POLITECNICO DI TORINO

Collegio di Ingegneria per l'Ambiente e il territorio

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Studio dei fattori a mesoscala sull'innesco delle celle temporalesche nell'area di Torino



Relatore

Prof. Alessandro Pezzoli

Correlatore

Prof. Roberto Cremonini

Candidato

Enrico Solazzo

Marzo 2018

INDICE

ABSTRACT	1
1. INTRODUZIONE	2
2. STABILITA' ATMOSFERICA	5
2.1 Gradiente termico verticale	5
2.2 Temperatura potenziale	7
2.3 Oscillazioni di una particella atmosferica	
2.4 Temperatura virtuale e temperatura potenziale virtuale	
2.5 Temperatura pseudopotenziale	14
2.6 Instabilità condizionale e convettiva	
2.7 Convergenza e moti convettivi	
3. TEMPORALI E OROGRAFIA	
3.1 Tipologie di temporali	
3.2 Ciclo di vita di un temporale ordinario	
3.3 Interazione tra flussi atmosferici e orografia: dinamiche di innesco	
3.4 Interazione tra flussi atmosferici e orografia: numero di Froude	
4. IL RADAR METEOROLOGICO	
4.1 Principi di funzionamento ed equazione radar	
4.2 Modalità di scansione	
4.3 Misura doppler	
4.4 Stima delle precipitazioni	
4.5 Polarimetria radar	
4.6 Clutter e fonti di errore	
4.7 Ciclo di vita di un temporale ordinario dal punto di vista dell'eco radar	
5. DATI E METODI	
5.1 Contesto territoriale	
5.2 Analisi dati	
5.3 Mappe di concentrazione e filtro del rumore	56

5.4 Selezione degli eventi temporaleschi	
5.5 Calcolo del numero di <i>Froude</i>	
6. RISULTATI	
6.1 Evento caratteristico per Fr_{850} e $Fr_{925} < 1$	
6.2 Evento caratteristico per Fr_{850} e $Fr_{925} > 1$	
6.3 Evento caratteristico per $Fr_{850} > 1$ e $Fr_{925} \cong 1$	
6.4 Evento caratteristico per $Fr_{850} > 1$ e $Fr_{925} < 1$	
6.5 Evento caratteristico per $Fr_{850} < 1$ e $Fr_{925} > 1$	
7. CONCLUSIONI E CONSIDERAZIONI	
ALLEGATO 1	
LISTA DEI SIMBOLI	
ELENCO DELLE FIGURE	
ELENCO DELLE TABELLE	
BIBLIOGRAFIA	
RINGRAZIAMENTI	

ABSTRACT

L'importanza della mesoscala e dei fattori locali come l'orografia, la copertura del suolo, l'insolazione e i venti locali nell'innesco di celle temporalesche, è un argomento attivo di ricerca.

Nell'area metropolitana di Torino, i fenomeni temporaleschi possono avere un forte impatto in un'area altamente urbanizzata, a causa dell'insufficiente prevedibilità su piccola scala. L'interazione tra i flussi atmosferici e la collina sul lato Est della città di Torino, è uno dei principali fattori a mesoscala che influenza l'innesco delle celle temporalesche nell'area metropolitana.

Questo lavoro di tesi, svolto presso il Dipartimento Sistemi Previsionali di Arpa Piemonte, indaga la distribuzione dei temporali nell'area in studio, utilizzando il radar meteorologico operativo Bric della Croce, osservazioni a terra e modelli numerici di previsione meteorologica (NWP), considerando otto anni di osservazioni (2010-2017). Il lavoro si concentra, in particolare, sul ruolo del numero di Froude. Cinquantanove temporali ordinari, che si sono sviluppati tra le ore 14 e le ore 18, sono stati analizzati in base a diversi valori del numero di Froude, calcolati a partire dai dati osservati dal radiosondaggio di Milano Linate, ai livelli di pressione di 925 hPa e 850 hPa. Viene svolta un'analisi dettagliata della fase iniziale dei temporali formatisi nell'area metropolitana di Torino, allo scopo di individuare le principali dinamiche che favoriscono lo sviluppo di celle temporalesche. Lo studio conferma l'impatto della collina torinese sullo sviluppo delle celle temporalesche e mostra come i diversi flussi atmosferici, rispetto alla collina, favoriscano diverse aree d'innesco dei temporali. In particolare, quando il numero di Froude è inferiore a uno per entrambi i livelli di pressione, le celle temporalesche si verificano con maggiore probabilità intorno alla collina (sul lato meridionale e occidentale), con i venti a bassa quota provenienti dalle pianure che si dividono intorno all'ostacolo orografico. Quando il numero Froude è superiore ad uno per entrambi i livelli di pressione, le celle temporalesche si sviluppano sottovento rispetto alla collina, mentre valori del numero di Froude vicini all'unità al livello di pressione di 925 hPa, sono associati alle celle temporalesche che si verificano in cresta alla collina. Si ritiene che l'uso operativo del numero di Froude possa migliorare la prevedibilità dell'innesco delle celle temporalesche, contribuendo ad anticipare la localizzazione delle stesse nell'area metropolitana di Torino.

1. INTRODUZIONE

La circolazione a grande scala è fortemente influenzata dalla rotazione della terra infatti, nelle zone lontane dall'equatore, la *forza di Coriolis* domina sulle forze di inerzia e il numero di *Rossby* (dato dal rapporto tra la scala temporale legata alla rotazione della terra e la scala temporale tipica dei moti a scala sinottica), assume valori piccoli.

In prima approssimazione, la dinamica di circolazione a grande scala può essere modellizzata con la teoria *quasi-geostrofica*. Quest'ultima, ottenuta dall'analisi di scala orizzontale dell'equazione della quantità di moto (considerando le grandezze tipiche della scala sinottica), permette di ricavare la velocità del vento *geostrofico*, noto il solo campo di pressione. Il vento *geostrofico* ha la caratteristica di essere diretto parallelamente alle isobare ed è un vento ideale che in natura non esiste (esso infatti viene definito da un bilancio esatto tra la *forza di Coriolis* e la forza di gradiente di pressione), ma rappresenta una buona approssimazione del vento reale alle medie latitudini e in condizioni di libera atmosfera.

Non tutte le circolazioni rientrano nella classificazione *quasi-geostrofica*. Alcune possono presentare numeri di *Rossby* prossimi all'unità e non essere influenzate dalla rotazione della Terra. In ogni caso, queste circolazioni, sono caratterizzate da una scala più piccola rispetto alla scala sinottica, ma al tempo stesso più grande rispetto a quella caratteristica di un cumulonembo (microscala). Si definiscono, pertanto, circolazioni a mesoscala.

Molte delle manifestazioni meteorologiche più severe sono associate ad una dinamica di circolazione a mesoscala. Pertanto, la comprensione della mesoscala riveste un'importanza sia scientifica che pratica.

Nello studio della dinamica a mesoscala rientrano i moti aventi una dimensione di scala orizzontale compresa tra i 10 e i 1000 km, includendo la circolazione che caratterizza il ciclo di sviluppo di un temporale o il passaggio di un fronte, fino ad arrivare a quella tipica degli uragani di grosse dimensioni.

Data la diversa natura dei sistemi a mesoscala, non deve sorprendere il fatto che non esista una singola struttura concettuale equivalente alla teoria quasi-geostrofica che possa fornire un modello unico per la dinamica della mesoscala. Infatti, la dinamica di circolazione di tali sistemi, è fortemente influenzata dalle caratteristiche del sistema stesso. Possibili sorgenti di perturbazioni a mesoscala (*mesoscale disturbances*) includono l'instabilità atmosferica che si sviluppa intrinsecamente alla mesoscala stessa, comprese le forzanti termiche o topografiche; i trasferimenti non lineari di energia dalla macroscala alla microscala e l'interazione con il processo fisico e dinamico di formazione di una nube.

Il flusso che interagisce con un ostacolo orografico, può produrre perturbazioni in intervalli di mesoscala compresi tra i 10 e i 100 km, le cui caratteristiche dipendono dalla velocità media del flusso, dalla sua stratificazione e dall'altezza del rilievo.

I trasferimenti di energia dalla piccola scala alla mesoscala rappresentano la fonte primaria di energia per la formazione di sistemi convettivi a mesoscala, i quali iniziano con lo sviluppo di una singola cella convettiva che può crescere e combinarsi con altre celle, dando vita a sistemi temporaleschi severi ed estesi, linee temporalesche (*squall line*) e mesocicloni. Al contrario, i trasferimenti di energia dalla grande scala (associati ad avvezioni di temperatura e di vorticità nella circolazione a scala sinottica), sono responsabili dello sviluppo di sistemi frontali.

La circolazione a mesoscala dell'area di Torino è fortemente influenzata dalle caratteristiche topografiche dell'area stessa. L'analisi di otto anni di osservazioni, dal 2010 al 2017, sullo sviluppo di celle temporalesche, evidenzia una distribuzione spaziale non omogenea sull'innesco delle precipitazioni convettive.

Il fiume Po divide la zona collinare (il cui punto più elevato si trova sul Colle della Maddalena a 715 m s.l.m.) dalla città, collocata tra i 220 e i 280 m s.l.m. L'interazione dei flussi atmosferici con l'orografia è uno dei principali fattori a mesoscala che influenza l'innesco delle celle temporalesche nell'area metropolitana di Torino.

Le condizioni di stabilità atmosferica sono fondamentali nello studio dell'interazione tra i flussi atmosferici e l'orografia e rientrano nella definizione del *numero di Froude* $F_r = U/NH$, dove U è la velocità caratteristica del flusso perpendicolare all'ostacolo orografico, H è la sua altezza, N è la *frequenza di Brunt-Väisälä* che contiene informazioni sulla stabilità atmosferica.

Il lavoro di tesi si articola in sette capitoli. Segue al capitolo introduttivo il secondo capitolo, che fornisce al lettore gli strumenti necessari per la corretta comprensione del lavoro svolto, partendo dal concetto di stabilità atmosferica e le principali variabili ad essa correlata. Il terzo capitolo è relativo ai fenomeni meteorologici tipici della mesoscala e le dinamiche di circolazione che ne determinano lo sviluppo, con particolare riferimento all'interazione tra

i flussi atmosferici e l'orografia. Il quarto capitolo introduce il principale strumento operativo di indagine utilizzato, il radar meteorologico, e le equazioni fondamentali alla base della 'radar meteorologia'. Nel quinto e nel sesto capitolo, si affrontano le tematiche operative del lavoro svolto: l'analisi dei dati, la selezione e la classificazione delle celle temporalesche, l'analisi degli eventi temporaleschi e le principali dinamiche di innesco in relazione al numero di *Froude*. Il settimo ed ultimo capitolo fornisce un quadro riassuntivo dei risultati ottenuti dallo studio (pur evidenziandone i limiti); i possibili risvolti pratici e gli ulteriori sviluppi.

2. STABILITA' ATMOSFERICA

2.1 GRADIENTE TERMICO VERTICALE

Il gradiente termico verticale dell'atmosfera è la variazione di temperatura con la quota. La stabilità atmosferica, definita come l'attitudine a condizionare i movimenti verticali dell'atmosfera, è direttamente influenzata da tale gradiente. Tutti i moti atmosferici che avvengono in verticale provocano profonde trasformazioni termodinamiche nelle proprietà fisiche delle masse d'aria. In questo capitolo verranno applicate le principali leggi della termodinamica sia al caso più semplice di una massa d'aria lontano dalla saturazione, definita aria "secca", sia al caso più realistico di aria "umida", il cui contenuto di vapore è sufficiente a portarla alla saturazione. Il concetto di massa d'aria può essere semplificato con quello di "particella" atmosferica, le cui grandezze termodinamiche rimangono costanti. Le principali ipotesi che si applicano sono le seguenti:

- la particella non è soggetta a scambi di massa con l'ambiente circostante durante il moto verticale e non produce perturbazioni nell'ambiente;
- il processo è considerato adiabatico;
- la pressione della particella è in equilibrio con quella dell'ambiente circostante.

L'obiettivo è quello di determinare la *stabilità verticale* per cui se una particella atmosferica, soggetta ad uno spostamento verticale, è in grado di ritornare nella sua posizione iniziale, è in condizioni di stabilità; se la particella si allontana dalla sua posizioni iniziale, è in condizioni di instabilità.

Un'atmosfera instabile favorisce lo sviluppo di moti convettivi, ossia di moti verticali che si originano dal differente riscaldamento diurno tra suoli adiacenti aventi diversa capacità termica, che determinano il sollevamento di quelle porzioni di aria più calda e meno densa rispetto a quella circostante e danno origine a celle convettive, alla base dello sviluppo dei temporali. L'aria secca può essere considerata con buona approssimazione un gas perfetto. L'equazione di stato può essere espressa nella seguente forma:

$$p = \rho \cdot R_d \cdot T \tag{1.0}$$

in cui *p* è la pressione dell'aria in hPa, ρ è densità dell'aria in kg·m⁻³, $R_d = R/M_d$ è la costante specifica dell'aria secca pari a 287 J/kg·K. Il valore di R_d si ottiene dal rapporto tra la costante universale dei gas R = 8.314 J/mol·K e il peso molecolare dell'aria secca $M_d = 28.96$ g/mol. *T* è la temperatura dell'aria espressa in *Kelvin*.

Considerando una massa d'aria che al suolo ha una pressione di 1020 hPa e una temperatura di 15 °C (288 K), dall'equazione (1.0) è possibile ottenere il tipico valore di densità dell'aria secca in prossimità del suolo, $\rho_d = 1.23 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Alla pressione di 500 hPa (che corrisponde a circa 5500 m) e con una temperatura di -15°C (258 K), si ottiene $\rho = 0.67 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; un terzo rispetto al valore precedente.

In termodinamica, le trasformazioni che avvengono senza scambi di calore con l'esterno vengono dette adiabatiche. Dal momento che l'aria è un pessimo conduttore di calore, un qualsiasi movimento verticale di una particella può essere considerato, in prima approssimazione, senza scambio di calore con l'ambiente esterno ($\delta q = 0$).

Ne consegue che il movimento verso l'alto che compie una massa d'aria (o particella) avviene in condizioni adiabatiche e si parlerà di una risalita adiabatica della massa d'aria. Nel caso di aria secca, il primo principio della termodinamica per trasformazioni adiabatiche risulta essere:

$$c_p dT = V dp \tag{1.1}$$

dove c_p rappresenta il calore specifico a pressione costante che, per l'aria secca, vale 1000 J/K·kg, dT è la variazione di temperatura della massa d'aria, V è il volume della massa d'aria in m³, dp è la variazione di pressione. Sostituendo $V = 1/\rho_d$, dove ρ_d è la densità dell'aria pari a 1.23 kg·m⁻³ e, considerando l'atmosfera in equilibrio idrostatico, è possibile esprimere la (1.1) come segue:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = \gamma_d \cong 10 \ ^\circ C/km \tag{1.2}$$

In cui dz è la variazione di quota della particella, g è l'accelerazione di gravità pari a 9.81 m·s⁻² e γ_d rappresenta il gradiente termico verticale per l'aria secca (*Adiabatic Lapse Rate*). Una particella d'aria secca in movimento verticale subisce una variazione di temperatura di 10 °C ogni chilometro. Il segno è negativo perché la temperatura diminuisce all'aumentare della quota.

2.2 TEMPERATURA POTENZIALE

Se il profilo dell'atmosfera è *subadiabatico*, una particella d'aria che in prossimità del suolo riceve per qualunque motivo una spinta verso l'alto, raffreddandosi adiabaticamente, è costretta a ritornare al livello iniziale, perché più densa e pensante dell'ambiente circostante. La differenza di temperatura tra l'aria in ascesa dal suolo e l'ambiente *subadiabatico* è massima nel caso di inversione termica, che rappresenta lo stato atmosferico che più di ogni altro impedisce i movimenti verticali. Il confronto è diverso, invece, per una particella d'aria che riceve una spinta verso l'alto sollevandosi da una quota di partenza diversa dal livello del suolo.

Infatti, se è vero che lo stato adiabatico dell'atmosfera è la norma negli strati prossimi al suolo, altrettanto non si può dire oltre i 1000 m di quota, dove la norma è rappresentata dallo stato *subadiabatico*, e una particella d'aria che si solleva da tale quota, diminuisce la sua temperatura di circa 6.5° C ogni chilometro. Pertanto, il confronto diretto della temperatura di strati d'aria che si trovano a quote diverse non ha significato, perché falsato dalla diversa altitudine delle masse d'aria. Per poter confrontare la temperatura di due strati d'aria sovrapposti, occorre idealmente isolare due particelle (una per ogni strato) e trasportarle adiabaticamente alla stessa quota, in modo tale da eliminare gli effetti dovuti alla diversa altitudine. Convenzionalmente si sceglie come quota finale di confronto quella a livello del mare e la temperatura potenziale θ di una particella d'aria, la temperatura che essa assumerebbe se fosse trasportata, con una legge adiabatica non satura, dal livello di pressione *p* al quale si trova, ad un livello standard di pressione *p_s*, fissato per convenzione a 1000 hPa".

Per ricavare il valore della temperatura potenziale, si consideri l'equazione (1.1) nel caso di un processo adiabatico reversibile. Ponendo $V = 1/\rho$ e considerando l'equazione di stato per l'aria secca $\rho_d = p/(R_d \cdot T)$, si ottiene:

$$c_p dT = R_d T \frac{dp}{p} \tag{1.3}$$

Integrando la (1.3) da uno stato iniziale a pressione p e temperatura T, a uno stato finale a pressione p_s e temperatura θ si ottiene:

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\frac{R_d}{c_p}} \tag{1.4}$$

che esprime la dipendenza di θ da T e da p.

Ricordando che per una particella di aria secca che si innalza dal suolo la sua temperatura diminuisce di 10 °C/km e, fissando convenzionalmente il valore $p_s = 1000$ hPa al livello del mare, è possibile ottenere un'espressione semplificata, per la dipendenza di θ da T e z:

$$\theta \cong T(z) + 10z \tag{1.5}$$

La proprietà principale della temperatura potenziale è quella di rimanere costante per un processo adiabatico non saturo. Questa proprietà è utilizzata per descrivere i movimenti e le trasformazioni della massa d'aria. La temperatura potenziale è un ottimo tracciante per ricostruire la traiettoria seguita da una massa d'aria.

"L'atmosfera è in condizioni di equilibrio stabile quando l'aria in basso è potenzialmente più fredda, cioè più densa, di quella che sta in alto".

Considerando due particelle d'aria alla quota Z_1 e Z_2 (con $Z_2 > Z_1$), si è in condizioni di equilibrio stabile se la temperatura potenziale della particella alla quota Z_2 è maggiore della temperatura potenziale della particella alla quota Z_1 , ovvero se la temperatura potenziale aumenta con la quota: $\Delta\theta / \Delta z > 0$ °C/Km.

Ricavando i valori di temperatura potenziale per le due particelle dalla relazione (1.5), si ottiene:

$$(T_2 - T_1)/(Z_2 - Z_1) > -10 \,^{\circ}C/Km \tag{1.6}$$

Il primo membro è lo stato termico effettivo dell'atmosfera, rappresentato dal gradiente termico verticale ($\gamma = \Delta T / \Delta Z$) presente in quel momento nella colonna d'aria considerata. Il secondo membro è, invece, il gradiente termico verticale per l'aria secca γ_d . In condizioni di atmosfera in equilibrio stabile si ottiene:

$$\gamma > \gamma_d \tag{1.7}$$

ossia la temperatura dell'aria deve diminuire con la quota meno di 10 C°/km (atmosfera in stato *subadiabatico*).

Si è in condizioni di equilibrio instabile se la temperatura potenziale della particella alla quota Z_2 è minore della temperatura potenziale della particella alla quota Z_1 , ovvero se la temperatura potenziale diminuisce con la quota: $\Delta\theta / \Delta z < 0 \ ^{\circ}C/Km$. Con ragionamento analogo a quello precedente, in condizioni di atmosfera in equilibrio instabile si ottiene:

$$\gamma < \gamma_d \tag{1.8}$$

ossia la temperatura dell'aria deve diminuire con la quota più di 10 C°/km (atmosfera in stato *superadiabatico*).

Si è in condizioni di equilibrio indifferente (o atmosfera neutra), se la temperatura potenziale della particella alla quota Z_2 è uguale alla temperatura potenziale della particella alla quota Z_1 , ovvero se $\Delta\theta / \Delta z = 0 \ ^\circ C/Km$.

Nella tabella seguente sono riportati i diversi casi di stabilità atmosferica in base al gradiente verticale della temperatura potenziale.

$\Delta \theta / \Delta z > 0 \ ^{\circ}C/Km$	Atmosfera in equilibrio stabile
$\Delta \theta / \Delta z < 0 \ ^{\circ}C/Km$	Atmosfera in equilibrio instabile
$\Delta \theta / \Delta z = 0 \ ^{\circ}C / Km$	Atmosfera neutra

Tabella 1. Temperatura potenziale e stabilità

2.3 OSCILLAZIONI DI UNA PARTICELLA ATMOSFERICA

L'equazione idrostatica, per una particella atmosferica in equilibrio con l'ambiente circostante, si esprime mediante la seguente equazione:

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \tag{1.9}$$

Se interviene una perturbazione esterna la particella d'aria, inizialmente in equilibrio con l'ambiente circostante, comincia ad oscillare. La risultante delle forze, non nulla, produce un'accelerazione, rappresentata dalla seguente espressione:

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho' g = \frac{\partial^2 z}{\partial t^2} \tag{1.9.1}$$

dove ρ' è la densità della particella e (p=p'), ovvero è stata applicata l'ipotesi di equivalenza tra la pressione della particella e quella dell'ambiente circostante. Dalla differenza tra le due precedenti espressioni, si ottiene la seguente equazione:

$$\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = g \frac{\rho - \rho'}{\rho'} \tag{1.9.2}$$

Il termine di destra dell'equazione rappresenta il galleggiamento (*buoyancy*), ossia la forza verticale ascendente che agisce sulla particella. Utilizzando la legge dei gas perfetti, è possibile esprimere il secondo membro dell'equazione (1.9.2) nel seguente modo:

$$\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = g \frac{T' - T}{T}$$
(1.9.3)

Assumendo che la particella si muova di moto adiabatico T'(z') = $T_0 - \gamma_d z'$:

$$\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = -\frac{g}{T_0} (\gamma_d - \gamma) \cdot z'$$
(1.9.4)

L'equazione (1.9.4) rappresenta l'equazione del moto di un oscillatore armonico lineare:

$$\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} + Nz = 0 \tag{1.10}$$

in cui N è la frequenza di Brunt Väisälä (s⁻¹) definita come

$$N^{2} = \frac{g}{T_{0}}(\gamma_{d} - \gamma) = \left(\frac{2\pi}{\tau}\right)^{2}$$
(1.11)

e $\tau = 2\pi/N$ è il periodo di oscillazione (s⁻¹), inversamente proporzionale ai gradienti termici.

La soluzione della (1.10) è un'onda di gravità di ampiezza a e pulsazione N:

$$z = a \cdot \sin(Nt) \tag{1.12}$$

Il moto si ripete velocemente (piccoli valori di τ) quando la pulsazione è grande, mentre il moto è lento (alti valori di τ) per bassi valori della pulsazione.

N è una misura della stabilità statica dell'atmosfera. Maggiore è N, maggiore è la stabilità. In particolare:

- se $N^2 > 0$ il sistema è stabile e la massa oscilla attorno alla posizione di equilibrio;
- se $N^2 = 0$ il sistema è in equilibrio in condizioni di neutralità;
- se $N^2 < 0$ il sistema è instabile.

È possibile esprimere *N* in funzione della temperatura potenziale, in quanto il termine $\gamma_d - \gamma$ è pari al gradiente della temperatura potenziale $\Delta \theta / \Delta z$ (equazioni 1.5, 1.6, 1.7). Si ottiene la seguente espressione per la frequenza di *Brunt Väisälä*:

$$N^{2} = \frac{g}{\theta} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta z} \right) \tag{1.13}$$

In cui il parametro $\frac{1}{\theta} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta z} \right) = \sigma$ è la stabilità statica (*static stability*).

2.4 TEMPERATURA VIRTUALE E TEMPERATURA POTENZIALE VIRTUALE

Dopo aver discusso le proprietà termodinamiche dell'atmosfera nell'ipotesi di aria secca, si consideri la condizione più realistica di aria umida. Analogamente al caso di aria secca, l'equazione di stato per l'aria umida può essere espressa nella seguente forma:

$$p_w = \rho_w \cdot R_w \cdot T \tag{1.14}$$

in cui p_w è la pressione dell'aria umida in hPa; ρ_w è densità dell'aria umida in kg·m⁻³; R_w=R/M_w è la costante specifica dell'aria umida pari a 461,5 J/kg·K e il valore di R_w si ottiene dal rapporto tra la costante universale dei gas R = 8,314 J/mol·K e il peso molecolare dell'aria umida $M_w = 18$ g/mol; T è la temperatura dell'aria espressa in Kelvin.

Per semplicità, anziché utilizzare due costanti diverse per l'aria secca e per l'aria umida, è possibile esprimere anche l'equazione (1.14) in funzione della costante R_d . Dal momento che $R_d < R_w$ a parità di densità, occorre definire una temperatura fittizia, maggiore della temperatura reale. Questa temperatura è la temperatura virtuale T_V , ossia la "temperatura che un campione di aria secca dovrebbe avere per presentare, a parità di pressione, la stessa densità di un assegnato campione di aria umida".

Dalla legge di Dalton è possibile esprimere la pressione totale di un volume unitario di aria come somma dei contributi di pressione dell'aria secca p_d e dell'aria umida p_w . Dall'equazione (1.0) si ricava:

$$p = p_d + p_w = \rho_d \cdot R_d \cdot T + \rho_w \cdot R_w \cdot T = \rho \cdot R_d \cdot T \left[1 + \left(\frac{R_w}{R_d} - 1\right) \frac{\rho_d}{\rho} \right]$$
(1.14.1)

dove il valore $\rho_d/\rho = q$ è l'umidità specifica dell'aria, $R_w/R_d = 1.61$ è pari al rapporto tra i pesi molecolari dell'aria secca e del vapore acqueo e $\rho = \rho_w + \rho_d$ è la densità totale. Ne consegue che:

$$p = \rho \cdot R_d \cdot T \ (1 + 0.61 \ q) \tag{1.14.2}$$

da cui si ricava il valore di temperatura virtuale:

$$T_V = T \ (1 + 0.61 \ q) \tag{1.15}$$

La temperatura virtuale è funzione del contenuto di vapore e della temperatura dell'aria.

In questo modo, l'equazione di stato per l'aria umida assume la stessa forma dell'equazione di stato dei gas perfetti:

$$p = \rho \cdot R_d \cdot T_V \tag{1.16}$$

Analogamente alla temperatura potenziale, è possibile definire la temperatura potenziale virtuale nota la temperatura virtuale,

$$\theta_{\nu} = T_V \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}} \tag{1.17}$$

2.5 TEMPERATURA PSEUDOPOTENZIALE

Si consideri infine una particella di aria umida, in grado di dar luogo a processi di condensazione/evaporazione del vapore acqueo in essa contenuto. Un cambiamento di stato che ha un ruolo importantissimo in natura è l'evaporazione. È fondamentale nel ciclo dell'acqua: fiumi, laghi, mari e oceani cedono parte della propria acqua (per esempio perché riscaldate dai raggi del sole) all'atmosfera sotto forma di vapore. Il meccanismo dell'evaporazione si verifica quando le molecole superficiali di un liquido, dotate di maggiore energia cinetica rispetto alle altre, riescono a vincere le forze di attrazione con le altre molecole e si allontanano dal liquido disperdendosi nell'atmosfera sovrastante. La quantità di calore necessaria per far evaporare una certa massa di acqua è detta calore latente di evaporazione (L_e) .

Si consideri una quantità di vapore acqueo in una massa d'aria: se la massa d'aria subisce un raffreddamento, il vapore in essa contenuto cambia di stato per trasformarsi in liquido, sotto forma di piccolissime goccioline. Il calore necessario per far avvenire il passaggio di stato da vapore a liquido è il calore latente di condensazione $(-L_e)$, ceduto dalla massa di vapore.

Per stabilire quanto vapore acqueo è presente all'interno di una massa d'aria, si utilizza il parametro umidità specifica dell'aria.

L'umidità specifica dell'aria q è la quantità di vapore acqueo contenuta in un kg di aria. Viene definita conservativa perché, rappresentando in maniera assoluta la quantità di vapore acqueo presente in una massa d'aria, ne determina le sue caratteristiche. La quantità massima di vapore acqueo che può essere contenuto in un kg di aria non è costante, ma è funzione della temperatura e della pressione.

L'umidità relativa *RH* tiene conto della quantità di vapore in rapporto a quello massimo che potrebbe essere contenuto ad una certa temperatura: è definita dal rapporto tra la tensione di vapore dell'aria umida e e la pressione di vapore in condizioni sature e_w .

$$RH = \frac{e}{e_w} \tag{1.18}$$

Tale rapporto è pari a 1 in condizioni di saturazione.

L'equazione di *Clausius-Clapeyron* esprime il legame tra la pressione di vapore in condizioni sature e la temperatura:

$$e_w = 611 * exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{237,3+T}\right)$$
(1.19)

Noto l'andamento della temperatura, è possibile esprimere $e_w(T)$:



Figura 1. Relazione tra la temperatura e la pressione di vapore saturo. Nell'immagine è presente la curva per $T>T_0 = 273.15$ K (curva blu), e le curve per $T < T_0$ che corrispondono ad acqua liquida sopraffusa (curva tratteggiata rossa) e ghiaccio (curva tratteggiata verde). Fonte: "appunti di stabilità verticale", F.Travaglioni.

Come è possibile notare dal grafico, $e_w(T)$ decresce esponenzialmente al diminuire della temperatura (e quindi all'aumentare della quota) e aumenta l'umidità relativa *RH*. Minore è la temperatura, minore è la quantità di vapore che l'aria può contenere prima di arrivare alla saturazione.

Durante il movimento verticale di una particella di aria umida, la variazione di temperatura che avviene al suo interno è somma di due distinti contributi: una variazione legata all'espansione della massa d'aria in ascesa e una variazione determinata dalla condensazione del vapore saturo in eccesso. In particolare, la massa d'aria in risalita subisce un raffreddamento adiabatico fino a quando non raggiunge la saturazione. Successivamente, l'eccesso di vapore condensa. Dal momento che il processo di condensazione è esotermico, a causa del rilascio di calore latente di condensazione per far avvenire il passaggio di stato, l'aria viene riscaldata di una quantità positiva Δ_p , proporzionale al contenuto effettivo di umidità dell'aria.

La variazione complessiva ΔT di temperatura subita dalla massa d'aria satura per uno spostamento verticale ΔZ è minore che nel caso di aria secca. Infatti, applicando la (1.1) si ottiene:

$$c_p dT = \delta q + V dp \tag{1.20}$$

$$\frac{dT}{dz} = \Delta_p - \frac{g}{c_p} = \gamma_w < \gamma_d \tag{1.21}$$

in cui γ_w rappresenta il gradiente termico verticale per l'aria satura (*Pseudoadiabatic Lapse Rate*). I normali valori di γ_w in prossimità del suolo sono intorno a 4-5°C per chilometro e raggiungono 6-7 °C per chilometro nella media troposfera.



Figura 2. Variazione di temperatura per una particella di aria umida durante il sollevamento. Fonte: Manuale di meteorologia-meteo e clima, Centro Epson Meteo.

"In un processo pseudoadiabatico, la temperatura potenziale non si conserva più; se però si introduce il concetto di temperatura pseudopotenziale, definita come la temperatura di una particella d'aria sollevata pseudoadiabaticamente fino alla completa condensazione del vapore (con perdita di tutta l'umidità condensata) e quindi riportata a 1000 hPa in modo adiabatico secco, questa nuova temperatura si conserva sia nei processi adiabatici, sia in quelli pseudo-adiabatici".

Per una stima approssimata della temperatura pseudopotenziale basta aggiungere, alla temperatura potenziale per l'aria secca, il calore latente di condensazione di tutto il vapore inizialmente posseduto dalla massa d'aria.

In particolare, una particella d'aria posta alla quota z, e avente temperatura T e umidità specifica q, ha una temperatura pseudopotenziale θ_v pari a:

$$\theta_v = T + 10z + 2.5 \cdot q \tag{1.22}$$

Quando una particella d'aria contiene umidità prossima alla saturazione, la stabilità deve essere esaminata anche rispetto ai processi adiabatici saturi.

L'atmosfera è stabile sia per l'aria secca che per l'aria satura (*atmosfera assolutamente stabile*) se:

$$\gamma_d < \gamma_s < \gamma \tag{1.23}$$

L'atmosfera è instabile per l'aria satura ma è stabile per l'aria secca (*atmosfera condizionatamente instabile*) se:

$$\gamma_d < \gamma < \gamma_s \tag{1.24}$$

L'atmosfera è instabile sia per l'aria secca che per l'aria satura (*atmosfera assolutamente instabile*) se:

$$\gamma < \gamma_d < \gamma_s \tag{1.25}$$

È possibile riassumere le diverse condizioni di stabilità atmosferica nel seguente grafico:



Figura 3. Rappresentazione schematica delle possibili condizioni di stabilità atmosferiche. Fonte: "Appunti di stabilità verticale", F.Travaglioni.

La temperatura pseudopotenziale, è un importante parametro per stimare la stabilità delle masse d'arie sature. Nella tabella seguente sono riportati i diversi casi di stabilità in base al gradiente verticale della temperatura pseudopotenziale.

$\Delta \theta_v / \Delta z > 0 \ ^\circ C / Km$	Atmosfera umida in equilibrio stabile
$\Delta \theta_v / \Delta z < 0 \ ^\circ C / Km$	Atmosfera umida in equilibrio instabile
$\Delta \theta_v / \Delta z = 0 \ ^\circ C / Km$	Atmosfera umida neutra

Tabella 2. Temperatura pseudopotenziale e stabilità

2.6 INSTABILITÀ CONDIZIONALE E CONVETTIVA

L'instabilità condizionale si verifica quando l'atmosfera è in condizioni di stabilità per l'aria secca ma in condizioni di instabilità per l'aria umida. In tali condizioni, affinché una particella d'aria possa sollevarsi dal suo livello iniziale di equilibrio, è necessario un sollevamento forzato, come quello che può verificarsi in presenza di un ostacolo orografico. Una particella d'aria umida sollevata forzatamente dal suo livello iniziale di equilibrio stabile, si espande seguendo un processo adiabatico secco e la temperatura diminuisce adiabaticamente di 10° C/km, fino al livello di condensazione LCL (Lifting Condensation Level). Tale livello corrisponde al punto in cui la massa d'aria è satura di vapore acqueo e quello in eccesso condensa su particelle sub-millimetriche dette nuclei di condensazione, formando la nube. Il processo di condensazione è esotermico e con esso si ha il rilascio calore latente di condensazione, che compensa la perdita di calore dettata dall'espansione. Oltre il LCL, che rappresenta la base della nube, la temperatura diminuisce di circa 6°C/km. Se la spinta al sollevamento si interrompe bruscamente (come capita alla sommità di un ostacolo orografico) si arresta anche il moto di ascesa, qualora la particella risulti ancora più fredda dell'ambiente circostante. La nube occuperebbe in questo lo strato compreso tra il LCL e la sommità H della cima montuosa, sovrastandola. In altri casi, il moto di ascesa forzata può portare la massa d'aria a raggiungere e superare il livello oltre il quale la particella diviene più calda dell'ambiente circostante. Tale livello è detto di libera convezione LFC (Level of Free Convection) e la particella è libera di svilupparsi in altitudine, fino a quando la sua temperatura non eguaglia la temperatura dell'ambiente. Tale livello è il livello di equilibrio EL (Equilibrium Level).



Figura 4. Instabilità condizionale. Immagine modificata, tratta dal Manuale di Meteorologia-meteo e clima, Centro Epson Meteo.

L'area sottesa tra la quota corrispondente al livello di libera convezione *LFC* e la quota corrispondente al livello di equilibrio *EL*, è l'energia potenziale disponibile alla convezione *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*), espresso in J/kg:

$$CAPE = \int_{Z_{LCL}}^{Z_{EL}} g \cdot \frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}} dz$$
(1.26)

In cui T_{parcel} e T_{env} sono rispettivamente la temperatura della particella in ascesa e quella dell'ambiente circostante; g è l'accelerazione di gravità in m/s².

Il *CAPE* è uno degli indici più importanti per stimare il grado di instabilità atmosferica in quanto misura l'energia di galleggiamento disponibile per l'accelerazione verticale di una particella d'aria che si solleva dal suolo.

L'esempio descritto è un caso di un'atmosfera potenzialmente instabile: occorre infatti una forzante (come l'ostacolo orografico) che permetta alla particella di superare la barriera meccanica che ne inibisce l'iniziale risalita. Tale barriera meccanica è il *CIN* (*Convective Inhibition*), un'energia negativa, espressa anch'essa in J/kg, rappresentata dall'area sottesa tra il livello iniziale di salita della particella z_0 e il LFC:

$$CIN = \int_{Z_0}^{Z_{LCL}} g \cdot \frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}} dz$$
(1.27)

Il meccanismo che porta allo sviluppo di una nube convettiva, può essere descritto attraverso la "teoria delle bolle". Nelle ore diurne, in una giornata estiva, l'irraggiamento riscalda il suolo in maniera non uniforme. Una particella d'aria a contatto con le zone più calde del suolo subisce un maggiore riscaldamento dal basso, diventando più calda e più leggera dell'aria sovrastante. In questo modo tende ad espandersi verticalmente, fino a staccarsi dal suolo, sotto forma di "bolla" d'aria calda, seguendo la direzione media del vento. Durante il movimento verticale, la bolla d'aria tenderà a riscaldare l'ambiente circostante; in questo modo la formazione di una nuova bolla sarà favorita dalla presenza di un ambiente più caldo. Anche quest'ultima potrà staccarsi dal suolo seguendo la direzione media del vento. Con lo stesso meccanismo si avvia la formazione di diverse bolle, che tenderanno poi ad aggregarsi in una struttura coerente a forma di pennacchio (Figura 5).



Figura 5. Schema ideale di sviluppo di un pennacchio. Fonte: "Appunti di stabilità verticale", F.Travaglioni

Se le condizioni atmosferiche lo consentono, nel corso della giornata possono determinarsi strutture relativamente ampie e continue, dette *termiche*, che potranno ulteriormente svilupparsi generando nubi convettive di tipo cumuliforme.



Figura 6. Nubi convettive in sviluppo

2.7 CONVERGENZA E MOTI CONVETTIVI

Un'atmosfera instabile può favorire il mantenimento e lo sviluppo di nubi convettive. Gli effetti che producono convezione possono essere termici, come il diverso irraggiamento, e/o dinamici, dove l'interazione tra i flussi atmosferici e l'orografia gioca un ruolo fondamentale. Esiste un rapporto causa-effetto tra dinamica e termodinamica, rapporto che è espresso attraverso l'equazione dell'energia. Quest'ultima, ricavabile a partire dal primo principio della termodinamica è così definita:

$$\rho \frac{de}{dt} = -p\nabla \circ \mathbf{V} + \rho \cdot J \tag{1.28}$$

dove $e = c_v dT$ è l'energia interna del sistema espressa in Joule, V è il vettore velocità del vento, J è il rateo di riscaldamento (o di raffreddamento) per unità di massa [J/kg·s]. Il termine $\nabla \circ V$ è la divergenza del vento e misura la tendenza del campo di vento a divergere o a convergere verso un punto dello spazio.

Considerando nullo il termine di divergenza, se J > 0 aumenta l'energia interna del sistema (de/dt > 0) e quindi la temperatura. Viceversa, se J < 0 diminuisce l'energia interna del sistema (de/dt < 0) e quindi la temperatura.

Considerando nullo termine di rateo di riscaldamento, se si verifica convergenza ($\nabla \circ V < 0$) aumenta l'energia interna del sistema (de/dt > 0) e quindi la temperatura.

Viceversa, se si verifica divergenza ($\nabla \circ V > 0$) diminuisce l'energia interna del sistema (de/dt < 0) e quindi la temperatura.

Una convergenza orizzontale che si verifica in un'area in prossimità del suolo, favorisce lo sviluppo di moti verticali a causa del riscaldamento che la massa d'aria, presente nella zona di convergenza, subisce rispetto a quella circostante. Moti verticali che sono favoriti anche dal fatto che l'aria, per conservazione della massa, è costretta a muoversi verso l'alto. Quanto appena esposto può trovare riscontro nell'equazione di continuità scritta in coordinate isobariche, dove la pressione è usata come coordinata verticale, mentre le coordinate orizzontali sono presenti su un piano a pressione costante.

In tale sistema di coordinate, la divergenza orizzontale del campo di vento è direttamente legata alla velocità verticale ω (m/s) dall'equazione:

$$\nabla \circ \boldsymbol{V}_h = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \tag{1.29}$$

A primo membro il termine $\nabla \circ V_h$ è la divergenza orizzontale del vento; a secondo membro, $\frac{\partial \omega}{\partial p}$ è il gradiente di velocità verticale del vento in coordinate di pressione. Ad una convergenza corrispondono valori di velocità verticale ω positivi e quindi moti verticali ascendenti; ad una divergenza corrispondono valori di velocità verticale ω negativi e quindi moti verticali discendenti.

3.TEMPORALI E OROGRAFIA

Da un punto di vista meteorologico, un temporale è una perturbazione locale dell'atmosfera sempre accompagnata da attività elettrica e da tuoni. Il fenomeno temporalesco è sintomo di un'attività convettiva dell'atmosfera ed è generato da una nube convettiva.

L'instabilità atmosferica è condizione necessaria ma non sufficiente per lo sviluppo di un temporale. Essendo fenomeni tipici della mesoscala sono gli effetti locali, termici e/o dinamici, a giocare un ruolo fondamentale nell'innesco. Considerando gli effetti termici, l'ora del giorno è un fattore rilevante.

L'innesco delle celle ha un minimo al mattino per l'assenza di insolazione e necessita di una forzante sinottica per l'innesco; può essere, ad esempio, l'arrivo di una massa d'aria fredda. Il massimo si ha nel pomeriggio a causa dell'irraggiamento dal basso che instabilizza la massa d'aria e che, a parità di condizioni, permette correnti ascensionali più intense. La distanza coperta dalla cella è invece minima nelle ore centrali, trattandosi prevalentemente di temporali ordinari. Gli effetti dinamici di innesco sono attribuibili principalmente all'interazione tra i flussi atmosferici e l'orografia, sia in termini di sollevamento orografico sia in termini di convergenza tra flussi.

3.1 TIPOLOGIE DI TEMPORALI

Le tipologie di temporali più frequenti sono quelli ordinari o da "massa d'aria". Si tratta di sistemi di natura instabile, legati a forti condizioni di irraggiamento e alle caratteristiche termodinamiche di una massa d'aria che insiste in una determinata regione. Si innescano moti verticali ascendenti (*updraft*) che a loro volta producono un cumulonembo. Quest'ultimo, una volta raggiunta l'estensione verticale sufficiente, produce precipitazioni. La maggior parte dei temporali ordinari sono caratterizzati da debole *wind shear*, ovvero senza una variazione significativa dell'intensità e della direzione del vento con la quota. In un ambiente a debole *wind shear*, la corrente fredda discendente è collocata nella medesima area di quella più calda ascendente: in questo modo l'una tenderà ad inibire l'altra. Ne consegue che il ciclo di vita di un temporale ordinario è relativamente breve. I temporali ordinari si verificano tipicamente in presenza di elevati valori di umidità nei bassi strati e forte irraggiamento. Infatti, maggiore è il contenuto di umidità nei bassi strati, più alta sarà la temperatura potenziale equivalente e maggiore sarà l'instabilità atmosferica.

I temporali più comuni sono quelli a cella singola, in cui la cella si sviluppa in maniera isolata. L'interazione tra singole celle temporalesche può dare origine a cella multiple, organizzate in cluster o in linee temporalesche (*squall lines*), amplificando l'intensità e la durata. Cluster e linee temporalesche sono tipicamente associate a forzanti (in termine di avvezione di masse d'aria) che instabilizzano l'atmosfera.

Mentre i temporali ordinari possono o meno essere severi, esiste una tipologia di temporale, la supercella, che è sempre un fenomeno severo dal punto di vista meteorologico.

Cella singola: è la forma più semplice di temporale e si sviluppa indipendentemente dagli altri cumulonembi. La durata tipica è di 20-30 minuti perché *downdraft* e *updraft* interagiscono tra loro. Sebbene la maggior parte delle celle singole non sono intense, alcune di queste, definite *pulse storm* possono provocare brevi grandinate, violenti raffiche di vento discendenti (*downburst*) ed occasionalmente deboli tornado. Una singola cella è rara perché, anche in presenza di debole *wind shear*, la corrente fredda discendente può favorire il sollevamento dell'aria calda e umida in loco e la formazione di altre celle poco distanti.



Figura 7. Esempio di singola cella temporalesca. Fonte: NOAA

Multicelle: possono essere sotto forma di cluster o linee temporalesche. Per cluster si intende gruppi di celle temporalesche, in movimento come una singola unità, in cui ogni cella è in una differente fase di sviluppo. Possono produrre grandine di medie dimensioni, flash floods e deboli tornado. Le linee temporalesche (*squall lines*) sono linee di celle che presentano un'estensione molto più pronunciata (tipicamente N-S) rispetto all'altra (tipicamente E-W). Si tratta di una ristretta fascia di temporali che presentano un continuo e ben sviluppato fronte di raffiche (*gust front*). I fenomeni tipici delle *squall line*: sono la grandine e il forte vento rafficato. La direzione e la velocità di spostamento del sistema di celle temporalesche, giocano un ruolo fondamentale nella distribuzione delle precipitazioni. I cluster di multicelle possono evolversi in sistemi convettivi a mesoscala (*Mesoscale Convective System, MSC*), costituiti da diverse celle ravvicinate tra di loro in diversi stadi evolutivi, che possono persistere per diverse ore, percorrendo molti chilometri. Si verificano con avvezioni di aria fredda in quota, senza il transito di un sistema convettivo complesso (*Mesoscale Convective Complex, MCC*).



Figura 8. Esempio di multicella temporalesca. Fonte: NOAA

Supercella: si tratta di un sistema temporalesco sempre severo che innesca una circolazione a mesoscala (mesociclone) che autoalimenta l'updraft per molto tempo. Oltre al mesociclone, le supercelle si differiscono dalle normali celle per via delle correnti discendenti che, invece di divergere all'esterno del temporale come *outflow*, vengono in parte richiamate all'interno del cumulonembo, portando così alla formazione di una particolare tipologia di nube definita *wall cloud*. All'interno di una supercella l'*updraft* assume movimento rotatorio e il *downdraft* è collocato lontano dall'*updraft*; questo è possibile solo in presenza di elevato *wind shear* nella bassa troposfera ($0 \div 6$ km).

Un parametro fondamentale per l'innesco di supercelle è il *Bulk Richardson Number BNR*, che mette in relazione l'energia potenziale disponibile per la convezione (*CAPE*) e il *wind shear*:

$$BNR = \frac{CAPE}{S^2} \tag{2.0}$$

A denominatore Figura il *BNR shear*, definito come $S^2 = \frac{1}{2}(\bar{u}_{6000} - \bar{u}_{500})^2$, dove \bar{u} rappresenta la velocità media del vento a 6000 e 500 m.

Le supercelle producono violenti raffiche di vento, forti precipitazioni, grandine di grosse dimensioni e tornado.



Figura 9. Esempio di Supercella temporalesca. Fonte: NOAA

3.2 CICLO DI VITA DI UN TEMPORALE ORDINARIO

Il ciclo di vita di un temporale comprende i vari stadi evolutivi di una nube temporalesca, dalla fase di iniziale di sviluppo a quella finale di dissipazione. Il modello concettuale sviluppato da *Zajac and Weaver* nel *2002* comprende le seguenti quattro fasi.

Prima fase: è la fase relativa allo sviluppo della nube cumuliforme. Se l'atmosfera è instabile, l'aria più calda a contatto con il suolo si espande verticalmente (rif cap 2.6), raffreddandosi e condensando al *LCL*. Se lo strato instabile è esteso, lo spessore verticale della nube può raggiungere i 10-15 km. Nella fase di sviluppo di un cumulonembo prevalgono i moti verticali, cioè la velocità verticale all'interno della nube è positiva.

Seconda fase: è la fase relativa alla formazione dei cristalli di ghiaccio all'interno della nube e alla separazione delle cariche. Nella porzione di nube compresa tra i 3500 m e 5000 m, nonostante la temperatura sia sotto lo zero, la maggior parte delle goccioline resta allo stato liquido, per il fenomeno della sopraffusione. Alle temperature a -10 °C si innesca il *processo di Bergeron-Findeisen*: le goccioline sopraffuse evaporano accrescendo i cristalli di ghiaccio. La presenza di ghiaccio è condizione necessaria per la separazione delle cariche all'interno della nube e l'insorgere di una differenza di potenziale, da cui si generano i fulmini.

Terza fase: è la fase di massivo sviluppo. Il temporale ha raggiunto la fase matura che corrisponde all'inizio delle precipitazioni. Le gocce d'acqua trascinano verso il basso una corrente discendete che raffredda la nube; parte di aria entra nella nube (*entrainment*), si tratta di aria più secca che determina l'evaporazione di parte delle precipitazioni. Il conseguente raffreddamento da evaporazione, alimenta ulteriormente la corrente discendente la quale precipita al suolo insieme alla pioggia sotto forma di freddi e violenti venti discendenti. La corrente fredda che raggiunge il suolo forma un *gust front* (piccolo fronte freddo) che, a sua volta, può innescare nuove celle temporalesche. Nella fase matura il temporale raggiunge la massima intensità, così come è massima l'attività elettrica. Ci sono studi che dimostrano come la fase di massima attività elettrica anticipa di qualche minuto il massimo di precipitazione.

Quarta fase: è la fase dissipativa. L'area interessata dalle precipitazioni si espande nell'intera area occupata dalla nube. Le precipitazioni possono essere ancora forti ma sono prossime all'esaurimento. I moti discendenti determinano l'evaporazione delle gocce d'acqua all'interno della nube che si assottiglia fino a dissolversi completamente.



Figura 10. Ciclo di vita di un temporale ordinario (Zajac and Weaver, 2002)

3.3 INTERAZIONE TRA FLUSSI ATMOSFERICI E OROGRAFIA: DINAMICHE DI INNESCO

L'innesco dei temporali può avvenire per diversi processi di interazione tre il flusso atmosferico e l'orografia. In letteratura sono presenti studi che individuano alcune delle possibili cause di innesco di convezione. *Banta* (1987) fornì una classificazione sulle possibili cause di innesco di temporali nella regione montuosa del Colorado e in quella settentrionale del New Mexico, durante le campagne di misura effettuate in tre periodi estivi differenti. Una classificazione simile, ma più dettagliata, è stata fatta da *Hauze* (1993) e riportata nel libro "The influence of mountains on the atmosphere", in cui illustra alcuni dei probabili effetti dell'orografia sulla distribuzione delle precipitazioni. *Lin et al.* (2001) hanno identificato alcune generiche condizioni ambientali che favoriscono intense precipitazioni nelle regioni montuose. *Smith* (2006) ha esaminato, da un punto di vista teorico, come la precipitazione sia influenzata dalla presenza di un flusso d'aria umido sulle montagne; tuttavia, non ha approfondito le questioni relative all'interazione di un flusso instabile con l'orografia. I vari studi presentano alcuni aspetti in comune riguardo i principali meccanismi di innesco dei temporali.

 Leeside convergence (convergenza sottovento): è causata dall'interazione tra un flusso atmosferico che si solleva sottovento per effetti termici, (ad esempio perché un versante è maggiormente esposto all'irraggiamento) con i venti opposti in cresta.



Figura 11. Leeside Convergence (Banta et al., 1987)

2) Wake effect (effetto ostacolo): si verifica quando un flusso debole è bloccato da un ostacolo orografico: non avendo energia sufficiente a superarlo, è costretto a girarci intorno, confluendo sottovento. Non si tratta, tuttavia, di una convergenza netta tra due flussi, ma tale effetto può essere sufficiente ad innescare convezione.

WAKE EFFECTS



Figura 12. Wake Effect (Banta et al., 1987)

3) *Orographic lifting* (sollevamento orografico): si verifica a seguito del sollevamento forzato di un flusso d'aria umido ed instabile in presenza di un ostacolo orografico.



Figura 13. Orographic Lifting (Banta et al., 1987)

4) Channelling (canalizzazione): si verifica quando si ha una confluenza del flusso allo sbocco di una valle che tende a restringersi. Come nel caso di *wake effect* non si tratta di una convergenza vera e propria, ma anche questo effetto può essere sufficiente ad innescare convezione.



Figura14. Channelling (Banta et al., 1987)

3.4 Interazione tra flussi atmosferici e orografia: numero di Froude

I meccanismi di innesco sopra descritti (ad eccezione dell'effetto di canalizzazione di un flusso in uscita da una valle convergente) differiscono principalmente per il fatto che: in alcuni casi il flusso supera il rilievo (*leeside convergence*), in altri casi non è in grado (*wake effect*). Il caso di mancato superamento possono essere dovuti ad un'energia insufficiente del flusso o ad una stratificazione atmosferica fortemente stabile.

Partendo dal caso più generale, la dinamica di interazione tra i flussi atmosferici e orografia è influenzata da due fattori principali: le caratteristiche topografiche del rilievo e le caratteristiche del flusso.

Il primo fattore riguarda le caratteristiche fisiche e spaziali del rilievo: quest'ultimo può essere isolato (come una collina di estensione e altezza limitata in un territorio prevalentemente pianeggiante) oppure molto esteso ed elevato (come una catena montuosa). L'interazione di un flusso atmosferico, a parità di condizioni a scala sinottica, può variare il proprio regime in funzione delle caratteristiche orografiche dell'ostacolo che incontra. Anche la posizione geografica assume importanza fondamentale se si pensa, ad esempio, ad un rilievo esposto direttamente ad un flusso molto umido proveniente da una superficie marina. Sarà sufficiente un minimo sollevamento per innescare la formazione di nubi ed eventuali precipitazioni. Il secondo aspetto riguarda le caratteristiche dinamiche e termodinamiche del flusso d'aria. Direzione, intensità e stabilità atmosferica (in termini di *static stability*) sono le caratteristiche principali da tenere in considerazione.

La domanda principale è: il flusso riuscirà o meno a superare il rilievo? In una realtà complessa come quella di un ambiente naturale, in cui topografia e caratteristiche di rugosità della superficie variano profondamente, e dove la fluidodinamica risente fortemente di queste caratteristiche, una risposta esaustiva al problema è complessa.

Il problema può essere semplificato immaginando una pallina che nella sua corsa incontri un ostacolo (Figura 15). Velocità della pallina e l'altezza dell'ostacolo sono gli aspetti da tenere in considerazione per capire se la pallina riuscirà o meno a superare l'ostacolo. La pallina supererà l'ostacolo se la sua energia cinetica ($E_K = 1/2 mv^2$) è superiore all'energia potenziale gravitazionale associata all'ostacolo ($E_P = mgh$), ovvero se (E_K / E_P) > 1. La pallina non supererà l'ostacolo se la sua energia cinetica è inferiore all'energia potenziale gravitazionale associata all'ostacolo, ovvero se (E_K / E_P) < 1.
La pallina si arresterà in cima all'ostacolo se la sua energia cinetica E_K è uguale all'energia potenziale gravitazionale associata all'ostacolo, ovvero se $(E_K/E_P) = 1$.



Figura 15. Analogia dell'interazione flussi-orografia con un modello semplificato.

Nel caso di un flusso atmosferico che interagisce che con un rilievo, il termine cinetico è dato dalla velocità del vento, mentre il termine potenziale è dato dall'energia potenziale atmosferica. Per valutare questa energia, si consideri il caso di oscillazioni di una particella in uno strato stabile. La forza di richiamo che agisce su una particella in ascesa lungo un pendio, è proporzionale alla differenza tra la temperatura che la particella ha assunto a seguito del sollevamento adiabatico (ad esempio al top della montagna h_m), e quella dell'ambiente circostante alla stessa quota. Questa differenza di temperatura è legata direttamente alla frequenza *Brunt Väisälä N* (eq. 1.13). L'energia potenziale atmosferica si ottiene moltiplicando la frequenza di *Brunt Väisälä* per l'altezza h_m .

Analogamente all'esempio della pallina, la relazione che permette di valutare se un flusso atmosferico è in grado o meno di superare un rilievo, è data dal rapporto tra la velocità del vento U e l'energia potenziale atmosferica $N \cdot h_m$. Tale rapporto è il *numero di Froude Fr*:

$$Fr = \frac{U}{N \cdot h_m} \tag{2.1}$$

Se il *numero di Froude* è maggiore di uno, il flusso ha energia sufficiente per superare il rilievo. Se il *numero di Froude* è minore di uno, il flusso non ha energia sufficiente per superare il rilievo e sarà bloccato.

L'interpretazione più semplice di blocco del flusso vede un accumulo di aria sopravento al rilievo. In un modello bidimensionale, per compensare un eccessivo accumulo di aria prima del rilievo, il flusso si estenderebbe in modo indefinito a monte dello stesso.

Questo modello è altamente semplificato e non tiene conto della capacità dell'aria di fluire parallelamente alla barriera montuosa.



Figura 16. Modello bidimensionale di blocco del flusso.

Si consideri il caso più realistico di modello tridimensionale (Figura 17). Lontano dal rilievo, a monte dello stesso, il flusso in arrivo da est, essenzialmente in equilibrio con la forza di gradiente di pressione, non sente l'influenza del rilievo. Le velocità del vento sono spesso coerenti con l'equilibrio geostrofico, dove il gradiente di pressione e la *forza di Coriolis* sono quasi in equilibrio. In prossimità del rilievo, l'aria è forzata in parte a risalire lungo il pendio e il lavoro svolto contro la gravità comporta una diminuzione della velocità del flusso. Una minore velocità riduce la *forza di Coriolis*, che non è più sufficiente a bilanciare la forza di gradiente di pressione. Di conseguenza, la direzione del vento deve essere rivolta verso una pressione più bassa, parallelamente alla montagna.



Figura 17. Modello tridimensionale di blocco del flusso (The Comet Program)

L'effettiva struttura tridimensionale del blocco lungo il pendio è simile a quanto al caso del modello bidimensionale, ma l'estensione del flusso a monte del rilievo è limitata ed è pari ad *L*.

Il flusso all'interno della distanza L, non può superare il rilievo e tende a scorrere parallelamente verso pressioni più basse. Questo flusso può diventare relativamente forte ed è noto come "barrier jet".

Visualizzando l'immagine in sezione trasversale (Figura 18), la regione bloccata assume una forma allungata di estensione L, al di sotto di uno strato stabile rappresentato dalla linea blu. L'aria al di sopra dello strato stabile fluisce sopra la regione bloccata, oltre il rilievo.



Figura 18. Modello tridimensionale di blocco del flusso: sezione trasversale.

La distanza L è funzione dell'altezza del rilievo, della velocità del flusso e della stratificazione. La distanza massima a monte, L_{max} , che può risentire degli effetti del rilievo, è pari al rapporto tra l'energia potenziale atmosferica e il *parametro di Coriolis f*:

$$L_{max} = \frac{Nh}{f} \tag{2.2}$$

Questo rapporto è indicato come *numero di Rossby* ed evidenzia come, per una data altezza del rilievo, più forte è la stratificazione (valori elevati di N), maggiore è la distanza a monte che può risentire degli effetti del rilievo. La distanza effettiva L_{eff} dipende anche dalla velocità del flusso U, che Figura a numeratore del rapporto, riducendone il valore. Di conseguenza, la distanza effettiva a monte, è inferiore della distanza massima, e può ridursi notevolmente, estendendosi a malapena oltre la base della pendenza della barriera, per flussi molto forti.

$$L_{eff} = \frac{Nh - U}{f} \tag{2.3}$$

Si consideri infine il caso di blocco isolato di estensione spaziale limitata. In questo caso l'effetto del blocco a monte è molto limitato nello spazio, e l'aria può fluire attorno al rilievo.



Figura 19. Modello tridimensionale di blocco del flusso nel caso di un rilievo isolato

4. IL RADAR METEOROLOGICO

Il radar meteorologico è uno strumento di telerilevamento. "Il telerilevamento (*remote sensing*) è la disciplina scientifica che permette di ricavare informazioni qualitative e quantitative su oggetti posti a distanza e sull'ambiente circostante, sulla base di misure di energia elettromagnetica emessa riflessa o trasmessa, che interagisce con le superfici di interesse" (*P. Boccardo et al., dispense di Telerilevamento*). Attraverso i sistemi di *remote sensing* si ottiene una stima della grandezza fisica di interesse.



Figura 20. Radar Meteorologico del Monte Settepani (SV)

Lo studio e l'analisi di un fenomeno o di una superficie con tecniche di telerilevamento, prevedono tre fasi distinte: acquisizione dei dati mediante ripresa da aereo, da satellite o da terra; elaborazione dei dati; interpretazione e uso dei dati.

Gli strumenti di telerilevamento possono essere passivi o attivi: gli strumenti passivi misurano le radiazioni, siano esse emesse o riflesse, provenienti dalle superfici investigate; gli strumenti attivi provvedono essi stessi all'illuminazione delle superfici, captando poi la radiazione di ritorno.

Il radar meteorologico è uno strumento attivo di *remote sensing*, in quanto è il sistema radar che emette un impulso elettromagnetico e registra l'eco di ritorno. I primi sistemi radar nascono durante la seconda guerra mondiale a scopi bellici. Solo a partire dagli anni '50, in America, vengono utilizzati i primi radar a fini meteorologici.

Come suggerisce l'acronimo, *Radio Detection And Ranging*, il radar è uno strumento che funziona utilizzando le onde radio. Lo spettro dei sistemi radar varia in un intervallo di frequenza compreso tra 100 *MHz* e 10 *GHz*, a sua volta suddiviso in bande.

Dal momento che le grandezze misurate in radar meteorologia possono differire tra loro di diversi ordini di grandezza, è utile rappresentarle in scala logaritmica attraverso i *Decibel* (*dB*): si confronta la grandezza misurata P_1 con una di riferimento P_2 .

$$dB = 10 \cdot Log_{10} \left(\frac{P_1}{P_2}\right) \tag{3.0}$$

Un aspetto importante che riguarda i sistemi radar meteorologici è la polarizzazione. La radiazione elettromagnetica è polarizzata se il campo elettrico e il campo elettromagnetico vibrano in un prefissato piano o secondo una prefissata geometria. La polarizzazione è un fenomeno di particolare importanza, e può essere considerato uno strumento diagnostico nel telerilevamento.

4.1 PRINCIPI DI FUNZIONAMENTO ED EQUAZIONE RADAR

Il trasmettitore è l'oggetto in potenza che genera l'impulso elettromagnetico e lo invia (attraverso delle guide d'onda) al *Duplexer*, un interruttore di commutazione (*switch*) posto generalmente subito a valle dell'antenna. L'antenna trasmette l'onda elettromagnetica che viaggia nello spazio concentrandola in una direzione, fino a quando non colpisce un bersaglio. Quest'ultimo, a sua volta, riflette il segnale e produce un'eco di ritorno. L'antenna capta il segnale riflesso, che è convogliato al ricevitore attraverso il *Duplexer*.

Il segnale riflesso è molto più debole di quello emesso ed è generalmente sfasato a causa dell'*effetto doppler* legato alla velocità di spostamento del bersaglio. Per mezzo dello *Stable Local Oscillator (STALO)* viene catturata l'ampiezza del segnale e la fase; questo permette di misurare l'entità del bersaglio e la sua velocità di spostamento rispetto al radar.

L'antenna radar è un radiatore parabolico, che concentra il flusso in una determinata direzione dello spazio; una quota parte è dispersa anche in altre direzioni. Il diagramma di antenna (Figura 21), permette di valutare qual' è la quota parte della potenza emessa che viene irradiata in una determinata direzione dello spazio. La risoluzione angolare dell'antenna è presa convenzionalmente a 3 dB, che corrisponde ad una riduzione del 50% della potenza irradiata.



Figura 21. Diagramma di antenna

Il radar emette una forma d'onda impulsata: per un certo periodo (τ) trasmette, per un altro periodo (T_s) riceve il segnale. La frequenza con cui si ripete un ciclo di trasmissione e ricezione è detta *Pulse Repetition Frequency (PRF)*.

La potenza dell'impulso elettromagnetico ricevuto dal radar P_r , è funzione della potenza del segnale trasmesso, delle proprietà del bersaglio, delle caratteristiche dell'antenna, e della distanza radar-bersaglio. La potenza dell'impulso elettromagnetico ricevuto dal radar è la seguente:

$$P_r = \frac{P_t \cdot G_e \cdot A_e \cdot \sigma}{(4 \cdot \pi \cdot r^2)^2}$$
(3.1)

 P_t è la potenza del segnale trasmesso (*Watt*), r è la distanza radar-bersaglio (m), G_e è il guadagno dell'antenna. Quest'ultimo tiene conto della quota parte di energia che l'antenna ha concentrato nella direzione del bersaglio e che non è stata dispersa in altre direzioni. A_e è l'area efficace dell'antenna (m^2) e tiene conto della capacità dell'antenna di ricevere l'energia e focalizzarla in una determinata direzione. σ è la sezione di *back-scattering* ed è una caratteristica del bersaglio: è la capacità del bersaglio di ri-emettere l'energia ricevuta ad una determinata lunghezza d'onda.

Il termine a denominatore rappresenta l'attenuazione dell'onda elettromagnetica, proporzionale al quadrato della distanza, nel percorso di andata e ritorno del segnale.

Il guadagno e l'area efficace dell'antenna sono legati tra loro dalla seguente relazione:

$$G_e = \frac{4 \cdot \pi \cdot A_e}{\lambda^2} \tag{3.2}$$

dove λ è la lunghezza d'onda dell'impulso elettromagnetico (*m*).

Inserendo questa relazione nell'equazione (3.1) si ottiene l'equazione radar per un singolo bersaglio:

$$P_r = \frac{P_t \cdot G_e^{\ 2} \cdot \lambda^2 \cdot \sigma}{(4 \cdot \pi)^3 \cdot r^4} \tag{3.3}$$

dove P_r è la potenza al ricevitore.

L'equazione (3.3) è valida per un sistema ideale e non considera le perdite in potenza. In un sistema reale parte dell'energia, trasmessa e ricevuta, è intercettata da altri apparati (*loss*). Anche le perdite dovute ai trasferimenti di energia all'antenna radar, attraverso le guide d'onda, non sono trascurabili.

Considerando le perdite di potenza *l* l'equazione radar, per un singolo bersaglio, assume la seguente forma:

$$P_r = \frac{P_t \cdot G_e^2 \cdot \lambda^2 \cdot \sigma}{(4 \cdot \pi)^3 \cdot r^4 \cdot l^2}$$
(3.4)

Nel caso in cui l'eco di ritorno sia quello proveniente da una nube, composta da singole goccioline d'acqua, la relazione (3.4) deve essere valutata in funzione di un bersaglio distribuito.

Inviare un impulso elettromagnetico per un certo tempo (τ), equivale a campionare un volume V_m di atmosfera, all'interno del quale sono presenti n goccioline d'acqua. La sezione di *back scattering* σ è somma delle singole sezioni delle goccioline presenti all'interno del volume campionato:

$$\sigma = V_m \sum \sigma_i \tag{3.5}$$

dove:

$$V_m \cong \frac{r^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \pi \cdot \theta_b}{8 \ln(2)} \tag{3.6}$$

c è la velocità della luce $(m \cdot s^{-1})$, θ_b è la risoluzione angolare dell'antenna.

Nel caso in cui la lunghezza d'onda dell'impulso elettromagnetico λ sia maggiore del diametro delle goccioline *D*, la sezione di *back-scattering* assume la seguente forma:

$$\sigma_i = \frac{\pi \cdot D^6}{\lambda^2 \cdot k^2} \tag{3.7}$$

dove k è la costante dielettrica ($C^2/N \cdot mm^2$), proprietà delle idrometeore, D è il diametro delle gocce (mm).

Inserendo le equazioni (3.5, 3.6, 3.7) nella (3.4) si ottiene l'equazione fondamentale della radar meteorologia per un segnale distribuito:

$$P_r = \frac{C \cdot k^2 \cdot \sum D^6}{r^2} \tag{3.8}$$

C è la costante radar e tiene conto delle caratteristiche fisiche del sistema, *k* è la costante dielettrica ($C^2/N \cdot mm^2$), *D* è il diametro delle gocce (mm).

 $Z = \sum D^6$ è la riflettività radar $\left(\frac{\text{mm}^6}{\text{m}^3}\right)$ e si misura in dBZ.

4.2 MODALITÀ DI SCANSIONE

4.2.1 PPI (PLANE POSITION INDICATOR)



Si effettua di una scansione dell'atmosfera mantenendo un angolo fisso per 360°.

Figura 22: Radar Bric della Croce (To). PPI di riflettività a 2.0°.

Come è possibile osservare in Figura 22, le forme sono via via più indefinite man mano che ci si allontana dal radar. Questo si verifica in quanto, al crescere della distanza dal radar, vengono scansionate porzioni di nuvole poste a quote più elevate, dove è maggiore la presenza di cristalli di ghiaccio intercettati dal fascio elettromagnetico. La costante dielettrica del ghiaccio è inferiore a quella dell'acqua liquida e, conseguentemente, anche il segnale riflesso. Inoltre la potenza dell'onda elettromagnetica trasmessa e riflessa diminuisce all'aumentare della distanza radar-bersaglio: solo i volumi di nuvole che presentano un numero elevato di idrometeore sono in grado di produrre un eco radar significativo.

4.2.2 RHI (RANGE HEIGHT INDICATOR)

Si punta l'antenna in una determinata direzione e si effettua una scansione muovendo l'antenna in verticale per 180°. Il vantaggio di questa tipologia di scansione è quello di visualizzare la struttura verticale dei sistemi e il top delle nubi.



Figura 23. Scansione radar in banda X, RHI elevazione 3° -174°.

4.2.3 CAPPI (CONSTANT ALTITUDE PPI)

Si effettua una scansione mantenendo un angolo fisso per 360° ad un'altezza costante. Questa rappresentazione permette di evidenziare gli echi radar più forti.



Figura 24. Radar Bric della Croce, CAPPI a 5000 m.

Come è possibile osservare in Figura 24, è presente un forte eco radar a WNW di Torino: la presenza di un eco radar superiore a 40 *dBZ* a 5000 m, può essere dovuto alla presenza di grandine.

4.3 MISURA DOPPLER

"La misura doppler si basa sull'effetto di slittamento in frequenza del segnale ricevuto rispetto a quello emesso". Misurando la differenza di fase tra due impulsi successivi, è possibile ricavare una stima dello spostamento del sistema rispetto al radar (*velocità doppler*). Il problema principale della misura doppler deriva dal fatto che, in caso di eccessivo spostamento del sistema rispetto al radar, può esserci una differenza di fase nulla tra due impulsi successivi. Questo equivale ad uno spostamento del sistema apparentemente nullo. Il problema può essere risolto aumentando la *PRF*.

La misura doppler permette di ricavare importanti informazioni sul campo di vento. L'immagine successiva (Figura 25) è una mappa doppler e fa riferimento ad un campo di vento ideale: colori caldi sono riferiti a valori di velocità radiale positivi e indicano che il campo di vento è in allontanamento rispetto al radar, colori freddi sono riferiti a valori di velocità radiale negativi e indicano un che il campo di vento è in avvicinamento rispetto al radar. La linea a velocità nulla è *l'isotop zero*, rappresentata con colori bianchi.



Figura 25. Misura Doppler: vento uniforme orizzontale

Osservando la distribuzione dei colori rispetto all'*isotop zero*, è possibile capire la direzione del vento: in questo caso si tratta di vento occidentale (W-E).

La Figura 26 mostra anch'essa un campo di vento ideale, ma passando per l'*isotop zero* si assiste ad una transizione non brusca dei valori di velocità radiale da positivi a negativi: è un caso di divergenza del vento.



Figura 26. Misura doppler: divergenza dei venti

La Figura 27 è un esempio di rotazione del campo di vento: si verifica quando i valori di velocità radiale del vento sono tra di loro contrastanti in un'area ristretta. Un'importante applicazione si ha in fase di *nowcasting*: la possibilità di rilevare un tornado è, infatti, quella di osservare movimenti rotatori ciclonici o anticiclonici.



Figura 27. Misura doppler: rotazione dei venti

4.4 STIMA DELLE PRECIPITAZIONI

La misura ottenuta dal radar meteorologico è una stima istantanea delle precipitazioni. La riflettività è legata in maniera empirica alla precipitazione, secondo la relazione:

$$Z = aR^b \tag{3.9}$$

dove a, b sono coefficienti empirici, R è il *Rainfall Rate* (mm/h), Z è la riflettività. La relazione (3.9) è empirica perché R e Z sono grandezze diverse e dipende dalle caratteristiche della precipitazione.

Il grafico di Figura 28, rappresenta un esempio di relazione empirica tra $R \in Z$: in ascissa è presente la riflettività, in scala lineare, in ordinata l'intensità di precipitazioni corrispondente misurata da pluviometro.



Figura 28. Relazione empirica tra R e Z, ricavata nella Regione Alpina del NW italiano tra il Ticino e il Lago Maggiore.

Come è possibile osservare dal grafico, ad uno stesso valore di riflettività possono corrispondere diversi valori di intensità precipitazione (puntini rossi): è presente un'incertezza associata alla misura dell'intensità di precipitazione. Si parlerà, pertanto, di stima della precipitazione e non di misura.

Oltre un certo valore di riflettività, posto a 55 dBZ, l'intensità di precipitazione tenderebbe a crescere esponenzialmente. Nella maggior parte dei casi, tuttavia, i valori di intensità corrispondenti non sono "reali", ma falsati dalla presenza di grandine, idrometeora dell'ordine dei centimetri. Per questo motivo, oltre i 55 dBZ, si mantiene costante l'intensità di precipitazione, assumendo che la precipitazione sia costituita da grandine e da pioggia.

Le caratteristiche dell'eco radar variano in funzione della tipologia di precipitazioni. La principale distinzione è tra precipitazioni stratiformi e precipitazioni convettive. Le precipitazioni stratiformi sono caratterizzate da uniformità spaziale, distribuzione verticale definita (stratificazione dell'eco radar), e netta distinzione del passaggio di fase pioggia-neve (*Melting Layer*). Si tratta tipicamente di fenomeni a lenta evoluzione.



Figura 29. Esempio di precipitazioni stratiformi (radar banda X, 4 maggio 2017). Il coefficiente di correlazione ρ_{hv} indica quanto è uniforme il contenuto delle idrometeore all'interno del volume campionato.

Le precipitazioni convettive sono caratterizzate da celle ben definite, con forti gradienti di riflettività, elevato sviluppo verticale (*Top* delle nubi che può raggiungere i 10-15 km) e alta variabilità spazio-temporale.



Figura 30. Mappa di riflettività radar nel caso di precipitazioni convettive.

4.5 POLARIMETRIA RADAR

Si è detto che un'onda elettromagnetica è polarizzata se il campo elettrico e il campo magnetico vibrano in un piano ben definito. I sistemi radar sfruttano la polarizzazione al fine di migliorare la capacità diagnostica dei fronti d'onda riflessi dalle superfici su cui l'energia elettromagnetica incide.

Si consideri il caso in cui il bersaglio sia una goccia d'acqua: è possibile sfruttare la sua geometria, avente la sezione orizzontale più pronunciata rispetto a quella verticale, colpendola con un campo elettromagnetico orizzontale. Questo si traduce in un aumento del parametro σ (sezione di *back scattering*) nell'equazione (3.7) e quindi in un aumento della potenza del segnale ricevuto.

È possibile costruire un radar che faccia vibrare il campo elettromagnetico lungo un piano orizzontale e verticale: in questo modo l'eco di ritorno del segnale trasmesso dipenderà dalle dimensioni geometriche del bersaglio lungo la direzione del piano di polarizzazione. Questa tipologia di sistemi radar meteorologici sono detti polarimetrici e il segnale trasmesso colpisce simultaneamente il bersaglio, con un impulso polarizzato verticalmente e uno orizzontalmente. La grandezza fondamentale che si misura è la *riflettività differenziale* Z_{dr} espressa in *dB*:

$$Z_{dr} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right)$$

dove Z_h e Z_v sono rispettivamente la riflettività orizzontale e verticale (*dBZ*).

Se il bersaglio è una sfera, $Z_h = Z_v$, da cui consegue un valore nullo di *riflettività* differenziale. Quest'ultima, pertanto, consente di ricavare informazioni sulle caratteristiche delle idrometeore, migliorando la stima delle precipitazioni. Correlando i segnali in polarizzazione orizzontale e verticale attraverso il parametro ρ_{hv} , è possibile capire la distribuzione delle idrometeore all'interno del volume campionato.

4.6 CLUTTER E FONTI DI ERRORE

I dati rilevati dal radar comprendono gli echi dovuti ai bersagli meteorologici (nubi), ma anche bersagli non meteorologici indicati in generale con il termine *clutter*. Sono fonte di *clutter* gli echi molto forti in corrispondenza delle montagne, aerei o edifici. Un metodo per eliminare gli *echi fissi* (come può essere ad esempio una montagna) è quello di misurare la velocità doppler.

Il primo step dell'elaborazione in tempo reale dei dati, consiste quindi nel riconoscere ed isolare i dati riconducibili a *clutter*. I dati vengono successivamente corretti attraverso l'utilizzo di *filtri doppler*.

Quando l'impulso elettromagnetico attraversa due celle temporalesche, si ha un'attenuazione del segnale in funzione della banda utilizzata. È un fenomeno frequente nei radar in banda X e banda C. Non sono sensibili a questo tipo di attenuazione i radar in banda S, in cui la lunghezza d'onda dell'impulso elettromagnetico è maggiore rispetto alle bande X e C.

Il *Second Trip Eco* si verifica quando il segnale di ritorno al ricevitore non è quello relativo all'impulso appena trasmesso, ma è quello relativo all'impulso precedente. Il sistema attribuirà l'eco di ritorno all'impulso appena inviato ed il bersaglio apparirà molto più vicino al radar di quanto è in realtà. Questo tipo di eco radar è riconoscibile: è tipicamente molto vicino al radar, ha una tipica forma a cuneo ed è caratterizzato da bassi valori di riflettività.

Altre tipiche sorgenti di errore sono individuate nell'immagine seguente.



Figura 31. Sorgenti tipiche di errore

Il caso 1 si verifica in quanto, a grande distanza, il fascio è più alto della nube e non è in grado di vederla; nel caso 2 il radar non è in grado di rilevare le precipitazioni orografiche più intense perché il fascio è più alto del rilievo; il caso 3 si verifica quando il radar stima delle precipitazioni che in realtà evaporano prima di raggiungere il suolo; nel caso 4 si registrano valori di riflettività più alti, ma che in realtà sono dovuti alla *Bright Band* (zona di fusione tra la neve e la pioggia); nel caso 5 si verifica una sottostima dell'intensità della pioggia debole (*drizzle*), a causa dell'assenza di gocce grandi; il caso 6 è dovuto ad una propagazione anomala del segnale in presenza di forti gradienti di umidità e il fascio radar viene "schiacciato" a terra.

4.7 CICLO DI VITA DI UN TEMPORALE ORDINARIO DAL PUNTO DI VISTA DELL'ECO RADAR

Le fasi che compongono il ciclo di un temporale, possono essere distinte osservando una cella temporalesca dal punto di vista dell'eco radar.

Nella prima fase, relativa allo sviluppo della nube cumuliforme, si ha la formazione di un eco in quota: questo è dovuto alla presenza di goccioline d'acqua, dell'ordine di pochi mm, trasportate verso l'alto dalla corrente ascendente. Il cumulo è ancora in fase crescente.

Nella fase successiva, l'eco si estende sia verso l'alto che verso il basso e si attiva la corrente discendente. Quando l'eco si estende fino a terra, si è nella fase matura del temporale. Nella fase di dissipazione, l'eco si abbassa ulteriormente, perché l'acqua contenuta all'interno del cumulonembo si porta nella parte bassa della nube.



Figura 32. Ciclo di vita di un temporale ed eco radar

Dai sistemi radar meteorologici si può effettuare una classificazione automatica delle celle temporalesche.

5. DATI E METODI

5.1 CONTESTO TERRITORIALE

Nei capitoli precedenti sono stati forniti gli elementi necessari per la corretta comprensione del lavoro svolto. In questo capitolo vengono discusse le metodologie operative seguite e i dati a disposizione.

L'obiettivo del lavoro di tesi è quello di capire quali siano i possibili fattori a mesoscala che incidono sullo sviluppo delle celle temporalesche nell'area di Torino.

Per comprendere quali possano essere questi fattori è importante, prima di tutto, individuare le grandezze in gioco, ossia la scala tipica del problema. La scala spaziale caratteristica di un temporale ordinario è compresa tra 2 e i 20 km e rientra pertanto nella definizione di *mesoscala* (in particolare *mesoscala-gamma*).

Nell'area oggetto di studio (Figure 34 e 35) il fiume Po divide la città di Torino, collocata tra i 220 e i 280 metri s.l.m. con la collina di Torino, il cui punto più elevato corrisponde al Colle della Maddalena a 715 m s.l.m. Si tratta di rilievi di modesta entità, la cui origine è legata all'orogenesi appenninica. La collina di Torino si estende da SW verso NE per oltre 25 km, dal comune di Moncalieri(TO) fino al comune di Chivasso(TO).

La presenza di un ostacolo orografico di tale estensione, in un territorio prevalentemente pianeggiante, è un fattore a *mesoscala* che incide sullo sviluppo e sulla distribuzione spaziale dei temporali nell'area di Torino.



Figura 33. Contesto territoriale



Figura 34. Area oggetto di studio



Figura 35. Vista da NW della collina di Torino. Foto scattata dal Monte Baron (TO)

5.2 ANALISI DATI

Il sistema di *storm tracking* realizzato da Arpa Piemonte identifica una cella temporalesca con un'ellisse, i cui parametri e attributi sono archiviati in un database. Si ha disposizione un database di otto anni di dati (dal 2010 al 2017) con tutte le celle temporalesche che sono state registrate in Piemonte dal Sistema Radar Meteorologico *Bric della Croce* (To). Si riportano, di seguito, i principali parametri e attributi associati ad una cella temporalesca.

Il campo *data* è una stringa di numeri che identifica l'ora, la data, il giorno e l'anno in cui si è verificata la cella temporalesca. I campi *utmx*, *utmy* sono le coordinate del centro dell'ellisse e corrispondono al centro della cella temporalesca. I parametri *bx*, *by* e *theta*, permettono di identificare il perimetro dell'ellisse e la sua orientazione. Sono rispettivamente l'asse maggiore, l'asse minore (m) e l'orientazione dell'ellisse rispetto all'orizzontale (°).

Il campo *lifetime* (s) identifica il tempo durante il quale è stata "seguita" una singola cella temporalesca. Questo parametro è molto importante in quanto permette di capire per quanto tempo la cella temporalesca è stata attiva e la sua evoluzione nel tempo. Ponendo *lifetime* = 0 è possibile identificare la prima posizione della cella rilevata dal radar, che coincide anche con la formazione della cella stessa. Il campo *area* rappresenta l'estensione areale della cella (km²). Il campo *poh (probability of hail)* è un parametro che rappresenta la probabilità di grandine associata alla cella temporalesca; celle temporalesche con valori di riflettività > 50 *dBZ* hanno valori più alti di *poh*.

Seguono alcuni parametrici caratteristici della nube convettiva: il campo *vil (vertically integrated liquid), è* una stima della massa totale di precipitazione (g/m^2) all'interno della nube; la stima è funzione della riflettività. Il campo *tmin* è la temperatura minima (°C) registrata al top della nube; il campo *top* è l'altezza raggiunta dalla sommità della nube (10^2 m) .

I parametri vv e dd sono caratteristici della cella e identificano rispettivamente l'intensità (m/s) e la direzione del vento (°). I parametri *max* e *mean* sono rispettivamente la riflettività massima e la riflettività media della cella temporalesca (*dBZ*).

Utilizzando il software *QGIS*, è possibile visualizzare graficamente la posizione delle celle temporalesche. A titolo di esempio, nella figura successiva (Figura 36) si riporta una generica cella temporalesca, nata nel comune di Moncalieri il 18 giugno 2012 alle ore 17:10 UTC.

Nella tabella sottostante vengono	riportati i parametri	e gli attributi della	cella temporalesca.

data	utmx	utmy	lifetime	area	poh	vil	tmin	cltop	top
201206181710	397689	49856400	0	48	17	3	-55	130	86
VV	dd	max	mean	regione	provincia	comune	ax	by	theta
9	270	47	42	PIEMONTE	Torino	Moncalieri	3801	2560	-6

Tabella 3. Parametri e attributi della cella temporalesca



Figura 36. Esempio: cella temporalesca del 18/06/2012 e relativa ellisse

Ad ogni cella è possibile sovrapporre il mosaico della mappa di riflettività radar e il campo di vento registrato al suolo. La misura del campo di vento è effettuata da centraline meteorologiche, posizionate in tutto il territorio piemontese, che compongono la rete regionale di monitoraggio di Arpa Piemonte. La rete è composta da 400 stazioni in totale, suddivise in tre tipologie: stazione pluviometrica, stazione meteorologica e stazione nivometrica. Le stazioni meteorologiche sono complete di pluviometro, termometro, igrometro e anemometro, quest'ultimo misura la velocità e la direzione del vento. I dati vengono registrati ogni 5 minuti e i tempi sono espressi nel sistema UTC per l'intera rete.

I dati relativi al campo di vento vengono inseriti in un database e possono essere poi trasferiti su un software. In questo modo è possibile rappresentare il vento per mezzo di un vettore di modulo pari all'intensità del vento (m/s), direzione oraria compresa tra 0° (N) e 360° e verso pari alla direzione di provenienza. *QGIS* mette disposizione alcuni *tools*, con i quali è possibile riprodurre in successione i dati di misura effettuati dalle stazioni meteorologiche, realizzando un'animazione del campo di vento.

Visualizzare il campo di vento prima dello sviluppo di una cella temporalesca, permette di individuare le zone di convergenza che hanno favorito lo sviluppo della cella stessa. Nella fase di maturazione della cella, si assiste tipicamente ad una rotazione del vento di 180°, nell'area in cui il temporale si è sviluppato: questo è dovuto alla corrente discendente (*downdraft*) che accompagna le precipitazioni e che, impattando al suolo, si espande in venti di *outflow* (in uscita dalla cella temporalesca). I venti di *outflow* a loro volta possono innescare altre celle temporalesche poco distanti.

Le immagini successive, a titolo di esempio, sono sempre riferite alla cella temporalesca del 18 giugno 2012. Nella Figura 37 è rappresentato il campo di vento al suolo, trenta minuti prima dello sviluppo della cella. Come è possibile notare dall'orientazione dei vettori, il flusso ad ovest della collina proviene da nord e ad esso si contrappone un flusso dai quadranti meridionali, a sud del comune di Moncalieri. Quest'ultima è proprio la zona in cui si verifica una convergenza dei venti. Infatti, alle ore 17:10 UTC, il radar ha rilevato lo sviluppo di una cella temporalesca nel comune di Moncalieri. L'intensità della precipitazione è stimata dal radar nella Figura 38. Il forte gradiente di riflettività è caratteristico di una precipitazione convettiva, come descritto nel capitolo precedente (cap.4.4).



Figura 37. Campo di vento misurato ore 16:40



Figura 38 Mosaico di riflettività radar ore 17:10

5.3 MAPPE DI CONCENTRAZIONE E FILTRO DEL RUMORE

Il vantaggio di utilizzare il software *QGIS* è quello di poter visualizzare tutte le celle temporalesche che si sono verificate nel periodo compreso tra il 2010 e il 2017, nell'area oggetto di studio. In questo modo è possibile creare delle mappe *raster* che evidenzino le aree a maggior concentrazione di celle temporalesche (Figura 39). Si è scelto appositamente di creare delle mappe *raster*, non solo relative all'area selezionata, ma tali da comprendere anche i rilievi occidentali, per avere una migliore visione di insieme delle possibili fonti di errore. La mappa che si ottiene, infatti, è una mappa "grezza", che deve essere filtrata per eliminare il rumore di fondo. Infatti, il segnale di ritorno che il sistema radar registra, può derivare anche da echi di ritorno non meteorologici (*clutter*).



Figura 39. Mappa di concentrazione delle celle temporalesche

Le "macchie" rosse circolari che si osservano in corrispondenza delle montagne sono *clutter*, dovuti all'interazione dell'impulso elettromagnetico, trasmesso dal radar, con i rilievi più alti. Le celle temporalesche in corrispondenza di tali picchi di concentrazione presentano tipicamente elevati valori di riflettività (parametro $max > 50 \ dBZ$), ma valori di *vertically integrated liquid* nulli. Questo è indice del fatto che i valori di riflettività che rileva il radar non sono attribuibili alla presenza di idrometeore all'interno della nube.

Anche il valore di *cltop* è tipicamente nullo e non si ha riscontro della presenza di nuvolosità da satellite. È conveniente, pertanto, generare dei filtri in modo da eliminare i *clutter*, mantenendo solamente le celle temporalesche che si sono realmente verificate.

Avendo a disposizione un elevato numero di dati, si è deciso impostare un filtro selettivo che escludesse tutte le celle temporalesche con valori nulli del parametro *vil* e/o *cltop*. Inoltre, sono state incluse solo le celle aventi valori del parametro *top* compreso tra 2 km e 15 km. I valori indicati sono ragionevoli, in quanto, per la maggior parte dei temporali estivi e primaverili, il top della nube è compreso all'interno di questo intervallo di altezze. Infine, si è imposto *lifetime* = 0, in modo da visualizzare solo le celle nate in una determinata posizione. In Figura 40 è rappresentata la mappa filtrata.



Figura 40. Mappa di concentrazione filtrata delle celle temporalesche

Analizzando la mappa di concentrazione filtrata e, focalizzando l'attenzione all'interno dell'area di studio, è interessante notare come la zona collinare di Moncalieri sia maggiormente favorita per lo sviluppo delle celle temporalesche, così come i quartieri a nord e nord-ovest della città di Torino. Un minimo di concentrazione si riscontra invece sui settori centrali di cresta della collina di Torino.

5.4 Selezione degli eventi temporaleschi

Il passo successivo ha riguardato la selezione di tutte le celle temporalesche che ricadessero all'interno di determinate sottozone scelte in modo opportuno a monte, a valle e in cresta alla collina di Torino, comprendenti aree in cui si fossero verificati i massimi e i minimi di concentrazione di celle temporalesche. Le quattro sottozone scelte sono rappresentate in Figura 41.



Figura 41. Celle temporalesche totali per sottozone

In questo modo è possibile ricavare gli eventi temporaleschi per ogni sottozona; per evento temporalesco si intende una giornata in cui si è sviluppata almeno una cella temporalesca. Tutte le celle temporalesche che si sono sviluppate nella stessa giornata, rientrano nello stesso evento temporalesco. Gli eventi temporaleschi selezionati in totale sono 320 e sono così distribuiti per ciascuna sottozona:

Zona 1: 70 eventi (106 celle temporalesche);

Zona 2: 70 eventi (109 celle temporalesche);

Zona 3: 79 eventi (100 celle temporalesche);

Zona 4: 101 eventi (163 celle temporalesche).

Lo step successivo ha riguardato la selezione dei soli eventi che rispettassero determinate condizioni e che si fossero verificati in un determinato intervallo temporale.

La prima condizione di selezione è rivolta ai soli temporali ordinari, escludendo tutti gli eventi le cui celle temporalesche fossero organizzate in sistemi a *cluste*r, come linee temporalesche (*squall line*) e sistemi convettivi a mescoscala (*MSC* e *MCC*); ossia sistemi associati a delle forzanti (in termine di avvezione di masse d'aria) che rendono l'atmosfera instabile. Tipicamente, a tali eventi, era associato un numero elevato di celle temporalesche e una distribuzione delle precipitazioni omogenea in un'area molto ampia. Nel caso, ad esempio, di *squall line* in movimento da SW verso NE, è stato possibile osservare come la distribuzione delle precipitazioni fosse orientata lungo l'asse di movimento del sistema temporalesco. Sono stati inoltre analizzati anche i "rapporti d'evento" effettuati da Arpa Piemonte per gli eventi temporaleschi rilevanti e tali eventi sono stati scartati.

Come esempio, si consideri l'evento temporalesco del 5 giugno 2017. Come è possibile notare in Figura 42, si sono sviluppate molteplici celle temporalesche: 30 all'interno dell'area complessiva di studio, di cui 6 nella sottozona 4, 2 nella sottozona 3 e 2 nella sottozona 1. Si è trattato, infatti, di un fronte temporalesco in movimento da SW verso NE, associato all'ingresso di una saccatura atlantica.



Figura 42. Celle temporalesche del 05/06/2017

Questo può trovare riscontro anche dalla mappa relativa alle precipitazioni cumulate nel corso della giornata, elaborate da Arpa Piemonte.



Figura 43. Pioggia cumulata in 12 ore al mattino (sinistra) e al pomeriggio (a destra) nell'evento del 5 giugno 2017

Come è possibile osservare dall'immagine, le precipitazioni risultano abbondanti e distribuite in tutto il Piemonte centro-settentrionale. Questo evento è stato scartato.

La seconda condizione ha riguardato la selezione delle celle temporalesche che si fossero verificate nell'intervallo temporale compreso tra le ore 14 e le ore 18. È nelle ore pomeridiane, infatti, che si verifica il massimo numero di celle temporalesche, a causa dell'irraggiamento dal basso che rende la massa d'aria instabile. La distanza coperta dalla cella è invece minima nelle ore centrali, trattandosi prevalentemente di temporali ordinari.

Gli eventi temporaleschi che soddisfano entrambe le condizioni sono in totale 59, e sono così distribuiti per ciascuna sottozona:

Zona 1: 18 eventi (45 celle temporalesche);

Zona 2: 20 eventi (44 celle temporalesche);

Zona 3: 6 eventi (33 celle temporalesche);

Zona 4: 15 eventi (67 celle temporalesche).

5.5 CALCOLO DEL NUMERO DI FROUDE

Per tutti i 59 eventi è stato calcolato il numero di Froude per mezzo della relazione (2.1):

$$Fr = \frac{U_z}{N \cdot h_m}$$

dove U_z è la velocità del vento perpendicolare alla collina, misurata alla quota di 850 hPa e 925 hPa dal radiosondaggio di Milano Linate alle ore 12 UTC; $h_m = 500 m$ è il valore caratteristico dell'altezza della collina; N è la frequenza di *Brunt Väisälä*, calcolata per mezzo della relazione (1.13), utilizzando il gradiente verticale della temperatura potenziale virtuale nella bassa troposfera, tra i livelli standard a 700 hPa e 925 hPa

$$N = \sqrt{\frac{g}{\overline{\theta_v}} \left(\frac{\Delta\theta_v}{\Delta z}\right)}$$
(4.0)

 $\overline{\theta_v}$ è la media dei valori di temperatura potenziale virtuale, misurata tra 700 hPa e 925 hPa.

Va notato che l'approccio standard per l'utilizzo del numero di *Froude* è quello di analizzare un flusso atmosferico avente una stratificazione stabile. Gli eventi analizzati sono eventi estivi, con il potenziale di profonda convezione, quindi il flusso ha una stratificazione instabile o neutra. Pertanto, per la stima di *N*, possono essere applicate diverse tecniche (ad esempio *Reinecke e Durran*, 2008, e *M. Hagen et al.*, 2011).

Utilizzando due valori della velocità caratteristica del vento si hanno a disposizione due valori del parametro di *Froude:* $Fr_{850} e Fr_{925}$. La scelta di utilizzare due valori di velocità caratteristici del vento, ad altezze diverse, consente di avere maggiori informazioni sulle caratteristiche del flusso.

Nella tabella 4, presente in **Allegato 1**, si riportano i valori del numero di *Froude* per i 59 eventi, l'intensità del vento (m/s) a 925 hPa e 850 hPa la direzione del vento a 925 hPa e 700 hPa.

Associando il campo *data* della tabella 4 al campo *data* della tabella 1, è possibile estendere i valori calcolati a tutte le celle temporalesche presenti nell'intera area in studio e non solo per quelle che ricadono all'interno delle sottozone.

In questo modo si hanno a disposizione 59 eventi temporaleschi, sicuramente ordinari, di cui si conoscono i valori del numero di *Froude* e la direzione del flusso a 700 hPa e 925 hPa.

In relazione ai valori che assumono i due numeri di *Froude* (maggiori, minori, o prossimi all'unità), i 59 eventi temporaleschi sono stati suddivisi in cinque categorie.

$Fr_{850} > 1$	$Fr_{850} < 1$	$Fr_{850} > 1$	$Fr_{850} > 1$	$Fr_{850} < 1$
$Fr_{925} > 1$	$Fr_{925} < 1$	$Fr_{925} \cong 1$	$Fr_{925} < 1$	$Fr_{925} > 1$
9 eventi	34 eventi	2 eventi	9 eventi	5 eventi

I risultati sono rappresentati in tabella 5.

Tabella 5. Classificazione eventi temporaleschi in base al numero di Froude

Per poter ricavare delle informazioni sulla dinamica di innesco delle celle temporalesche, in funzione del valore che assume il numero di *Froude* nell'area oggetto di studio, è utile isolare per ciascun evento solo il primo innesco (*cella d'innesco*). In questo modo, si è sicuri che la dinamica di innesco di tale cella non sia influenzata dall'*outflow* di altre celle temporalesche, ma sono i fattori locali (*convergenze*) a giocare un ruolo fondamentale nell'innesco. Solitamente *la cella d'innesco* coincide con la prima in ordine temporale, ma può verificarsi che, in uno stesso evento, si sviluppino celle temporalesche ad istanti differenti, indipendenti tra di loro. Per poter isolare la prima (o le prime) celle di ogni evento sono state visualizzate tutte le mappe radar relative ai 59 eventi selezionati.

L'immagine successiva mostra la distribuzione delle *celle d'innesco* nell'area di studio in relazione ai valori del numero di *Froude*



Figura 44. Primi inneschi celle temporalesche

Analizzando tutti gli eventi per ogni categoria, è possibile individuare i principali meccanismi di innesco delle celle temporalesche, in relazione al numero di *Froude*.

Si propone un breve schema riassuntivo delle procedure applicate:



6. RISULTATI

Da un'analisi dettagliata degli eventi temporaleschi, è stata individuata, per ogni categoria, una dinamica tipica d'innesco delle celle temporalesche, in funzione dei valori del numero di *Froude*. Si riporta, per ogni classe, l'analisi di un evento tipico.

6.1 EVENTO CARATTERISTICO PER FR850 E FR925 < 1

Il primo evento temporalesco analizzato, che rientra nella categoria Fr_{850} e $Fr_{925} < 1$, è relativo al 15 settembre 2014.

data	sottozona	<i>U</i> ₉₂₅ [m/s]	<i>U</i> ₈₅₀ [m/s]	Ν	<i>Fr</i> ₈₅₀	<i>Fr</i> ₉₂₅	<i>Dir</i> ₉₂₅	<i>Dir</i> ₇₀₀
20140915	3	1,03	1,03	0,0108	0.19	0.19	SE	W

Tabella 6. Evento temporalesco del 15 settembre 2014

Nella Figura successiva si riporta la distribuzione delle *celle d'innesco* per gli eventi della categoria $Fr_{850} e Fr_{925} < 1$, mettendo in evidenza l'evento che è stato analizzato.



Figura 45. Primi inneschi: categoria Fr₈₅₀ e Fr₉₂₅ < 1

Lo schema adottato per l'analisi degli eventi è il seguente:

- analisi a scala sinottica, per avere informazioni sul flusso in libera atmosfera;
- analisi a scala locale, per avere informazioni sulle dinamiche di innesco.

Per l'analisi a scala sinottica si utilizza la mappa di *geopotenziale* a 500 *hPa* che corrisponde alla quota di 5500 m circa. La mappa fornisce la quota (espressa in decametri) delle superfici ad egual altezza di *geopotenziale* (*isoipse*, linee nere). Semplificando, è possibile dire che: alti valori di *geopotenziale* si trovano in corrispondenza di *promontori*, dove prevalgono moti di subsidenza e le condizioni atmosferiche sono stabili; bassi valori di *geopotenziale*, si trovano in corrispondenza di *saccatture* e le condizioni atmosferiche sono generalmente instabili. La mappa di *geopotenziale* a 500 *hPa*, permette di ricavare informazioni sul moto medio del flusso atmosferico che, a tale quota, è parallelo alle isoipse (vento *geostrofico*).

Le linee bianche rappresentano le isobare, linee che uniscono i punti ad egual valore di pressione, che permettono di individuare i centri di alta e bassa pressione a livello del suolo.

Come è possibile osservare in Figura 46, una saccatura atlantica, presente ad Ovest del Portogallo, convoglia un debole flusso umido da W-SW sul Piemonte. A livello del suolo non si osservano gradienti di pressione significativi e il campo di pressione è livellato. Ne consegue una ventilazione debole che favorisce il ristagno di umidità nei bassi strati.



Figura 46. Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 15/09/2014 ore 12 UTC, modello GFS

Quanto detto può trovare riscontro dal radiosondaggio di Milano Linate delle ore 12 UTC. Il radiosondaggio è un diagramma termodinamico che dà informazioni sul profilo verticale dell'atmosfera e sulle caratteristiche di stabilità.

Le variabili misurate sono la temperatura, l'umidità relativa, la pressione atmosferica, l'intensità e la direzione del vento. Nel diagramma in Figura 47, in ascissa è presente la temperatura (°C); in ordinata la pressione atmosferica (hPa) e la quota ad essa corrispondente (m). I vettori a destra indicano l'intensità e la direzione del vento di provenienza ad una determinata quota. Il radiosondaggio fornisce, inoltre, i principali indici di stabilità atmosferica (rif. cap. 2.6). La curva 1 è il profilo verticale di temperatura misurata dalla sonda e rappresenta la temperatura dell'ambiente. La curva 2 è il profilo verticale della temperatura di *dew point*. La sua misura è indiretta ed è ricavata medianti i valori di umidità relativa. Tanto più le due curve si avvicinano tra di loro, maggiore sarà il contenuto di vapore acqueo presente in atmosfera.

Il radiosondaggio dell'evento analizzato mostra elevati valori di umidità nei bassi strati e aria più secca oltre i 3000 m. Il vento è debole a tutte le quote, da SE in prossimità del suolo e ruota da W-SW all'aumentare della quota. Dal momento che da questo radiosondaggio non si riscontrano le condizioni atmosferiche favorevoli allo sviluppo convezione, sono i fattori locali, unitamente ad elevati valori di umidità nei bassi strati, ad aver condizionato lo sviluppo delle celle temporalesche nell'area oggetto di studio. Coerentemente con il radiosondaggio, i temporali che si sono verificati sono ordinari, visti i bassi valori dell'indice *CAPE* e il debole *wind shear*.



Figura 47. Radiosondaggio di Milano Linate del 15/09/2014 alle 12Z, ore 14 locali

Per comprendere i meccanismi che hanno favorito l'innesco della cella temporalesca, è stato analizzato il campo di vento prima dello sviluppo della cella e rappresentato in Figura 48.

Il vantaggio di analizzare il campo di vento prima dello sviluppo della cella temporalesca, permette di individuare le zone di convergenza orizzontale dei flussi. Una convergenza orizzontale favorisce lo sviluppo di moti verticali ascendenti (rif. cap 2.7).



Figura 48. Campo di vento prima dello sviluppo della cella

Come è possibile notare dalla mappa relativa al campo di vento, sono presenti due circolazioni distinte ad ovest e ad est della collina. Ad ovest è presente un flusso da N-NE che tende a disporsi parallelamente alla collina, ad est il flusso è perpendicolare alla collina. In relazione ai valori che assume il numero di *Froude*, il flusso non ha energia sufficiente per superare l'ostacolo orografico imposto dalla collina, e tende a raggirarlo. (rif. cap.3.3).

Con una modalità simile a quella suggerita dal modello *Wake Effect (Banta 1987),* si attiva in questo modo una convergenza orizzontale tra i due flussi, quello ad ovest e quello ad est della collina, che favorisce l'innesco della cella temporalesca (Figura 49).


Figura 49. Innesco della prima cella temporalesca

Nell'area in cui si è sviluppata la cella temporalesca, i venti di *outflow*, associati ai rovesci di pioggia, determinato una rotazione di 180° del campo di vento e altre celle si sviluppano vicine. Il flusso debole a 850 hPa non permette alle celle temporalesche di evolvere in cresta e rimangono confinate ad ovest della collina.



Figura 50. Evoluzione delle celle temporalesche

Si riporta, infine, il mosaico di riflettività della mappa radar negli istanti più significativi dell'evento temporalesco.



Figura 51. Mosaico di riflettività dell'evento del 15/09/2014

6.2 EVENTO CARATTERISTICO PER FR850 E FR925 > 1

Il secondo evento temporalesco analizzato, che rientra nella categoria Fr_{850} e $Fr_{925} > 1$, è relativo al 30 maggio 2016.

data	sottozona	<i>U</i> ₉₂₅ [m/s]	U_{850} [m/s]	Ν	<i>Fr</i> ₈₅₀	Fr ₉₂₅	Dir ₉₂₅	<i>Dir</i> ₇₀₀
20160530	5	6,17	7,20	0,01	1,44	1,24	W	W

Tabella 7. Evento temporalesco del 30 maggio 2016

Nella Figura successiva si riporta la distribuzione delle *celle d'innesco* per gli eventi della categoria Fr_{850} e $Fr_{925} > 1$, mettendo in evidenza l'evento che è stato analizzato.



Figura 52. Primi inneschi categoria $Fr_{850} e Fr_{925} > 1$

Dall'analisi del *geopotenziale* a 500 hPa (Figura 53), una saccatura in quota, in evoluzione a *cut-off* (circolazione chiusa) è presente sull'Europa centro occidentale. Il flusso in quota è disposto da W-SW, più intenso rispetto all'evento precedente. L'asse della saccatura in quota, disposto da NW a SE, favorisce la discesa di un flusso d'aria fredda dal nord-Atlantico, che sta già interessando l'Europa Occidentale, dove i valori del *geopotenziale* sono più bassi, ma anche il nord Italia. Già dall'analisi sinottica è chiaro che, rispetto al caso precedente, l'atmosfera è maggiormente instabile e favorevole allo sviluppo di attività convettiva.



Figura 53. Analisi del geopotenziale a 500 hPa, del 30/05/2016 alle ore 12 UTC, modello GFS

Il radiosondaggio di Milano Linate, delle ore 12 UTC del 30/05/2016, conferma il flusso da W-SW, riscontrato dall'analisi sinottica, che si intensifica in quota. La ventilazione in prossimità del suolo è debole da N. Il profilo termodinamico mostrato da radiosondaggio, denota un'atmosfera con caratteristiche potenzialmente instabili. I valori dell'indice *CAPE* > 200 J/kg indicano un potenziale di convezione; inoltre sono presenti elevati valori di umidità nei bassi strati e aria relativamente più secca in quota. Tuttavia, la presenza di uno strato di inversione in prossimità del suolo, è un fattore che inibisce lo sviluppo di attività cumuliforme, così come dimostra i valori negativi dell'indice *CIN*.

Lo sviluppo di attività convettiva necessita di un innesco e sono i fattori locali ad aver condizionato lo sviluppo delle celle temporalesche nell'area oggetto di studio.



Figura 54. Radiosondaggio di Milano Linate del 30/05/2016 alle 12Z, ore 14 locali.

Per comprendere i meccanismi che hanno favorito l'innesco della cella temporalesca, è stato analizzato il campo di vento prima dello sviluppo della cella e rappresentato in Figura 55.



aribile account of the second selection of second discussion if flyeres of

Come è possibile osservare dalla mappa relativa al campo di vento, il flusso ad ovest della collina proviene da N-NW ed è più intenso rispetto all'evento analizzato in precedenza.

In relazione ai valori che assume il numero di *Froude*, il flusso ha energia sufficiente per superare l'ostacolo orografico imposto dalla collina e tende a superarlo, convergendo sottovento con il flusso proveniente da E-SE, ad est della collina.

Con una modalità simile a quella suggerita dal modello *Leeside Convergence (Banta 1987),* si attiva, in questo modo, una convergenza orizzontale tra i due flussi, quello ad ovest e quello ad est della collina, che favorisce l'innesco della cella temporalesca sottovento.



Figura 56. Innesco della prima cella temporalesca

A seguito dell'innesco della prima cella temporalesca, si assiste ad un'intensificazione del vento e altre celle si sviluppano sottovento alla collina. Il temporale si intensifica, assumendo le tipiche caratteristiche di temporale multicellulare ordinario, coinvolgendo i settori di cresta, fino ad interessare l'altro versante. Successivamente il sistema, ancora attivo, trasla verso W, seguendo il flusso portante in quota. Coerentemente con il radiosondaggio, i temporali che si sono verificati sono più intensi ed organizzati, visti i valori dell'indice *CAPE* e il *wind shear* più intenso rispetto all'evento precedente.



Figura 57. Evoluzione delle celle temporalesche

Si riporta infine, in Figura 58, il mosaico di riflettività della mappa radar per gli istanti più significativi dell'evento temporalesco.



Figura 58. Mosaico di riflettività dell'evento del 30/05/2016

6.3 EVENTO CARATTERISTICO PER $FR_{850} > 1 \in FR_{925} \cong 1$

Il terzo evento temporalesco analizzato, che rientra nella categoria $Fr_{850} > 1 \text{ e } Fr_{925} \cong 1$, è relativo al 15 settembre 2016.

	- 925	[11.5] 0.85	50[11/5]	IV	FT ₈₅₀	FT ₉₂₅	Dtr_{925}	Dtr_{700}
20160915	2 5,	14	7,72 0	0,0101	1,53	1,02	SE	S

Tabella 8. Evento temporalesco del 15 settembre 2016

Nella Figura successiva, si riporta la distribuzione delle *celle d'innesco* per gli eventi della categoria $Fr_{850} > 1 \text{ e } Fr_{925} \cong 1$, mettendo in evidenza l'evento che è stato analizzato.



Figura 59. Primi inneschi categoria $Fr_{850} > l \ e \ Fr_{925} \cong 1$

Dall'analisi del *geopotenziale* a 500 hPa (Figura 60), una goccia fredda (*cut off*), è presente sul Golfo del Leone, ad ovest della Francia. Il minimo di bassa pressione in quota coincide con il minimo al suolo, indice del fatto che si tratti di una struttura depressionaria in fase di dissipazione. La curvatura ciclonica coinvolge anche l'Italia occidentale, con un flusso in quota da SSW, mentre un promontorio anticiclonico di matrice sub-tropicale è ancora presente sull'Italia centro-meridionale.



Figura 60. Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 15/09/2016 ore 12 UTC, modello GFS

Il radiosondaggio di Milano Linate, delle ore 12 UTC del 15/09/2016, conferma la presenza del flusso dai quadranti meridionali, riscontrato dall'analisi sinottica, che si intensifica salendo di quota. La circolazione in prossimità del suolo è debole da SE.

Dal profilo di temperatura si osserva la presenza di 3 strati di inversione termica, due nei bassi livelli troposferici (~ 500 m e ~ 1500 m), con un cambio della direzione del vento in corrispondenza dello strato di inversione più basso. La presenza di più strati di inversione sono indice del fatto che una struttura anticiclonica ha insistito per diversi giorni sull'Italia, favorendo il ristagno di umidità nei bassi strati. Aria più secca è presente invece in quota, dove la curva di stato e quella di *dew point* sono più distanti tra di loro. Il profilo termodinamico mostrato da radiosondaggio è poco favorevole allo sviluppo di temporali, in relazione anche ai valori molto bassi dell'indice *CAPE* e i valori negativi dell'indice *CIN*. Anche in questo caso, lo sviluppo di attività convettiva necessita di un innesco e sono i fattori locali ad aver condizionato lo sviluppo delle celle temporalesche nell'area oggetto di studio.



Figura 61. Radiosondaggio di Milano Linate del 15/09/2016 alle 12Z, ore 14 locali

Per comprendere i meccanismi che hanno favorito l'innesco della cella temporalesca, è stato analizzato il campo di vento al suolo prima dello sviluppo della cella e rappresentato in Figura 62.



Figura 62. Campo di vento prima dello sviluppo della cella

Il campo di vento al suolo tende a disporsi parallelamente alla collina, non interagendo con la stessa. L'anemometro posizionato nel comune di Caluso (TO), tuttavia, mostra una componente perpendicolare alla collina. In relazione ai valori che assume il numero di *Froude*, vicini all'unità, e alla zona in cui si è sviluppata la cella temporalesca (Figura 63), è possibile che sia proprio tale flusso che, interagendo con l'ostacolo, abbia favorito l'innesco della cella temporalesca per sollevamento orografico (*Orographic Lifting*).



Figura 63. Innesco della prima cella temporalesca

A seguito dell'innesco della prima cella temporalesca, non si assiste ad una sostanziale variazione del campo di vento e nuove celle temporalesche si sviluppano vicino alla cella d'innesco, con una dinamica simile. In questo caso, le celle temporalesche sono piuttosto stazionarie ed evolvono molto lentamente verso NE seguendo il flusso principale in quota da SW. Le celle temporalesche che invece si verificano più a sud, nel comune di Moncalieri, sono indipendenti da quelle precedenti, così come le dinamiche che ne hanno favorito lo sviluppo, riconducibili ad una convergenza tra flussi. Si tratta, tuttavia, di celle molto deboli e localizzate.



Figura 64. Evoluzione delle celle temporalesche

Si riporta infine il mosaico di riflettività della mappa radar per gli instanti più significativi dell'evento temporalesco.



Figura 65. Mosaico di riflettività dell'evento del 15/09/2016

6.4 EVENTO CARATTERISTICO PER FR850 > 1 E FR925 < 1

Il quarto evento temporalesco analizzato, che rientra nella categoria $Fr_{850} > 1 \text{ e } Fr_{925} < 1$, è relativo al 10 agosto 2016.

data	sottozona	<i>U</i> ₉₂₅ [m/s]	$U_{850}[{ m m/s}]$	Ν	<i>Fr</i> ₈₅₀	<i>Fr</i> ₉₂₅	Dir ₉₂₅	<i>Dir</i> ₇₀₀
20160810	5	3,60	8,23	0,0102	1,62	0,71	S	NW

Tabella 9. Evento temporalesco del 10 agosto 2016

Nella Figura successiva si riporta la distribuzione delle *celle d'innesco* per gli eventi della categoria $Fr_{850} > 1$ e $Fr_{925} < 1$, mettendo in evidenza l'evento che è stato analizzato.



Figura 66. Primi inneschi: categoria $Fr_{850} > 1 \ e \ Fr_{925} < 1$

Come è possibile osservare dall'analisi del *geopotenziale* a 500 hPa (Figura 67) una saccatura, presente sull'Europa centrale, è alimentata da un flusso d'aria fredda, di matrice artica-marittima, in discesa dalla penisola Scandinava. Ad essa si contrappone un promontorio anticiclonico sub-tropicale che interessa ancora in parte il bacino del Mediterraneo e l'Italia centro meridionale. Il nord Italia si trova, invece, nella fascia di transizione tra le due strutture bariche ed è interessando da un flusso più umido dai quadranti occidentali. A livello del suolo si segnala un minimo di bassa pressione sottovento, posizionato sul Golfo Ligure.



Figura 67. Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 10/08/2016 ore 12 UTC, modello GFS

Dal radiosondaggio di Milano Linate, delle ore 12 UTC del 10/08/2016, è possibile notare due circolazioni distinte del vento, separate da uno piccolo strato di inversione termica che è situato sul piano isobarico a circa 900 hPa: al di sopra di questo strato è presente aria più secca e il flusso si dispone da NNW, al di sotto prevale un flusso da S-SE.

Il profilo mostrato da radiosondaggio denota un'atmosfera potenzialmente instabile. Infatti, i valori dell'indice *CAPE* sono maggiori di 300 J/kg, ma i valori dell'indice *CIN* sono negativi. Anche in questo caso, lo sviluppo di attività convettiva necessita di un innesco e sono i fattori locali ad aver condizionato lo sviluppo delle celle temporalesche nell'area oggetto di studio.



Figura 68. Radiosondaggio di Milano Linate del 10/08/2016 alle 12Z, ore 14 locali

Per comprendere i meccanismi che hanno favorito l'innesco della cella temporalesca, è stato analizzato il campo di vento al suolo prima dello sviluppo della cella.



Figura 69. Campo di vento prima dello sviluppo della cella

Il campo di vento al suolo mostra delle similitudini con il primo evento analizzato, relativo al 15 settembre 2014, della categoria Fr_{850} e $Fr_{925} < 1$. Anche in questo caso sono presenti due circolazioni distinte, ad ovest e ad est della collina. Ad ovest, è presente un flusso da N-NE che tende a disporsi parallelamente alla collina; ad est, il flusso è perpendicolare alla collina. In relazione ai valori che assume il numero di *Froude*, il flusso non ha energia sufficiente per superare l'ostacolo orografico imposto dalla collina, e tende a raggirarlo.

Con una modalità simile a quella suggerita dal modello *Wake Effect (Banta 1987),* si attiva una convergenza orizzontale tra i due flussi, quello ad ovest e quello ad est della collina, che favorisce l'innesco della cella temporalesca.

La differenza principale, rispetto al primo evento è nell'evoluzione della cella temporalesca che, in questo caso, si intensifica per sollevamento orografico (*Orographic Lifting*).

Sono due gli effetti che intervengono nella dinamica d'innesco della cella temporalesca: *Wake Effect* + *Orographic Lifting.* Il primo effetto è uno split del flusso attorno alla collina ($Fr_{925} < 1$) e determina l'innesco della cella temporalesca per convergenza tra flussi (Figura 70). Il secondo effetto favorisce lo sviluppo e l'intensificazione della cella temporalesca (Figura 71). Dalla mappa di riflettività delle ore 15:40, dieci minuti prima della rilevazione della cella, è stato possibile osservare un nucleo precipitativo in formazione nella zona di Mirafiori (To), poco ad ovest della collina. Tuttavia, dati i bassi valori di riflettività, non è stato rilevato dal radar come "cella temporalesca". È solo a seguito della sua intensificazione che il radar ne registra la formazione.



Figura 70. Primo nucleo precipitativo in formazione per "Wake Effect"

L'intensificazione della cella è determinata dal sollevamento orografico imposto dalla collina. È il flusso più intenso a 850 hPa ($Fr_{850} > 1$), che ha favorito il rapido spostamento della cella in direzione della collina.



Figura 71. Sviluppo della cella temporalesca per "Orographic Lifting"

L'innesco della prima cella determina la formazione di altre celle temporalesche sottovento alla collina, sia ad ovest che ad est. A questo punto, però, è l'*outflow* delle celle temporalesche a risultare determinante nello sviluppo delle altre celle.



Figura 72. Evoluzione delle celle temporalesche

Si riporta, infine, il mosaico di riflettività della mappa radar per gli istanti più significativi dell'evento temporalesco.



Figura 73. Mosaico di riflettività dell'evento del 10/08/2016

6.5 EVENTO CARATTERISTICO PER FR850 < 1 E FR925 > 1

L'ultimo evento temporalesco analizzato, rientra nella categoria $Fr_{850} < 1 \text{ e} Fr_{925} > 1$, è relativo al 6 luglio 2012.

data	sottozona	$U_{925}[m/s]$	<i>U</i> ₈₅₀ [m/s]	Ν	<i>Fr</i> ₈₅₀	<i>Fr</i> ₉₂₅	Dir ₉₂₅	<i>Dir</i> ₇₀₀
20120706	2	6,69	2,57	0,0086	0,60	1,55	S	SW

Tabella 10. Evento temporalesco del 6 luglio 2012

Nella Figura successiva si riporta la distribuzione delle *celle d'innesco* per gli eventi della categoria $Fr_{850} < 1 \text{ e } Fr_{925} > 1$, mettendo in evidenza l'evento che è stato analizzato.



Figura 74. Primi inneschi categoria $Fr_{850} < 1 \ e \ Fr_{925} > 1$

Come è possibile osservare dall'analisi del *geopotenziale* a 500 hPa (Figura 75), una saccatura nord Atlantica si estende verso l'Europa Occidentale. Prevale una circolazione anticiclonica sul Mediterraneo centro-orientale. Anche in questo caso è il nord Italia la zona di transizione tra due masse d'aria con caratteristiche termodinamiche differenti, quella più fresca a nord e quella caldo-umida a sud, e il flusso in quota da SW assume una curvatura ciclonica.



Figura 75. Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 06/07/2012 ore 12 UTC, modello GFS

Dal radiosondaggio di Milano Linate, delle ore 12 UTC del 06/07/2012, è possibile osservare un flusso da SE nei bassi strati, tendente a ruotare da SW salendo di quota. A 850 hPa è presente uno strato di inversione e la ventilazione è debole.

Il profilo mostrato da radiosondaggio denota un'atmosfera potenzialmente instabile, visti i valori dell'indice *CAPE* maggiori di 700 J/kg, ma i moti verticali sono inibiti, come si riscontra dai valori negativi dell'indice *CIN*. Anche in questo caso, lo sviluppo di attività convettiva necessita di un innesco e sono i fattori locali ad aver condizionato lo sviluppo delle celle temporalesche nell'area oggetto di studio. È importante sottolineare, tuttavia, che lo strato di inversione, a differenza dei casi analizzati in precedenza, è presente oltre a 1500 m di quota. Non sarebbe sufficiente un sollevamento orografico imposto da una collina per arrivare al livello di libera convezione (LFC). Dal momento che, visto che dinamiche di innesco della cella temporalesca sembrerebbero influenzate anche da un effetto orografico, è probabile che il profilo termico sulla verticale di Torino non presentasse uno strato di inversione a quella quota.



Figura 76. Radiosondaggio di Milano Linate del 06/07/2012 alle 12Z, ore 14 locali

Per comprendere i meccanismi che hanno favorito l'innesco della cella temporalesca, è stato analizzato il campo di vento al suolo prima dello sviluppo della cella.



Figura 77. Campo di vento prima dello sviluppo della cella

Anche in questo, sono presenti due circolazioni distinte, ad ovest e ad est della collina. Ad ovest, è presente un flusso da N-NE che tende a disporsi parallelamente alla collina; ad est, il flusso è perpendicolare alla collina.

In relazione ai valori che assume il numero il flusso ha energia sufficiente per superare l'ostacolo orografico imposto dalla collina ($Fr_{925} > 1$). L'area di innesco della cella, ad ovest della collina, suggerisce che sia il flusso da SE a superare l'ostacolo orografico.

Con una modalità simile a quella suggerita dal modello *Leeside Convergence (Banta 1987),* si attiva in questo modo una convergenza orizzontale tra i due flussi che favorisce l'innesco della cella temporalesca (Figura 78).

Anche in quest'ultimo caso, la cella temporalesca si intensifica per sollevamento orografico.

Sono due gli effetti che intervengono nella dinamica d'innesco della cella temporalesca: Leeside Convergence + Orographic Lifting. Il primo effetto è il superamento della collina da parte del flusso ($Fr_{925} > 1$) e determina una zona di convergenza sottovento alla collina, dove si innesca la cella temporalesca. Il secondo effetto favorisce l'intensificazione della cella stessa a causa del sollevamento orografico imposto dalla collina. Il flusso debole a 850 hPa ha determinato una certa stazionarietà della cella temporalesca in cresta ($Fr_{850} < 1$).



Figura 78. Sviluppo della cella temporalesca

L'innesco della prima cella favorisce la formazione di altre celle temporalesche, sia in cresta sottovento alla collina. La dinamica di formazione delle nuove celle è influenzata dall'interazione tra le celle stesse.



Figura 79. Evoluzione delle celle temporalesche

Si riportano infine il mosaico di riflettività delle mappe radar per gli instanti più significativi dell'evento temporalesco.





Figura 80. Mosaico di riflettività dell'evento del 06/07/2012

7. CONCLUSIONI E CONSIDERAZIONI

Dall'analisi dei risultati è evidente che la collina di Torino sia un fattore a mesoscala che influenza l'innesco delle celle temporalesche nell'area oggetto di studio. L'interazione dei venti locali con l'orografia gioca un ruolo fondamentale sulle modalità che portano alla formazione delle celle temporalesche. Comprendere le modalità di interazione tra i flussi atmosferici e l'orografia in una realtà complessa come quella di un ambiente naturale, in cui topografia e caratteristiche di rugosità della superficie variano profondamente, è un problema difficile da affrontare. Le considerazioni sul numero di *Froude* permettono di semplificare il problema. L'analisi dei 59 eventi temporaleschi ordinari ha permesso di individuare alcune modalità ricorrenti di sviluppo delle celle temporalesche, in relazione ai valori del numero di *Froude*.

Quando il numero di *Froude* è inferiore ad uno con i valori misurati ad entrambi i livelli di pressione, le celle temporalesche si sviluppano intorno alla collina di Torino per convergenza tra flussi. In particolare, quando la direzione del vento a 925 hPa proviene da E-SE (RS Milano Linate ore 12 UTC), si attivano due circolazioni distinte nell'area in studio. Ad ovest della collina è presente un flusso da N-NE che tende a disporsi parallelamente alla stessa, ad est il flusso è da E-SE, perpendicolare alla collina. Quest'ultimo, in relazione ai valori che assume il numero di *Froude*, non ha energia sufficiente per superare l'ostacolo orografico e tende a raggirarlo. I due flussi convergono generalmente in un'area che è compresa tra Torino nord e Moncalieri (TO). Quando il flusso a 700 hPa proviene da W o da NW, si attivano deboli brezze in uscita dagli sbocchi vallivi e l'area di convergenza è a nord della città di Torino. Quando il flusso a 700 hPa è da SW, la zona di convergenza si sposta più a sud, tra Mirafiori (TO) e Moncalieri (TO). L'evoluzione del temporale non lo porta ad interessare la cresta. Si tratta tipicamente di fenomeni temporaleschi moderati a lenta evoluzione.

Quando il numero di *Froude* è maggiore di uno con i valori misurati ad entrambi i livelli di pressione, le celle temporalesche si innescano sottovento alla collina. Nella maggior parte dei casi si è osservato un flusso più intenso da SW a 700 hPa e da E a 925 hPa. I venti misurati al suolo ad ovest e ad est della collina, da N-NW e da E-SE rispettivamente, sono perpendicolari alla stessa. In relazione ai valori che assume il numero di *Froude*, entrambi i flussi hanno un'energia sufficiente per superare l'ostacolo orografico. In particolare, quando il flusso da N-NW è più intenso rispetto a quello proveniente da E-SE, il flusso ad

ovest della collina può superare l'ostacolo, favorendo una convergenza sottovento ad est o a sud della collina.

Viceversa, quando il flusso da E-SE è più intenso rispetto a quello proveniente da N-NW, il flusso ad est della collina può superare l'ostacolo, favorendo una convergenza sottovento ad ovest della collina. I temporali evolvono seguendo il flusso principale in quota e possono interessare la cresta della collina. Si tratta tipicamente di fenomeni più veloci, ma più intensi.

Quando il numero di *Froude* è vicino all'unità con i valori misurati al il livello di pressione di 925 hPa, le celle temporalesche si attivano principalmente in cresta per sollevamento orografico. I temporali sono piuttosto stazionari, ma di intensità moderata. Tuttavia, il numero limitato di osservazioni di celle temporalesche con queste caratteristiche non permette di generalizzare sulla tipologia di flussi presenti a 700 hPa e 925 hPa. Durante i due eventi osservati, le celle si sono sviluppate seguendo il profilo della collina, da SW a NE. Si tratta di celle temporalesche moderate, ma stazionarie e a lenta evoluzione.

Negli eventi in cui il numero di *Froude* è inferiore ad uno con i valori misurati al livello di pressione di 925 hPa, ma superiore ad uno con i valori misurati al livello di pressione di 850 hPa, il temporale nasce a ridosso della collina, secondo le modalità esposte per numeri di *Froude* inferiori ad uno, ma si intensifica per sollevamento orografico, coinvolgendo i settori collinari. Tipicamente, si tratta di fenomeni temporaleschi moderati che si spostano seguendo il flusso principale in quota. Non è evidente una direzione prevalente del flusso a 700 hPa, mentre il flusso a 925 hPa è da E o SE.

Negli eventi in cui il numero di *Froude* è superiore ad uno con i valori misurati a 925 hPa, ma minore di uno con i valori misurati a 850 hPa, il temporale nasce a ridosso della collina, secondo le modalità esposte per numeri di *Froude* superiori ad uno, ma si intensifica per sollevamento orografico. Anche in questo caso si tratta di fenomeni moderati, ma generalmente stazionari. È interessante notare come tutti gli eventi analizzati in questa categoria presentano un flusso a 700 hPa proveniente da SW. Anche in questo caso il flusso a 925 hPa è da E o SE.

In conclusione, l'analisi del territorio e l'impatto che esso ha sulle modalità con le quali le celle temporalesche si sviluppano portano alla conoscenza di alcune dinamiche ricorrenti, con le quali i fenomeni temporaleschi ordinari si ripropongono.

Analizzando un maggior numero di eventi temporaleschi, è possibile individuare una serie di scenari possibili sulle dinamiche di formazione e sull'evoluzione delle celle temporalesche, attribuendo agli stessi una probabilità di realizzazione.

Per analizzare un numero maggiore di eventi temporaleschi occorrerebbe estendere l'intervallo temporale di selezione degli eventi stessi oppure considerare più intervalli temporali. Inoltre, la scelta di un criterio oggettivo di selezione dei soli eventi temporaleschi ordinari, permetterebbe di includere un maggior numero di celle all'interno di tutta l'area in studio e non limitatamente ad alcune sottozone.

Sono evidenti, inoltre, le difficoltà riscontrate nel calcolo del numero di *Froude*, a causa della mancanza di un Radiosondaggio sulla verticale di Torino. A tal proposito, potrebbe essere utile un confronto con i valori misurati dal radiosondaggio di Cuneo Levaldigi. Anche la scelta dei valori da utilizzare per il calcolo del numero di *Froude* necessita di ulteriori approfondimenti, ad esempio, considerando i valori del flusso a 950 hPa. Infine, un potenziamento della rete di stazioni meteorologiche sarebbe sicuramente di supporto per avere maggiori informazioni sulle misure del campo di vento al suolo. Tuttavia, nonostante alcune evidenti limitazioni, i risultati ottenuti evidenziano un legame tra il numero di *Froude* e l'innesco delle celle temporalesche.

Con questo lavoro di tesi si è cercato di fornire un piccolo contributo sulla comprensione di come i fenomeni temporaleschi possano verificarsi nell'area metropolitana di Torino. Trattandosi di fenomeni spesso intensi e a rapida evoluzione (circa un'ora), caratterizzati da piccole scale spaziali (circa 10 km), uno studio settorializzato di questo tipo può essere di supporto, in termini previsionali, per migliorare la predicibilità di questi fenomeni. In fase di *nowcasting* aumenta la probabilità di individuare l'area di possibile sviluppo e l'evoluzione di una cella temporalesca partendo dai dati osservati.

ALLEGATO 1

Nella seguente tabella si riportano i valori del numero di Froude per i 59 eventi, l'intensità
del vento (m/s) a 925 hPa e 850 hPa la direzione del vento a 925 hPa e 700 hPa.

data	sottozona	<i>U</i> ₉₂₅ [m/s]	$U_{850}[{ m m/s}]$	Ν	<i>Fr</i> ₈₅₀	<i>Fr</i> ₉₂₅	Dir ₉₂₅	<i>Dir</i> ₇₀₀
20100814	3	1,54	3,60	0,0115	0,63	0,27	W	NW
20110429	2	5,14	6,69	0,0095	1,41	1,08	Е	SE
20110708	3	0,51	3,60	0,0098	0,73	0,10	Ν	SSW
20110814	2	1,54	2,06	0,0099	0,42	0,31	NW	W
20110917	4	2,06	2,06	0,0105	0,39	0,39	W	W
20120618	5	0,51	0,51	0,0093	0,11	0,11	W	SW
20120702	4	3,60	7,72	0,0083	1,85	0,86	SE	SE
20120706	2	6,69	2,57	0,0086	0,60	1,55	S	SW
20120721	2	2,57	1,03	0,008	0,26	0,64	SW	W
20120805	3	1,54	3,09	0,0102	0,60	0,30	NW	SSW
20130503	2	3,09	3,60	0,0098	0,74	0,63	S	SW
20130520	5	5,14	8,23	0,0072	2,28	1,42	S	SW
20130529	3	3,09	7,20	0,0104	1,39	0,60	SW	SW
20130607	3	2,57	3,60	0,0092	0,78	0,56	SW	NW
20130713	2	0,51	2,57	0,0092	0,56	0,11	Ν	NW
20140503	3	2,57	3,60	0,009	0,80	0,57	SSE	NE
20140604	3	1,03	5,14	0,0104	0,99	0,20	SE	W
20140605	2	3,09	1,54	0,0106	0,29	0,58	W	W
20140625	5	6,17	7,72	0,0117	1,32	1,06	SE	NW
20140627	3	2,06	1,54	0,0099	0,31	0,42	W	SE
20140701	2	5,66	3,60	0,0089	0,81	1,27	Е	SW
20140707	3	2,57	1,54	0,0084	0,37	0,61	SW	SW
20140802	5	3,09	4,63	0,0111	0,83	0,56	Е	SW
20140804	3	2,06	1,54	0,0101	0,31	0,41	W	W
20140810	3	2,06	4,63	0,0112	0,83	0,37	NNE	SW
20140909	2	1,54	3,09	0,0101	0,61	0,31	S	W
20140915	3	1,03	1,03	0,0108	0,19	0,19	SE	W
20150609	3	0,51	5,14	0,0084	1,23	0,12	Ν	Е
20150611	5	3,09	4,63	0,0107	0,86	0,58	SE	W
20160404	2	1,03	6,69	0,0117	1,14	0,18	Е	SW
20160408	3	4,12	9,77	0,0095	2,05	0,86	SE	S
20160430	2	7,20	4,12	0,0073	1,12	1,96	Е	S
20160514	3	2,06	6,69	0,0099	1,35	0,41	NW	SW
20160518	5	0,51	3,60	0,0084	0,86	0,12	SW	WSW
20160530	5	6,17	7,20	0,01	1,44	1,24	W	W
20160608	4	2,57	2,57	0,0086	0,60	0,60	WSW	SW
20160609	5	1,54	3,09	0,0107	0,58	0,29	S	NW
20160616	2	9,77	8,75	0,0104	1,68	1,88	Е	SW
20160619	2	5,14	5,14	0,0082	1,25	1,25	Е	NE
20160620	3	3,60	0,51	0,0095	0,11	0,76	S	ENE

20160713	5	0,51	3,60	0,0134	0,54	0,08	SW	SSW
20160723	5	5,66	2,06	0,0088	0,47	1,28	Е	SW
20160726	2	2,57	1,54	0,0088	0,35	0,58	S	NW
20160727	4	4,12	2,06	0,0089	0,46	0,89	NE	WSW
20160810	5	3,60	8,23	0,0102	1,62	0,71	S	NW
20160817	3	3,60	4,12	0,0097	0,85	0,75	SSW	NW
20160915	2	5,14	7,72	0,0101	1,53	1,02	Е	S
20170415	5	1,54	4,12	0,0093	0,89	0,33	SW	W
20170506	2	8,23	7,72	0,0134	1,15	1,23	Е	S
20170601	4	3,09	2,57	0,0095	0,54	0,65	SW	SW
20170604	3	1,03	3,60	0,0106	0,68	0,19	W	W
20170605	5	9,26	8,23	0,0096	1,71	1,92	SE	SW
20170621	4	3,09	2,57	0,0099	0,52	0,63	SW	W
20170808	3	9,77	5,14	0,0122	0,84	1,60	Е	SW
20170809	5	3,60	6,17	0,0078	1,59	0,93	S	SSW
20170909	3	2,06	0,51	0,0116	0,09	0,35	Е	SW
20170917	5	3,09	5,14	0,0096	1,08	0,65	W	W
20100511	2	6,17	4,63	0,011	0,84	1,12	SE	SW
20100917	2	5,14	7,20	0,0114	1,26	0,90	SW	WSW

Tabella 4. Numeri di Froude

LISTA DEI SIMBOLI

Simbolo	Significato
р	Pressione dell'aria secca
ρ	Densità dell'aria secca
R_d	Costante dei gas per l'aria secca
Т	Temperatura dell'aria
M_d	Peso molecolare dell'aria secca
c _p	Calore specifico a pressione costante
g	Accelerazione di gravità
γ_d	Gradiente termico verticale per l'aria secca
θ	Temperatura potenziale
γ	Gradiente termico verticale
Ν	Frequenza di Brunt Vaisala
τ	Periodo di oscillazione
$ ho_{w}$	Densità dell'aria umida
$R_{\rm w}$	Costante dei gas per l'aria umida
\mathbf{p}_{w}	Pressione dell'aria umida
$M_{\rm w}$	Peso molecolare dell'aria umida
q	Umidità specifica
T _v	Temperatura virtuale
$\theta_{\rm v}$	Temperatura potenziale virtuale
Le	Calore latente
RH	Umidità relativa
e	Pressione di vapore dell'aria umida
ew	Pressione di vapore dell'aria satura
$\gamma_{ m w}$	Gradiente termico verticale per l'aria umida
CAPE	Convective Available Potential Energy
CIN	Convective Inhibition
T _{env}	Temperatura dell'ambiente
T _{parcel}	Temperatura particella
LFC	Level of free Convection
EL	Equilibrium Level
Z _{LCL}	Quota corrispondente al LCL
e	Energia interna
J	Rateo di raffreddamento/riscaldamento
$\nabla \circ V$	Termine di Divergenza del vento
ω	Velocità verticale in coordinate di pressione
MSC	Mesoscale Convective System
MCC	Mesoscale Convective Complex
BNR	Bulk Richardson Number
E _K	Energia Cinetica
Ep	Energia Potenziale
Fr	Numero di Froude
h _m	Altezza media della collina di Torino
U	Velocità del vento perpendicolare alla collina
f	Parametro di Coriolis

\mathbf{P}_{r}	Potenza del segnare ricevuto
Pt	Potenzia del segnale trasmesso
A _e	Area efficace dell'antenna
σ	Sezione di back scattering
λ	Lunghezza d'onda
c	Velocità della luce
θ_b	Risoluzione angolare
D	Diametro
k	Costante dielettrica
Z	Riflettività radar
R	Rainfall Rate
Fr ₈₅₀	Numero di Froude considerando i valori di velocità del vento sul piano isobarico a 850 hPa
Fr ₉₂₅	Numero di Froude considerando i valori di velocità del vento sul piano isobarico a 925 hPa
U ₉₂₅	Velocità del vento perpendicolare alla collina misurata sul piano isobarico a 925 hPa
U ₈₅₀	Velocità del vento perpendicolare alla collina misurata sul piano isobarico a 850 hPa
RS	Radiosondaggio
Dir ₉₂₅	Direzione del vento misurata sul piano isobarico a 925 hPa
Dir ₇₀₀	Direzione del vento misurata sul piano isobarico a 700 hPa

ELENCO DELLE FIGURE

	Descrizione	Pag
Figura 1	Relazione tra la temperatura e la pressione di vapore saturo	15
Figura 2	Variazione di temperatura per una particella di aria umida durante il sollevamento	16
Figura 3	Rappresentazione schematica delle possibili condizioni di stabilità atmosferiche	17
Figura 4	Instabilità condizionale	19
Figura 5	Schema ideale di sviluppo di un pennacchio	21
Figura 6	Nubi convettive in sviluppo	23
Figura 7	Esempio di singola cella temporalesca	26
Figura 8	Esempio di multicella temporalesca	26
Figura 9	Esempio di Supercella temporalesca	27
Figura 10	Ciclo di vita di un temporale ordinario	29
Figura 11	Leeside Convergence	30
Figura 12	Wake Effetc	31
Figura 13	Orographic Lifting	31
Figura 14	Channelling	31
Figura 15	Analogia dell'interazione flussi-orografia con un modello semplificato	33
Figura 16	Modello bidimensionale di blocco del flusso	34
Figura 17	Modello tridimensionale di blocco del flusso	34
Figura 18	Modello tridimensionale di blocco del flusso: sezione trasversale	35
Figura 19	Modello tridimensionale di blocco del flusso nel caso di un rilievo isolato	35
Figura 20	Radar Meteorologico del Monte Settepani (SV)	36
Figura 21	Diagramma di antenna	38
Figura 22	Radar Bric della Croce (To). PPI di riflettività a 2.0°	41
Figura 23	Scansione radar in banda X, RHI elevazione 3° -174°	42
Figura 24	Radar Bric della Croce, CAPPI a 5000 m	42
Figura 25	Misura Doppler: vento uniforme orizzontale	43
Figura 26	Misura doppler: divergenza dei venti	44
Figura 27	Misura doppler: rotazione dei venti	44
Figura 28	Relazione empirica tra R e Z	45
Figura 29	Esempio di precipitazioni stratiformi	46
Figura 30	Mappa di riflettività radar nel caso di precipitazioni convettive	46
Figura 31	Sorgenti tipiche di errore	49
Figura 32	Ciclo di vita di un temporale ed eco radar	50
Figura 33	Contesto territoriale	51
Figura 34	Area oggetto di studio	51
Figura 35	Vista da NW della collina di Torino	52
Figura 36	Esempio: cella temporalesca del 18/06/2012 e relativa ellisse	53
Figura 37	Campo di vento misurato ore 16:40	55
Figura 38	Mosaico di riflettività radar ore 17:10	55
Figura 39	Mappa di concentrazione delle celle temporalesche	56
Figura 40	Mappa di concentrazione filtrata delle celle temporalesche	57

Figura 41	Celle temporalesche totali per sottozone	58
Figura 42	Celle temporalesche del 05/06/2017	59
Figura 43	Pioggia cumulata in 12 ore	60
Figura 44	Primi inneschi celle temporalesche	52
Figura 45	Primi inneschi: categoria Fr850 e Fr925 < 1	64
Figura 46	Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 15/09/2014 ore 12 UTC, modello GFS	65
Figura 47	Radiosondaggio di Milano Linate del 15/09/2014 alle 12Z, ore 14 locali	67
Figura 48	Campo di vento prima dello sviluppo della cella	68
Figura 49	Innesco della prima cella temporalesca	69
Figura 50	Evoluzione delle celle temporalesche	69
Figura 51	Mosaico di riflettività dell'evento del 15/09/2014	70
Figura 52	Primi inneschi: categoria Fr850 e Fr925 > 1	71
Figura 53	Analisi del geopotenziale a 500 hPa, del 30/05/2016 alle ore 12 UTC, modello GFS	72
Figura 54	Radiosondaggio di Milano Linate del 30/05/2016 alle 12Z, ore 14 locali	73
Figura 55	Campo di vento prima dello sviluppo della cella	73
Figura 56	Innesco della prima cella temporalesca	74
Figura 57	Evoluzione delle celle temporalesche	75
Figura 58	Mosaico di riflettività dell'evento del 30/05/2016	76
Figura 59	Primi inneschi categoria $Fr850 > 1 e Fr925 \cong 1$	77
Figura 60	Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 15/09/2016 ore 12 UTC, modello GFS	78
Figura 61	Radiosondaggio di Milano Linate del 15/09/2016 alle 12Z, ore 14 locali	79
Figura 62	Campo di vento prima dello sviluppo della cella	79
Figura 63	Innesco della prima cella temporalesca	80
Figura 64	Evoluzione delle celle temporalesche	81
Figura 65	Mosaico di riflettività dell'evento del 15/09/2016	82
Figura 66	Primi inneschi: categoria Fr850 > 1 e Fr925 < 1	83
Figura 67	Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 10/08/2016 ore 12 UTC, modello GFS	84
Figura 68	Radiosondaggio di Milano Linate del 10/08/2016 alle 12Z, ore 14 locali	85
Figura 69	Campo di vento prima dello sviluppo della cella	85
Figura 70	Primo nucleo precipitativo in formazione per "Wake Effect"	87
Figura 71	Sviluppo della cella temporalesca per "Orographic Lifting"	87
Figura 72	Evoluzione delle celle temporalesche	88
Figura 73	Mosaico di riflettività dell'evento del 10/08/2016	89
Figura 74	Primi inneschi: categoria $Fr850 < 1 e Fr925 > 1$	90
Figura 75	Analisi del geopotenziale a 500 hPa del 06/07/2012 ore 12 UTC, modello GFS	91
Figura 76	Radiosondaggio di Milano Linate del 10/07/2012 alle 12Z, ore 14 locali	92
Figura 77	Campo di vento prima dello sviluppo della cella	92
Figura 78	Sviluppo della cella temporalesca	93
Figura 79	Evoluzione delle celle temporalesche	94
Figura 80	Mosaico di riflettività dell'evento del 06/07/2012	95
ELENCO DELLE TABELLE

	Descrizione	Pag
tabella 1	Temperatura potenziale e stabilità	9
tabella 2	Temperatura pseudopotenziale e stabilità	18
tabella 3	Parametri e attributi della cella temporalesca	53
tabella 4	Numeri di Froude – Allegato 1	99
tabella 5	Classificazione eventi temporaleschi in base al numero di Froude	62
tabella 6	Evento temporalesco del 15 settembre 2014	64
tabella 7	Evento temporalesco del 30 maggio 2016	71
tabella 8	Evento temporalesco del 15 settembre 2016	77
tabella 9	Evento temporalesco del 10 agosto 2016	83
tabella 10	Evento temporalesco del 15 settembre 2016	90

BIBLIOGRAFIA

S. Abelli, L. Bertolani, L. Danieli, G. Dipierro, F. Galbiati, A. Giuliacci, M. Giuliacci
D. Izzo, A. Perotto, D.Toscani, R. Salerno, Manuale di Meteorologia, Centro Epson Meteo,
edizione 2016, Alpha Test.

[2] A. Giuffrida, G. Sansosti, Manuale di Meteorologia, Collana Saggi di Astronomia &DINTORNI, GREMESE.

[3] F. Travaglioni, Appunti di Stabilità verticale, sito internet: Sito Internet: http://www.scienze.uniroma2.it/wp-content/uploads/2009/03/FDA-07-Stabilit%C3%A0-verticale.pdf

[4] F.Travaglioni, AppuntidiStabilitàverticale, sito internet: Sito Internet: http://www.scienze.uniroma2.it/wp-content/uploads/2009/03/FDA-04-Termodinamica-dellatmosfera-1.pdf.

[5] Sito internet: http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/02 termodinamica1.pdf.

[6] Sito internet: http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/04-termodinamica3.pdf.

[7] D. Zardi, Richiami di meteorologia di base, Università degli studi di Trento, Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio.

[8] A. Longhetto, Dispense di Fisica dell'Atmosfera, Università degli studi di Torino, Corso di Laurea Magistrale in Fisica.

[9] Robert, M. Banta and Crystal Barker Schaaf, Thundersorm Genesis Zones in the Colorado Rocky Mountains Traceback of Geosynchrounous Satellite Images, February 1987

[10] M. Hagen, J. van Baelen, E. Richard, Influence of the wind profile on the initiation of convective in mountain terrain, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2011

[11] R. Hauze Orographic effects on precipitating clouds, 6 Gennaio 2012

[12] The Comet Program, slide didattiche disponibili sul Sito internet: https://www.meted.ucar.edu/my_meted/index.php

[13] Sito Internet: http://www.fenomenitemporaleschi.it

[14] C. Cassardo, R. Cremonini, Slide del Corso di Meteorologia, Corso di Laurea Magistrale in Fisica dell'ambiente, Unito.

- [15] P. Boccardo et al., dispense di Telerilevamento, Politecnico di Torino.
- [16] Sito internet: https://www.arpa.piemonte.gov.it
- [17] Sito internet: https://www.wikipedia.org/

[18] P. Reinecke, R. Durran Estimating Topographic Blocking Using a Froude Number When the Static Stability Is Nonuniform, Marzo 2008

- [19] R. Holton Dynamic Meteorology, Academic Press, Fifth Edition
- [20] Sito internet: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html
- [21] Sito internet: http://www1.wetter3.de/

RINGRAZIAMENTI

Un doveroso ringraziamento è rivolto a coloro che mi hanno permesso di svolgere questo lavoro di tesi. Ringrazio il Prof. Alessandro Pezzoli per avermi accettato come tesista, per la fiducia riposta nei miei confronti e per la sua immensa diponibilità. Ringrazio il Prof. Roberto Cremonini per avermi consentito di svolgere il tirocinio presso il Dipartimento Sistemi Previsionali di Arpa Piemonte, per tutti i suoi preziosi insegnamenti (prima da docente e poi come tutor) e per avermi seguito e guidato passo dopo passo in questo lavoro di tesi. Ringrazio tutti i collaboratori di Arpa Piemonte che ho avuto modo di conoscere, in particolare il Dott. Renzo Bechini per i suoi consigli e l'importante supporto tecnico, Riccardo, Valentina e Silvia persone sempre disponibili e gentili.

Ringrazio di cuore tutte le persone che mi sono state vicine in questi anni e che hanno creduto in me. Ringrazio la mia famiglia per avermi sempre supportato nei momenti di difficoltà. Ringrazio mia mamma e mio papà per tutte le volte che mi hanno sorretto e sostenuto, per le loro parole e i loro consigli, per i valori che mi hanno trasmesso. Ringrazio mia nonna per aver sempre creduto in me, a volte più di quanto non riuscissi a fare io. Ringrazio i miei zii per essere stati sempre presenti e per essere sempre stati un punto di riferimento importante. Ringrazio Maura e Claudio per essermi stati sempre vicini in questi anni, per i saggi consigli e l'affetto che mi hanno sempre dimostrato. Un ringraziamento speciale è rivolto a ad una persona speciale, sempre presente, compagna di mille avventure, compagna di vita. Grazie, Alessia, per aver reso tutto più semplice e tutto più bello.

Infine, ringrazio tutti i miei compagni universitari per l'esperienza condivisa insieme. In particolare, ringrazio Federico per i suoi aiuti e suoi preziosi consigli.