosivo delle acque meteoriche, dall'altro la discesa delle stesse verso valle a velocità impressionanti e in tempi brevi (tempi di corrivazione limitati). La cementificazione di interi versanti collinari dopo l'ultima guerra mondiale, voluta perché si pensava che Genova, con la grande immigrazione dal sud e dalle regioni limitrofe, dovesse superare il milione di abitanti, ha ristretto centinaia di alvei naturali in tombinature progettate evidentemente sottomisura.

Ecco perchè, pur considerando l'eccezionalità dell'evento e la caduta di un'immensa quantità di acqua in uno spazio ristretto e limitato, i torrenti si colmano e riempono molto velocemente, trascinando a valle ogni cosa. La morfologia e il paesaggio della Liguria costiera hanno subito molte modificazioni, le vie e le strade, per esigenze pratiche, coincidono con le vie d'acqua, per cui

inevitabilmente ogni qualvolta il territorio è sottoposto a eventi meteorologici imponenti, ma ormai ordinari, l'acqua si riprende lo spazio precedentemente sottratogli dalle attività dell'uomo.

#### 6.5 POSSIBILI SOLUZIONI

Sono pochi coloro che non si accorgono che case, strutture e argini, edificati direttamente dentro l'alveo di torrenti di modeste dimensioni che, però, si mostrano altamente pericolosi in casi di piogge neanche eccezionali. I torrenti di Genova non erano pieni di sedimenti e immondizia, come confermano molti geologi e, sicuramente, un albero morto dislocato nell'alveo, non costituisce un problema se paragonato alle ben più gravi opere di arginatura, rettificazione, imbrigliamento e parziale chiusura (fiumi tombati) che interessano pressoché l'intero sistema fluviale ligure.

Purtroppo Genova è urbanisticamente compromessa da tanto tempo e, per "salvarsi", dovrebbe in primo luogo affidarsi a geologi e ingegneri specializzati in interventi di **riqualificazione fluviale**. Dovrebbe procedere con l'abbattimento di tutte o parte delle strutture realizzate in prossimità dei corsi d'acqua (sino ad ora sono stati abbattuti quattro edifici, per un totale di spesa di sei milioni di euro). Dovrebbe rivalutare il progetto di riportare alla luce l'intero corso del Bisagno, sino alla foce, senza tuttavia scomodare faraonici progetti come quelli dell'architetto Spalla, che prevede la realizzazione di uno scolmatore, dal costo di 300 milioni di euro: tale opera, secondo molti, non risolverebbe il problema. Con gli stessi soldi, anzi molto meno, si potrebbero facilmente **rinaturalizzare** i corsi d'acqua dell'intera provincia genovese.

Una serie di interventi che potrebbero essere realizzati sono:

- rimboschimento a monte; l'acqua piena di fango e detriti non sarebbe tale se non avesse eroso argini spogli del naturale manto vegetale. La vegetazione rallenta notevolmente l'erosione con conseguente e significativa riduzione del sedimento fangoso.
- 2. Gestione del territorio; esso non deve essere più considerato solo come una fonte di guadagno e quindi di speculazione, che inevitabilmente porta alla realizzazione di opere infrastrutturali inutili, costose, senza tener minimamente conto delle conseguenze che tali opere infliggono al territorio, non solo a breve termine, ma anche e soprattutto a lungo termine. Genova, in particolare, ha alle spalle una lunga storia di indifferenza politica nei confronti del territorio su cui sorge e, nel corso degli anni, le varie giunte di opposti

schieramenti, hanno proseguito indisturbate nell'edificazione selvaggia, realizzando tra l'altro opere di raccolta delle acque sottodimensionate e obsolete. Sconcertante l'approvazione, da parte della Giunta Regionale, di un piano per la riduzione della distanza da dieci a tre metri rispetto all'argine dei fiumi per la costruzione di opere cementizie.

3. Educazione; la popolazione italiana è culturalmente impreparata, non ha conoscenze specifiche delle problematiche del territorio e soprattutto, non percepisce a dovere le comunicazioni mediatiche di allarme e prevenzione, che nel caso di Genova, sono state a dir poco e giustamente, martellanti. Eppure molte persone hanno affermato di non sapere nulla. Sembrano ancora lontane le esercitazioni e i piani di evacuazione messe in pratica dai paesi più sensibili a queste problematiche.

Si sente dire che le alluvioni un tempo non si verificavano oppure accadevano molto raramente a differenza dei giorni d'oggi e ciò in parte è vero e può essere spiegato dal surplus di calore presente nel Mar Mediterraneo e in buona parte da una scellerata cementificazione che col tempo ha letteralmente umiliato i corsi d'acqua della città.

Ecco alcuni anni in cui si verificarono eventi eccezionali che sconquassarono la città:

- 1278 (centro storico);
- 1407 (grande diluvio con abbattimento di parte delle mura);
- 1408 (grande diluvio);
- 1414;
- 1747 (armata austriaca spazzata dalla piena del Polcevera);
- 1765 (due mesi continui di piogge con culmine in agosto);
- 1822 (pioggia straordinaria con abbattimento di due ponti);

e, più recentemente:

- 1934;
- 1937;
- 1953;
- 1970;

naturalmente, i maggiori danni in antico, si "limitavano", oltre che ai pochi ponti, a prati e orti.

Concludo questo paragrafo allegando un'immagine aerea della città di Genova a cui sono sovrapposti i percorsi del torrente Bisagno e del rio Fereggiano, con i rispettivi alvei a cielo aperto e tombinati.



FIG 6.57: veduta aerea della città di Genova con i percorsi del rio Fereggiano e del torrente Bisagno; le zone gialle tratteggiate rappresentano i percorsi tombinati.

## 7 CONCLUSIONI

Sono stati analizzati i principali processi termodinamici responsabili dell'innesco della *convezione*, conseguenza dell'instabilità atmosferica e meccanismo responsabile della formazione delle nubi temporalesche. Successivamente si è fatta una descrizione generale delle *nubi*, dei processi di formazione (convezione, appunto, convergenza/divergenza, ostacoli orografici e fronti) e una classificazione dei tipi esistenti, approfondendo quelle a sviluppo convettivo, responsabili dei fenomeni temporaleschi. In seguito si è fatta un'ampia descrizione del *temporale*, partendo dall'unità elementare della struttura temporalesca, e analizzando, in successione, i temporali a cella singola, i multicella (cluster e squall line), gli MCS e gli MCC, ed i temporali enhanced V-shape.

La parte principale della tesi ha riguardato i due *flash flood* avvenuti a Genova, rispettivamente il 4 novembre 2011 ed il 9 ottobre 2014, causati da una continua e stazionaria formazione di temporali V-shape, che hanno assunto la caratteristica di autorigenerazione indotta dalla *linea di convergenza* al suolo (tra venti di Tramontana in discesa dalla Pianura Padana e venti di Scirocco in risalita dal mar Tirreno) e dalla *cold pool* generata dall'orografia della Liguria (originata dalla discesa di aria fredda del downdraft, meccanismo dinamico che porta alla formazione di alcuni MCS).

L'analisi dei due eventi è avvenuta attraverso la conoscenza delle condizioni alla scala sinottica e alla mesoscala realizzata sfruttando i modelli:

- BOLAM (Bologna LAM), modello idrostatico che utilizza i dati del NCEP ed
  opera con un passo di griglia di 0.075° in coordinate ruotate (8.3 km circa) su 50
  livelli verticali e parametrizzazione della convezione umida (Kain-Fritsch); fornisce
  previsioni ad alta risoluzione fino a 72 ore sull'area europea;
- MOLOCH, modello non idrostatico innestato in BOLAM, che opera con un passo di griglia di 0.014° (1.55 km circa) su 50 livelli; la convezione umida profonda è trattata esplicitamente. Fornisce previsioni ad alta risoluzione fino a 48 ore sull'Italia;

entrambi sviluppati dall'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (ISAC) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Bologna.

Sviluppo ed evoluzione dell'attività convettiva sono stati analizzati attraverso l'utilizzo di immagini satellitari e mappe radar, che hanno permesso un continuo monitoraggio dei cicli di vita delle strutture temporalesche. Utilizzando, poi, i dati puntuali, le mappe interpolate e i grafici dell'Arpa Liguria, si sono avute le informazioni riguardanti i quantitativi di pioggia caduti nei periodi in esame.

I dati pluviometrici testimoniano l'eccezionalità dei due eventi, in cui le intense precipitazioni hanno provocato un rapido innalzamento del livello idrometrico del torrente Bisagno e del rio Fereggiano, con esondazioni in alcuni punti della città di Genova, e la morte di sette persone (sei nel 2011 ed una nel 2014).Gli eventi del genovesato, a parte qualche errore di esatta localizzazione e di sottostima delle precipitazioni, sono stati ampiamente e correttamente previsti dai LAM; proprio per questo c'erano tutte le condizioni per attuare procedure di allerta della popolazione, procedure che si sono rivelate difficili da mettere in pratica a causa della disinformazione da parte della popolazione stessa, di iter burocratici lenti e a causa del noto problema del dissesto idrogeologico che affligge buona parte del territorio nazionale. I risultati ottenuti, in campo meteorologico, riguardo la conoscenza dei meccanismi di precipitazione intensa autunnale, non viaggiano di pari passo ad un'efficiente gestione del territorio da parte delle autorità (il cui compito è di garantire l'incolumità delle persone e la salvaguardia del territorio); finchè tra comunità scientifica e organi amministrativi non ci sarà la giusta sinergia, ogni sforzo messo in pratica sarà fine a se stesso.

## 8 BIBLIOGRAFIA

- Collander, R. S., 1993: A ten-year summary of severe weather in mesoscale convective complexes, Part 2: Heavy rainfall. *Preprints, 17th Conference on Severe Local Storms*, 4-8 October, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 638-641.
- Cotton, W. R., M.-S. Lin, R. L. McAnelly, and C. J. Tremback, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 765-783.
- Levizzani, V., 2006: Fisica delle nubi. Dispense del corso, Università di Bologna.
- Maddox, R. A., K. W. Howard, D. L. Bartels, and D. M. Rodgers, 1986: Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. *Mesoscale Meteorology and Forecasting* (Peter Ray, Ed.), Amer. Meteor. Soc., Boston, 390-413.
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1986: Meso-b-scale characteristics of an episode of meso-a-scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740-1770.
- McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1989: The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-808.
- McCann, D. W., 1983: The enhanced-V: A satellite observable severe storm signature. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 887-894.
- Merritt, J. H., and J. M. Fritsch, 1984: On the movement of the heavy precipitation areas of midlatitude mesoscale convective complexes. *Preprints, 10th Conference on Weather Forecasting and Analysis, June 25-29, Tampa, FL, Amer. Meteor. Soc., Boston, 529-536.*
- Mills, P. B., and E. G. Astling, 1977: Detection of tropopause penetrations by intense convection with GOES enhanced infrared imagery. *Preprints, 11th Conference Severe Local Storms*, Kansas City, Amer. Meteor. Soc., 569-572.
- Newton, C. W., and S. Katz, 1958: Movement of large convective rainstorms in relation to winds aloft. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 129-136.
- Rizzi, R., 2006: Fisica dell'atmosfera. Dispense del corso, Università di Bologna.
- Schubert, W. H., J. J. Hack, P. L. Silva Dias, and S. R. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1464-1484.
- Zipser, E. J., 1982: Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. In: *Nowcasting*, K. Browning (Ed.), Academic Press, New York, 191-204.

## 9 SITI CONSULTATI

- <u>www.meteorologia.it</u>
- <u>www.fenomenitemporaleschi.it</u>
- <u>www.meteogiornale.it</u>
- <u>www.classmeteo.it</u>
- <u>www.wikipedia.it</u>
- <u>www.britannica.com</u>
- <u>www.meteoweb.eu</u>
- <u>www.arpal.gov.it</u>
- <u>www.wetterzentrale.de</u>
- <u>www.isac.cnr.it</u>
- <u>www.nimbus.it</u>
- <u>www.eumetrain.org</u>
- <u>www.biologiamarina.eu</u>
- <u>http://cersat.ifremer.fr</u>

# **10 GLOSSARIO**

ARPA	Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente
ARPAL	Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure
CAPE	Convective Available Potential Energy
CIN	Convective Inhibition
CNR	Consiglio Nazionale delle Ricerche
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EL	Equilibrium Level
ESTOFEX	European Storm Forecast Experiment
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
ISAC	Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima
LCL	Lifting Condensation Level
LFC	Level of Free Convection
LNB	Level of Neutral Buoyancy
MCC	Mesoscale Convective Complex
MCS	Mesocale Convective System
MSG	Meteosat Second Generation
RGB	Red-Green-Blue
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SST	Sea Surface Temperature
UTC	Universal Time Central