

Alma Mater Studiorum · Università di Bologna

Scuola di Scienze

Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Caratterizzazione multisensore di eventi grandinigeni e di tipo flash flood nel bacino del Mediterraneo attraverso un indice di severità basato sulla combinazione ottimale di misure satellitari, radar e fulminazioni**

Laureando:

Michele Tonnini

Relatore:

Prof. Federico Porcù

Correlatori:

Dott. Sante Laviola

Dott. Giulio Monte

Dott.ssa Anna Fornasiero

**Sessione II**

**Anno Accademico 2022/2023**



## Sommario

### Capitolo 1..... 1

### Introduzione..... 1

1.1 Obiettivi della tesi.....	1
1.2 Il processo di formazione della grandine.....	2
1.2.1 Nucleazione delle goccioline in una nube calda.....	2
1.2.2 Nucleazione dei cristalli di ghiaccio in una nube mista.....	8
1.3 I temporali e la loro formazione.....	19
1.4 Osservazione della grandine da satellite.....	25
1.5 Osservazione della grandine da radar.....	28

### Capitolo 2..... 35

### Metodi e algoritmi impiegati..... 35

2.1 Il metodo MASHA e l'algoritmo MWCC-H.....	35
2.2 Il dataset: GPM e MSG.....	37
2.2.1 Hail probability.....	42
2.2.2 Overshooting index.....	43
2.3 Dati di fulminazione e dati radar.....	46
2.3.1 Dati di fulminazione.....	46
2.3.2 Dati radar: POH e VIL density.....	47
2.3.3 Le coincidenze.....	48
2.4 Il processo di rimappatura.....	49
2.5 Applicazione della tecnica MASHA: l'Hail Severity Index.....	50

### Capitolo 3..... 54

### Analisi dei casi studio..... 54

3.1 Evento di flash flood del 27 Luglio 2022 nella Val Camonica.....	54
3.1.1 Grafici a dispersione.....	58

3.1.2 Grafici puntuali.....	60
3.1.3 Velocità verticale e wind shear.....	62
3.2 Evento di flash flood del 28 Agosto 2020 nella Val di Vallaro.....	66
3.2.1 Hail Severity Index.....	69
3.2.2 Grafici a dispersione.....	71
3.2.3 Grafici puntuali.....	72
3.2.4 Velocità verticale e wind shear.....	74
3.3 Evento di flash flood del 29 Ottobre 2018 nella Val di Sole.....	78
3.3.1 Hail Severity Index.....	81
3.3.2 Grafici a dispersione.....	83
3.3.3 Grafici puntuali.....	85
3.3.4 Velocità verticale e wind shear.....	87
3.4 Evento grandinigeno del 26 Luglio 2021: Fidenza (PR).....	91
3.4.1 Hail Severity Index.....	95
3.4.2 Grafici a dispersione.....	97
3.4.3 Grafici puntuali.....	98
3.4.4 Velocità verticale e wind shear.....	100
3.5 Evento grandinigeno del 5 Settembre 2015: Napoli.....	103
3.5.1 Hail Severity Index.....	107
3.5.2 Grafici a dispersione.....	109
3.5.3 Grafici puntuali.....	110
3.5.4 Distribuzioni temporali dei massimi di hail probability e di fulminazione.....	113
3.5.5 Velocità verticale e wind shear.....	115
3.6 Evento grandinigeno del 18 Agosto 2022: Riccione (RN).....	118
3.6.1 MASHA e HSI.....	119
3.6.2 Grafici a dispersione.....	121
3.6.3 Grafici puntuali.....	122
3.6.4 Velocità verticale e wind shear.....	124

**Capitolo 4..... 129**

**Conclusioni..... 129**

**Bibliografia..... 134**

## Abstract

Negli ultimi anni è andato progressivamente sviluppandosi un interesse sempre maggiore per lo studio e il monitoraggio dei fenomeni meteorologici estremi. In particolare, si riscontrano sempre più osservazioni relative a manifestazioni temporalesche anche intense, spesso accompagnate da abbondante attività elettrica, forti raffiche di vento e anche grandine di media-grossa taglia. Questi fenomeni si verificano con maggior frequenza durante la stagione estiva, essendoci a disposizione maggior energia e quindi maggiori contrasti termici. In questo lavoro di tesi verrà implementata una tecnica di lavoro denominata "Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection" (MASHA), una tecnica che ha come scopo quello di produrre mappe di probabilità di grandine usando come input i dati da satellite, in particolare quelli della costellazione Global Precipitation Measurement (GPM) mission e del Meteosat-SG (MSG). Le mappe di grandine prodotte con la tecnica MASHA sono state recentemente migliorate attraverso un indice chiamato Hail Severity Index (HSI), in grado di migliorare la localizzazione e la stima dell'intensità dei sistemi grandinigeni attraverso l'integrazione con le misure radar e i dati di fulminazione. Lo scopo di questo lavoro di tesi è quello di testare la sensibilità della metodologia MASHA su due tipologie di fenomeni meteorologici: i sistemi temporaleschi a carattere grandinigeno (hailstorm) e temporali convettivi in grado di produrre fenomeni di alluvioni lampo (flash flood). A tale scopo, ci si è posti l'obiettivo di riscontrare analogie e differenze nelle due tipologie di eventi, di valutare la distribuzione delle scariche elettriche per capire se il massimo di fulminazione anticipa o posticipa il massimo di probabilità di grandine osservato da MASHA e se questo comportamento si riscontra in entrambe le tipologie di eventi. Infine, sulla

base dei dati di rianalisi, si è cercato di valutare quali variabili fisiche descrivono meglio i casi studio analizzati.

# Capitolo 1

## Introduzione

### 1.1 Obiettivi della tesi

Sulla base della tecnica MASHA e dell'indice HSI viene implementata una metodologia di integrazione dei dati satellitari, radar e di fulminazione per migliorare le attuali performance dell'HSI sia su casi di grandinate intense sia su casi di flash flood. Pertanto, partendo dal database a disposizione (2014-presente), sono stati selezionati sei casi studio per testare la metodologia MASHA in presenza di due fenomeni meteorologici diversi tra loro. La prima parte delle analisi condotte in questo lavoro ha l'obiettivo principale di testare la tecnica MASHA sui vari casi studio presi in esame, valutando i risultati alla luce delle informazioni disponibili (ora dell'evento, osservazioni radar e pluviometriche). Nella seconda parte del lavoro, invece, sono state sfruttate le misure dei sensori al suolo (radar e fulmini) per calcolare l'indice di severità HSI allo scopo di riconoscere meglio la fase di massima intensità dei sistemi temporaleschi osservati da MASHA. Poiché lo schema computazionale della tecnica MASHA è in grado di ricostruire la distribuzione spazio-temporale sia delle nubi grandinogene che di sistemi potenzialmente grandinigeni, spesso associati a fenomeni di flash flood, questa seconda parte del lavoro risulta particolarmente importante al fine di stabilire la sensibilità della tecnica alle due tipologie di eventi. I risultati di queste analisi sono estremamente utili nel supportare l'implementazione operativa della tecnica MASHA per il *nowcasting* di temporali convettivi a rapida evoluzione. Avere un'informazione continua e costantemente aggiornata (ogni cinque minuti)

sull'evoluzione delle convezioni "portatrici di grandine" che, tipicamente, insistono su scale spazio-temporali molto piccole, costituisce un elemento chiave, essenziale per il miglioramento dei risultati delle previsioni numeriche ad area limitata.

## **1.2 Il processo di formazione della grandine**

### **1.2.1 Nucleazione delle goccioline in una nube calda**

La grandine è un fenomeno meteorologico particolare che ha origine nelle nubi convettive, tipicamente nei cumulonembi che sono le nubi temporalesche per eccellenza. Un chicco di grandine è un'idrometeora le cui dimensioni possono variare da qualche centimetro (1-2 cm) fin a diversi centimetri di diametro (anche superiore ai 10 cm). Il record da quando si effettuano le misurazioni spetta a Vivian, nel Sud Dakota, quando il 23 Luglio 2010 venne misurato al suolo un chicco di grandine fino a 8 pollici di diametro, equivalente a 20.32 cm, e dal peso di 1.94 libbre, equivalente a 0.88 kg (Pojoirle et al., 2013):



*Figura 1. Foto del chicco di grandine record misurato a Vivian (Sud Dakota) il 23 Luglio 2010 (Pojarlie et al., 2013).*

Cerchiamo ora di capire come si forma questo tipo di precipitazione, tanto affascinante quanto pericolosa sia per la natura che per la popolazione. Per arrivare alla grandine che rappresenta l'ultimo stadio di precipitazione solida nelle nubi miste in cui è presente sia ghiaccio che acqua sovrassatura, bisogna partire innanzitutto da come si forma una nube. Generalmente si ha che una massa d'aria calda e umida presente al suolo viene forzata a salire verso l'alto seguendo una adiabatica secca. Successivamente, una volta che la massa d'aria ha raggiunto la saturazione, salendo si raffredda e condensa, dando luogo a tante minuscole goccioline d'acqua che rimangono in sospensione nell'aria, formando così la nube. Una nube si forma quindi per condensazione delle molecole di vapore acqueo, affinché le molecole condensino però il vapore acqueo da solo non è sufficiente, dato che solo con il vapore acqueo occorrerebbero sovrassaturazioni del 300-400% per far condensare le molecole e in natura non è possibile raggiungere questi valori (al massimo si può arrivare a sovrassaturazioni del 1-2%). La condensazione delle goccioline

di vapore acqueo avviene grazie alla presenza dei cosiddetti nuclei di condensazione (CCN), ovvero particelle di aerosol che sono presenti in quantità abbondante e di vario tipo nell'atmosfera. La nucleazione è quindi il primo processo fisico che porta alla formazione delle goccioline d'acqua nella nube. Il termine "nucleo" si riferisce ad una piccolissima porzione di materia (un embrione) in cui ha inizio il cambiamento di fase dallo stato gassoso allo stato liquido; una volta che il nucleo si è formato, si accresce per deposito di ulteriori particelle gassose. La formazione del primo embrione di gocciolina avviene per nucleazione su una particella di aerosol. Successivamente, una volta che le goccioline si sono formate per nucleazione, avviene un trasporto diffusivo delle molecole di vapore acqueo verso la superficie della goccia per accrescere la dimensione della gocciolina. Le goccioline quindi aumentano la loro dimensione per condensazione. Generalmente venti/trenta minuti è il tempo che passa dalla formazione della nube alla rilevazione della prima precipitazione che è il drizzle (gocce aventi dimensione del decimo di mm, è la prima precipitazione che permette di definire la nube come precipitante). Il processo di condensazione nelle nubi d'acqua è molto lento, cioè in venti minuti non si riescono a formare goccioline sufficientemente grandi, tale da avere una nube precipitante. La velocità di condensazione è determinata dal numero dei nuclei di condensazione e non dalle collisioni statistiche. Allora entrano in gioco altri processi fisici che sono la collisione e coalescenza, in cui le gocce si aggregano tra di loro per accrescere la loro dimensione. Una volta che la dimensione è tale da far sì che la goccia precipiti dalla nube, inizia la precipitazione. La gocciolina embrionale però, una volta che si è formata, non deve evaporare ma deve rimanere stabile e continuare ad esistere in condizioni ambientali predefinite. Se ne deduce che la gocciolina embrionale sarà stabile se la sua dimensione supera un certo valore critico. L'evaporazione della gocciolina embrionale dipende fortemente dalla

temperatura e dalla tensione superficiale: le molecole superficiali devono acquisire energia libera sufficiente per superare le forze superficiali e fuoriuscire dalla gocciolina. All'equilibrio la tensione di vapore alla superficie della gocciolina, assumendo che abbia una forma sferica, dipende dal suo raggio secondo l'equazione di Kelvin:

$$e_s(r) = e_s(\infty) \exp\left(-\frac{2\sigma}{rR_v\rho_L T}\right) \quad (1)$$

dove  $e_s(r)$  è la pressione di vapore alla saturazione della gocciolina sferica di raggio  $r$ ,  $\sigma$  è la tensione superficiale della gocciolina,  $\rho_L$  è la densità dell'acqua,  $T$  è la temperatura,  $R_v$  è la costante dei gas specifica per il vapore acqueo e  $e_s(\infty)$  è la pressione di vapore alla saturazione su una superficie piana di acqua liquida. Si noti che la tensione di vapore necessaria per l'equilibrio aumenta al diminuire della dimensione della gocciolina. Il tasso di crescita di una goccia di raggio  $r$  è proporzionale alla differenza  $e - e_s(r)$ , dove  $e$  denota la pressione di vapore dell'ambiente. Goccioline con raggi tali per cui  $e - e_s(r)$  è minore di 0 tendono ad evaporare, mentre quelle per cui  $e - e_s(r)$  è maggiore di 0 tendono a sopravvivere e a crescere la loro dimensione. La dimensione critica  $r_c$  è definita come il raggio per il quale  $e - e_s(r_c) = 0$ , quindi per

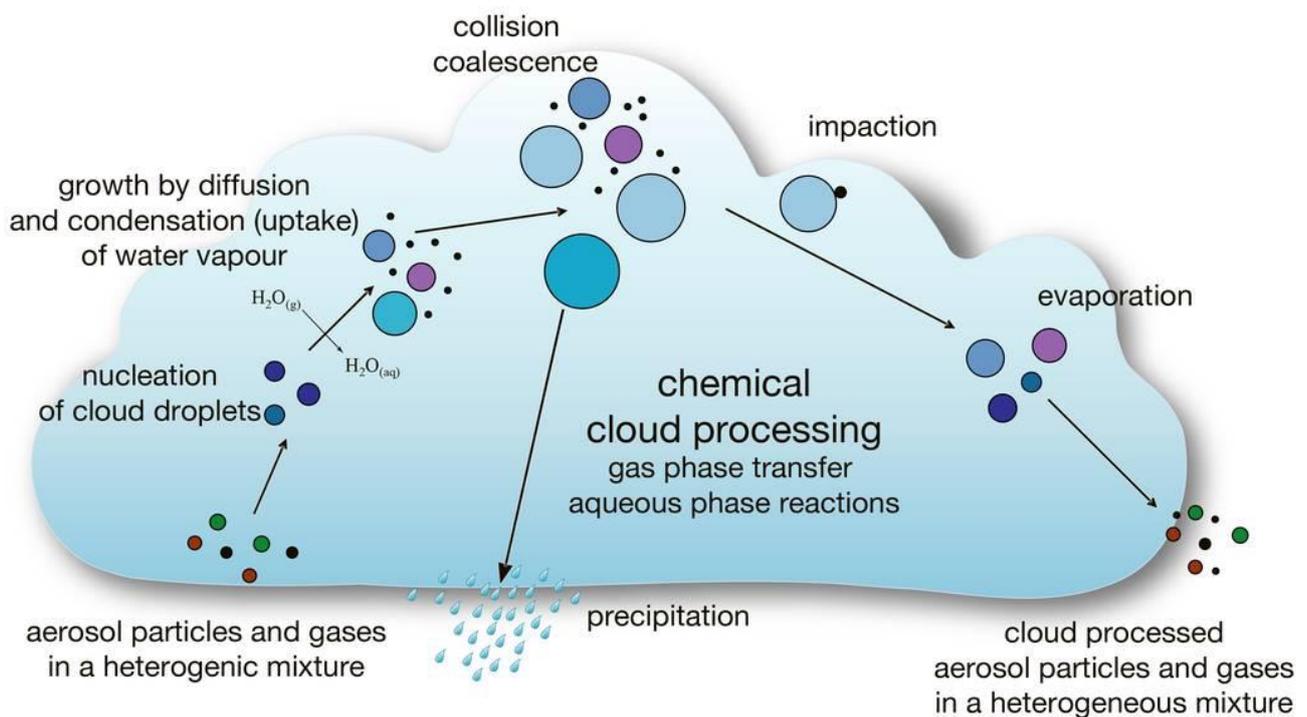
$$e = e_s(\infty) \exp\left(-\frac{2\sigma}{r_c R_v \rho_L T}\right) \quad (2)$$

Definendo con  $S$  il rapporto di saturazione  $\frac{e}{e_s(\infty)}$  abbiamo che:

$$\ln S = -\frac{2\sigma}{r_c R_v \rho_L T} \Rightarrow r_c = -\frac{2\sigma}{R_v \rho_L T \ln S} \quad (3)$$

Dal momento che  $S \leq 1 \Rightarrow \ln S \leq 0$ , quindi troviamo un  $r_c > 0$  come deve essere. Affinché una gocciolina che si è appena formata alla base della nube possa sopravvivere deve quindi avere un raggio pari o superiore al raggio critico  $r_c$ ,

in caso contrario essa evapora e la nube si dissipa. Di seguito vengono schematizzati tutti i processi fisici appena descritti che avvengono in una nube calda. Una nube calda è una nube dove non c'è ghiaccio ma solo goccioline d'acqua allo stato liquido. Tipicamente queste nubi si trovano ai tropici e danno origine alle piogge calde, la formazione di queste nubi avviene esclusivamente in fase liquida.



*Figura 2. Processi fisici che concorrono alla crescita delle goccioline in una nube calda (Levizzani\_clouds\_3.pdf).*

Una legge che mette in relazione il rapporto di saturazione e la dimensione di una gocciolina in soluzione, cioè formatasi su un CCN solubile in acqua, è la legge di Köhler che è il risultato della combinazione di due leggi: la legge di Kelvin precedentemente introdotta e la legge di Raoult, secondo cui la pressione parziale di ciascun componente di una miscela ideale di liquidi è uguale alla tensione di vapore del componente puro moltiplicata per la sua

frazione molare nella miscela. Per  $r$  non troppo piccoli una buona approssimazione della legge di Köhler è

$$\frac{e'_s(r)}{e_s(\infty)} = \left[1 - \frac{b}{r^3}\right] e^{a/r} \cong \left[1 - \frac{b}{r^3}\right] \left(1 + \frac{a}{r}\right) \cong 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3} \quad (4)$$

dove  $e'_s(r)$  è la pressione di vapore di saturazione all'equilibrio misurata alla superficie della gocciolina di soluzione,  $e^{a/r}$  è il termine di Kelvin,  $a = 2\sigma/\rho_L R_v T$  e  $b = 3iMm_v/4\pi\rho_L m_s$  è un parametro che dipende dal peso molecolare del vapore acqueo  $m_v$ , dalla densità dell'acqua  $\rho_L$ , dal grado di dissociazione ionica  $i$ , dal peso molecolare di soluto  $m_s$  e dalla massa di soluto  $M$ . Un esempio dell'andamento della curva di Köhler viene mostrato in Figura 3.

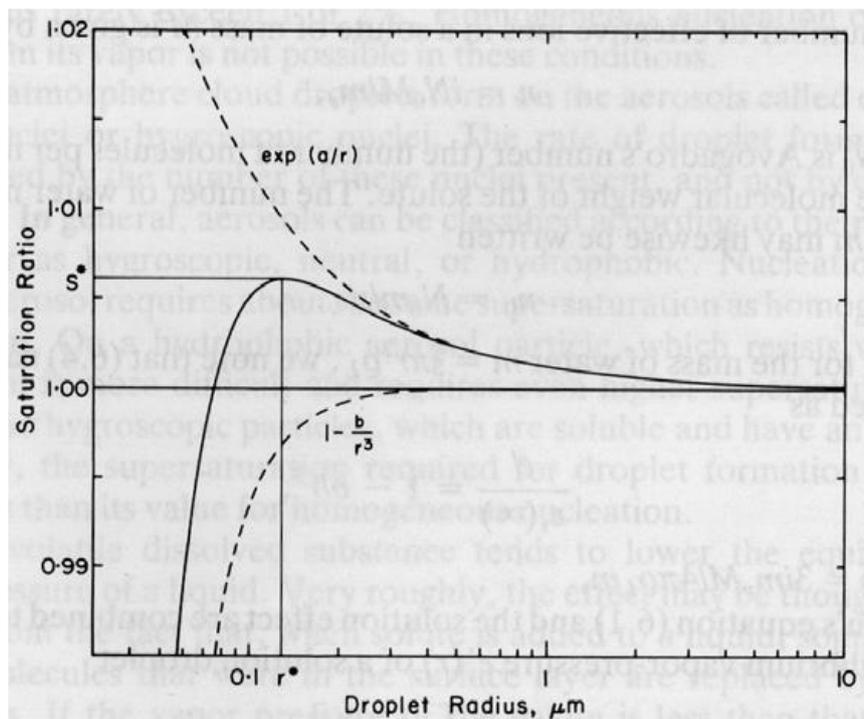


Figura 3. Rapporto di saturazione all'equilibrio di una gocciolina di soluzione formata su un nucleo di condensazione di solfato d'ammonio di massa  $10^{-16}$  g (9-Fisica-Nubi-Cristalli-di-Ghiaccio.pdf).

Il termine  $a/r$  è il "termine di curvatura" e gioca a sfavore sulla crescita della gocciolina, perché fa aumentare la pressione di vapore sulla gocciolina

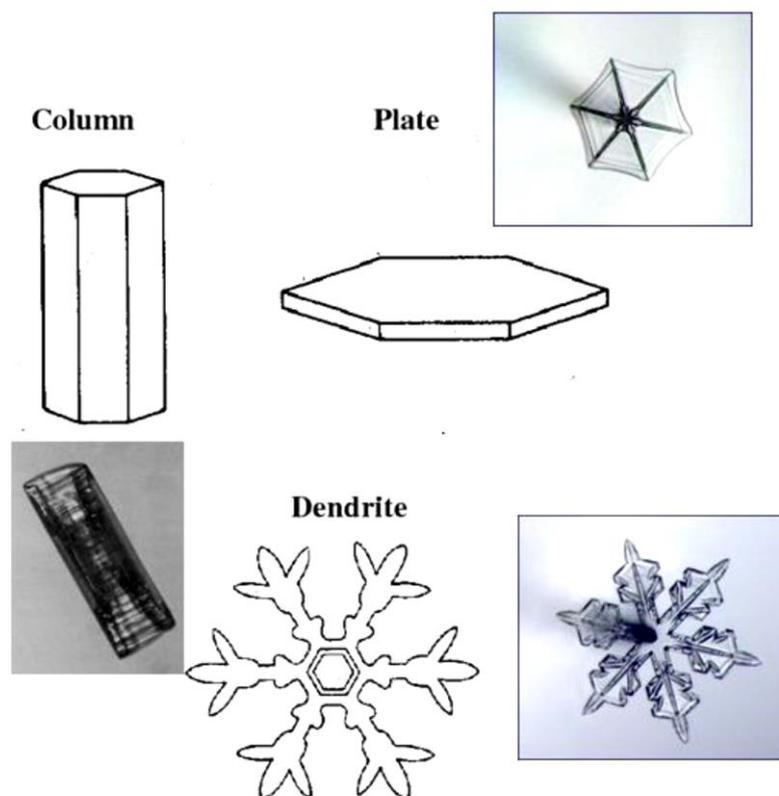
appena formata. Esprime la crescita del tasso di saturazione su una gocciolina rispetto ad una superficie piana ( $r = \infty$ ). Il termine  $b/r^3$  è chiamato "termine di soluzione" ed esprime la riduzione della pressione di vapore dovuta alla presenza della sostanza disciolta, quindi gioca a favore sulla crescita della gocciolina. La presenza del soluto e l'equazione di Kelvin contribuiscono a far sì che la pressione di vapore di saturazione diminuisca e quindi le goccioline riescano a sopravvivere ed ecco perché ci sono le nubi (in questo caso nubi calde, cioè nubi con solo acqua liquida). I nuclei si sono appena formati alla base della nube, affinché questi possano accrescere la loro dimensione occorre fornire vapore (l'updraft della nube porta ad una diminuzione della temperatura, che fa aumentare il rapporto di saturazione ed ecco che così cresce la dimensione della gocciolina a spese del vapore che le viene fornito). Una volta raggiunta la saturazione (rapporto di saturazione uguale a 1) la gocciolina non è ancora stabile e può ancora evaporare. Per essere stabile la gocciolina deve raggiungere una dimensione almeno pari ad un valore critico  $r^*$  a cui corrisponde una sovrasaturazione critica  $S^*$ . Il raggio critico per cui la gocciolina è stabile e non può più evaporare si ottiene annullando la derivata prima dell'equazione di Köhler: si ottiene come valore critico  $r^* = \sqrt{3b/a}$ . È il valore di  $r$  per cui la pressione di vapore di saturazione non cresce più ma cominciano a crescere di molto i raggi. La gocciolina continua a crescere lo stesso anche se la pressione di vapore di saturazione non aumenta più. Successivamente la velocità di crescita diminuisce e raggiunge un asintoto.

## 1.2.2 Nucleazione dei cristalli di ghiaccio in una nube mista

In questo paragrafo verrà descritto come avviene la nucleazione dei cristalli di ghiaccio in una nube mista, ovvero una nube dove è presente sia ghiaccio che acqua sopraffusa. Come per la formazione delle goccioline, anche la

nucleazione del ghiaccio a partire dal vapore acqueo è aiutata dalla presenza di particelle di aerosol. La differenza però rispetto alle goccioline è che, per la nucleazione di una gocciolina abbiamo l'aerosol che fa da nucleo di condensazione per formare la gocciolina ed è costituito da un materiale solubile, caratteristica cruciale perché appoggiandosi sulla superficie del nucleo, il vapore comincia a formare un velo d'acqua il quale inizia a fondere la gocciolina e si crea una soluzione. Nel paragrafo precedente è stato spiegato il fenomeno della nucleazione dell'acqua tramite l'equazione di Köhler in cui concorrono due fattori: da una parte c'è la curvatura che va contro la crescita della gocciolina e dall'altra c'è la chimica che va pro il crescere della gocciolina. Nella nucleazione del ghiaccio il processo è diverso, perché nelle nubi miste l'acqua liquida non c'è e quindi l'interazione del vapore che giaccia sul nucleo di ghiacciamento non può avvenire nello stesso modo in cui avviene per le goccioline. Dunque per la formazione dei cristalli embrionali è necessaria la presenza di questi nuclei di ghiacciamento, ma di che cosa si tratta? Bisogna premettere che questi nuclei sono completamente diverso dai nuclei di condensazione (i CCN sono particelle solubili), per il ghiaccio invece abbiamo gli "ice nuclei" (IN) o nuclei di ghiacciamento, particelle di aerosol completamente diversi (ne esistono di varia natura tra cui aerosol marino, batteri, microrganismi ecc...). La maggior parte di loro è formato da un reticolo cristallino molto simile a quello del ghiaccio. Quello che accade è che le molecole di vapore acqueo si attaccano direttamente al reticolo cristallino del nucleo di ghiacciamento, replicando la struttura cristallina. Quindi la formazione del ghiaccio non avviene più attraverso una fusione e formazione di una soluzione, ma dalla replica di questo reticolo cristallino degli IN fatta dalle molecole di vapore in tutte le direzioni. Queste molecole si attaccano con i loro orbitali alle molecole della particella di aerosol e formano una struttura cristallina che è la replica di quella dell'IN. Si

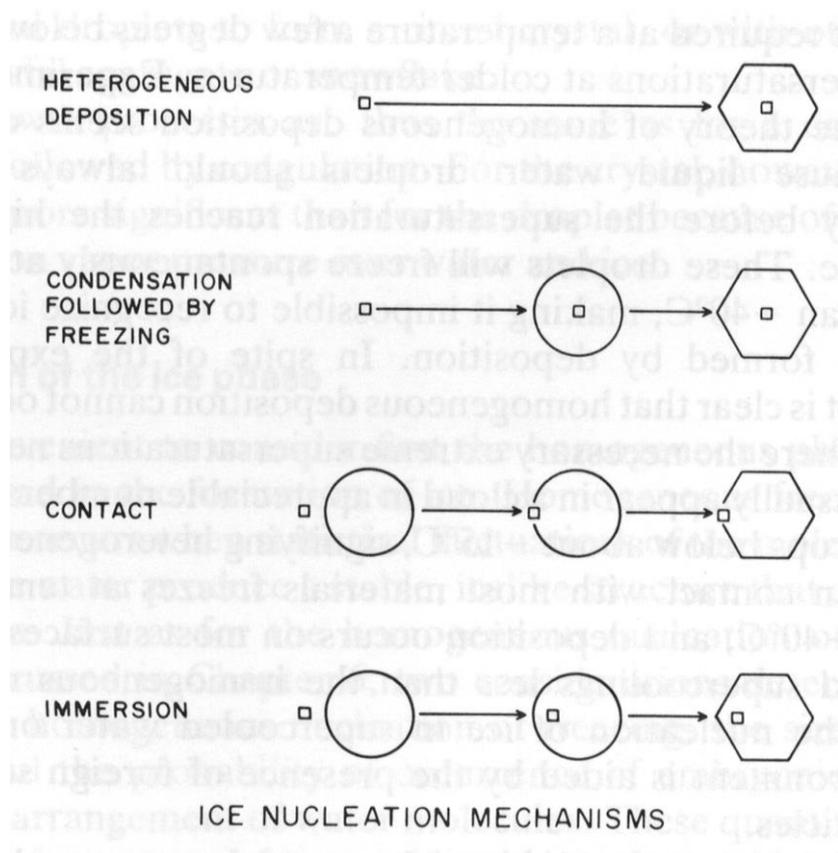
formano così delle strutture esagonali che possono essere di varie forme: dendrite a settori, piatto esagonale, colonnare a base esagonale. La forma dei cristalli dipende dalla temperatura e dalla sovrasaturazione, ovvero da quanto vapore acqueo c'è a disposizione. Ad esempio i cirri sono formati da cristalli quasi tutti di tipo colonnare, perché a quelle quote la temperatura è tra i  $-22$  e i  $-50^{\circ}\text{C}$  e a queste temperature dominano i cristalli colonnari. Gli esagonali piatti dominano a temperature ben più basse (tra  $0$  e  $-4^{\circ}\text{C}$ ). I dendriti invece si sviluppano a basse temperature e ad alte saturazioni.



*Figura 4. Le principali forme esagonali di un cristallo di ghiaccio in nube (Levizzani\_clouds\_3.pdf).*

Questa superficie della particella di aerosol dunque fornisce un aiuto energetico alle molecole di vapore acqueo per aggregarsi, cosa che farebbero anche naturalmente ma in maniera meno efficiente con tempi più lunghi e col problema che sublimerebbero in tempi rapidissimi. Esistono diversi

meccanismi di nucleazione del ghiaccio in atmosfera, sono riconosciuti quattro diversi modi di attivazione per i nuclei di ghiacciamento. La prima modalità consiste nella deposizione eterogenea delle molecole di vapore su un nucleo di ghiacciamento (IN). Può avvenire che una gocciolina si formi su un nucleo di condensazione (CCN) e successivamente venga trasportata verso l'alto con successivo ghiacciamento (condensazione seguita da ghiacciamento). Una terza modalità di nucleazione del ghiaccio prevede il contatto di una gocciolina sovraraffreddata con un nucleo di ghiacciamento e il successivo ghiacciamento istantaneo della gocciolina. Il quarto e ultimo modo prevede il ghiacciamento della gocciolina dall'interno o "ghiacciamento per immersione": il nucleo di ghiacciamento viene catturato dalla gocciolina, la penetra ed essendo un nucleo molto freddo provoca il ghiacciamento della gocciolina dall'interno. Dunque alcuni IN agiscono dapprima come centri di condensazione e poi come nuclei di ghiacciamento, alcuni promuovono il ghiacciamento all'istante in cui vengono a contatto con una gocciolina sovraraffreddata, altri causano il ghiacciamento dopo che vengono immersi in una gocciolina. In Figura 5 vengono rappresentati i principali quattro meccanismi di nucleazione del ghiaccio che dipendono in particolare dalle condizioni ambientali e dalla storia della nube.



*Figura 5. Schema dei diversi modi di nucleazione del ghiaccio in atmosfera (9-Fisica-Nubi-Cristalli-di-Ghiaccio.pdf).*

In laboratorio si è trovato che la soglia di temperatura per la nucleazione omogenea (cioè per avere ghiacciamento omogeneo delle goccioline direttamente dal vapore acqueo) è di  $-38.5^{\circ}\text{C}$ . Le osservazioni sperimentali mostrano come a temperature inferiori a  $-38^{\circ}\text{C}$  non ci sia più acqua liquida in nube, compatibile con la teoria del ghiacciamento omogeneo, e che non è infrequente trovare l'acqua liquida in nube anche a temperature inferiori a  $-20^{\circ}\text{C}$ . Sperimentalmente si è osservato che il ghiacciamento sostanziale in nube inizia a partire dai  $-15^{\circ}\text{C}$ . Byers (1965) combinò la dipendenza dalla temperatura  $T$  con quella del rapporto di saturazione relativo al ghiaccio  $S_i$ , assumendo un ambiente saturo d'acqua, per determinare il tasso di crescita dei cristalli di ghiaccio come funzione della temperatura e della pressione e ottenne le seguenti curve sperimentali mostrate in Figura 6:

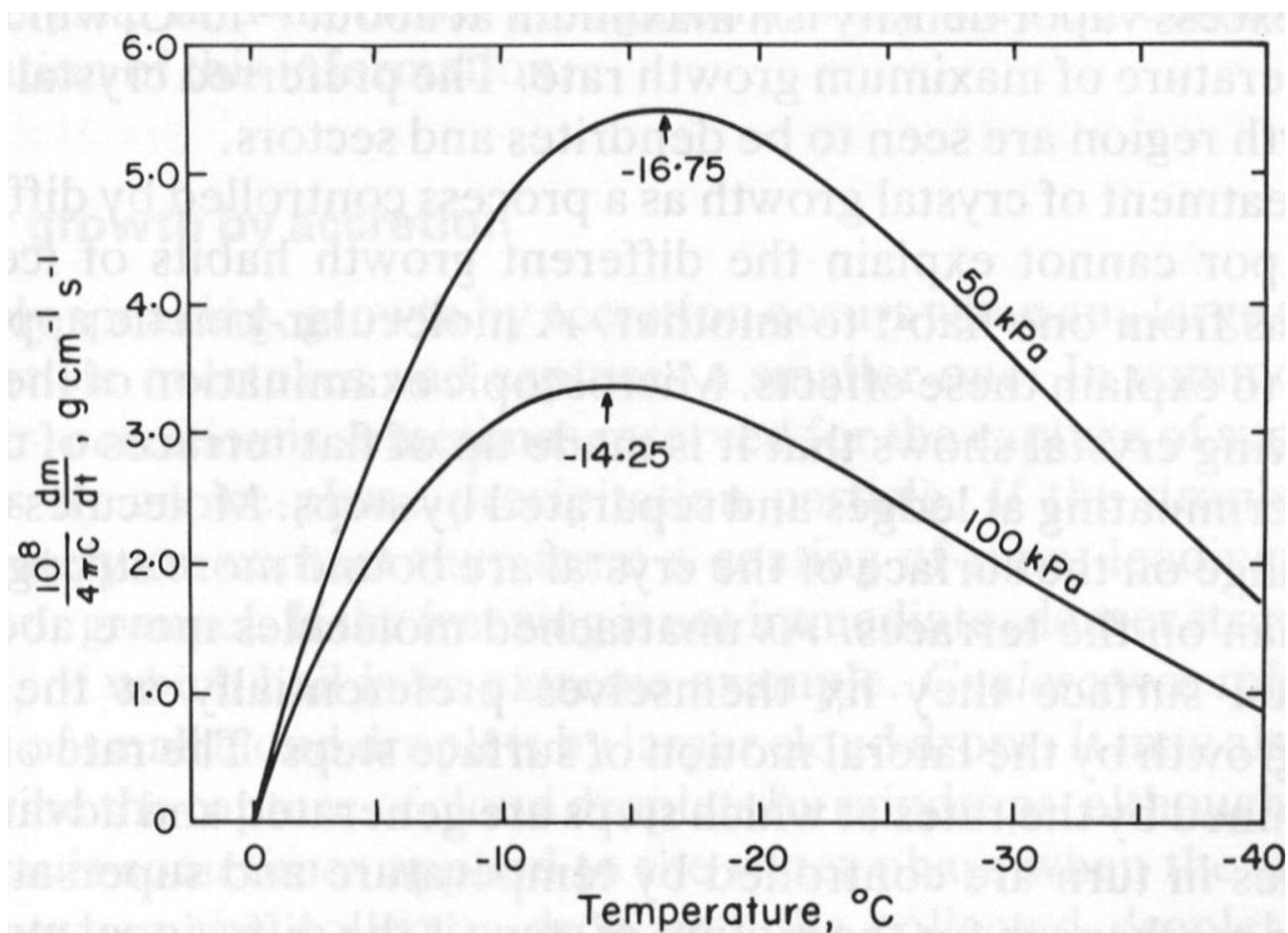
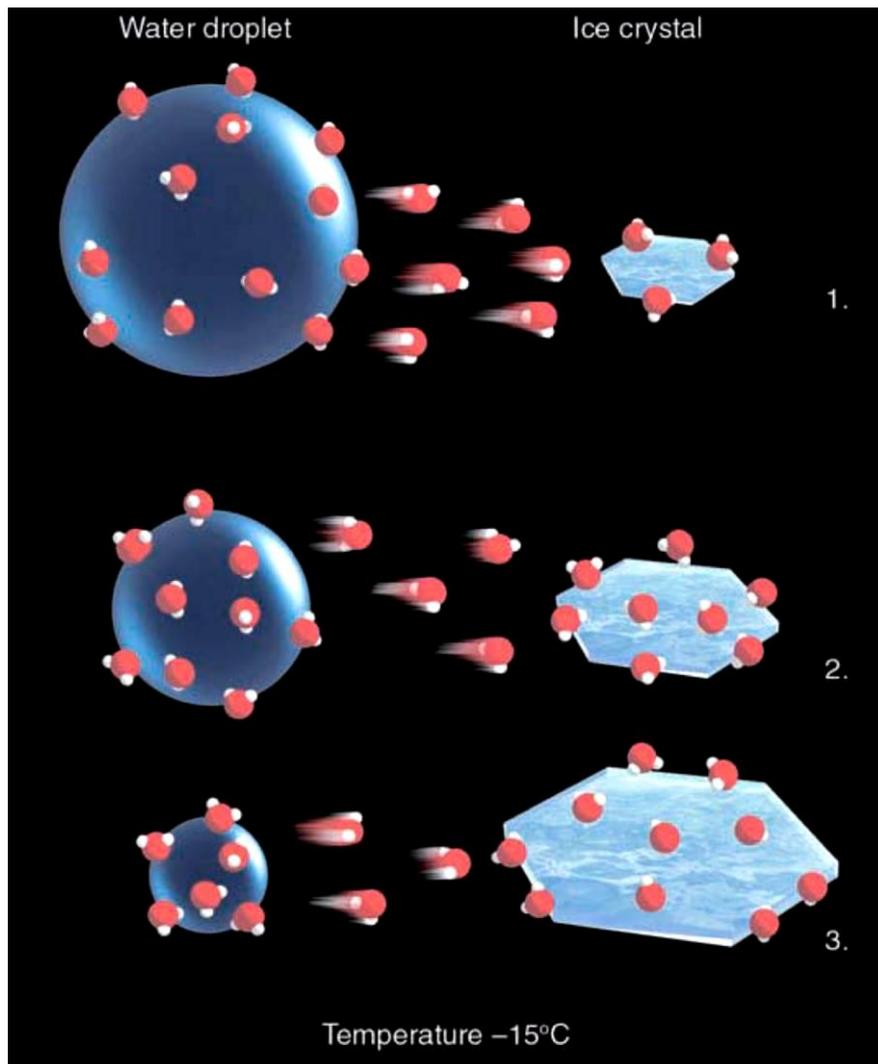


Figura 6. Velocità di crescita normalizzata dei cristalli di ghiaccio in funzione della temperatura (9-Fisica-Nubi-Cristalli-di-Ghiaccio.pdf).

Queste curve indicano che la velocità di crescita varia inversamente con la pressione e che la temperatura per la quale si ha la crescita massima dei cristalli in nube è di circa  $-15^{\circ}\text{C}$  su un vasto intervallo di pressioni. Il tasso di crescita dei cristalli dipende dalla temperatura e il valore di temperatura per il quale si registra il massimo della crescita non dipende dalla pressione. Quindi questo valore di temperatura ha un significato fisico importante, ovvero che per avere un ghiacciamento sostanziale in nube bisogna scendere sotto i  $-15^{\circ}\text{C}$ .

Siamo arrivati alla formazione dei cristalli di ghiaccio che si sono formati da nucleazione eterogenea su nuclei di ghiacciamento o per ghiacciamento di goccioline d'acqua. Questi cristalli una volta formati devono accrescere la loro

dimensione, esistono due meccanismi di crescita dei cristalli di ghiaccio in nube: la crescita diffusiva che prevede il deposito delle molecole di vapore acqueo sulla superficie del cristallo e la crescita per collisione con altri cristalli che porta alla formazione degli aggregati. La crescita diffusiva è descritta dal processo di Bergeron-Findeisen: in una nube mista succede che i nuclei di ghiacciamento attirano verso di sé numerose goccioline di vapore che vanno a depositarsi sulla loro superficie, causando il ghiacciamento istantaneo delle goccioline e accrescendo la loro dimensione. Tuttavia, il numero maggiore di molecole di vapore che si depositano sulle goccioline rispetto a quelle che si depositano sul ghiaccio indica che la pressione di vapore di saturazione sulle goccioline è più grande di quella sul ghiaccio. Pertanto se c'è saturazione rispetto all'acqua liquida c'è sovrasaturazione rispetto al ghiaccio e questo accade nelle nubi miste. Questo è sicuramente un ambiente favorevole per la crescita diffusiva del cristallo, il maggior numero di molecole di vapore acqueo attorno alla gocciolina d'acqua fa sì che ci sia un trasporto diffusivo delle molecole d'acqua dalla gocciolina verso la superficie del cristallo. Quindi i cristalli di ghiaccio crescono a spese del vapore fornito dalle goccioline e questo vapore necessario a far crescere i cristalli in modo diffusivo viene dall'evaporazione delle goccioline. L'ambiente rimarrà favorevole per la crescita dei cristalli fino a che le goccioline liquide sono disponibili per evaporare e mantenere la pressione di vapore all'equilibrio rispetto all'acqua. In Figura 7 viene illustrato il processo di crescita diffusiva dei cristalli di ghiaccio in una nube mista.



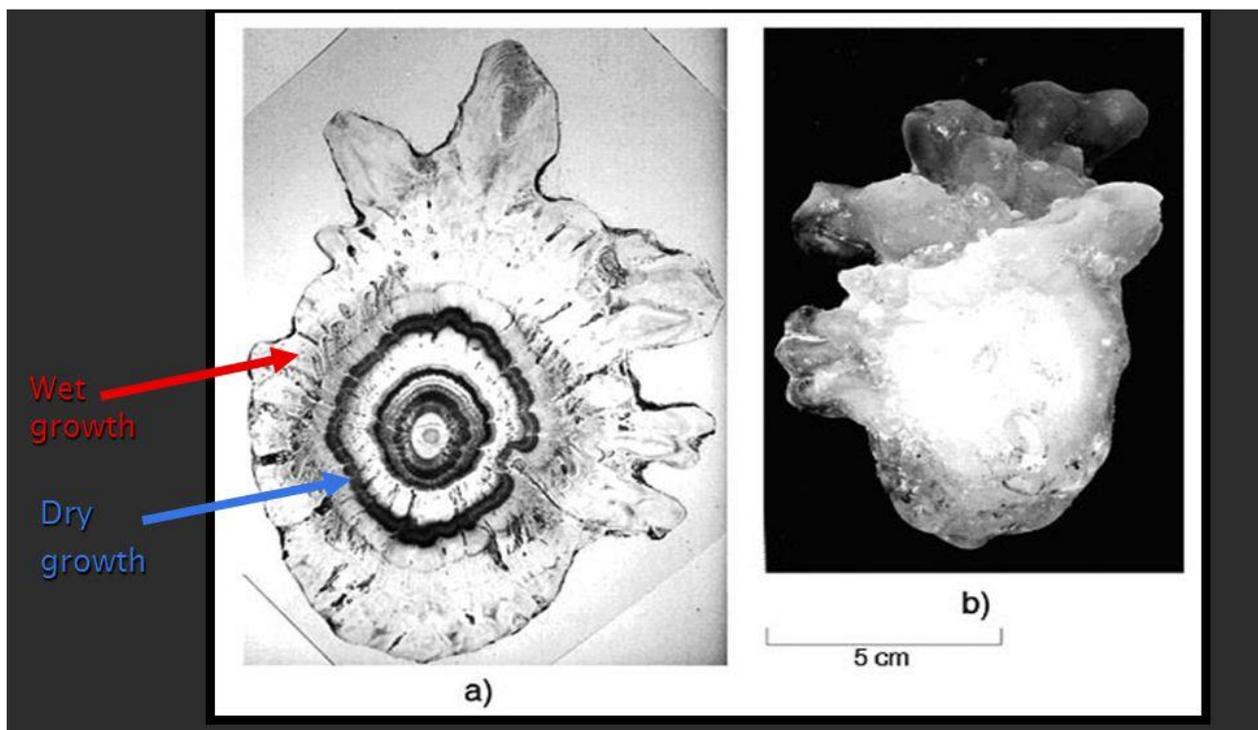
*Figura 7. Crescita diffusiva di un cristallo di ghiaccio per trasporto di molecole di vapore acqueo dalla gocciolina alla superficie del cristallo. Il cristallo assorbe le molecole di vapore e diventa sempre più grande, la gocciolina invece diventa sempre più piccola (Levizzani\_clouds\_3.pdf).*

I cristalli di ghiaccio vengono poi sospinti verso l'alto dall'updraft della nube e collidono con altri cristalli, formando degli aggregati tra cui la graupel. Affinché si formi la graupel, oltre alla presenza dei cristalli di ghiaccio occorre la presenza di acqua sopraffusa in nube, cioè acqua che si trova allo stato liquido anche con temperature inferiori agli 0°C. La graupel (in italiano neve tonda o gragnola) consiste di granuli di ghiaccio, dalla forma più o meno irregolare e di diametro inferiore ai 5 mm. Questo ammasso di ghiaccio ha

origine dal continuo deposito di goccioline sopraffuse sui cristalli di ghiaccio e può rappresentare il primo stadio di formazione della grandine.

Se le correnti ascensionali all'interno della nube sono molto intense, ovvero dell'ordine di qualche decina di metri al secondo (tipicamente nelle supercelle), si può arrivare all'ultimo stadio di precipitazione in una nube mista, ovvero la grandine. La grandine è il risultato di un processo di sviluppo che può durare anche fino a trenta minuti e può crescere per deposizione secca o per deposizione umida grazie alla cattura di goccioline di acqua sopraffuse. In questi casi la forza dell'updraft e del downdraft permette ai granuli di ghiaccio di essere trasportati rispettivamente verso l'alto e verso il basso un gran numero di volte, fino a diventare così pesanti da non essere più sostenuti e precipitare al suolo a grande velocità. La graupel è quasi sempre il seme che dà adito alla formazione del chicco di grandine, quindi affinché si formi la grandine ci vogliono cristalli di ghiaccio che crescano per cattura successiva di goccioline sopraffuse, formano delle graupel che vengono tenute in quota per un tempo sufficiente in modo da continuare questa crescita per cattura di goccioline sopraffuse. Però succede che, quando la cattura delle goccioline avviene più vicino alla base della nube, l'acqua sopraffusa impatta sulla superficie della graupel o del chicco in crescita, non ghiaccia istantaneamente e fa in tempo a spargersi intorno e a occupare tutti gli interstizi. A questo punto il ghiaccio che cresce a questa quota bassa (temperature alte) è un ghiaccio più denso (crescita bagnata). Nel frattempo però il chicco viene trasportato più in alto tramite l'updraft e raggiunge quote più alte e quindi temperature più basse (crescita sempre più secca). La crescita per cattura di goccioline sopraffuse continua, ma a temperatura più basse le goccioline ghiacciano istantaneamente quando impattano sulla superficie di quest'oggetto in crescita. Il risultato di questo processo sarà una

serie di chicchi di grandine caratterizzate da una serie di strati concentrici alternati. La struttura concentrica ha origine dal fatto che il chicco di grandine, sospinto dall'updraft, attraversa strati della nube che hanno densità diversa, questo perché gli strati superiori della nube hanno una densità minore rispetto a quelli inferiori. Il numero di strati ci dà un'idea della storia di questo chicco, ossia di quanti cicli ha compiuto all'interno della nube e questo dipende dall'intensità dell'updraft della nube: tanto esso è più intenso e tanto più grande e pesante sarà il chicco. In Figura 8 viene mostrata la tipica struttura concentrica di un chicco di grandine generata dai meccanismi di crescita secca e di crescita bagnata:



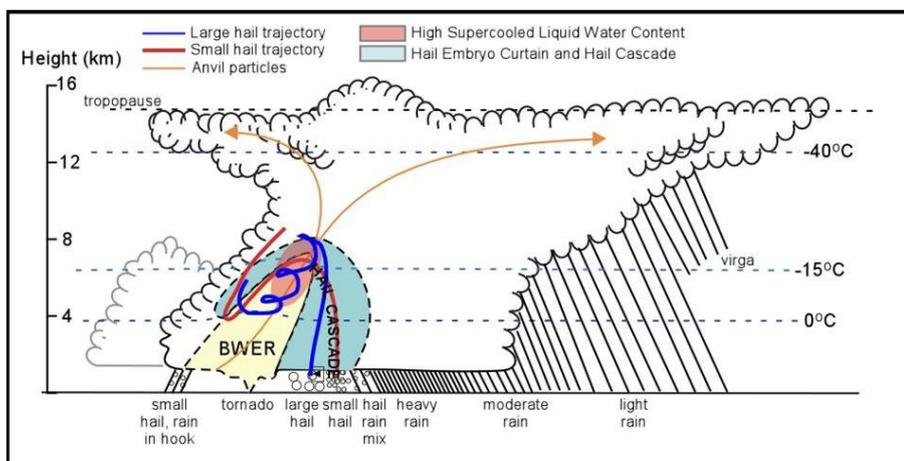
*Figura 8. A sinistra un chicco di grandine cresciuto per deposizione secca e umida. A destra un chicco di grandine con diametro di 10 cm (Battaglia et al., 2021).*

Attenzione: la grandine non va confusa con la graupel. Nonostante sia la graupel sia la grandine abbiano bisogno di importanti correnti ascensionali per essere sostenute in quota e svilupparsi, sono due tipi di precipitazione molto diversa. La graupel non ha una struttura ben definita e si presenta come

delle piccole palline di ghiaccio granulose (dimensione dell'ordine di qualche millimetro), se seziono un chicco di graupel non c'è nessuna struttura all'interno del chicco. La grandine invece ha una struttura ben definita caratterizzata da una serie di strati concentrici e le dimensioni di un chicco di grandine possono essere anche superiori ai 10 cm. Nelle supercelle la grandine cade essenzialmente nella parte più vicina all'updraft e al relativo downdraft prima della pioggia intensa, quindi molto vicina alla zona del mesociclone dove generalmente si formano i tornado. In Figura 9 viene mostrata la differenza tra la graupel e la grandine e in che regione avviene solitamente la caduta di grandine in una supercella.



## Hail growth in a supercell



*Figura 9. In alto a sinistra un accumulo di graupel al suolo. In alto a destra un chicco di grandine sezionato. In basso la crescita di grandine in una supercella (Levizzani\_clouds\_3.pdf).*

## 1.3 I temporali e la loro classificazione

I temporali sono probabilmente i fenomeni atmosferici più affascinanti per un appassionato di meteorologia, ma allo stesso tempo sono tra quelli più pericolosi sulla Terra. I temporali sono strutture che si formano a partire dal Planetary Boundary Layer (PBL). Il meccanismo che porta alla formazione di una nube temporalesca riguarda il sollevamento dell'aria umida dal suolo verso l'alto fino a una quota di 800/1500 metri, dove il raffreddamento per espansione dell'aria in ascesa conduce alla condensazione del vapore acqueo in tantissime goccioline. Se il moto in ascesa continua per alcuni chilometri, si giunge alla formazione del temporale. L'evoluzione di un temporale prevede in genere 3 stadi: nascita, maturità e dissipazione. Si parte sempre da una formazione nuvolosa a carattere cumuliforme, molto energetico già in partenza, dalla forma torreggiante con pronunciato updraft che sale e condensa. Successivamente c'è lo stadio maturo del temporale in cui l'updraft raggiunge la tropopausa e inizia la precipitazione con riversamento al suolo di aria fredda-umida. Passano circa 20-30 minuti dalla fase di cumulo alla fase matura in cui la nube diventa precipitante, la pioggia è il risultato dello scioglimento delle idrometeore ghiacciate. Ciò che differenzia l'evoluzione di un cumulonembo rispetto ai più diffusi e innocui cumuli è l'energia in gioco, che è molto superiore e si manifesta sotto forma di forti correnti ascensionali calde e umide (l'updraft) che consentono la produzione di una gran quantità di idrometeore tra cui graupel e grandine: questa è la fase che caratterizza lo stadio maturo del temporale. Successivamente, a partire dalla parte alta del temporale, si innescano fredde correnti discendenti (downdraft) che accompagnano le precipitazioni più intense. Quando arriva al suolo, il downdraft si espande in tutte le direzioni, dando luogo al tipico "gust front" (in italiano "fronte delle raffiche", si tratta di un fronte d'aria che si espande a

gran velocità verso il suolo in tutte le direzioni). Una volta che il downdraft ha raggiunto l'updraft, l'aria fredda taglia alla base della cella la colonna d'aria calda in risalita, interrompendo il processo di sviluppo del cumulonembo. A questo punto si entra nello stadio finale del temporale, ovvero la dissipazione della cella: l'energia necessaria ad alimentare il meccanismo viene progressivamente a mancare e la cella temporalesca gradualmente si dissolve. In quest'ultima fase le precipitazioni sono i cristalli di ghiaccio residui e sono precipitazioni per lo più di tipo stratiforme, è la fase in cui tutto il vapore acqueo è stato processato. Il taglio dell'updraft avviene alla base del temporale tramite il downdraft che si incunea sotto l'aria calda, l'aria fredda quindi sostituisce l'aria calda e avviene la dissipazione della cella temporalesca perché non c'è più l'updraft che la alimenta. In Figura 10 vengono raffigurati i tre stadi evolutivi di un temporale:

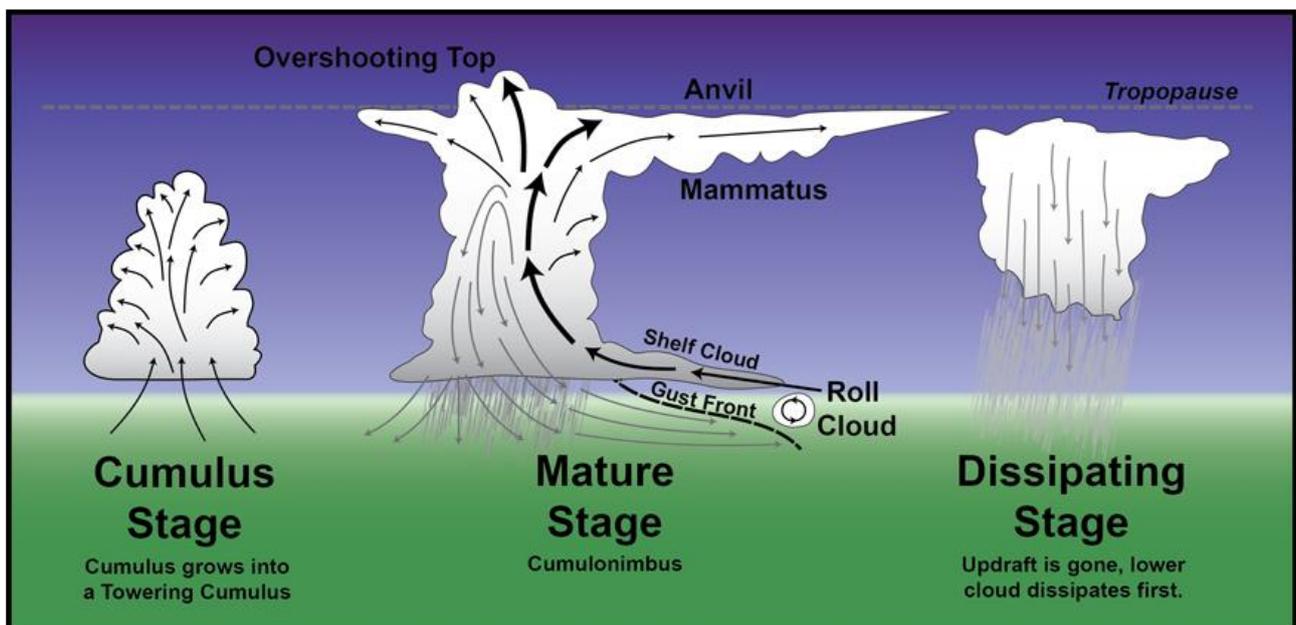


Figura 10. Rappresentazione degli stadi evolutivi di un temporale (Levizzani\_clouds\_1.pdf).

Quello appena descritto è il processo di formazione e sviluppo di un temporale a singola cella, che è il caso di temporale più semplice che si possa trovare in natura. Generalmente i temporali possono essere di tre categorie:

temporali a singola cella, temporali a multicella e temporali a supercella (i più pericolosi in assoluto). Un temporale a singola cella indica idealmente la salita di una singola particella d'aria che viene sollevata dal suolo e man mano che sale condensa. La cella singola è la forma più semplice di temporale e si sviluppa indipendentemente da altri cumulonembi, per cui attraversa gli stadi di sviluppo, maturazione e dissipazione senza creare altre celle.

Un temporale a multicella, come dice il nome stesso, è costituito da più celle convettive che fanno parte della stessa struttura temporalesca e che possono trovarsi a diversi stadi evolutivi. Più celle vuol dire più updraft che avvengono con tempi diversi, naturalmente possono interagire tra di loro e influenzarsi a vicenda, alimentandosi o indebolendosi. Il tutto dipende dalla distanza a cui si trovano le celle, ad esempio può succedere che un downdraft disturbi l'updraft di un temporale vicino, indebolendone la forza. Le celle che compongono il sistema multicellulare possono organizzarsi in cluster o in linee frontali (squall line). In Figura 11 viene mostrato un esempio di temporale a multicella:

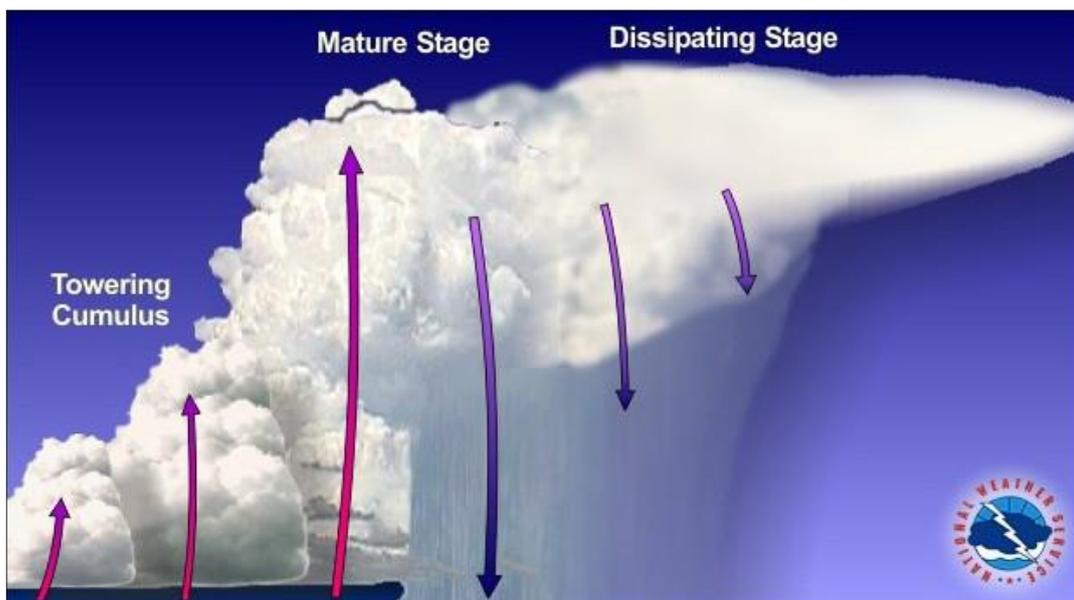
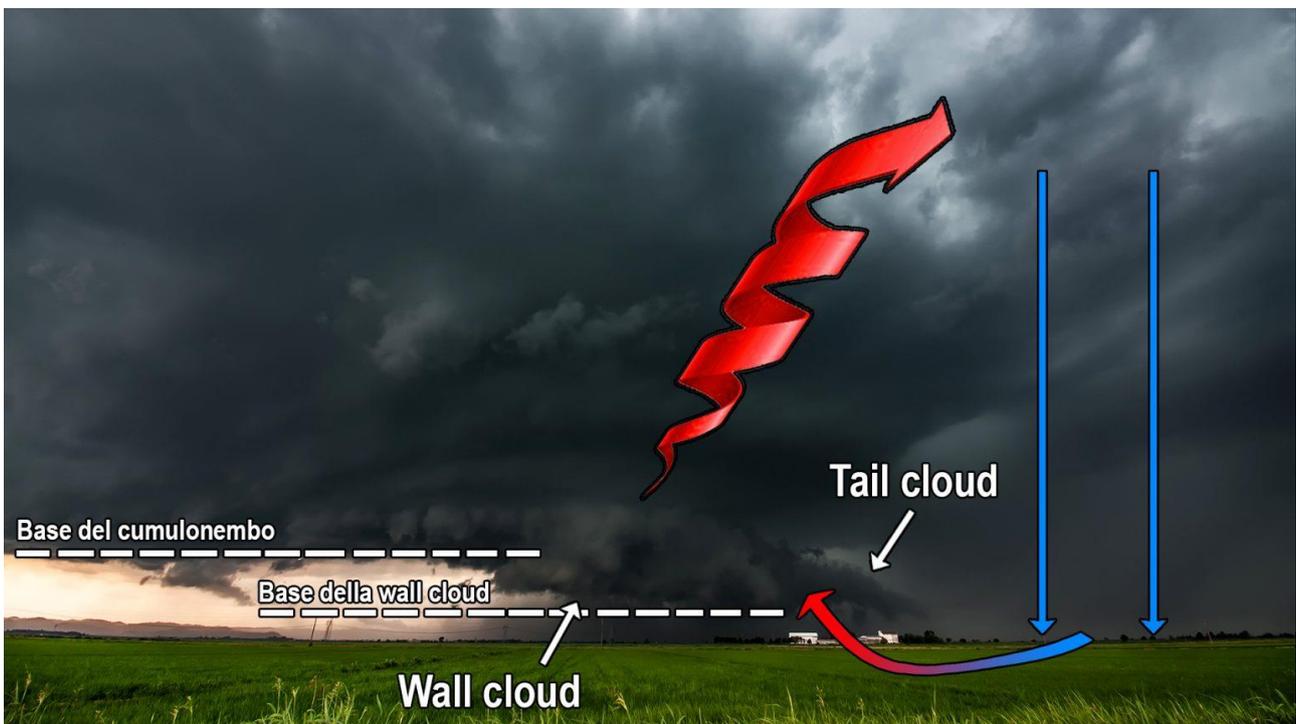


Figura 11. Rappresentazione di un temporale a multicella (Levizzani\_clouds\_1.pdf).

I temporali a supercella sono quelli più pericolosi in natura e sono quelli in grado di produrre i danni maggiori al suolo. Affinché possa svilupparsi un temporale a supercella devono essere soddisfatte due condizioni ben precise. La prima è che nella supercella l'updraft salga in modo obliquo e non verticalmente. Questa particolare configurazione è fondamentale per la vita della supercella, poiché quando il downdraft giunge al suolo non riesce a tagliare la colonna d'aria calda in ascesa, essendo questa ubicata in una posizione differente e più distante. La seconda condizione è che all'interno del temporale debba essere presente un mesociclone, ovvero un centro di bassa pressione che ruota e che si sviluppa insieme al temporale. La creazione del mesociclone è associata alla rotazione dei venti con la quota (tipico di questi temporali) ed è proprio alla base del mesociclone che possono formarsi i tornado. Non è facile distinguere ad occhio nudo una supercella da un classico cumulonembo: per classificare questo temporale come una supercella è necessario un radar di tipo doppler che dia informazioni sul campo di vento, in particolare sulla velocità radiale. Affinché si formi la supercella è necessario innanzitutto avere valori elevati di Convective Available Potential Energy (CAPE), un'opportuna orientazione dei venti sia in quota che al suolo (wind shear) e una buona vorticità in quota, oltre che uno speed shear positivo dei venti, ossia l'intensità del vento deve essere maggiore alle alte quote rispetto al vento prossimo al suolo. La struttura della supercella è caratterizzata dalla presenza di diverse nubi accessorie tipiche che la rendono unica e facilmente riconoscibile. La principale di queste nubi è la wall cloud, o nube a muro. La wall cloud può anche presentare una sorta di coda, detta tail cloud, che è la traccia dell'aria che dalle precipitazioni viene aspirata nel mesociclone. Le supercelle si trovano solitamente isolate da altri cumulonembi, anche se a volte possono essere incorporate in un sistema convettivo a mesoscala (Mesoscale Convective System, MCS) o in una squall

line. Una supercella solitamente produce una grande quantità di pioggia, grandine anche di grossa taglia e violente raffiche di vento. Le supercelle sono i tipi di temporali che hanno più probabilità di generare un tornado a causa della presenza di un mesociclone generato dalla rotazione dell'updraft. Inoltre hanno dimensioni orizzontali che possono andare da poche centinaia di metri fino a qualche chilometro. In Figura 12 viene mostrato un esempio di temporale a supercella:

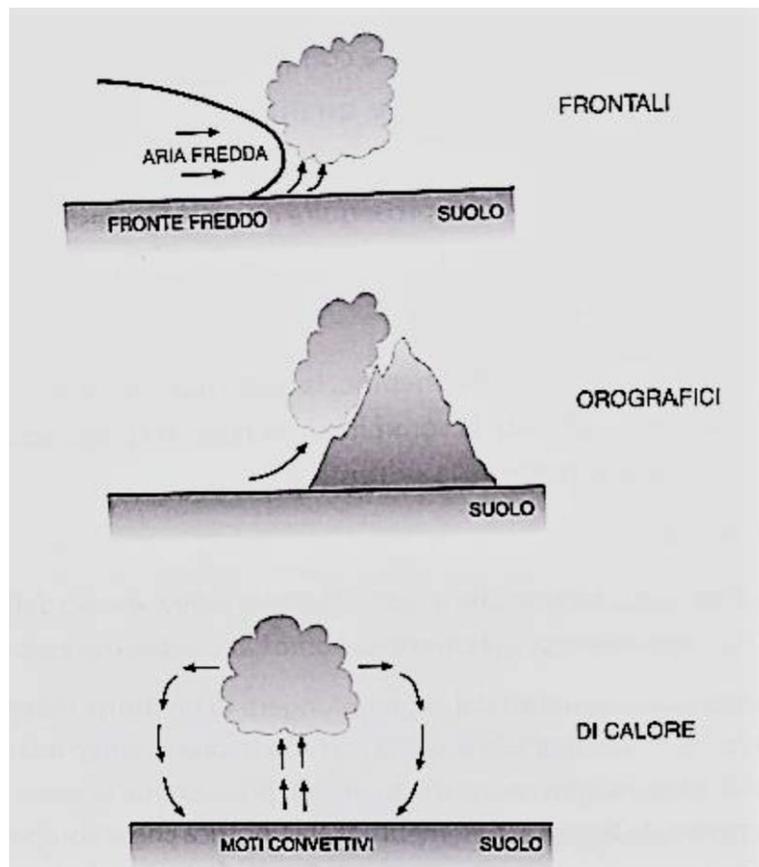


*Figura 12. Rappresentazione di un temporale a supercella (<https://www.meteotornado.it/la-supercella/>).*

In base alla forzante che innesca lo sviluppo delle nubi convettive, i temporali possono essere di tre tipi: frontali, orografici oppure di calore.

- i temporali di natura frontale hanno origine quando una massa d'aria più calda e umida viene forzata a salire dall'arrivo di una massa d'aria più fredda. Nella zona di contrasto tra le due masse d'aria si origina una linea frontale di temporali che saranno tanto più intensi quanto maggiore sarà la differenza di temperatura delle due masse d'aria.

- i temporali di natura orografica si originano quando una massa d'aria umida incontra un ostacolo orografico come ad esempio una catena montuosa e viene forzata a salire, dando origine a nubi cumuliformi con possibilità di manifestazioni temporalesche associate.
- i temporali di calore hanno origine soprattutto durante la stagione estiva. Questi fenomeni si innescano quando il suolo subisce un intenso riscaldamento diurno, se in quota sono presenti infiltrazioni di aria più fresca l'aria calda accumulatasi nei bassi strati viene forzata a salire dando luogo a moti convettivi e alla nascita di celle temporalesche.



*Figura 13. Classificazione dei temporali a seconda della forzante che li genera.*

## 1.4 Osservazione della grandine da satellite

L'osservazione della grandine mediante i satelliti rappresenta un importante mezzo per investigare le principali caratteristiche fisiche di questo fenomeno atmosferico. Alcuni satelliti hanno il vantaggio di garantire una buona copertura spaziale e temporale, la visione dall'alto inoltre offre il vantaggio di avere un monitoraggio continuo delle condizioni atmosferiche. Lo scopo di utilizzare i dati da satellite è quello di riuscire a generare mappe di grandine molto migliori e più accurate di quelle prodotte tramite misurazioni avvenute al suolo. Poiché nei dati provenienti da misurazioni al suolo la grandine e la graupel vengono trattate allo stesso modo, si preferisce utilizzare mappe di grandine da satellite proprio per non confondere le due precipitazioni. Inoltre gli strumenti usati per l'osservazione della grandine al suolo hanno generalmente una copertura geografica ridotta, pertanto la misura della grandine da satellite rappresenta l'unica soluzione che garantisce una copertura globale e omogenea dei dati (Battaglia et al., 2021). La misura della radiazione elettromagnetica nelle bande del visibile, dell'infrarosso e delle microonde è in grado di fornire informazioni fondamentali per lo studio dei sistemi precipitanti. I sensori nei campi dell'infrarosso e del visibile che si trovano sui satelliti geostazionari risultano particolarmente interessanti per l'osservazione dei sistemi convettivi, data la loro risoluzione spaziale e temporale. Uno dei punti cruciali riguarda il fatto che la radiazione a onda corta e quella infrarossa non sono in grado di penetrare all'interno delle nubi convettive, per cui solo il top della nube può essere osservato mentre la struttura verticale delle nubi può essere solamente dedotta. Grazie alle frequenze nell'infrarosso e nel visibile è possibile riconoscere una serie di caratteristiche ed elementi che possono indicare la presenza e la formazione di celle temporalesche grandinogene. Un esempio potrebbe essere un forte

raffreddamento del top della nube nella prima parte della convezione che può portare allo sviluppo di un overshooting top. Un altro esempio potrebbe essere la presenza di cirri al di sopra della tipica forma a incudine del cumulonembo e un anomalo movimento del temporale rispetto a quelli circostanti che può indicare l'azione di un updraft rotante, tipico dei temporali supercella. A differenza della radiazione elettromagnetica nel visibile e nell'infrarosso, le microonde possono penetrare i sistemi temporaleschi e fornire informazioni fondamentali per indagare la struttura interna delle nubi convettive. Il motivo principale sta nel tipo di interazione che si verifica tra le idrometeore che si trovano in nube e la radiazione che interagisce con esse. Infatti mentre le idrometeore allo stato liquido interagiscono con la radiazione principalmente attraverso assorbimento ed emissione, le idrometeore ghiacciate causano diffusione (o scattering) della radiazione nelle microonde, i cui effetti si diversificano a seconda delle dimensioni delle particelle ghiacciate e della lunghezza d'onda che viene coinvolta nell'interazione (Battaglia et al., 2021). Il segnale di scattering prodotto dai chicchi di grandine viene tipicamente osservato come una forte diminuzione della radiazione nelle microonde in arrivo dalla nube al satellite: ciò determina un calo evidente della temperatura di brillantezza nelle zone dove sono presenti sistemi temporaleschi, specialmente se sono caratterizzati da grandine. Il fattore che riduce maggiormente la temperatura di brillantezza è la riflessione verso il basso operata dai chicchi di grandine nei confronti della radiazione a microonde emessa dalla superficie terrestre e dai primissimi strati dell'atmosfera. Il modo in cui varia la radiazione in arrivo al satellite è dovuto a diversi fattori tra i quali: frequenza di osservazione e funzione peso del corrispondente canale, struttura verticale della nube, contenuto di acqua liquida e ghiaccio, fase e dimensione delle idrometeore (Ferraro et al., 2020). Laviola et al. (2020a) investigarono il tipo di interazioni che si verificano nel

range di frequenze tra 90 e 190 GHz: si è visto che la presenza di un'elevata concentrazione di grandine di notevole dimensione porta alla brusca diminuzione dei valori di temperatura di brillanza senza evidenziare sostanziali differenze tra le frequenze impiegate. Se si prende in considerazione grandine con chicchi dal diametro superiore a 10 cm, si può notare come il canale a 90 GHz sia quello in cui il segnale cala in maniera più significativa, rispetto alla misurazione effettuata con grandine di diametro compreso tra 2 e 10 cm. Ciò è dovuto probabilmente a una lunghezza d'onda maggiore del canale a 90 GHz che si mostra più sensibile a grossi chicchi di grandine mentre i canali ad alta frequenza (150 e 190 GHz) mostrano una sensibilità maggiore nell'individuare piccole idrometeore ghiacciate.

Un algoritmo particolarmente utile per indagare la struttura delle nubi utilizzando la radiazione elettromagnetica nelle microonde è il MicroWave Cloud Classification Method (MWCC) che fu proposto per la prima volta da Laviola and Levizzani (2009). Questo metodo sfrutta le proprietà di canali ad alta frequenza che si trovano nella banda di assorbimento del vapore acqueo intorno a 183.3 GHz. In questo lavoro di tesi le mappe di probabilità di grandine (hail probability) sono state prodotte dal metodo MWCC-H che verrà discusso in modo più approfondito nel capitolo successivo e che utilizza le misure nelle microonde ad alta frequenza dell'intera costellazione GPM per alimentare il modello di grandine discusso in Laviola et al. (2020a-b). Queste informazioni sono l'input alla tecnica ibrida MASHA che combina le probabilità di grandine, calcolate con MWCC-H, con le osservazioni di MSG in modalità Rapid Scan per ottenere una mappa a larga scala ogni cinque minuti.

## 1.5 Osservazione della grandine da radar

Il radar meteorologico è progettato per rilevare la presenza e alcune proprietà della precipitazione in tempo reale e permette di osservare i fenomeni meteorologici in atto in un volume tridimensionale di atmosfera, con un'elevata copertura spaziale e temporale. Esso ha funzioni principali di monitoraggio e nowcasting e negli ultimi anni è cresciuto il suo utilizzo per migliorare l'output dei modelli numerici di previsione meteorologica. L'acronimo RADAR sta per "Radio Detection And Ranging", ovvero "Individuazione e stima della distanza tramite onde radio" e l'oggetto principale individuato da un radar meteorologico è la precipitazione. Il funzionamento del radar prevede l'invio di onde elettromagnetiche altamente focalizzate tramite l'antenna verso un volume di atmosfera in cui sono collocati i bersagli meteorologici che restituiscono parte dell'energia incidente che viene raccolta poi dall'antenna ed elaborata dal sistema radar. Il radar è composto da un trasmettitore che genera l'impulso elettromagnetico, un ricevitore che elabora il segnale di ritorno e da un'antenna parabolica che costituisce l'interfaccia tra gli apparati e l'atmosfera, con il compito di focalizzare il fascio trasmesso e di intercettare quello ricevuto. Il tempo che intercorre tra l'invio del segnale e la ricezione serve per determinare la distanza alla quale si trovano i bersagli, poiché la velocità di propagazione del segnale è nota ed è pari a quella della luce. In Figura 14 viene mostrato il funzionamento di un radar meteorologico:

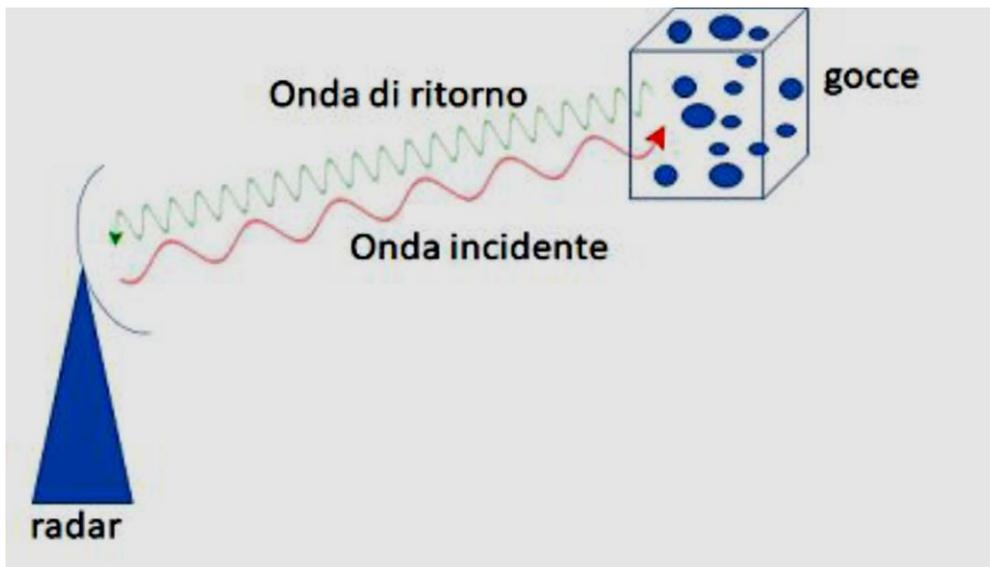


Figura 14. Principio di funzionamento del radar meteorologico (<https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/dati-e-osservazioni/stima-radar-della-pioggia>).

I radar meteorologici operativi lavorano in tre bande principali (S, C e X) ciascuna caratterizzata da diverse lunghezze d'onda (intorno ai 10 cm, intorno ai 5 cm e intorno ai 3 cm). A tali lunghezze d'onda misurano solo le idrometeore che hanno dimensioni maggiori della soglia del drizzle (un decimo di mm), dimensione minima a cui il radar comincia a rilevare un segnale. La rilevazione della precipitazione tramite osservazioni radar avviene secondo le seguenti modalità: un impulso elettromagnetico di una lunghezza d'onda prefissata e altamente focalizzato viene emesso nella direzione della precipitazione da rilevare. L'interazione di tale impulso con le idrometeore costituenti la precipitazione provoca la diffusione verso il radar di una, seppur piccola, frazione di energia trasportata dall'impulso (segnale di ritorno), chiamata componente di backscattering, che quantitativamente rappresenta l'energia scatterata dalle idrometeore. L'entità di tale frazione è legata al valore di una particolare grandezza caratterizzante la precipitazione che genera l'eco: la riflettività. La riflettività è una grandezza legata all'intensità della precipitazione e tramite opportune relazioni empiriche è utilizzata per ottenere una stima del quantitativo di pioggia che cade in un dato

istante, alla risoluzione radar. La relazione empirica che lega la riflettività  $Z$  all'intensità di precipitazione  $R$  (rain rate) è di tipo esponenziale:

$$Z = aR^b \quad (5)$$

dove  $a$  e  $b$  sono dei parametri empirici che dipendono dal tipo di precipitazione. Per  $a = 200$  e  $b = 1.6$  si ottiene la più nota delle relazioni  $Z$ - $R$  che è la relazione di Marshall e Palmer. La riflettività viene misurata in scala logaritmica in dBZ (decibel Z), l'intensità di precipitazione invece in mm/h. Dalla (5) se ne deduce che all'aumentare della riflettività aumenta anche l'intensità di precipitazione. La scala di conversione tra la riflettività e l'intensità di precipitazione utilizzando l'equazione di Marshall e Palmer viene riportata in Tabella 1:

<b>Z (dBZ)</b>	<b>R (mm/h)</b>	<b>Intensità</b>
< 10 dBZ	< 0.2 mm/h	assente
10-20 dBZ	0.2-1 mm/h	molto debole
20-35 dBZ	1-6 mm/h	debole
35-45 dBZ	6-25 mm/h	moderata
45-55 dBZ	25-100 mm/h	forte
> 55 dBZ	> 100 mm/h	molto forte

*Tabella 1. Scala di conversione tra la riflettività  $Z$  e l'intensità di precipitazione  $R$  (<https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/dati-e-osservazioni/stima-radar-della-pioggia>).*

Generalmente quando si misura una riflettività al suolo superiore ai 55 dBZ significa che c'è una probabilità molto alta di avere grandine in nube (Mason, 1971). La riflettività però non dipende in modo diretto dall'intensità di precipitazione, bensì dal numero di idrometeore presenti in nube, dalla loro

distribuzione dimensionale e dallo stato fisico dell'acqua che le compone. Infatti, se indichiamo con  $D$  la dimensione delle idrometeore e con  $N(D)$  la distribuzione dimensionale delle idrometeore in nube, la riflettività è definita come:

$$Z = \sum_V D^6 = \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad (6)$$

dove la sommatoria è intesa su tutto il volume che contribuisce al segnale di backscattering (il volume di risoluzione del radar) e  $N(D)dD$  è il numero di scatteratori per unità di volume con dimensione compresa tra  $D$  e  $D+dD$ . Nell'ipotesi che gli scatteratori siano sferici,  $D$  rappresenta il diametro delle idrometeore. Dalla (6) se ne deduce che la riflettività è proporzionale alla sesta potenza dei diametri degli scatteratori, questa è una dipendenza molto forte e rappresenta il contributo dominante sul valore di riflettività. Inoltre  $Z$  dipende dalla distribuzione dei diametri seppur con una dipendenza meno forte. La sesta potenza di  $D$  fa sì che le gocce grandi siano quelle che contribuiscono maggiormente nella riflettività, cioè sono quelle che pesano maggiormente nel determinare la riflettività del radar. La distribuzione dimensionale delle idrometeore  $N(D)$  rappresenta la sorgente più rilevante di errore nella misura della riflettività per il fatto che non è nota e quindi bisogna ipotizzare, cioè assumere a priori, un qualche andamento che può discostarsi anche di molto dalla forma vera. Generalmente per ipotesi si assume che le idrometeore seguano una distribuzione di Marshall-Palmer  $N(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$ . Data la forte dipendenza della riflettività dal diametro delle idrometeore, anche se la distribuzione esponenziale stima in maniera poco accurata la vera distribuzione delle idrometeore più piccole, ciò non dovrebbe produrre un grosso errore sul valore di riflettività, purché i parametri  $\Lambda$  e  $N_0$  descrivano accuratamente la distribuzione delle idrometeore più grandi, cioè quelle che contribuiscono di più nel valore di riflettività.

La dipendenza della riflettività dal diametro e dalla distribuzione dimensionale ci dà un'idea di come scatterà la nube, quindi ci danno informazioni sulla dimensione delle idrometeore che si trovano in nube e sullo stato fisico dell'acqua che le compone (se sono costituite da ghiaccio oppure acqua liquida). Dal momento che il ghiaccio per le dimensioni tipiche della grandine ha un potere riflettente più alto dell'acqua (Herman and Battan, 1961), la presenza di grandine in nube aumenta notevolmente la componente di backscattering, che dipende principalmente dalla distribuzione dimensionale delle idrometeore.

Tuttavia non esiste una relazione diretta tra intensità e dimensione della grandine e riflettività, perché quest'ultima, per le dimensioni tipiche della grandine, dipende dalla lunghezza d'onda, dal diametro delle idrometeore, dal coefficiente di rifrazione complesso e dalla presenza e spessore del film d'acqua che la ricopre (Feral et al, 2003). Per questo motivo sono stati introdotti negli anni indicatori della presenza e severità dei fenomeni grandinigeni legati ad altre grandezze radar. In particolare nel presente lavoro si utilizzerà la POH (probability of hail) (Foote et al, 2005) come funzione della differenza tra l'echo top a 45 dBZ e lo zero termico (Waldvogel, 1979) e la VIL density ( $\text{g/m}^3$ ) (Amburn e Wolf, 1997), pari all'integrale liquido nella colonna calcolato a partire dalla riflettività e normalizzato rispetto all'eco top radar, indicatore della severità del fenomeno.

Esistono diverse bande in cui operano i radar: le bande S, C, X sono le tre bande di interesse nella meteorologia operativa. La maggior parte dei radar italiani operano in banda C.

ARPAE dispone di due meteorologici in banda C, uno si trova a San Pietro Capofiume (BO) e l'altro a Gattatico (RE). Questo posizionamento permette di monitorare l'intero territorio regionale, rilevando le precipitazioni in atto sulla regione e fornendo una previsione a breve termine delle medesime. L'antenna radar che ha un diametro di 5 m compie un giro di 360° a diverse elevazioni in successione fino ad arrivare nel caso di maltempo a 25° e poter così ottenere una fotografia tridimensionale della precipitazione in atto, ad una risoluzione di 250 m, su un raggio di 250 km. Questo è molto utile anche perché permette di riconoscere e osservare le strutture precipitanti e il loro sviluppo verticale. Le acquisizioni sono ripetute ogni cinque minuti in condizioni di maltempo (12 ogni ora), mentre sono ridotte a 8 all'ora nel caso di tempo sereno.



Figura 15. I radar meteorologici di ARPAE (<https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/dati-e-osservazioni/stima-radar-della-pioggia>).

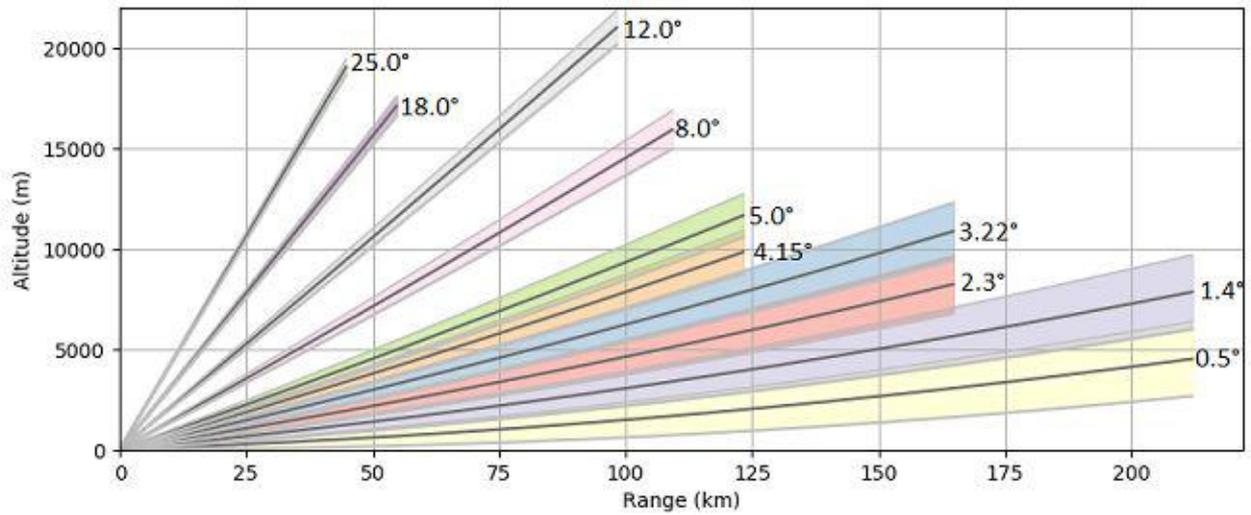


Figura 16. Strategia di scansione operata dai radar dell'ARPAE (<https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/dati-e-osservazioni/stima-radar-della-pioggia>).

# Capitolo 2

## Metodi e algoritmi impiegati

### 2.1 Il metodo MASHA e l'algoritmo MWCC-H

Nel corso di questo capitolo verranno presentate le principali caratteristiche della metodologia MASHA. Si tratta di una tecnica satellitare di recente implementazione che combina le frequenze dell'infrarosso con quelle nelle microonde per l'osservazione e il riconoscimento della grandine all'interno di un sistema temporalesco, concepita per il rilevamento e l'avvezione in tempo reale di nubi grandinogene. I punti chiave del metodo MASHA riguardano essenzialmente la possibilità di propagare con un'alta frequenza spazio-temporale il segnale della probabilità di grandine stimata dai sensori della Global Precipitation Measurement (GPM) constellation. MASHA si basa su un algoritmo di apprendimento automatico in grado di identificare le nubi convettive portatrici di grandine a partire da misurazioni satellitari e di ricostruire ogni cinque minuti l'evoluzione dei sistemi grandinogeni. L'algoritmo alla base della tecnica MASHA è il MicroWave Convective Cloud method for Hail Detection (MWCC-H), proposto per la prima volta da Laviola et al. (2020a) nello schema di base ed esteso poi a tutti i sensori della costellazione GPM che operano in un intervallo di frequenze tra 150 e 170 GHz (Laviola et al., 2020b). Tutti i sensori passivi nelle microonde ad alta frequenza della costellazione GPM (GMI, SSMIS/S, MHS, ATMS) che operano in questo intervallo vengono utilizzati per ricostruire il canale MHS a 157 GHz attraverso una regressione multiparametrica a cui vengono applicati dei coefficienti correttivi specifici per ciascun sensore considerato. Il metodo MWCC-H usato per la misura della probabilità di grandine si basa sul principio fisico di

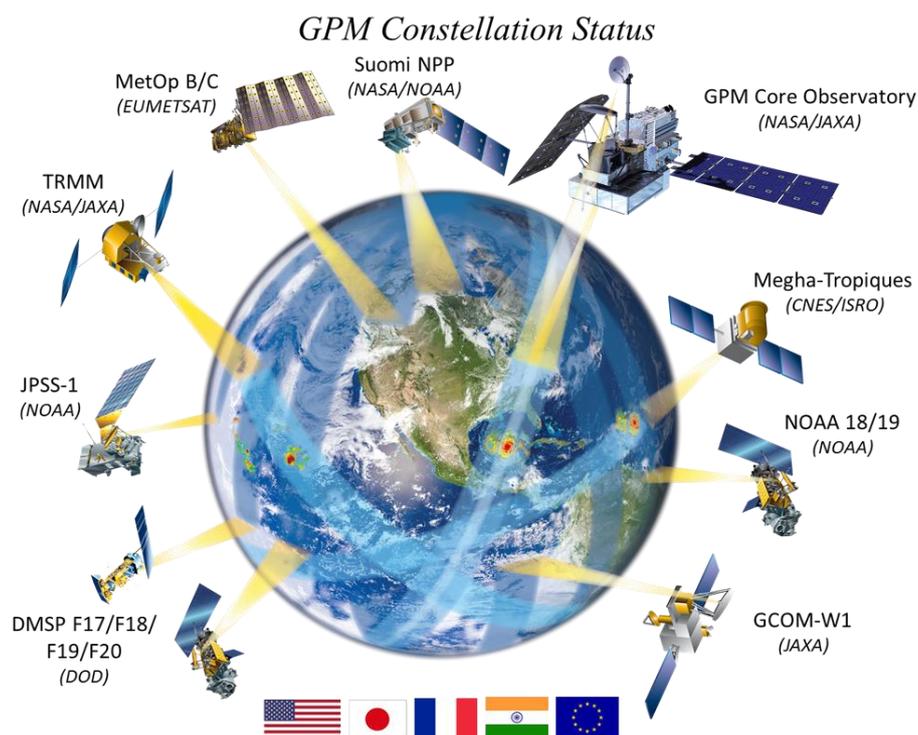
estinzione della radiazione elettromagnetica a seguito dell'interazione con le idrometeore ghiacciate: la radiazione nelle microonde rilevata dai radiometri tende a diminuire al crescere del diametro dei chicchi di grandine. La diminuzione di segnale rilevata dai sensori satellitari contiene l'informazione relativa al parametro cercato e viene interpretata attraverso il metodo MWCC-H.

I punti di forza del metodo MWCC-H sono alla base dello sviluppo della tecnica MASHA, pensata per identificare e monitorare i sistemi grandinigeni ad alta risoluzione temporale e spaziale. Operativamente MASHA combina le probabilità di grandine calcolate mediante i dati provenienti dall'intera costellazione GPM col metodo MWCC-H sviluppato da Laviola et al. (2020a-b) con la capacità di osservazione ad alta risoluzione temporale del Meteosat in modalità Rapid Scan Service (MSG-RSS). Lo schema computazionale della tecnica MASHA processa ricorsivamente tutte le informazioni satellitari disponibili, così da produrre ogni cinque minuti una nuova mappa della distribuzione della probabilità di grandine dove, progressivamente, viene aggiornata l'evoluzione del grado di severità dell'evento e la traiettoria dei sistemi grandinigeni. Ulteriori applicazioni della tecnica hanno dimostrato il potenziale dello schema computazionale di MASHA anche quando supportato da indici radar per l'identificazione di nubi grandinogene: la Probability Of Hail (Foote et al, 2005) e la VIL density (Amburn, S. A. and P.L., Wolf 1997) forniscono informazioni chiave per rilevare la grandine in nube. L'idea è di utilizzare i dati provenienti da satelliti geostazionari e da sensori passivi nelle microonde, in modo da poterli combinare per ricavare informazioni sui sistemi precipitanti. La radiazione infrarossa rilevata dai sensori geostazionari proviene principalmente dal top delle nubi spesse. I dati dei sensori nelle microonde permettono una stima migliore della precipitazione, grazie ai

processi fisici di estinzione che coinvolgono la radiazione diretta verso l'alto che interagisce con la struttura verticale dei sistemi precipitanti. Inoltre MASHA si propone di correlare le temperature di brillanza rilevate dai satelliti geostazionari, che godono di un'ottima copertura spazio-temporale, con le stime di probabilità di grandine derivate dai sensori nelle microonde, le cui informazioni sono più diradate nello spazio e nel tempo.

## **2.2 Il dataset: GPM e MSG**

La costellazione GPM è una missione satellitare che è stata progettata per disporre di una rete internazionale di satelliti di ultima generazione, in grado di fornire osservazioni globali dallo spazio relative a pioggia, neve e grandine. La missione GPM effettua misure riguardanti le proprietà microfisiche e la struttura verticale dei sistemi precipitanti e combinare tecniche attive e passive di remote sensing grazie a sensori che operano nelle microonde, in modo da ottenere risultati migliori sulla precipitazione globale. Gli obiettivi della missione includono la misurazione quasi globale delle precipitazioni, la loro distribuzione, i processi delle precipitazioni e i processi fisici associati. Ulteriori vantaggi del GPM includono miglioramenti nei modelli di previsione del tempo e delle precipitazioni, previsione più avanzata delle risorse idriche, nonché modelli per la previsione dei rischi di inondazione e la gestione dell'acqua dolce. Comprendere la struttura orizzontale e verticale delle precipitazioni e le sue diverse proprietà microfisiche e raggiungere un'elevata frequenza di campionamento globale sono obiettivi chiave del GPM. L'acqua è una componente fondamentale del ciclo idrologico della Terra ed è essenziale per la vita di ogni essere vivente. Poiché le precipitazioni sono l'input principale in questo ciclo e influenzano la disponibilità delle risorse idriche sulle aree terrestri, la misurazione delle precipitazioni in tutto il mondo è di fondamentale importanza.



*Figura 17. La costellazione GPM include diverse missioni satellitari internazionali. Il consorzio comprende l'Organizzazione europea per l'esercizio dei satelliti meteorologici (EUMETSAT), l'Agenzia giapponese per l'esplorazione aerospaziale (JAXA), il Centro nazionale francese di studi spaziali (CNES), l'Organizzazione indiana per la ricerca spaziale (ISRO), il Dipartimento della Difesa degli Stati Uniti, il Programma satellitare meteorologico della difesa (DMSP) e l'Amministrazione nazionale oceanica e atmosferica (NOAA).*

Grazie alla collaborazione tra la National Aeronautics and Space Administration (NASA) e la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) nel lancio della Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) nel 1997, NASA e JAXA disposero il lancio del Global Precipitation Measurement Core Observatory (GPM-CO) il 28 febbraio 2014. Il GPM-CO, una missione congiunta di Stati Uniti e Giappone lanciata nel 2014, estende e migliora l'eredità della Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Il GPM-CO trasporta strumenti a microonde passivi e attivi di alta qualità progettati per osservare la struttura e l'intensità delle precipitazioni. Tra i vari strumenti, l'osservatorio trasporta il primo radar a doppia frequenza nello spazio (Dual-frequency Precipitation Radar, DPR) e il nuovo sensore nelle microonde a scansione conica GPM Microwave Imager (GMI). La costellazione GPM comprende sensori nelle

microonde che adottano una modalità di scansione di tipo conico oppure cross-track e che operano a frequenze tra 6 e 183 GHz (Hou et al., 2014). In questo lavoro di tesi sono stati selezionati e utilizzati quattro sensori nelle microonde: Microwave Humidity Sounder (MHS), Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS), Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) e GMI.

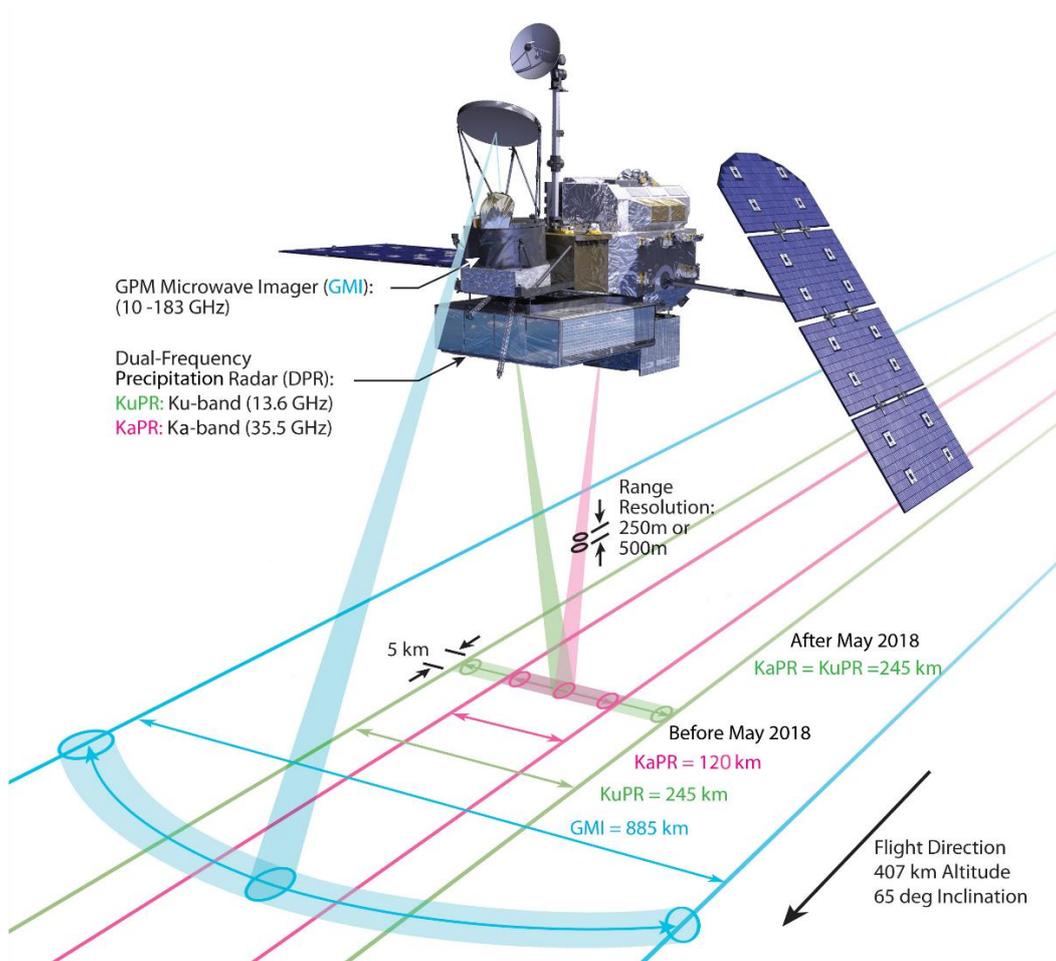


Figura 18. Il principio di funzionamento del sensore GMI e del radar DPR (Hou et al., 2014).

Il sensore GMI schematizzato in Figura 18 è un radiometro a microonde, dotato di 13 canali con frequenze tra 10 e 183 GHz. Il meccanismo di scansione è di tipo conico ed effettua 32 rotazioni al minuto. Il GMI è posizionato a un'altitudine di 407 km ed è dotato di un'antenna che, con un diametro di 1.2

metri, lo rende il sensore con la più alta risoluzione spaziale di tutta la costellazione, con 220 pixel di risoluzione pari a circa 6 km ( $4.4 \times 7.3$ ). Insieme al radiometro GMI c'è anche il radar a doppia frequenza (DPR) che fornisce misure tridimensionali della struttura e delle caratteristiche delle precipitazioni. Lo strumento DPR è costituito da un radar di precipitazione in banda Ka (KaPR) operante a 35.5 GHz e da un radar di precipitazione in banda Ku (KuPR) operante a 13.6 GHz (Hou et al., 2014). Il DPR ha originariamente raccolto dati su un'area di 125 e 245 km di larghezza, rispettivamente per i radar in banda Ka e Ku, ma da maggio 2018 l'area ora copre 245 km di larghezza per entrambi i radar. Lo strumento GMI è un radiometro a microonde multicanale a scansione conica che copre un'area di 550 miglia (885 km).

Il satellite Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F-16 fu lanciato in orbita nell'ottobre 2003 e a bordo fu posizionato il sensore SSMIS. SSMIS è provvisto di 24 canali che operano tra 19.35 e 183.31 GHz. A questa frequenza, l'ampiezza della scansione sulla superficie terrestre viene coperta da 180 pixel con una risoluzione pari a circa 14 km (Sun and Weng, 2012).

Gli altri due sensori utilizzati in questo lavoro di tesi sono MHS e ATMS: entrambi effettuano una scansione di tipo cross-track con una risoluzione massima al nadir di 16 km. MHS è costituito da due canali che misurano la radiazione nelle microonde a una frequenza di 89 e 157 GHz e altri tre canali centrati a 183.31 GHz. Nel presente lavoro sono stati utilizzati anche i dati provenienti dai satelliti Meteosat-9 (MSG-2) e Meteosat-10 (MSG-3) appartenenti alla costellazione Meteosat Second Generation (MSG). Questi satelliti sono posti a circa 36000 km di quota sopra l'equatore e sono caratterizzati da orbite geostazionarie definite geosincrone, questo perché hanno la caratteristica di ruotare alla stessa velocità angolare della Terra e

con lo stesso verso di percorrenza. Il radiometro che si trova a bordo dei satelliti MSG è lo Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) ed è provvisto di dodici canali: quattro di questi operano nel visibile mentre i restanti otto nell'infrarosso. SEVIRI è in grado di fornire immagini di tutta l'area di interesse ogni quindici minuti e sull'Europa ogni cinque minuti grazie alla modalità Rapid Scan, eseguendo una scansione che conta per ogni linea 2500 pixel con una risoluzione di 4.8 km nei canali dell'infrarosso (Levizzani et al., 2001). Due degli otto canali nell'infrarosso sono stati selezionati e utilizzati come prima fonte di informazione per identificare la grandine durante gli intervalli temporali nei quali i dati di probabilità di grandine forniti dai sensori nelle microonde non sono disponibili. Il primo è un canale finestra con la banda centrata a una lunghezza d'onda di 10.8  $\mu\text{m}$ . A questa lunghezza d'onda è possibile osservare la superficie terrestre in condizioni di cielo sereno e misurare la temperatura del top della nube in presenza di nubi spesse, elemento importante per monitorare la loro evoluzione. Il secondo canale utilizzato è quello con lunghezza d'onda pari a 6.2  $\mu\text{m}$  che si trova nella banda di assorbimento del vapore acqueo: in questo caso gran parte della radiazione proviene dalla medio-alta troposfera e le caratteristiche superficiali non possono essere individuate. Nel metodo MASHA i passaggi dei satelliti con sensori nelle microonde passive vengono sfruttati per definire una probabilità di grandine (hail probability) sulla base della diminuzione della temperatura di brillanza rilevata dal sensore nelle microonde, sul quale è stato implementato l'algoritmo MWCC-H. La hail probability rappresenta la variabile principale attraverso la quale tutto l'algoritmo è stato riconfigurato e modificato. Durante l'implementazione del metodo MASHA verrà introdotto anche l'overshooting index, che viene calcolato a partire dalle temperature di brillanza osservate dai satelliti geostazionari MSG nei canali a 6.2 e a 10.8  $\mu\text{m}$ .

Questo parametro è un ottimo indicatore per individuare i sistemi temporaleschi che presentano al loro interno una convezione molto intensa.

## 2.2.1 Hail probability

La stima dei valori di hail probability (HP) viene effettuata dall'algoritmo MWCC-H precedentemente descritto e rappresenta l'informazione originaria con cui viene alimentato il metodo MASHA e la parte di dati che provengono dai satelliti della costellazione GPM. Le rilevazioni dei satelliti nelle microonde vengono sfruttate dall'algoritmo per produrre mappe di hail probability. Essendo una probabilità, se ne deduce che può assumere valori compresi tra 0 e 1. Fino a un valore pari a 0.20 il metodo MWCC-H non è in grado di distinguere la presenza di idrometeore ghiacciate, mentre con una hail probability compresa tra 0.20 e 0.36 in genere si osserva la presenza di graupel e cristalli di ghiaccio in nube. Questa classe viene definita come "hail potential". Quando la hail probability assume valori compresi tra 0.36 e 0.60 le dimensioni delle idrometeore aumentano e si generano aggregati che possono precipitare al suolo, passando dalla graupel a chicchi di grandine del diametro di alcuni cm. La classe di valori di hail probability compresa tra 0.36 e 0.45 viene definita "hail initiation", mentre i valori di hail probability compresi nel range tra 0.45 e 0.60 definiscono la classe "hail". Tra 0.60 e 1.00 invece viene identificata la classe "super hail": in questa categoria il diametro dei chicchi può superare anche i 10 cm e i danni che si verificano al suolo risultano molto ingenti. Di seguito viene riportata una tabella che mostra le classi di grandine definite in base ai valori della hail probability e al diametro del chicco di grandine:

CLASSI DI GRANDINE	HAIL PROBABILITY (HP)	DIAMETRO DEL CHICCO	DANNI POTENZIALI
No hail	$HP < 0.20$	–	ASSENTI
Hail potential	$0.20 \leq HP < 0.36$	$< 0.1$ cm	ASSENTI
Hail initiation	$0.36 \leq HP < 0.45$	$0.1 \div 2$ cm	TRASCURABILI
Hail	$0.45 \leq HP < 0.60$	$2 \div 10$ cm	EVIDENTI
Super hail	$0.60 \leq HP < 1.00$	$> 10$ cm	GRAVI

*Tabella 2. La suddivisione della hail probability (HP) nelle quattro classi individuate.*

Le principali caratteristiche delle quattro classi di grandine individuate sono riassunte in Tabella 2, dove a ciascuna classe di grandine corrisponde un intervallo di valori di hail probability, un range per il diametro del chicco e una scala dell'entità dei danni associati.

## 2.2.2 Overshooting index

L'overshooting index (OI) è un indice che fornisce una valutazione (proxy) della severità di una nube convettiva in base al suo sviluppo verticale. Le intense correnti ascensionali, che regolano la dinamica principale dei violenti temporali, producono un'intrusione nell'alta troposfera-bassa stratosfera (overshooting top), indice del vigore di quel sistema temporalesco. Computazionalmente, l'OI si calcola come differenza tra la radiazione infrarossa nei canali a 6.2 e a 10.8  $\mu\text{m}$ . Il canale a 6.2  $\mu\text{m}$  opera in una regione dello spettro in cui si ha un forte assorbimento della radiazione da parte del vapore acqueo; dunque, il massimo della funzione peso per questa banda spettrale si osserva tipicamente tra 6 e 8 km di altezza, ossia in medio-alta troposfera.

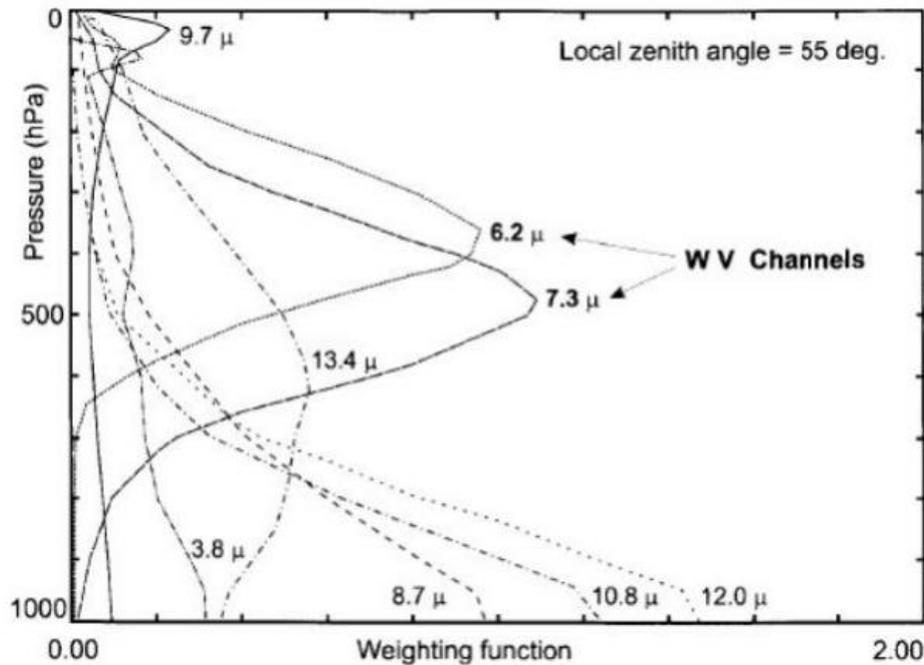
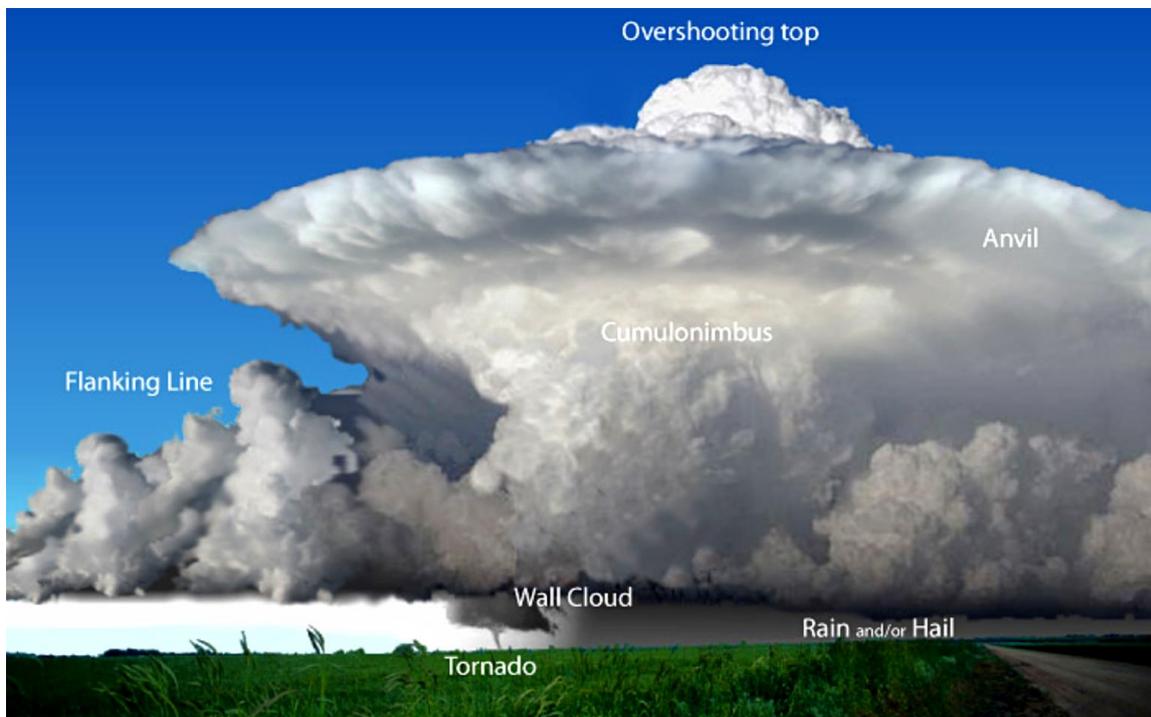


Figura 19. Le funzioni peso degli otto canali nell'infrarosso misurate dal radiometro SEVIRI ad un angolo zenitale pari a  $55^\circ$  (Santurette and Georgiev, 2005).

Nel canale a  $10.8 \mu\text{m}$ , invece, si ha un assorbimento quasi nullo della radiazione infrarossa da parte dei gas atmosferici; pertanto, il segnale di temperatura di brillantezza proviene direttamente dagli strati più prossimi alla superficie in condizioni di cielo chiaro. Infatti, osservando la funzione peso del canale a  $6.2 \mu\text{m}$ , si può notare come il picco della radianza provenga da un'altitudine pari a circa 8 km, mentre la funzione peso del canale a  $10.8 \mu\text{m}$  raggiunge il suo massimo in corrispondenza della superficie terrestre (Figura 19). L'overshooting index (OI) è definito come:  $OI = TB_{062} - TB_{108}$ , dove  $TB_{062}$  e  $TB_{108}$  sono rispettivamente le temperature di brillantezza di SEVIRI a  $6.2$  e  $10.8 \mu\text{m}$ . Più questo indice tende a 0 e assume valori positivi e maggiore è la probabilità che il top della nube raggiunga la tropopausa e attraversi la parte bassa della stratosfera, dando luogo all'overshooting top. L'overshooting top è un indicatore della possibile presenza di grandine in nube. Tipicamente l'overshooting top è ben visibile anche ad occhio nudo, dato che assume la

classica forma a cupola che si sviluppa al di sopra del cumulonembo. Un esempio viene riportato di seguito in Figura 20:



*Figura 20. Rappresentazione di un overshooting top (Levizzani\_clouds\_1.pdf).*

Dato che in troposfera la temperatura diminuisce all'aumentare della quota, in condizioni di cielo chiaro si avrà che la  $TB_{108}$  sarà più elevata della  $TB_{062}$  e quindi l'OI sarà fortemente negativo, anche con valori inferiori ai  $-50$  K. In presenza di nubi più o meno sviluppate verticalmente, la  $TB_{108}$  si riferisce alla radiazione proveniente dal top della nube e non più dalla superficie. Nella banda del vapore acqueo, la radiazione arriva dall'umidità che si trova al di sopra del top della nube. Di conseguenza, mentre il top della nube sale sempre più nell'alta troposfera, la radiazione in arrivo al satellite diminuisce più rapidamente nel canale finestra rispetto al canale nel vapore acqueo e l'OI, pur rimanendo negativo, si avvicina sempre più a un valore nullo (Martin et al., 2008). In stratosfera invece la temperatura torna ad aumentare con la quota. Quando l'updraft è molto sostenuto, il vapore acqueo viene forzato verso l'alto nella bassa stratosfera dall'overshooting top: in questo particolare

caso il vapore acqueo emette a temperature più elevate rispetto a quelle del canale finestra e l'OI può diventare positivo, identificando la zona dove può essere localizzato l'overshooting top. In condizioni di cielo sereno la  $TB_{062}$  è sempre minore della  $TB_{108}$ , di conseguenza l'OI è sempre negativo. In condizioni di deep convection invece succede che la  $TB_{062}$  può diventare maggiore della  $TB_{108}$ , di conseguenza l'OI può essere positivo. Un valore di OI superiore a 0 può indicare la presenza di sistemi convettivi profondi con forte attività temporalesca e la formazione di uno o più overshooting top.

## **2.3 Dati di fulminazione e dati radar**

I risultati ottenuti dal metodo MASHA verranno poi combinati insieme ai dati di fulminazione, forniti dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (AM), e ai dati radar, forniti dall'Agenzia regionale per la prevenzione, l'ambiente e l'energia dell'Emilia-Romagna (ARPAE), per sviluppare un indice di severità della grandine (HSI) e che verrà trattato nei capitoli seguenti. L'integrazione di queste ulteriori variabili ha come obiettivo quello di migliorare le mappe di grandine ricostruite dal metodo MASHA, sfruttando l'informazione misurata da strumenti che si trovano al suolo, in modo da rendere più completa l'osservazione dei sistemi grandinigeni nel loro insieme.

### **2.3.1 Dati di fulminazione**

I dati di fulminazione provengono dalla rete LAMPINET, che è gestita dall'Aeronautica Militare, e sono disponibili per l'intero territorio regionale. È stato dimostrato che la graupel e i cristalli di ghiaccio assumono un ruolo molto importante nel processo di elettrificazione che si verifica in nube e di conseguenza anche la grandine è correlata alla presenza di fulminazioni. In letteratura numerosi studi hanno confermato che il numero totale di fulmini è

il miglior indicatore per identificare la grandine (Emersic et al., 2011). Vari studi hanno associato situazioni di forte maltempo, accompagnate anche da violenti fenomeni grandinigeni, con un aumento significativo del numero delle fulminazioni (lightning jump) (Farnell et al., 2017). Spesso l'aumento sostanziale del rate di fulminazione si verifica alcuni minuti (una decina) prima della fase più intensa della precipitazione al suolo, rendendolo quindi un aspetto fondamentale per il nowcasting (Schultz et al, 2009).

### 2.3.2 Dati radar: POH e VIL density

I dati radar utilizzati in questo lavoro di tesi sono la Probability Of Hail (POH) e la Vertically Integrated Liquid density (VILd). Questi dati sono disponibili solo per i casi studio dell'Emilia-Romagna, in quanto sono stati forniti da ARPAE e hanno una risoluzione di 1 km. Le misure di POH e VILd sono state calcolate sulla base del composito di riflettività ottenuto dai dati radar in banda C di Gattatico (RE) e San Pietro Capofiume (BO) gestiti da ARPAE-SIMC. I dati di POH vengono prodotti calcolando la differenza ( $\Delta H_{45}$ ) tra la quota dell'echo top a 45 dBZ ( $H_{45}$ ) e la quota dello zero termico ( $H_0$ ) prevista dal modello ad area limitata operativo COSMO a 5 km di risoluzione:

$$\Delta H_{45} = H_{45} - H_0 \quad (7)$$

L'echo top individua il punto più alto in cui la riflettività raggiunge 45 dBZ e può essere utilizzato per dedurre l'intensità di un sistema temporalesco. Quindi più sarà alto l'echo top di un temporale, più sarà forte l'updraft che lo contraddistingue e maggiore sarà la probabilità che si sviluppi un temporale intenso con associate forti raffiche di vento e grandine anche di notevole dimensione. I dati di VIL density invece vengono prodotti dividendo la Vertically Integrated Liquid (VIL), che fornisce una stima della massa totale di precipitazione in nube, per la quota dell'echo top a 18.3 dBZ. La VILd viene

misurata tipicamente in  $\text{g/m}^3$ , invece la POH essendo una probabilità può assumere valori da 0 a 100.

Non esiste un legame diretto tra POH e dimensione della grandine, mentre per la VIL density valori  $> 3.5 \text{ g/m}^3$  hanno mostrato, in uno studio condotto nella regione di Tulsa in Oklahoma (Amburn e Wolf, 1997), una buona corrispondenza con eventi severi, cioè con dimensione dei chicchi  $> 1.9 \text{ cm}$  (POD = 90% e FAR  $< 2\%$ ).

### **2.3.3 Le coincidenze**

I dati iniziali sono quelli provenienti dalla costellazione GPM e quelli dei satelliti MSG. I dati nativi di precipitazione provengono dal Meteosat MSG-2 (seconda generazione) e MSG-3 (terza generazione) gestiti da EUMETSAT (consorzio satellitare europeo). Tipicamente l'informazione fornita da MSG-2 o MSG-3 è disponibile ogni cinque minuti per l'intera giornata, mentre le rilevazioni provenienti dai satelliti della costellazione GPM (GPM-C) hanno una frequenza spaziale e temporale più diradata, con circa 30-40 osservazioni totali nell'arco di 24 ore. Per ottenere una migliore informazione sui sistemi grandinigeni, è necessario combinare insieme le informazioni del GPM e di MSG attraverso l'accoppiamento dei dati quando questo è possibile. Quello che fa l'algoritmo MWCC-H, per ogni file a cinque minuti nell'infrarosso, è andare alla ricerca dei file nelle microonde che possano avere una collocazione spaziale e temporale corrispondente. A questo punto i pixel che sono risultati conformi vengono esaminati alla luce di un nuovo criterio. Infatti, per poter essere selezionati e inseriti nei file di coincidenze finali, i pixel devono avere una simile geolocalizzazione che non deve superare i 10 km di distanza e un tempo di acquisizione che rientri in massimo quindici minuti di differenza tra i due satelliti. Quando l'operazione per la rilevazione delle

coincidenze è terminata, si ottiene un file di output dove sono riportate le informazioni combinate dai due satelliti, nello specifico: la data, l'ora, il tempo misurato in secondi a partire dalla mezzanotte del giorno in questione e il nome del satellite. I satelliti della costellazione MSG operano nell'infrarosso, quelli della costellazione GPM invece operano nelle microonde. L'ultima parte di elaborazione dati effettuata dal metodo MASHA riguarda la geolocalizzazione dei risultati. L'algoritmo prende nuovamente in input i dati forniti ogni cinque minuti dal sensore MSG e li combina per ottenere mappe di grandine ogni cinque minuti. La hail probability viene calibrata sulla base delle coincidenze avvenute tra MSG (geostazionario che guarda il mediterraneo ogni cinque minuti) e i satelliti a orbita polare. Nelle microonde la hail probability viene calcolata tramite l'algoritmo MWCC-H. Quando avviene la coincidenza tra MSG e GPM, la HP viene determinata sul satellite GPM, poi tramite il metodo MASHA questo segnale viene propagato dalle microonde all'infrarosso nell'MSG. La costellazione GPM è formata da 10 sensori, ognuno dei quali passa al più due volte al giorno sul Mediterraneo.

## **2.4 Il processo di rimappatura**

Poiché i dati radar, i dati di fulminazione e i dati da satellite (hail probability e overshooting index) hanno risoluzioni tutte diverse (i dati radar hanno una risoluzioni di 1 km, i dati da satellite hanno una risoluzione di circa 4.8 km e i dati di fulminazione hanno una risoluzione puntuale), per poterli confrontare e quindi metterli sulla stessa griglia è necessario che vengano rimappati alla stessa risoluzione. È stato deciso di rimappare tutte le variabili fisiche a 7.5 km perché è stato il miglior compromesso per poter visualizzare sulla stessa griglia i dati radar, i dati da satellite e i dati di fulminazione. Con questa risoluzione si riesce infatti a preservare sia gran parte del segnale sia la sua intensità. Con una risoluzione più piccola e quindi migliore si perde una parte

del segnale per quanto riguarda i fulmini, invece con una risoluzione più grande e quindi peggiore si perde una parte dell'intensità dei dati di precipitazione, ottenendo dei valori più attenuati rispetto ai dati nativi di partenza.

## **2.5 Applicazione della tecnica MASHA: l'Hail Severity Index**

Una volta che tutte le variabili sono state rimappate alla stessa risoluzione spaziale e quindi hanno tutte la stessa geolocalizzazione, è possibile fornire una stima immediata della severità di un evento osservato attraverso un indice che combina l'output di MASHA (hail probability e overshooting index) con i dati radar e i dati di fulminazione. Questo indice, denominato Hail Severity Index (HSI), ha come scopo quello di stimare la severità delle condizioni atmosferiche attraverso una scala incrementale di interi da 0 a 4, ognuno dei quali rappresenta un livello di severità. Questo indice si aggiorna ogni cinque minuti e aumenta all'aumentare della probabilità di grandine, passando da un valore minimo di 0 (hail probability compresa tra 0 e 0.20) a un valore massimo di 4 (hail probability compresa tra 0.60 e 1.00). Si possono definire anche per le altre variabili atmosferiche (overshooting index e fulmini) degli intervalli opportuni, in modo che a ciascuno di essi possa corrispondere un valore di HSI tra 0 e 4, esattamente come definito per la hail probability. In accordo con gli studi eseguiti da Strelec Mahović and Mikuš (2011), per l'OI è stato deciso di utilizzare una soglia pari o superiore a 4 per identificare sistemi temporaleschi molto violenti e far scattare il valore massimo dell'HSI. Invece, dopo alcune verifiche è stato deciso di considerare solamente valori di OI pari o superiori a 1 per determinare un HSI non nullo, in quanto valori più bassi di OI avrebbero causato un numero di falsi allarmi troppo elevato rispetto alle reali condizioni atmosferiche.

Per quanto riguarda i dati radar, non esiste un legame diretto tra POH e dimensione dei chicchi di grandine ma al crescere della POH aumenta la probabilità che l'evento sia grandinigeno e quindi, in concomitanza con altri fattori, severo. In uno studio sulla climatologia della grandine in Svizzera, Nisi et al. (2016) identificano come soglia per l'identificazione della grandine severa una POH dell'80% (il 90% degli eventi sono identificati da questa soglia di POH). Nello stesso lavoro si menziona come grandine non severa è identificata anche per valori più bassi di POH. Nell'indice HSI si impone un HSI pari a 0 per valori di POH < 60%, e progressivamente crescente all'aumentare di HSI (v. Tabella 3).

Amburn and Wolf (1997) stabilirono che i temporali definiti come severi, ossia caratterizzati da chicchi di grandine con diametro superiore a 1.9 cm, aumentano sensibilmente per valori di VIL density superiori a 3.5 g/m<sup>3</sup>. Qualche anno dopo, Lahiff (2005) presentò ulteriori risultati ottenuti nella zona di Burlington nell' area di allertamento della contea del Vermont sulla VIL density, trovando che i temporali severi sono molto rari quando i valori di VIL density risultano inferiori a 3 g/m<sup>3</sup>, mentre sono quasi tutti severi per valori superiori a 4.5 g/m<sup>3</sup>. Per questi motivi quando la VIL density raggiunge i 4.5 g/m<sup>3</sup> viene assegnato un HSI pari a 4, mentre tra 3.5 e 4.5 g/m<sup>3</sup> l'HSI è uguale a 3. Per eventi temporaleschi meno intensi (grandine inferiore ai 2 cm), l'HSI risulta uguale a 2 in caso di VIL density tra 2.5 e 3.5 g/m<sup>3</sup>, mentre diviene uguale a 1 per valori di VIL tra 1.5 g/m<sup>3</sup> e 2.5 g/m<sup>3</sup>.

Si sottolinea che detti valori sono un primo proxy di intervalli, costruiti adattando le informazioni provenienti dagli studi citati, rispetto alle categorie individuate per l'HSI, ma che sarebbe necessario uno studio ad hoc per ottimizzare gli intervalli stessi.

Per quanto riguarda le fulminazioni, infine, Williams et al. (1999) trovarono che fenomeni severi (grandine con diametro superiore a 1.9 cm) si verificano solamente quando il tasso di fulminazione è superiore a 60 al minuto. Inoltre Feng et al. (2007) verificarono che il numero totale di fulmini e la distribuzione del contenuto di precipitazione ghiacciata in nube ( $\text{g/m}^3$ ) risultano ben correlati. Per stilare la distribuzione dei fulmini è stato deciso di utilizzare un tasso di fulminazione caratterizzato mediamente da almeno un fulmine al minuto. Per l'HSI è stato deciso di assegnare il valore 1 ogni qualvolta venisse superato il tasso minimo di fulminazione, quindi per un numero di fulmini pari o superiore a sei ogni cinque minuti. Per definire gli intervalli di fulminazione, a cui poi corrisponde un determinato valore di HSI, è stata adottata la seguente procedura: si calcolano i percentili relativi ai valori di VIL density (2.5 – 3.5 – 4.5  $\text{g/m}^3$ ) e si utilizzano i percentili risultanti per trovare il numero di fulmini nella corrispondente distribuzione. Con questa metodologia si è trovato che la prima classe di fulminazione è compresa tra 6 e 11 a cui corrisponde un valore di HSI pari a 1, la seconda tra 11 e 22 a cui corrisponde un valore di HSI pari a 2, la terza tra 22 e 32 a cui corrisponde un valore di HSI pari a 3 e la quarta e ultima classe è quella in cui vengono rilevati 32 o più fulmini, a cui corrisponde il livello massimo di HSI che è 4.

Dunque sono stati definiti tutti gli intervalli per tutte le variabili fisiche che concorrono a determinare il valore dell'HSI. Ogni variabile contribuirà in modo diverso sul valore da assegnare all'HSI, il cui valore sarà scelto in base alla variabile che peserà di più. Segue nella pagina successiva una tabella che mostra i valori dell'HSI definiti in funzione delle classi di hail probability, di overshooting index, numero di fulmini, POH e VIL density:

<b>HAIL SEVERITY INDEX (HSI)</b>					
	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>
H. Prob. (H)	$H < 0.2$	$0.2 \leq H < 0.36$	$0.36 \leq H < 0.45$	$0.45 \leq H < 0.6$	$0.6 \leq H < 1$
Oversh. (OI)	$OI < 1$	$1 \leq OI < 2$	$2 \leq OI < 3$	$3 \leq OI < 4$	$OI \geq 4$
Fulmini (F)	$F < 6$	$6 \leq F < 11$	$11 \leq F < 22$	$22 \leq F < 32$	$F \geq 32$
POH (P)	$P < 60$	$60 \leq P < 70$	$70 \leq P < 80$	$80 \leq P < 90$	$P \geq 90$
VILd (V)	$V < 1.5$	$1.5 \leq V < 2.5$	$2.5 \leq V < 3.5$	$3.5 \leq V < 4.5$	$V \geq 4.5$

*Tabella 3. Classificazione dell'Hail Severity Index (HSI) da 0 a 4 in funzione di hail probability (H), overshooting index (OI) (kelvin), numero di fulmini (F), POH (P) e VIL density (V) (grammi su metro cubo).*

## Capitolo 3

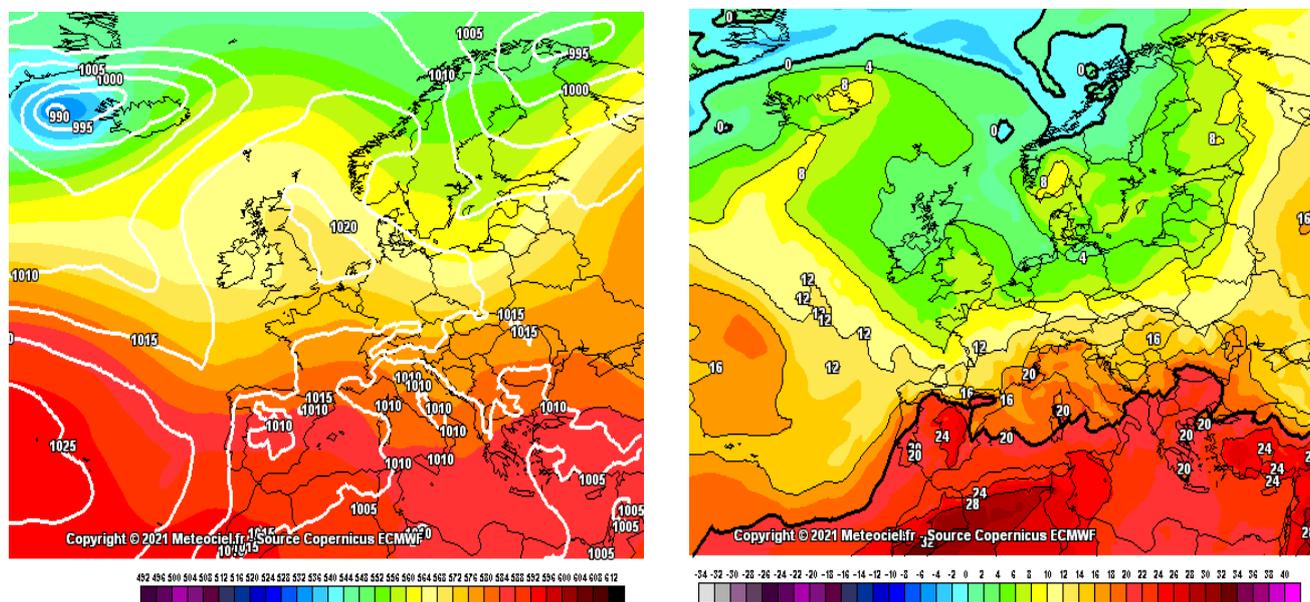
### Analisi dei casi studio

In questo capitolo si analizzano sei casi studio dal punto di vista degli output della tecnica MASHA e di altri indicatori di severità dell'evento, quali i dati di fulminazione, i dati radar di POH e VIL density per due casi dell'Emilia-Romagna e l'indice di sintesi HSI. Per ogni evento si descrivono le condizioni sinottiche, si confrontano le mappe di hail probability ottenute da MASHA con la dislocazione delle fulminazioni. Si osserva inoltre l'andamento di alcuni parametri (hail probability, overshooting index e fulmini) in funzione della temperatura di brillantezza al top della nube nel canale infrarosso a 10.8  $\mu\text{m}$ , l'andamento temporale delle medesime variabili sul punto di interesse e le velocità verticali e il wind shear. Sono stati identificati sei casi studio caratterizzati da dinamiche atmosferiche differenti, in modo da verificare il funzionamento della tecnica in due differenti condizioni meteorologiche, nello specifico: tre casi di flash flood (presenza di grandine trascurabile) e tre casi di grandinate intense.

#### 3.1 Evento di flash flood del 27 Luglio 2022 nella Val Camonica

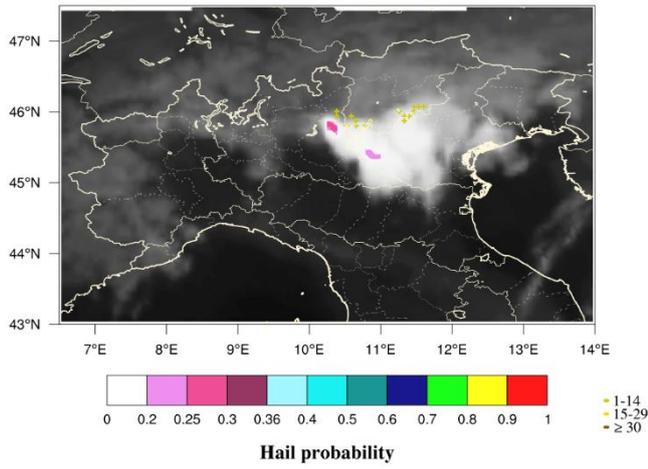
Nella giornata del 27 Luglio 2022 si è assistito ad una sensibile riduzione del campo di alta pressione di matrice sub-tropicale sul suo bordo settentrionale. L'abbassamento dei valori di geopotenziale alla quota isobarica di 500 hPa (circa 5500 m) ha favorito l'ingresso di correnti più fresche nord-atlantiche sul Nord Italia, dando luogo a condizioni fortemente instabili e favorevoli allo sviluppo di temporali intensi accompagnati da piogge intense, abbondante

attività elettrica e forti raffiche di vento. Di seguito in Figura 21 vengono mostrate le mappe della sinottica e delle isoterme in quota riferite alle ore 18:00 UTC (20:00 locali) del 27 Luglio 2022. Queste mappe sono fornite dalla rianalisi ERA5 del modello europeo ECMWF ad una risoluzione di 0.25°.

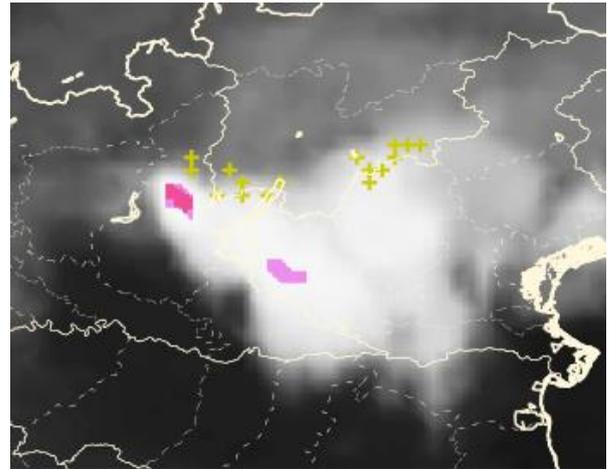


*Figura 21. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 27 Luglio 2022 alle ore 18:00 UTC (figura a sinistra) e temperature a 850 hPa per il 27 Luglio 2022 alle ore 18:00 UTC (figura a destra) (<https://www.meteociel.fr/>).*

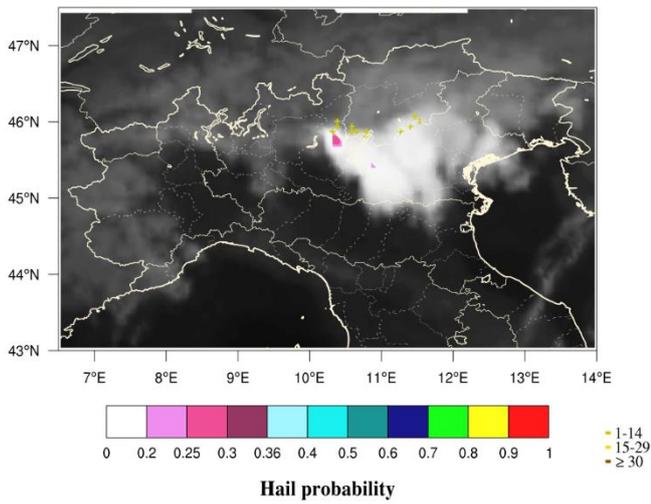
L'area di studio analizzata comprende il comune di Niardo (BS), situato nell'Alta Val Camonica dove, nella serata del 27 Luglio 2022, una cella temporalesca localizzata ma molto intensa ha attraversato la località con direzione nord-ovest/sud-est, facendo registrare a fine evento una cumulata complessiva di 186 mm e un'intensità massima di precipitazione pari a 288 mm/h misurata alle 21:52 UTC (23:52 locali), come rilevato da una stazione amatoriale di Niardo (<https://www.meteopassione.com/stazioni/niardo>).



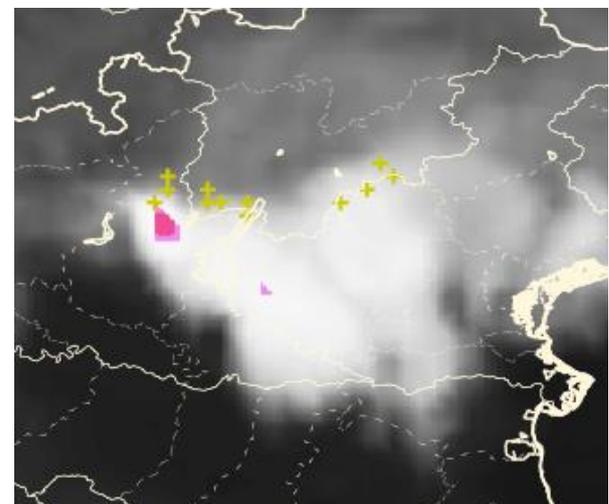
(a)



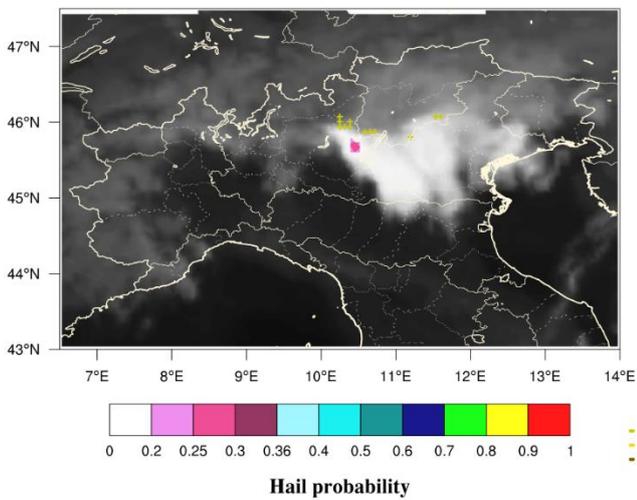
(b)



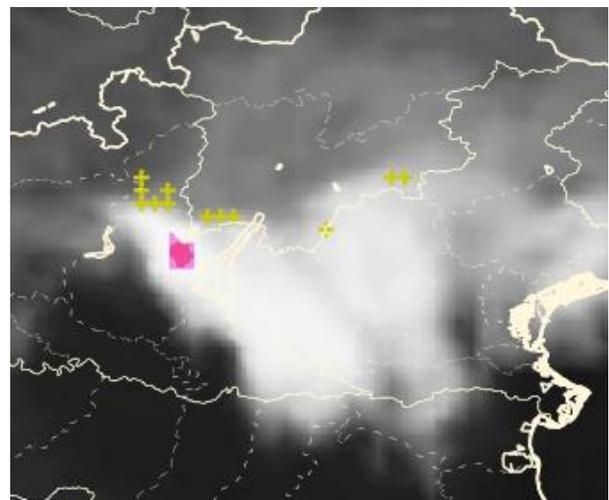
(c)



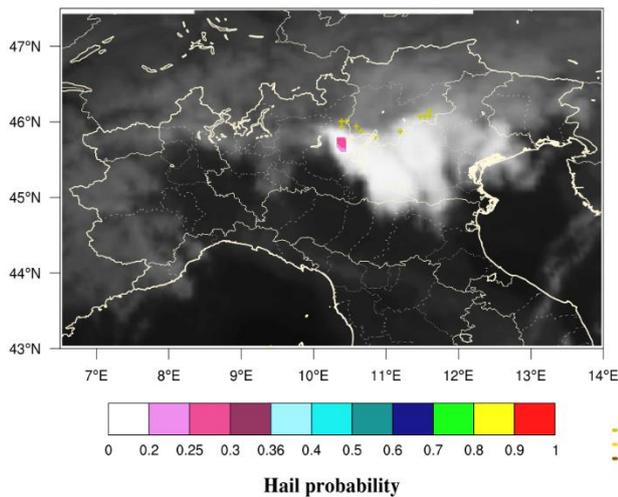
(d)



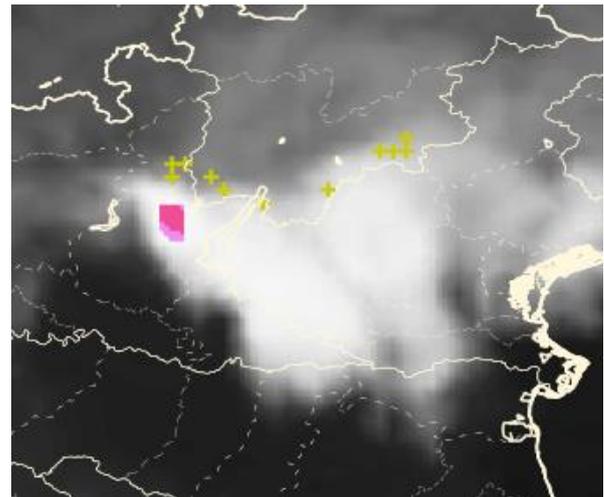
(e)



(f)



(g)



(h)

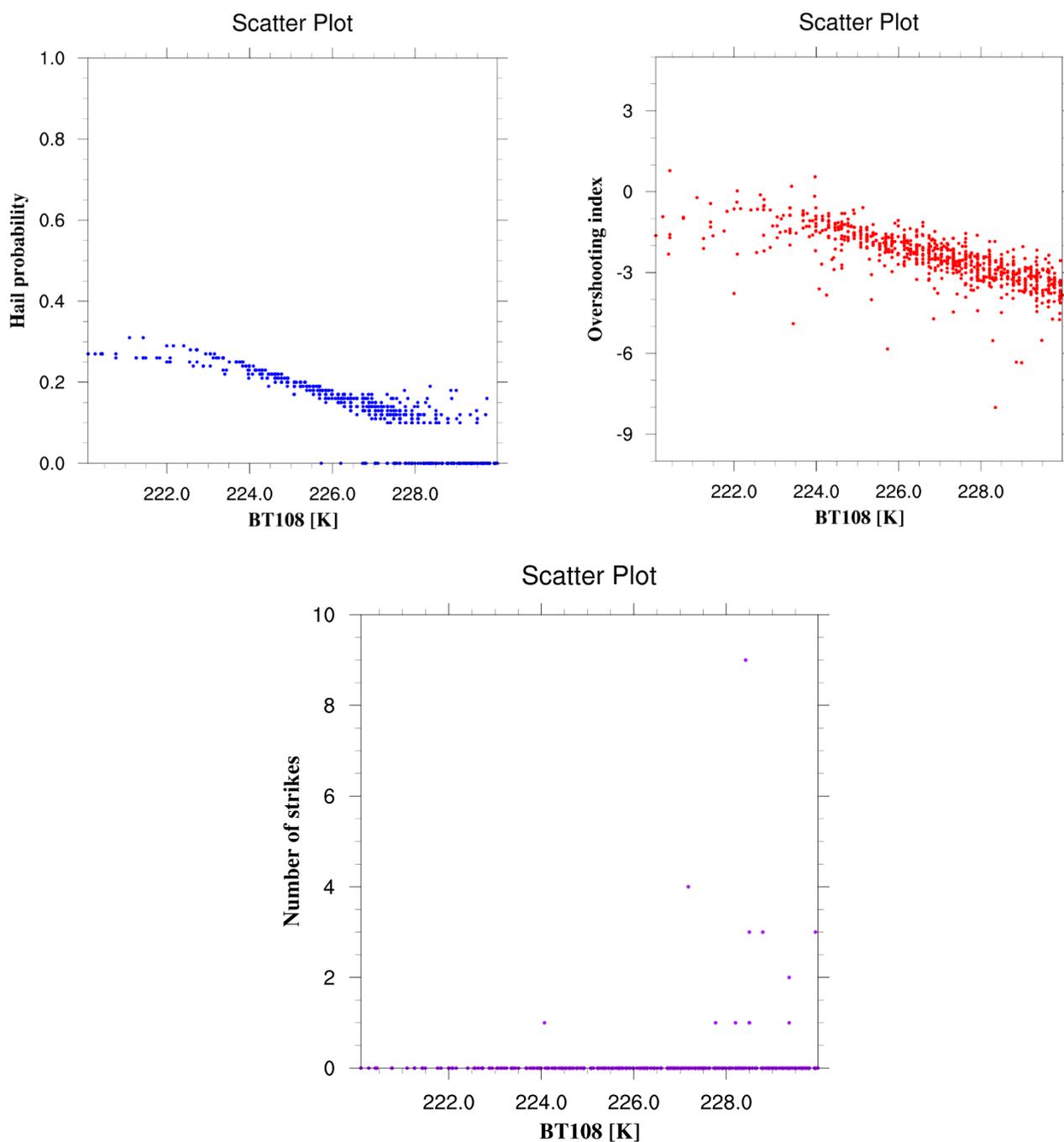
*Figura 22. Ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per il caso studio di flash flood del 27 Luglio 2022. Le mappe si riferiscono rispettivamente alle ore 21:45 UTC (a-b), 21:50 UTC (c-d), 21:55 UTC (e-f) e 22:00 UTC (g-h). Sulle mappe sono stati sovrapposti i conteggi di fulminazione, identificati da un marcatore a crocette.*

In Figura 22 viene mostrata la ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per la cella temporalesca che ha interessato la Val Camonica. Alle 21:45 UTC si registrano valori di hail probability compresi tra 0.25 e 0.30, questo fornisce l'indicazione che al top della nube sono presenti idrometeore ghiacciate classificate dalla tecnica MASHA come hail potential, ovvero piccoli aggregati di ghiaccio non identificati come chicchi di grandine. Questi valori di hail probability si registrano anche nei tre istanti successivi, dopo le 22:00 UTC avviene la dissipazione della cella. Queste mappe, definite sandwich, si compongono della sovrapposizione del dato di hail probability e del numero di fulmini. Sempre in Figura 22 è rappresentato uno zoom sull'area di interesse per ciascuno dei quattro istanti temporali, in modo da mettere in risalto le fulminazioni e la hail probability. Lo scopo della sovrapposizione dei due dati è capire dove si colloca il massimo di hail probability rispetto al massimo di fulminazione. In questo caso la hail probability arriva a valori di circa 0.30 e il numero di scariche elettriche rilevate ricade nella prima classe di numerosità (1-14) in tutti e quattro gli istanti temporali. Questo significa che

durante l'evento non sono mai stati registrati più di 14 fulmini nei cinque minuti precedenti a ciascun istante considerato.

### **3.1.1 Grafici a dispersione**

Come analisi ulteriore sono stati realizzati dei grafici a dispersione 2D che mostrano l'andamento della hail probability, dell'overshooting index e dei fulmini nei vari stadi evolutivi della cella, ovvero in funzione degli intervalli della temperatura di brillanza misurata al top della nube nel canale infrarosso a  $10.8 \mu\text{m}$ . È stato preso un intervallo di temperatura che va dai 190 K ai 260 K e diviso a intervalli di 10 K. Naturalmente la scelta dell'intervallo non è casuale. Da letteratura il valore teorico di temperatura di brillanza sotto la quale la nube è precipitante si attesta attorno ai 255 K. Questo valore rappresenta la soglia di temperatura sotto la quale la probabilità di rilevare precipitazione al suolo è elevata. Inoltre è molto raro osservare precipitazione al suolo al di sotto dei 190 K, da cui la scelta degli estremi di temperatura. La classe di temperatura di brillanza più bassa individuata per questo caso studio parte da 210 K (nelle due classi precedenti non sono stati trovati punti), dal momento che per questa classe sono stati trovati solo due valori che risultano poco efficienti per capire l'andamento di una distribuzione, vengono riportati per semplicità solo i grafici a dispersione della classe di temperatura successiva, ovvero quella che parte da 220 K. Per la hail probability è stato messo un filtro che prevede che i valori minori di 0.1 siano posti uguali a zero.

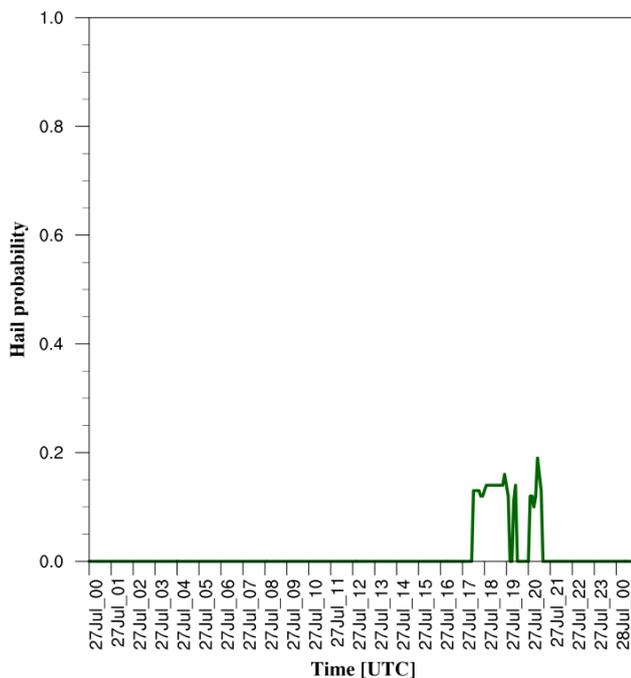


*Figura 23. Grafici a dispersione della hail probability (figura in alto a sinistra), dell'overshooting index (figura in alto a destra) e dei fulmini (figura in basso al centro) in funzione dell'intervallo di temperatura di brillanza 220-230 K.*

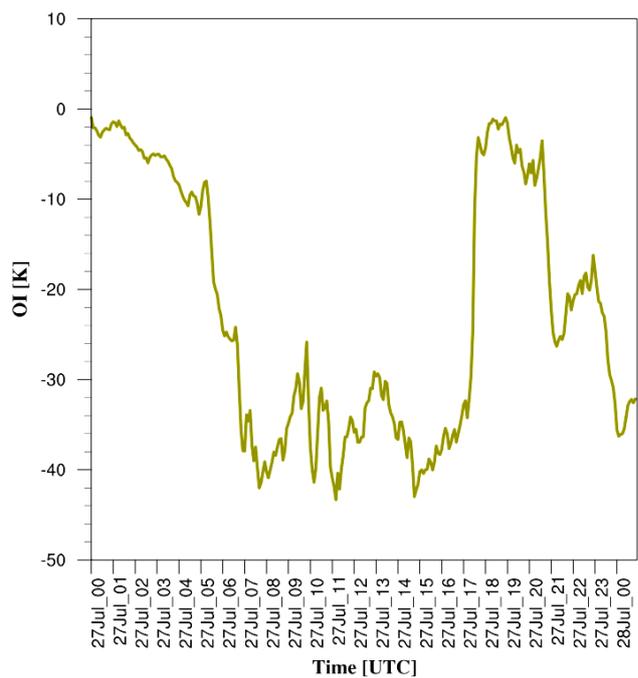
Le distribuzioni sono state prodotte senza aver tenuto conto della dipendenza temporale e mostrano l'andamento complessivo delle variabili considerate in funzione della temperatura di brillanza al top della nube. Il passo successivo sarà inserire l'informazione temporale, così da ricostruire l'andamento delle stesse variabili ma durante le fasi evolutive della cella temporalesca.

### 3.1.2 Grafici puntuali

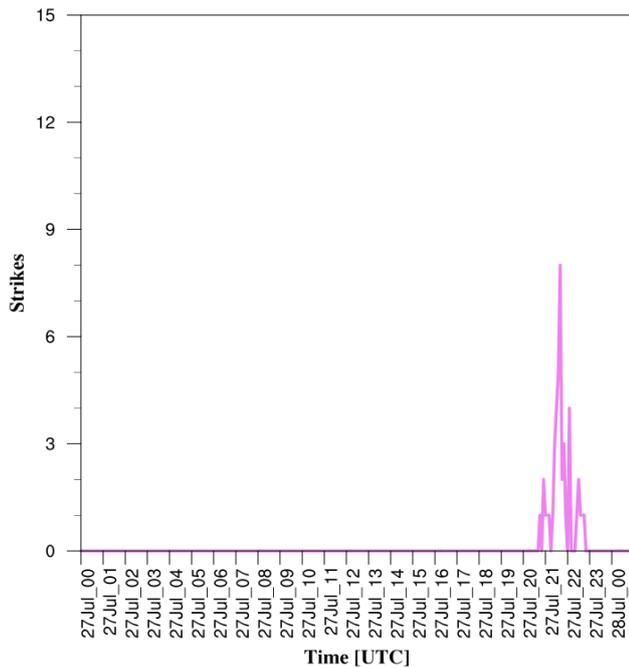
I grafici puntuali permettono di visualizzare l'andamento nel tempo delle variabili fisiche in un punto specifico della cella temporalesca, identificato in base alla località geografica d'interesse oppure al valore di massima intensità del sistema, ricavato dalla hail probability. Pertanto, con questi grafici tempo-dipendenti si vogliono ricostituire le fasi evolutive della cella temporalesca alla base degli effetti registrati al suolo (flash flood oppure grandinate). Per la realizzazione dei seguenti grafici è stato considerato il pixel (delle mappe considerate) più vicino a Niardo, il cui centro ha coordinate 45.980°N e 10.250°E, vengono mostrati in sequenza gli andamenti temporali della hail probability, dell'overshooting index (OI), dei fulmini e della temperatura di brillanza nel canale infrarosso a 10.8  $\mu\text{m}$ :



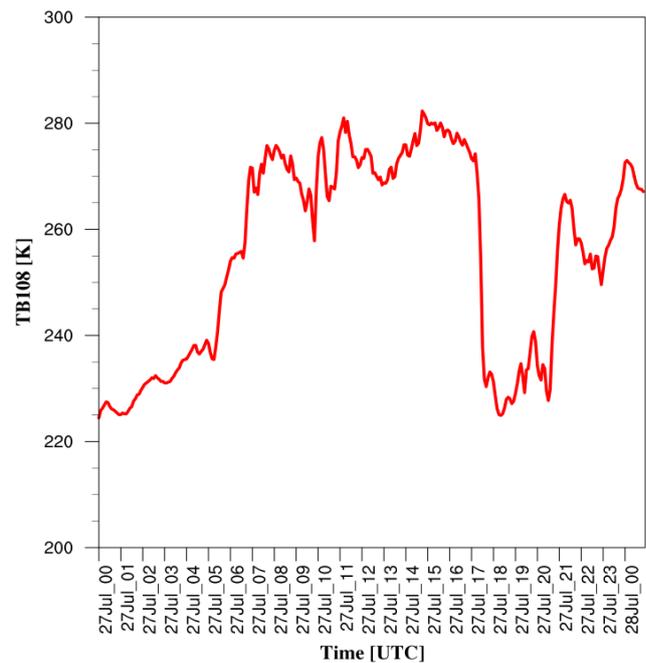
(a)



(b)



(c)



(d)

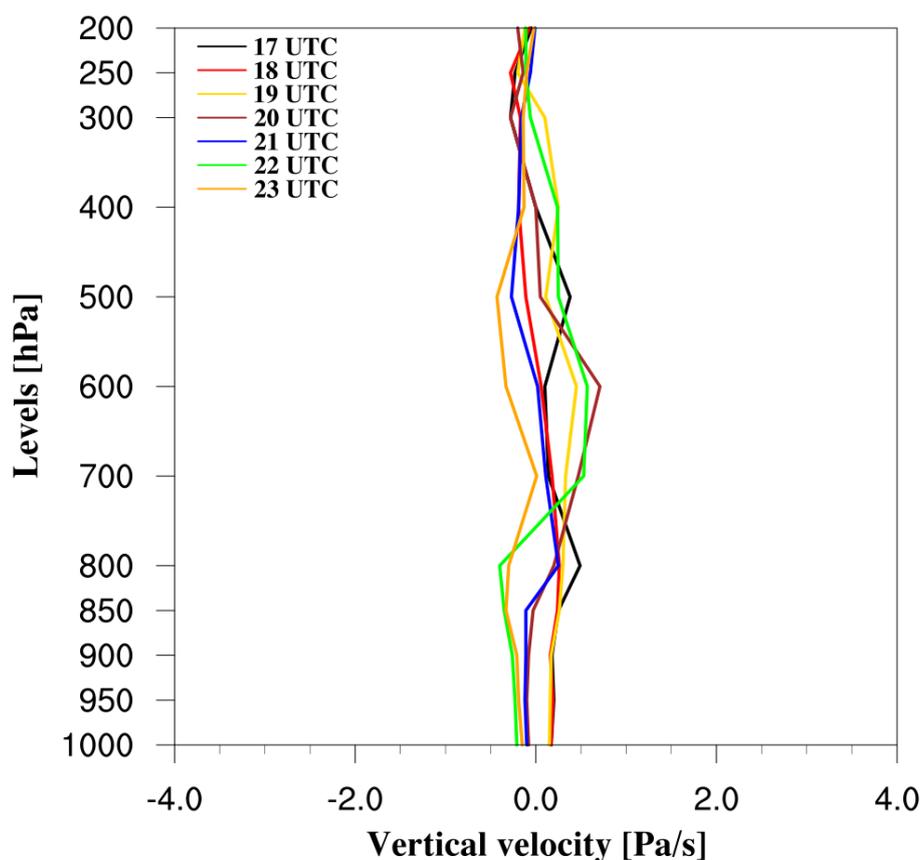
*Figura 24. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali di hail probability (a), overshooting index (b), fulmini (c) e temperatura di brillantezza a  $10.8 \mu\text{m}$  (d) per il caso di Niardo.*

Per realizzare questi grafici è stata presa tutta la giornata del 27 Luglio. L'evento è avvenuto indicativamente tra le 20:00 e le 22:00 UTC. Dagli andamenti temporali si nota che tra le 20:00 e le 21:00 UTC si è registrato il massimo di hail probability, mentre tra le 21:00 e le 22:00 UTC si è registrato il picco massimo di fulminazione. Tra le 17:30 e le 20:30 UTC la temperatura di brillantezza raggiunge i valori più bassi della giornata, portandosi a valori vicini a 220 K. L'overshooting index invece, sempre nello stesso lasso di tempo, si porta a valori prossimi allo zero, il che sta a significare che durante quel range temporale si è avuto il massimo sviluppo della cella e quindi il massimo della convezione all'interno della nube.

### 3.1.3 Velocità verticale e wind shear

Come analisi ulteriori, al fine di riscontrare durante l'evento uno sviluppo della convezione e quindi la presenza di correnti ascensionali (updraft), sono state prodotte le distribuzioni orarie dei profili di velocità verticale a partire dai dati della rianalisi ERA5. Questi dati vengono forniti ad una risoluzione corrispondente ad una box di  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , equivalente in chilometri ad un quadrato di circa 30 km x 30 km, estraibili dal seguente link: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form>. Dallo stesso dataset sono stati estratti i dati di vento su quattro livelli, necessari per calcolare la variabilità verticale (shear): 200 hPa (circa 9000 m) per l'alta troposfera, 500 hPa (circa 5500 m) per la media troposfera, 800 hPa (circa 2000 m) per la bassa troposfera e 1000 hPa per il suolo. Lo scopo è stato quello di produrre delle mappe di vento per i quattro livelli selezionati e riscontrare se ci fosse una variazione del vento con la quota sia in intensità sia in direzione (presenza o meno di un wind shear). Per i profili di velocità verticale è stato preso un intervallo temporale di sei ore, dalle 17:00 alle 23:00 UTC del 27 Luglio 2022, in modo da circoscrivere il più possibile l'evento. Per le mappe di vento invece è stato preso un intervallo più ampio di 12 ore, dalle 15:00 UTC del 27 Luglio alle 3:00 UTC del 28 Luglio. Per convenzione si assume che a velocità verticali positive corrispondano moti ascendenti dal basso verso l'alto (updraft), mentre a velocità verticali negative corrispondano moti discendenti dall'alto verso il basso (downdraft). I dati originali di velocità verticale estratti dal dataset di ERA5 sono misurati in Pa/s.

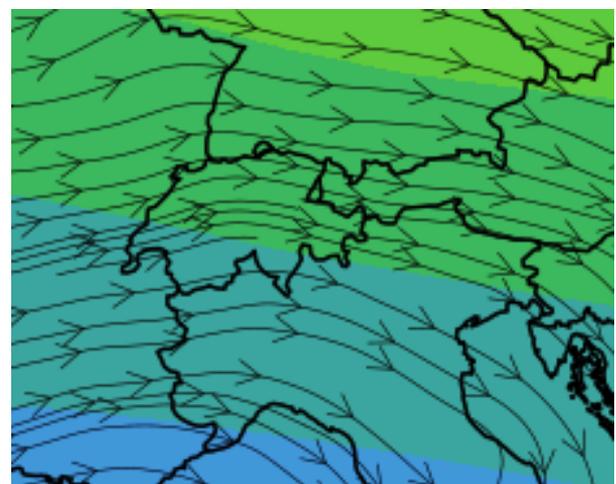
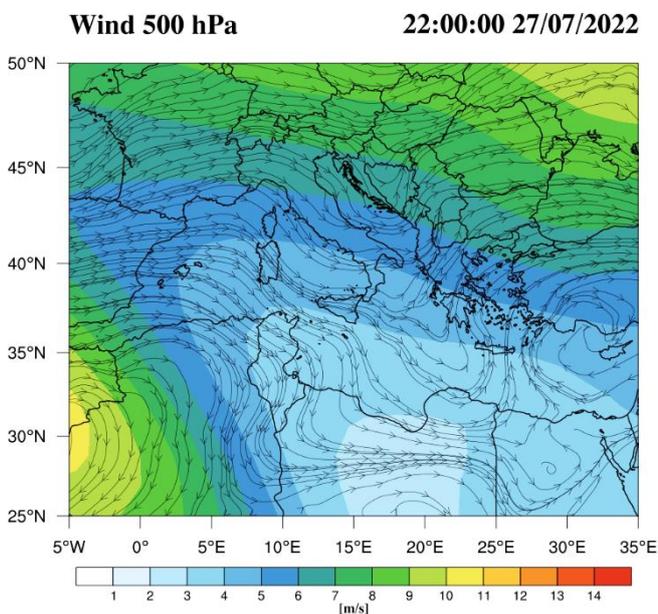
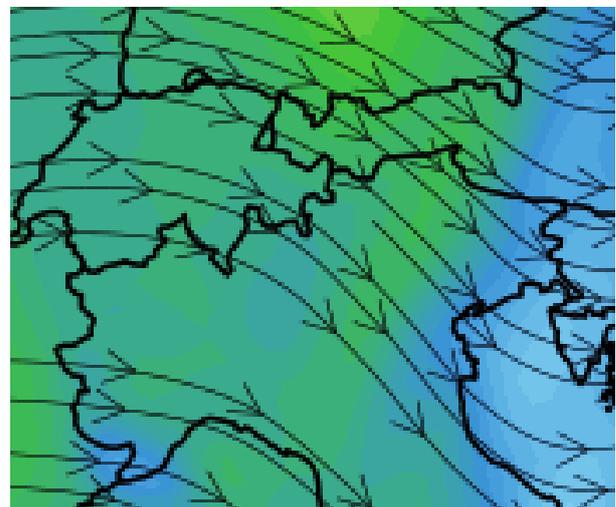
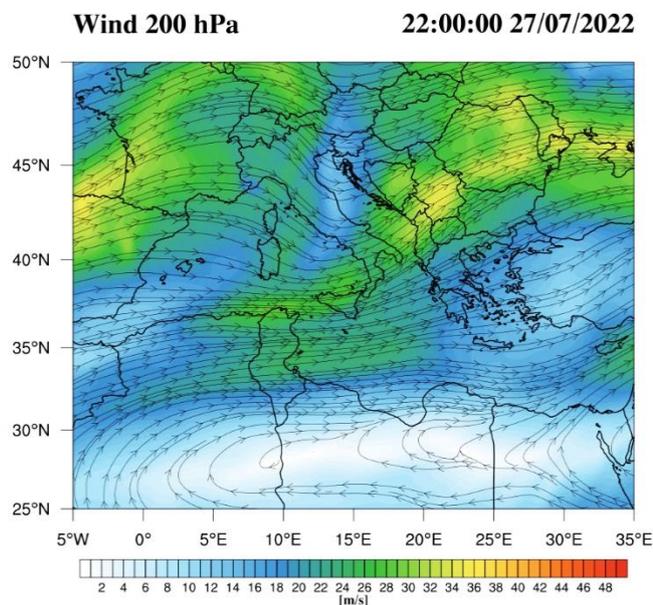
## Distribution of vertical velocity

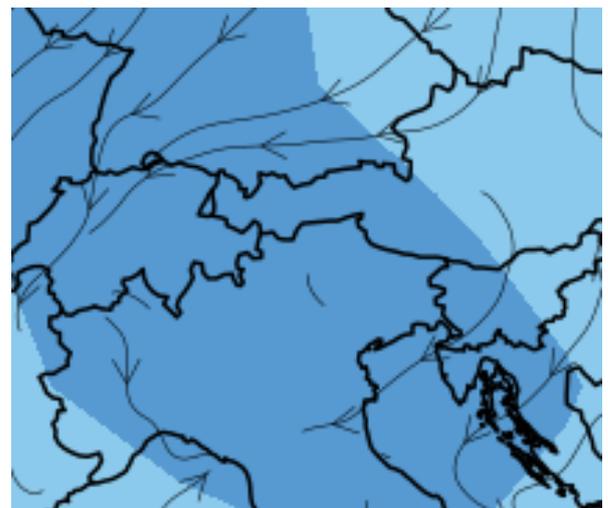
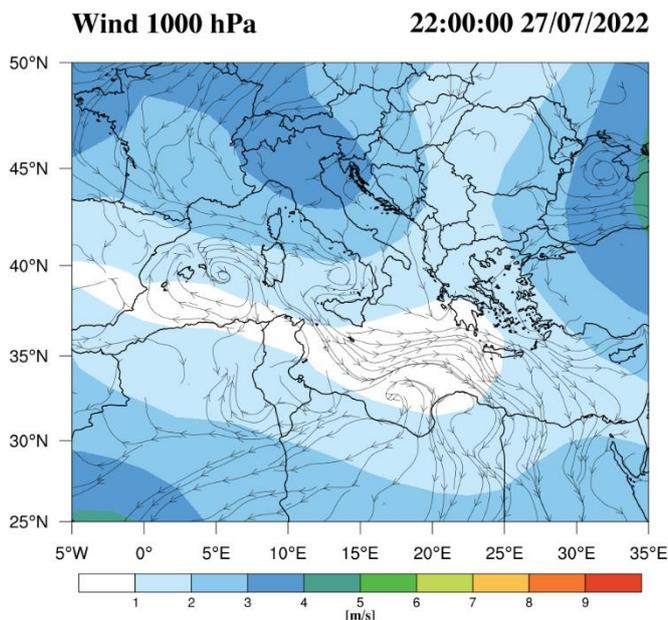
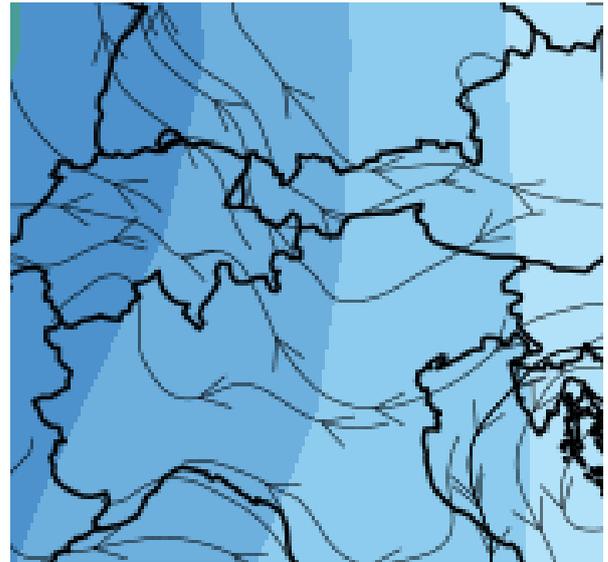
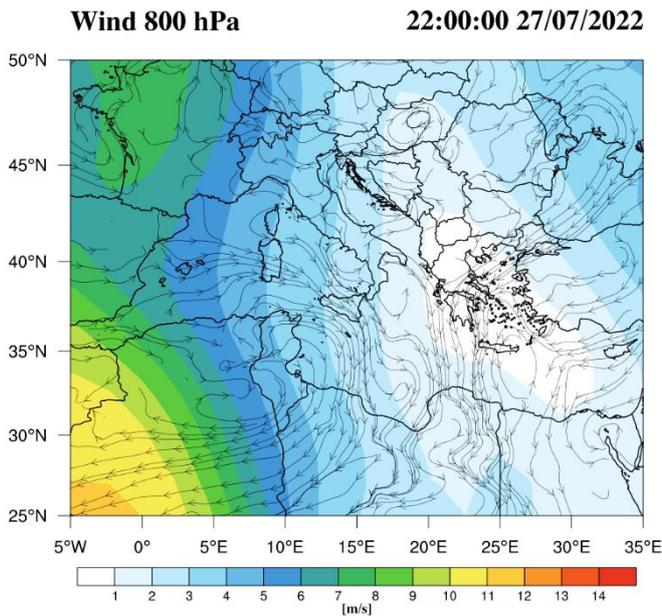


*Figura 25. Distribuzione oraria delle velocità verticali sul pixel più vicino a Niardo dalle ore 17:00 alle ore 23 UTC del 27 Luglio 2022.*

I profili di velocità verticali mostrati in Figura 25 sono stati ottenuti estraendo i dati di velocità dalla rianalisi ERA5 sul pixel più vicino a Niardo avente coordinate 46°N e 10.50°E, quindi anche questa è un'analisi di tipo puntuale. Inoltre, come si può vedere dal grafico, i profili sono stati riportati su tutta la troposfera (da 200 hPa fino a 1000 hPa), per visualizzare l'andamento della velocità verticale a tutte le quote. Si nota che dal livello della superficie (1000 hPa) fino a 850 hPa le velocità verticali si attestano attorno allo zero. Successivamente, tra gli 800 hPa e i 400 hPa, si osserva qualche oscillazione delle velocità verso valori di poco positivi, tuttavia non si riscontra in nessun orario selezionato un aumento sostanziale dell'intensità. Tenuto conto che l'evento di Niardo è avvenuto tra le 21:00 e le 22:00 UTC, la curva verde rappresentativa delle ore 22:00 UTC mostra un aumento della velocità

verticale a partire dagli 800 hPa che raggiunge un massimo in corrispondenza della media troposfera tra i 700 e i 600 hPa, per poi ridiminuire lentamente e attestarsi nuovamente su valori intorno allo zero. Questo aumento di velocità, seppur poco rilevante, può essere indicativo di uno sviluppo convettivo all'interno della nube. Di seguito invece vengono presentate le mappe di vento orarie per i quattro livelli selezionati. Dal momento che sono state prodotte ogni ora su un intervallo temporale di 12 ore, vengono riportate per semplicità solo quelle relative all'istante 22:00 UTC che è rappresentativo dell'evento:





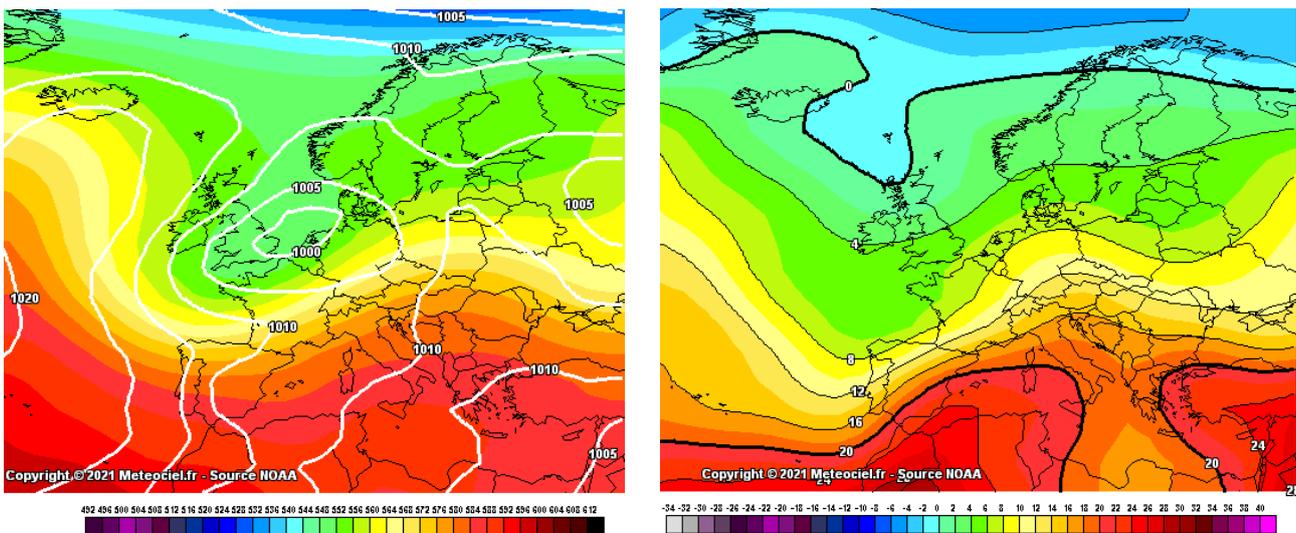
*Figura 26. Dall'alto verso il basso: a sinistra le mappe di vento riferite alle quote rispettivamente di 200, 500, 800 e 1000 hPa alle ore 22 UTC del 27 Luglio 2022. A destra uno zoom delle mappe sul Nord Italia, rispettivamente per ciascun livello.*

Come per le mappe sovrapposte, anche in questo caso è stato opportuno fare uno zoom sull'area di interesse al fine di poter visualizzare meglio la direzione del vento. Quello che si nota è che a 200 hPa la direzione del vento risultante è di nord-ovest, scendendo a 500 hPa si trova un vento che soffia prevalentemente da ovest/nord-ovest, a 800 hPa è da sud/sud-est e a 1000 hPa la direzione è sud-est. Si intuisce che, pur non essendo stato un evento

grandinigeno ma di flash flood, nella località di Niardo intorno alle 22:00 UTC era presente un buon wind shear in quota.

### 3.2 Evento di flash flood del 28 Agosto 2020 nella Val di Vallaro

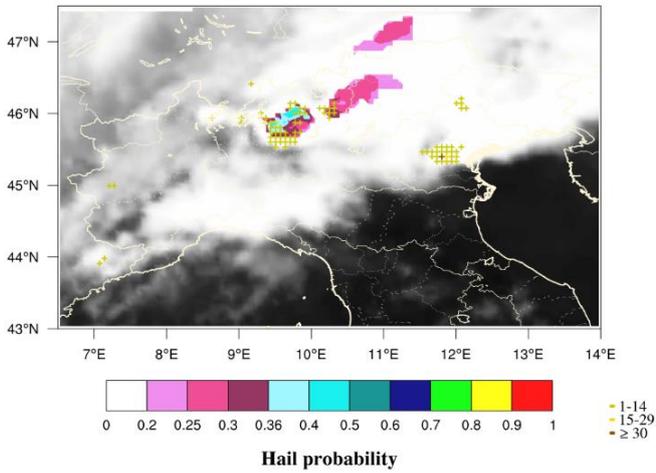
Il secondo caso studio riguarda la Val di Vallaro, una stretta valle alpina appartenente al gruppo dell'Adamello nella provincia di Brescia. Nella serata del 28 Agosto 2020 la zona è stata interessata dal transito di un intenso sistema temporalesco. Di seguito vengono riportate la situazione barica alla quota di 500 hPa alle ore 18:00 UTC e le temperature alla quota di 850 hPa alla medesima ora:



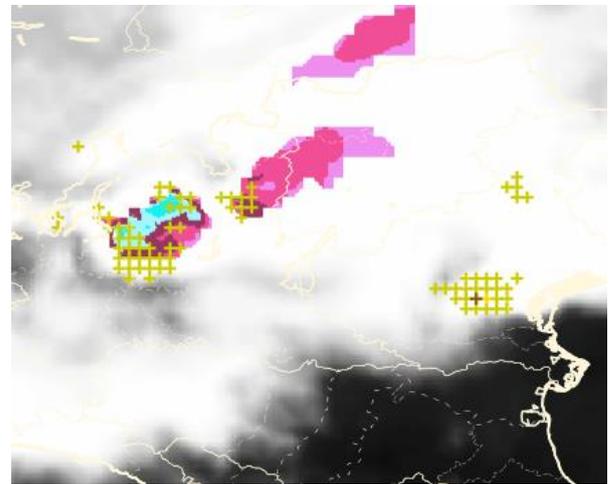
*Figura 27. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 28 Agosto 2020 alle ore 12:00 UTC (figura a sinistra) e temperature a 850 hPa per il 28 Agosto 2020 alle ore 12:00 UTC (figura a destra) (<https://www.meteociel.fr/>).*

Una vasta area depressionaria in approfondimento verso la penisola iberica convoglia correnti più umide e instabili dai quadranti sud-occidentali verso le regioni del Nord-Ovest, causando un peggioramento delle condizioni del tempo. A seguito del calore accumulato nei giorni precedenti, si sviluppano le condizioni favorevoli alla nascita di temporali intensi. Di seguito vengono

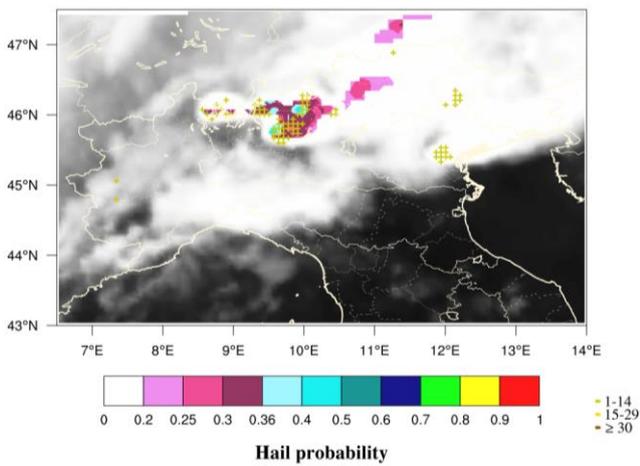
riportate le mappe sovrapposte della hail probability con i fulmini durante il passaggio del sistema temporalesco sulla zona d'interesse a intervalli di 15 minuti:



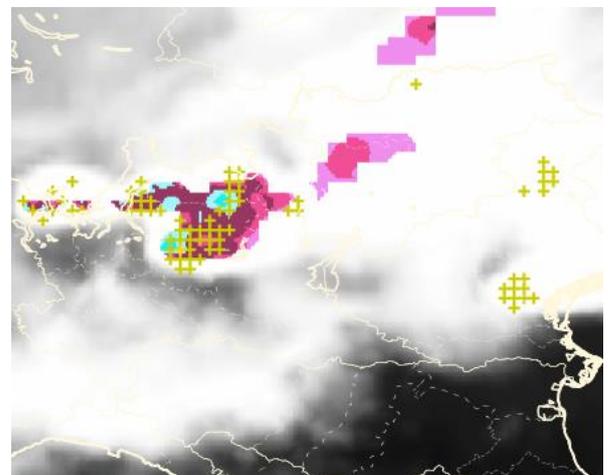
(a)



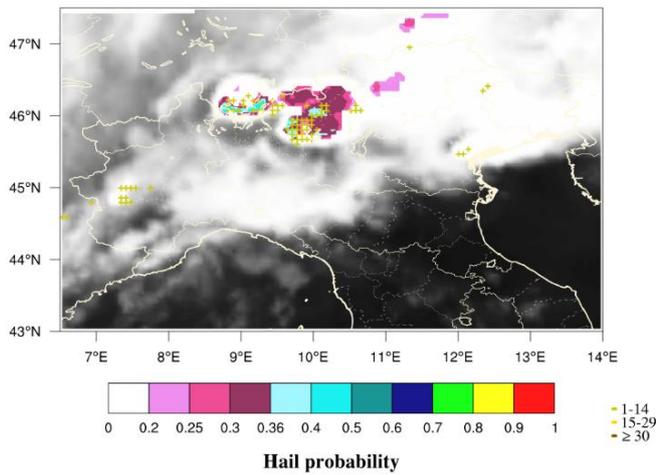
(b)



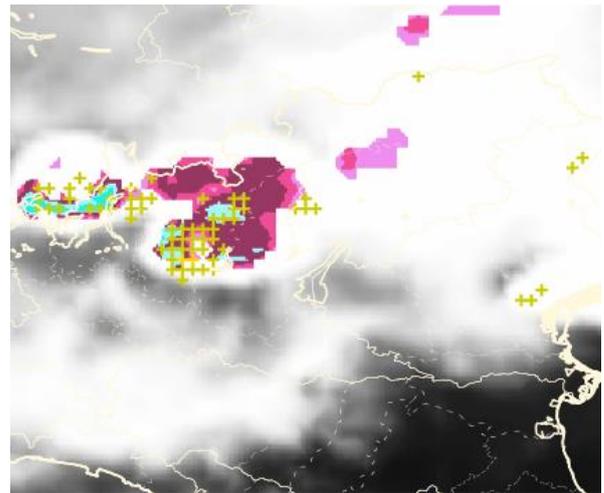
(c)



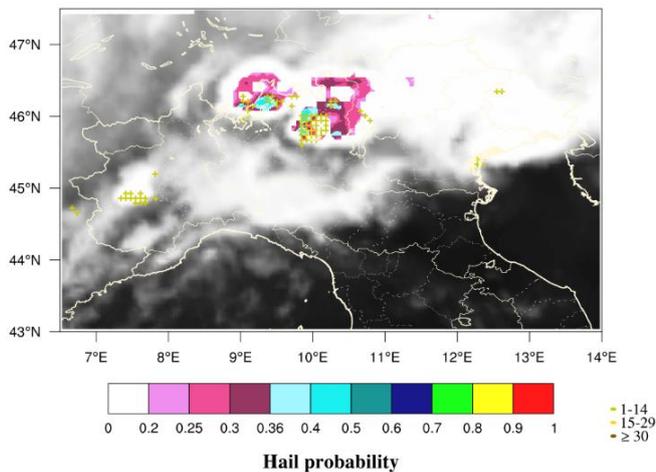
(d)



(e)



(f)



(g)



(h)

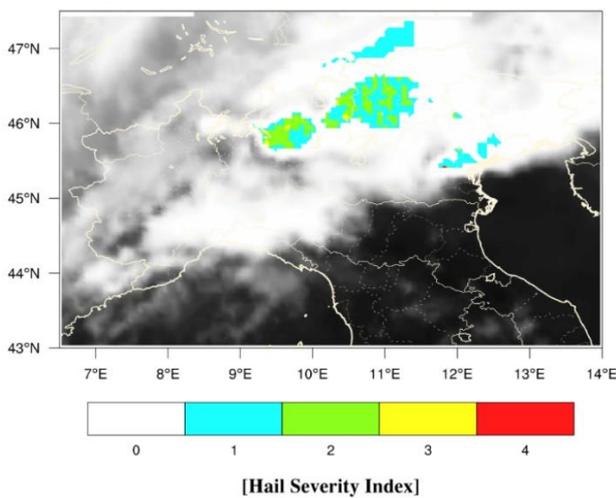
*Figura 28. Ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per il caso studio di flash flood del 28 Agosto 2020. Le mappe si riferiscono rispettivamente alle ore 17:00 UTC (a-b), 17:15 UTC (c-d), 17:30 UTC (e-f) e 17:45 UTC (g-h). Sulle mappe sono stati sovrapposti i conteggi di fulminazione, identificati da un marcatore a crocette.*

Anche in questo caso è stato utile effettuare uno zoom sull'area di interesse per visualizzare meglio le celle convettive. Durante il passaggio temporalesco si registrano valori massimi di hail probability compresi tra 0.36 e 0.50, i fulmini raggiungono solo la prima classe (1-14) in tutti e quattro gli istanti temporali. Dagli zoom (fig. 28b, d, f, h) si nota che i massimi di hail probability tendano a concentrarsi ai bordi della struttura, mentre per quanto riguarda i

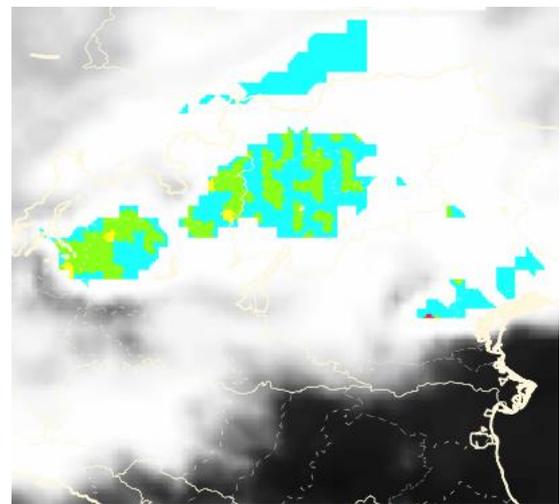
fulmini si riscontra una concentrazione maggiore al centro della struttura, specie agli istanti 17:30 e 17:45 UTC.

### 3.2.1 Hail Severity Index

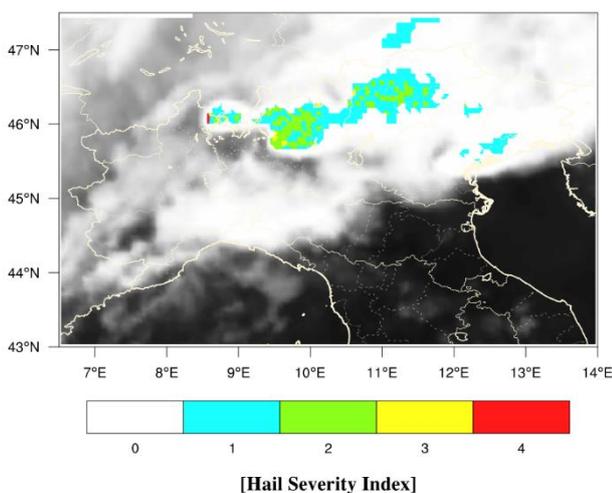
In questo paragrafo vengono presentate le mappe di HSI. Dal momento che per questo caso studio i dati radar non sono disponibili, queste mappe sono state ottenute combinando l'output di MASHA (hail probability e overshooting index) con i dati di fulminazione.



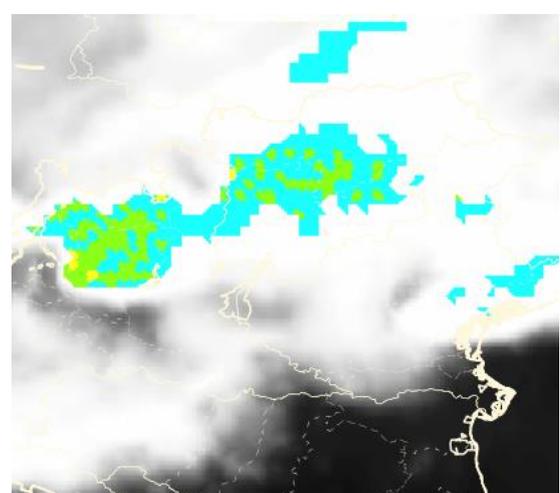
(a)



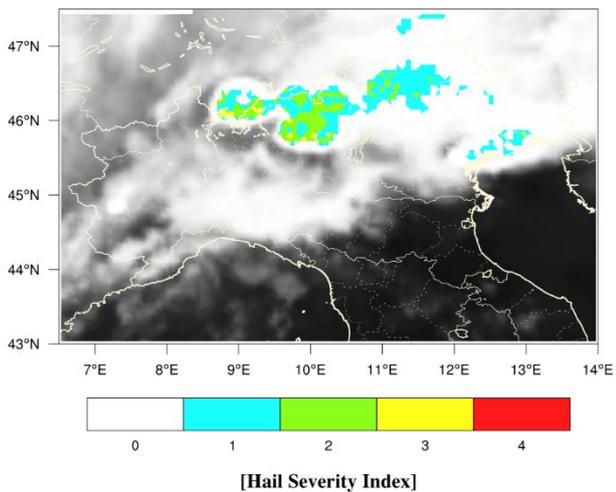
(b)



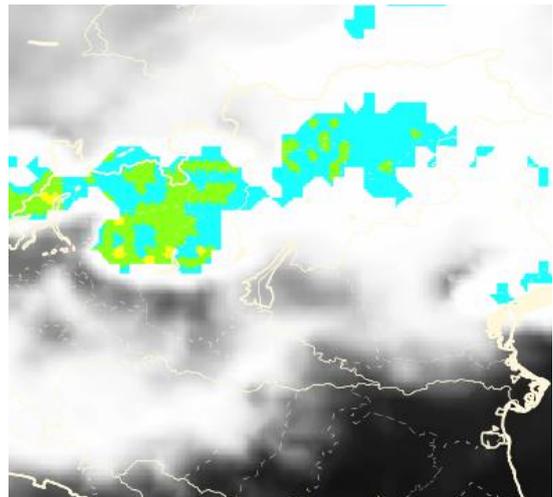
(c)



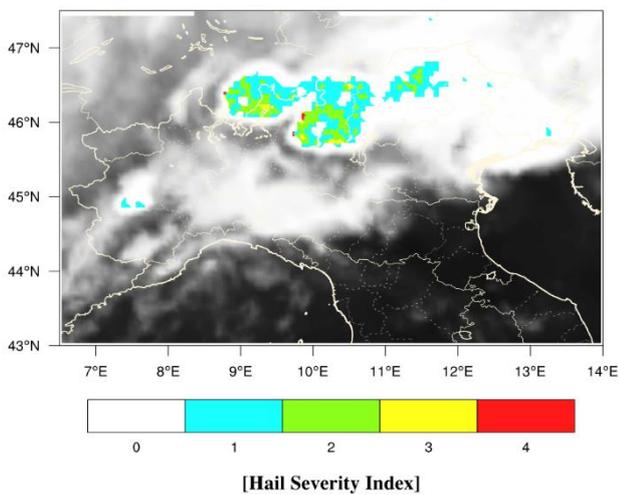
(d)



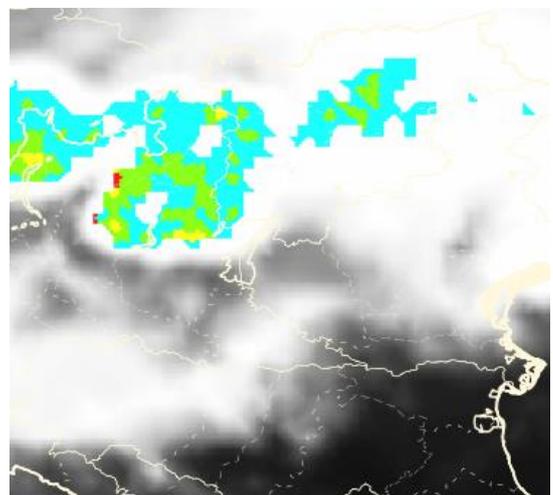
(e)



(f)



(g)



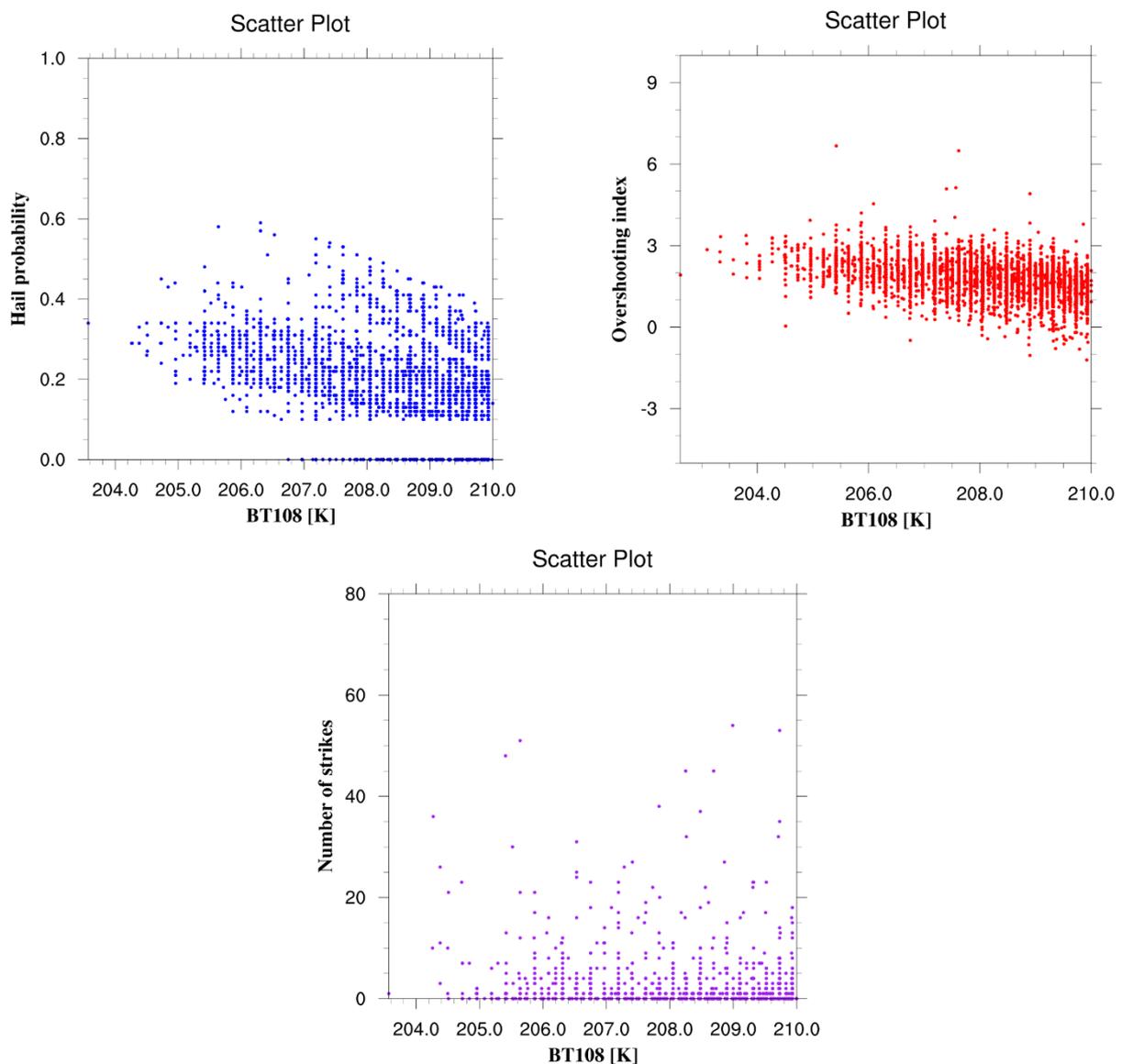
(h)

*Figura 29. Mappe di HSI per l'evento di flash flood del 28 Agosto 2020. In ordine dall'alto verso il basso l'istante 17:00 UTC (a-b), 17:15 UTC (c-d), 17:30 UTC (e-f) e 17:45 UTC (g-h).*

L'HSI raggiunge un livello di severità massimo pari a 3 in corrispondenza della cittadina di Vallaro, il contributo dominante che fa scattare il livello 3 dell'HSI è dato dalla hail probability che raggiunge valori massimi tra 0.4 e 0.5 durante il passaggio temporalesco.

### 3.2.2 Grafici a dispersione

La classe di temperatura di brillantezza più bassa individuata per questo caso studio parte da 200 K, vengono riportati per semplicità solo i grafici a dispersione della classe di temperatura più bassa che è rappresentativa della fase di massimo sviluppo della cella, durante la quale avviene la massima convezione. Per la hail probability è stato messo un filtro che prevede che i valori minori di 0.1 siano posti uguali a zero.

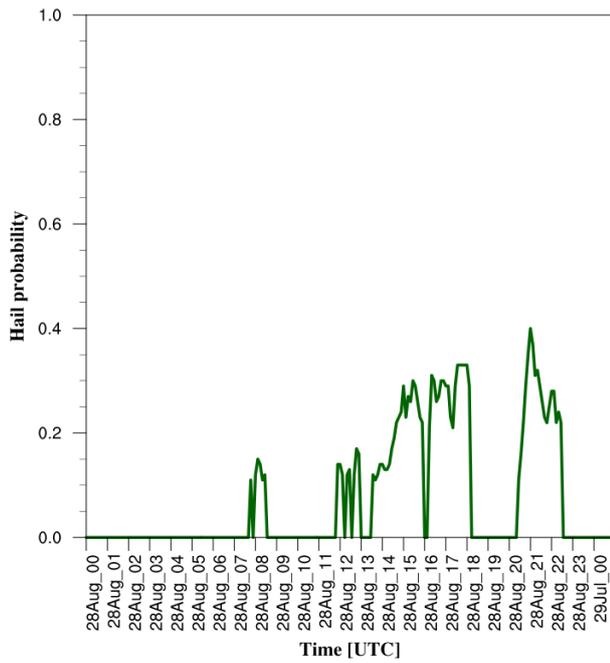


*Figura 30. Grafici a dispersione della hail probability (figura in alto a sinistra), dell'overshooting index (figura in alto a destra) e dei fulmini (figura in basso al centro) in funzione dell'intervallo di temperatura di brillantezza 200-210 K.*

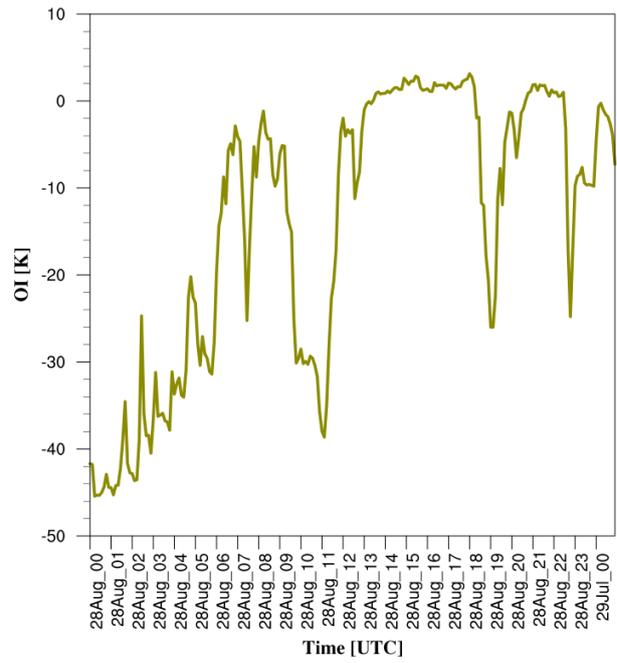
Dall'andamento della hail probability si osserva una diminuzione dei valori man mano che ci si sposta verso valori più alti di temperatura. Nonostante le mappe di hail probability ottenute da MASHA mostravano valori massimi tra 0.4 e 0.5, la distribuzione mostra valori fino a 0.6 circa. Questo perché nella distribuzione non è compresa solo la cella che ha interessato Vallaro, ma sono contenuti tutti i sistemi convettivi nel dominio di rimappatura che per Vallaro ha come estremi di coordinate 6.5°-14°E per la longitudine, mentre per la latitudine 43°-47.5°N. Analoghe considerazioni valgono per i fulmini, dove nella distribuzione si arriva fino ad un massimo di circa 60 conteggi. In questi conteggi non sono presenti solo i fulmini della cella che ha interessato Vallaro, ma sono conteggiati anche i fulmini di tutti gli altri sistemi temporaleschi presenti nel dominio di rimappatura. Per quanto riguarda i fulmini, l'andamento mostra un massimo di fulminazione verso i valori di temperatura più alti, nello specifico intorno ai 209 K.

### **3.2.3 Grafici puntuali**

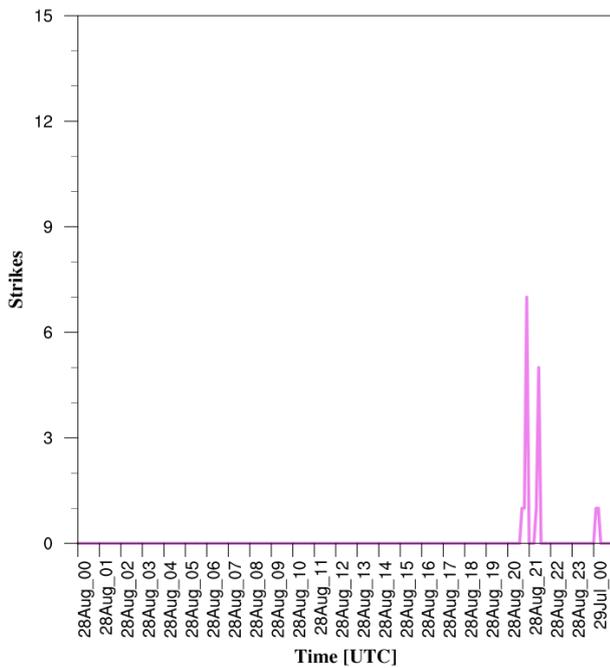
Per visualizzare l'andamento temporale delle variabili fisiche, anche in questo caso sono stati realizzati i grafici puntuali. Per la realizzazione dei seguenti grafici è stato preso il pixel più vicino a Vallaro avente coordinate 46.209°N e 10.453°E, vengono mostrati in sequenza gli andamenti temporali della hail probability, dell'overshooting index (OI), dei fulmini e della temperatura di brillantezza nel canale infrarosso a 10.8  $\mu\text{m}$ :



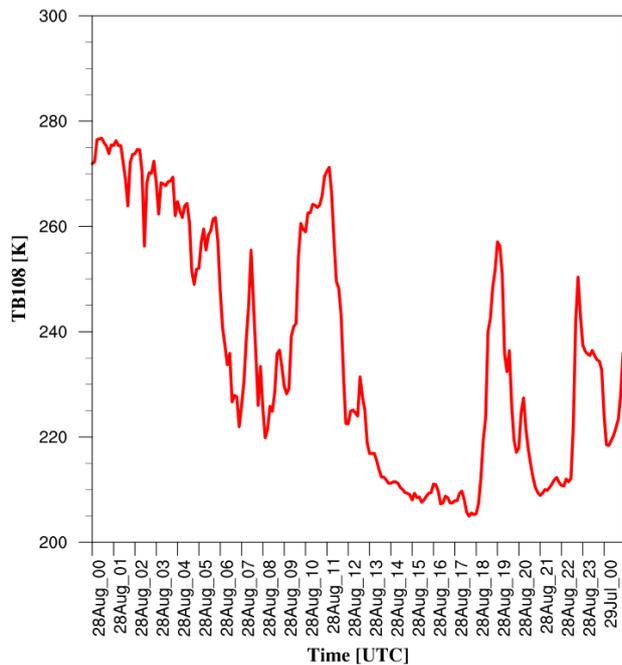
(a)



(b)



(c)



(d)

*Figura 31. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali di hail probability (a), overshooting index (b), fulmini (c) e temperatura di brillanza a 10.8  $\mu\text{m}$  (d) per il caso di Vallaro.*

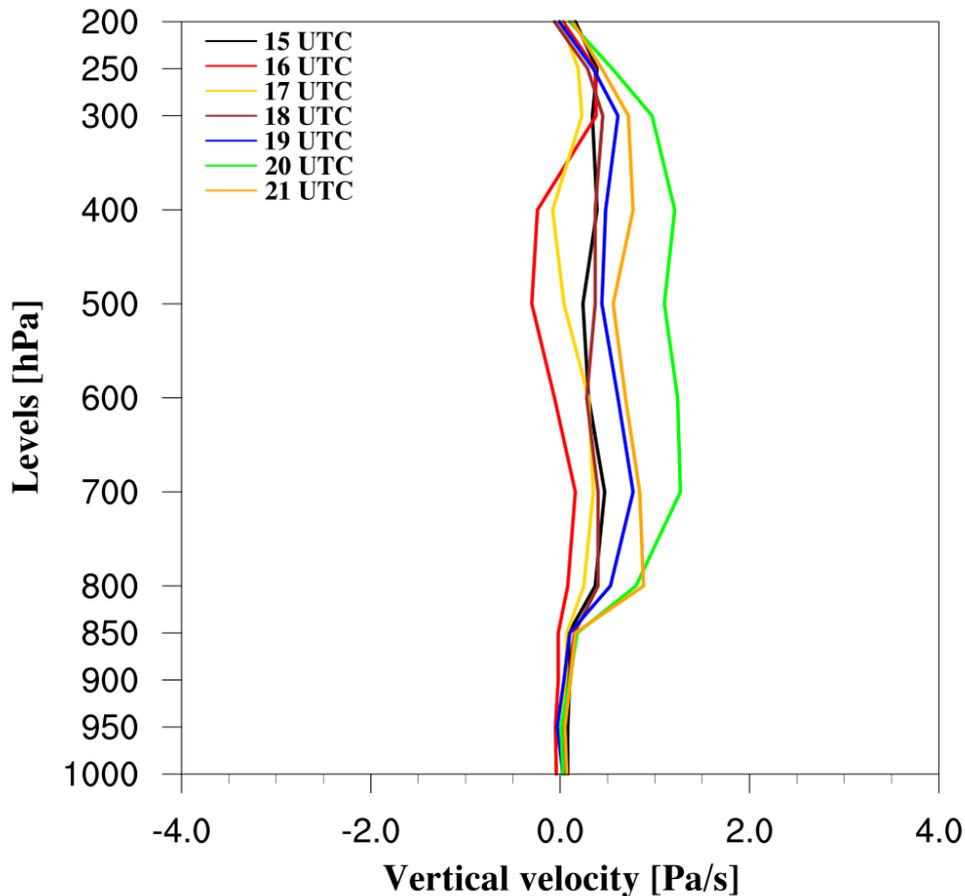
Come arco temporale è stata presa tutta la giornata del 28 Agosto, l'evento che ha interessato la Val di Vallaro è avvenuto tra le 17:00 e le 18:00 UTC.

Partendo dalla hail probability, si riscontra un primo massimo tra le 17:30 e le 18:00 UTC di circa 0.35, successivamente un secondo massimo viene registrato tra le 21:00 e le 22:00 UTC di circa 0.4, quando una seconda cella ha attraversato la Val di Vallaro. Il massimo di fulminazione pari a 7 fulmini viene registrato poco prima delle 21:00 UTC, mentre tra le 17:00 e le 18:00 UTC sul pixel di Vallaro non è stata registrata nessuna fulminazione. L'overshooting index si attesta nelle prime ore della giornata su valori inferiori a -40 K, poi si registra un graduale aumento, pur presentando marcate oscillazioni, fino a raggiungere valori leggermente positivi tra le 14:00 e le 18:00 UTC, seguiti da ulteriori oscillazioni. La temperatura di brillanza nel canale a 10.8  $\mu\text{m}$  registra una diminuzione a partire dai circa 270 K iniziali, fino a raggiungere un valore minimo di circa 205 K poco prima delle 18:00 UTC in corrispondenza dell'evento.

### **3.2.4 Velocità verticale e wind shear**

In questo paragrafo vengono presentati i profili di velocità verticale e le mappe di vento alle quote di 200, 500, 800 e 1000 hPa. Per i profili di velocità verticale è stato preso un intervallo temporale di sei ore, dalle 15:00 alle 21:00 UTC del 28 Agosto 2020, in modo da circoscrivere il più possibile l'evento. Per le mappe di vento invece è stato preso un intervallo più ampio di 11 ore, dalle 12:00 alle 23:00 UTC sempre del 28 Agosto. La prima è un'analisi puntuale, la seconda è un'analisi a scala sinottica con focus sulla zona d'interesse.

## Distribution of vertical velocity

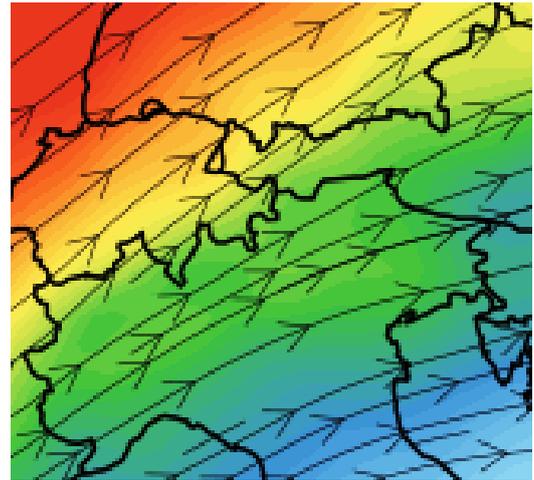
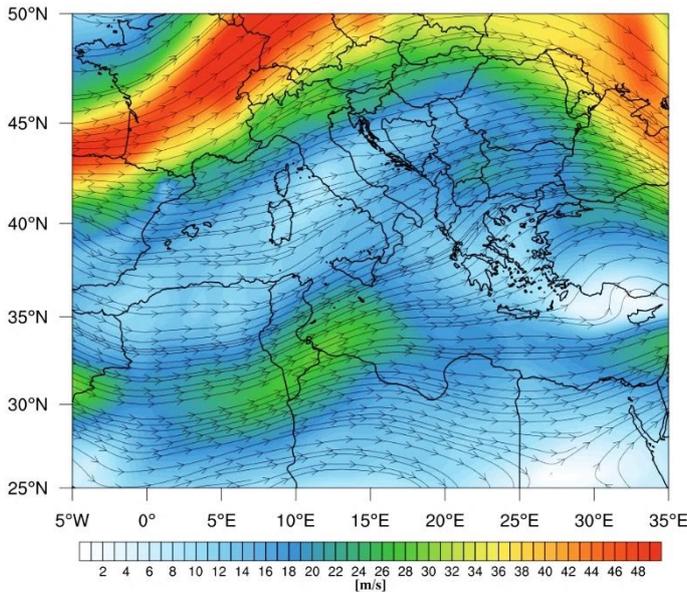


*Figura 32. Distribuzione oraria delle velocità verticali sul pixel più vicino a Vallaro dalle ore 15:00 alle ore 21 UTC del 28 Agosto 2020.*

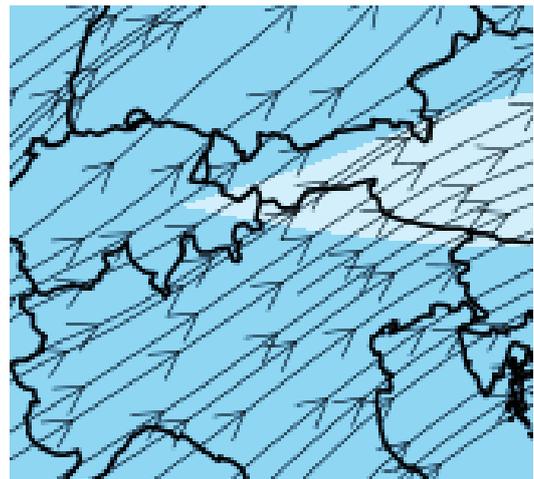
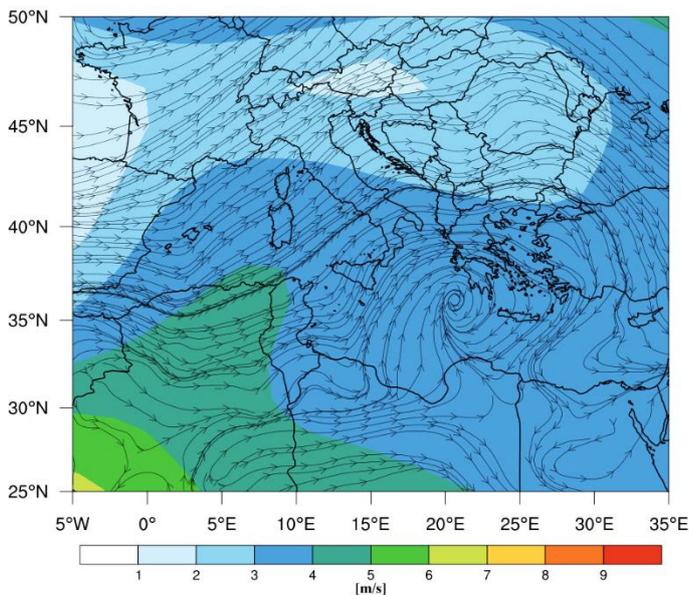
I profili di velocità verticali mostrati in Figura 32 sono stati ottenuti estraendo i dati di velocità dalla rianalisi ERA5 sul pixel più vicino all'aveute coordinate 46°N e 10.50°E. Quello che si nota è che a tutte le ore le velocità verticali assumono valori nulli o comunque prossimi a zero dai 1000 hPa fino agli 850 hPa. A partire dagli 800 hPa e fino ai 300 hPa si registra un aumento della velocità verticale, per poi riattestarsi su valori nulli in alta troposfera. Dalle 16:00 alle 20:00 UTC si osserva un incremento progressivo della velocità, con un massimo raggiunto alle 20:00 UTC a 700 hPa. Dal momento che l'evento è avvenuto verso le 18:00 UTC, il profilo che rappresenta questo orario non mostra variazioni significative della velocità verticale lungo tutta la colonna, al massimo vengono raggiunti valori di 0.5 Pa/s alla media troposfera.

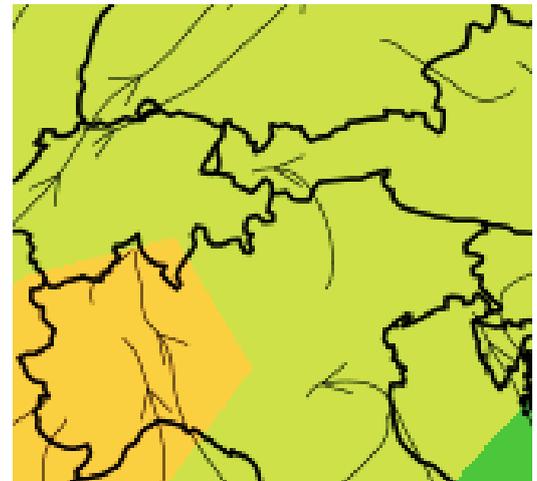
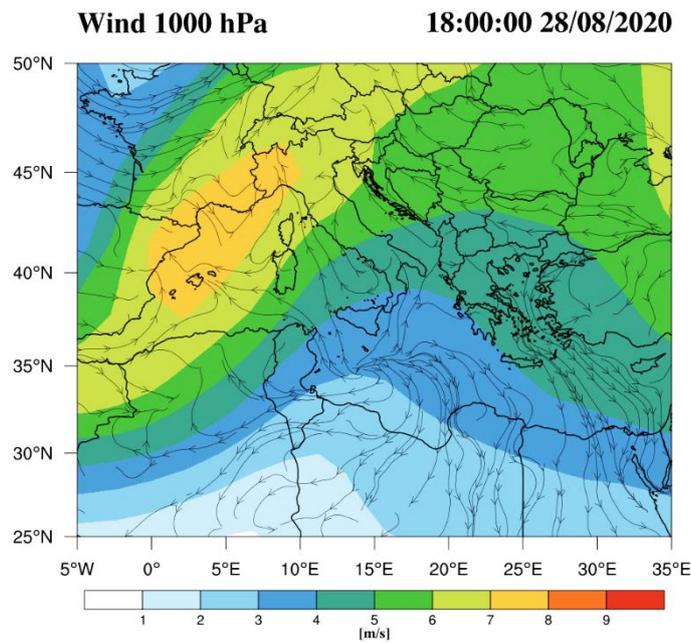
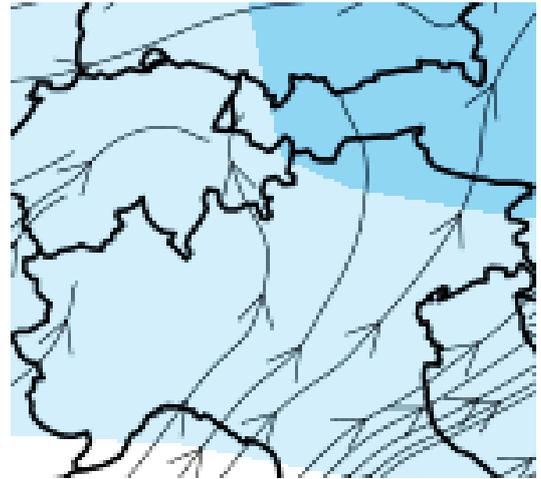
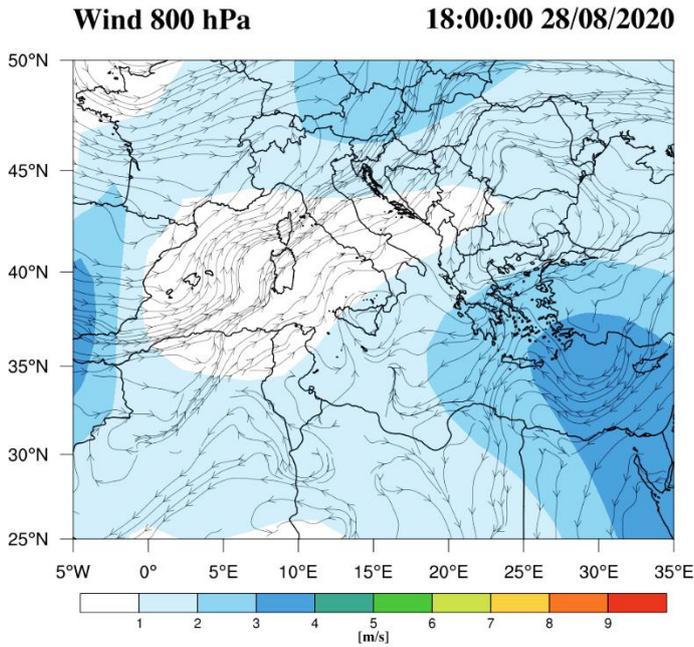
Di seguito vengono presentate le mappe di vento orarie per i quattro livelli selezionati. Dal momento che sono state prodotte ogni ora su un intervallo temporale di 11 ore, vengono riportate per semplicità solo quelle relative all'istante 18:00 UTC che è rappresentativo dell'evento:

**Wind 200 hPa** **18:00:00 28/08/2020**



**Wind 500 hPa** **18:00:00 28/08/2020**





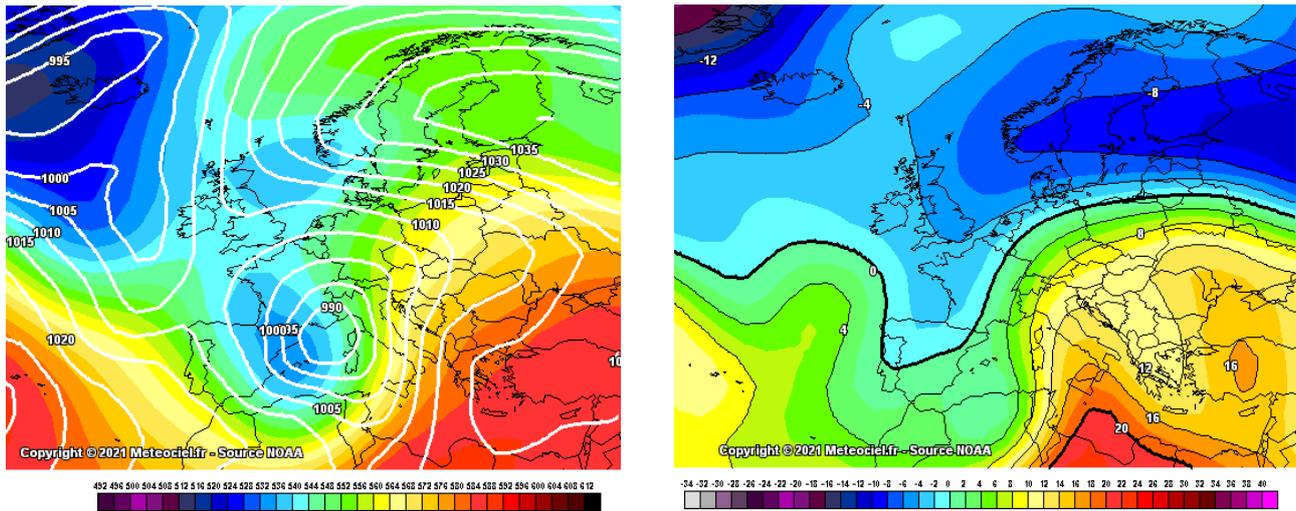
*Figura 33. Dall'alto verso il basso: a sinistra le mappe di vento riferite alle quote rispettivamente di 200, 500, 800 e 1000 hPa alle ore 18 UTC del 28 Agosto 2020. A destra uno zoom delle mappe sul Nord Italia, rispettivamente per ciascun livello.*

A 200 hPa si nota che la direzione del vento risultante è ovest/sud-ovest, scendendo di quota a 500 hPa la direzione diventa più da sud-ovest, a 800 hPa il vento soffia con direzione prevalente da sud/sud-ovest e a 1000 hPa la direzione è sud/sud-est. Se ne deduce che anche in questo caso alle ore 18:00

UTC del 28 Agosto 2020 secondo i dati di rianalisi ERA5 era presente un discreto wind shear in quota nella Val di Vallaro.

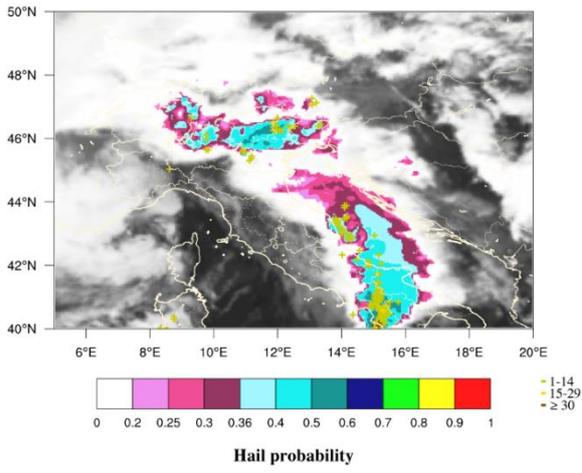
### **3.3 Evento di flash flood del 29 Ottobre 2018 nella Val di Sole**

A partire dal giorno 26 Ottobre 2018, sull'Europa orientale si è rafforzato un campo di alta pressione mentre sull'Europa occidentale si è approfondita una saccatura atlantica. Il regime meteorologico sulle Alpi è quindi passato rapidamente da una configurazione meridiana ad una configurazione "di blocco", che è rimasta stazionaria per diversi giorni. Tale circolazione produce situazioni potenzialmente alluvionali sul Nord Italia perché determina il persistere di intensi flussi meridionali; infatti sulle Alpi, dalla sera del 26, si sono via via intensificate umide e miti correnti meridionali che nella giornata di sabato 27 e domenica 28 hanno determinato precipitazioni diffuse, persistenti e localmente molto abbondanti. Dalla sera di domenica 28 e fino al primo mattino di lunedì 29 non si sono registrate precipitazioni significative in Trentino, perché si trovava confinato tra il fronte caldo appena transitato e quello freddo in arrivo da ovest, che col suo insediarsi ha determinato una forte ripresa delle precipitazioni già dal mattino e per tutta la giornata del 29. Di seguito viene riportata la sinottica relativa al giorno 29 Ottobre 2018 alle ore 12:00 UTC:

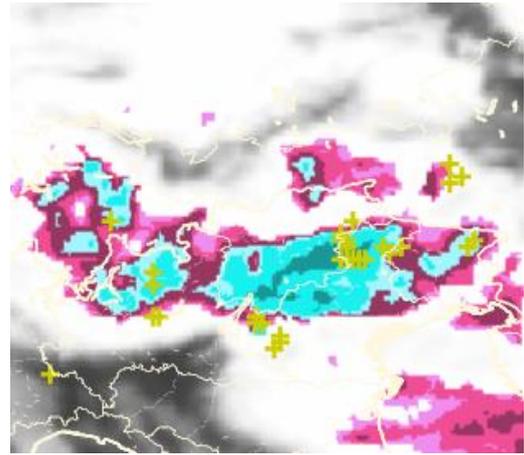


*Figura 34. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 29 Ottobre 2018 alle ore 12:00 UTC (figura a sinistra) e temperature a 850 hPa per il 29 Ottobre 2018 alla stessa ora (figura a destra) (<https://www.meteociel.fr/>).*

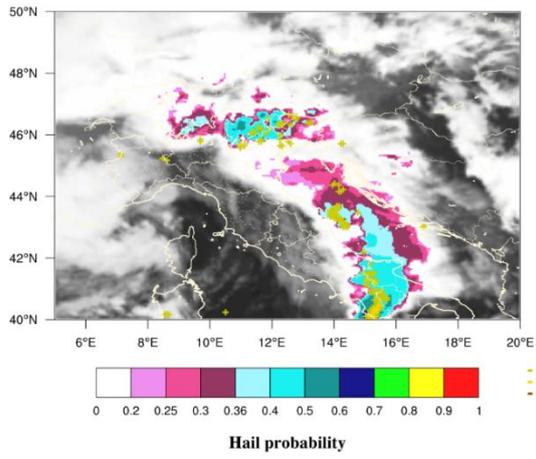
La violenta perturbazione che nel mese di Ottobre 2018 colpì pesantemente le regioni del Nord-Est italiano prese il nome di tempesta Vaia. Gli effetti della tempesta Vaia furono 41 mila ettari di boschi rasi al suolo, 16 milioni di alberi, 8,6 milioni di metri cubi di legno abbattuti in pochi minuti da raffiche di vento fino a 200 km/h tra Trentino-Alto Adige, Veneto, Lombardia e Friuli-Venezia Giulia. I quantitativi di pioggia che caddero complessivamente in 72 ore sul Trentino furono decisamente eccezionali, con punte massime superiori ai 600 mm. In ben trenta località caddero dai 300 ai 500 mm di pioggia e in altre cinquanta dai 200 ai 300 mm. Nello specifico viene preso in esame il caso studio nella Val di Sole, situata nella provincia di Trento. Di seguito vengono mostrate le mappe sovrapposte della hail probability e dei fulmini, relative al passaggio del fronte perturbato nella giornata di lunedì 29 a intervalli di quindici minuti:



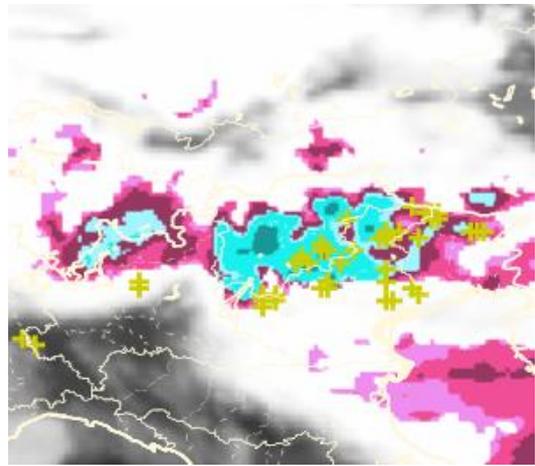
(a)



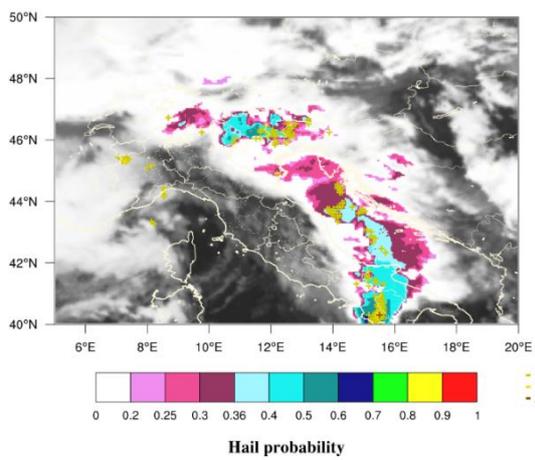
(b)



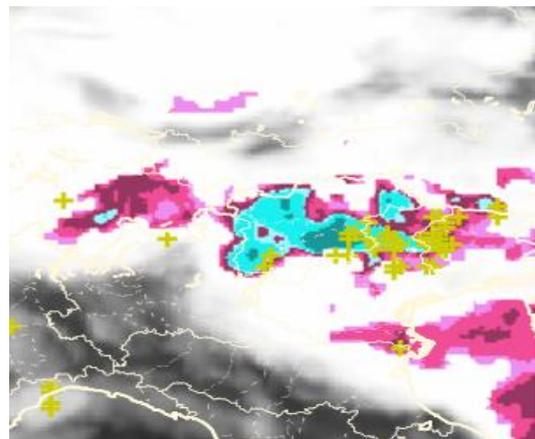
(c)



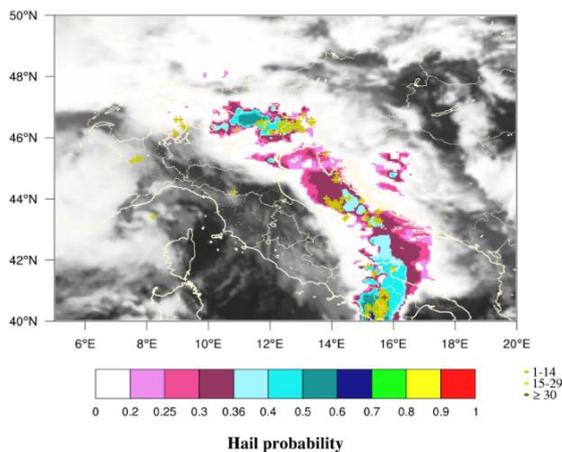
(d)



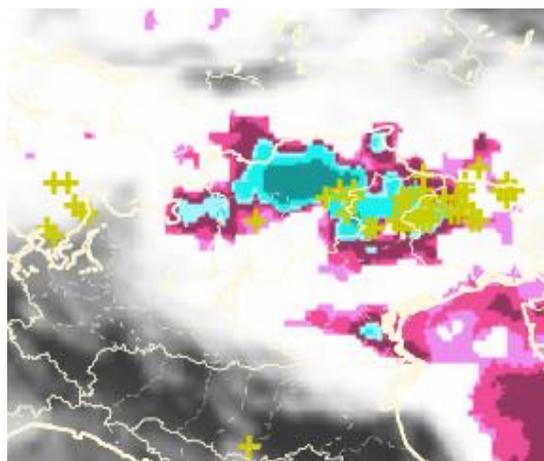
(e)



(f)



(g)



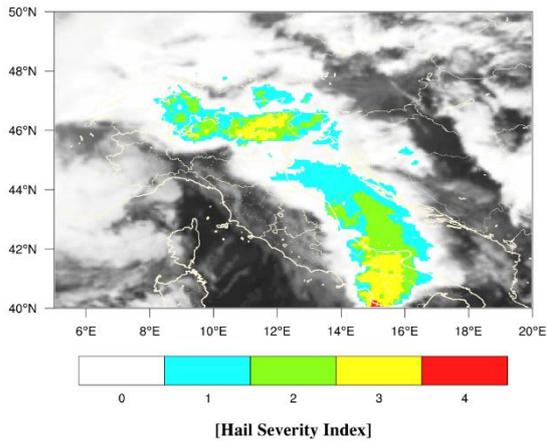
(h)

*Figura 35. Ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per il caso studio di flash flood del 29 Ottobre 2018. Le mappe si riferiscono rispettivamente alle ore 17:00 UTC (a-b), 17:15 UTC (c-d), 17:30 UTC (e-f) e 17:45 UTC (g-h). Sulle mappe sono stati sovrapposti i conteggi di fulminazione, identificati da un marcatore a crocette.*

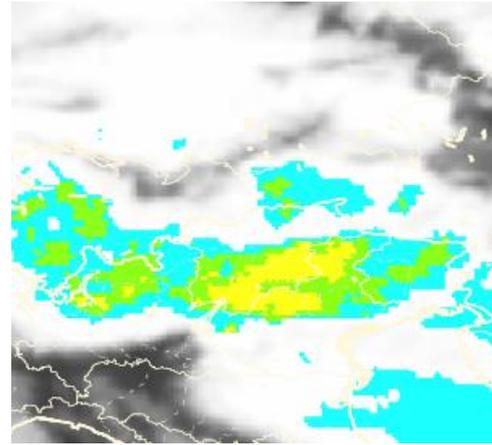
Durante il passaggio del fronte sulla località di Dimaro (una delle più colpite dell'evento avvenuto nella Val di Sole) sono stati registrati valori massimi di hail probability tra 0.5 e 0.6, i fulmini invece raggiungono solo la prima classe in tutti e quattro gli istanti temporali. Dalle mappe si vede come il massimo di hail probability anticipi il massimo di fulminazione, tenendo conto che il fronte segue un moto con direzione sud-nord. Questa caratteristica verrà ravvisata anche nei grafici puntuali.

### 3.3.1 Hail Severity Index

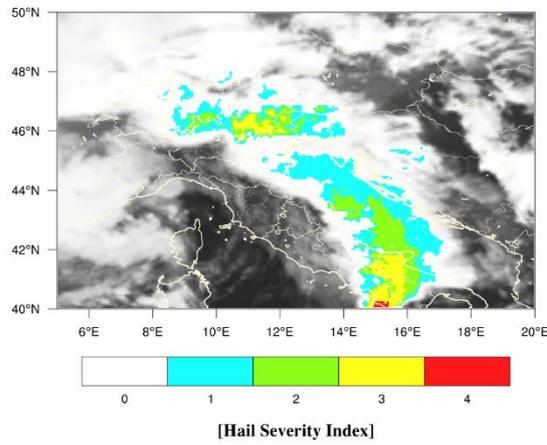
In questo paragrafo vengono presentate le mappe di HSI. Come per il caso precedente, dal momento che per questo caso studio i dati radar non sono disponibili, queste mappe sono state ottenute combinando l'output di MASHA (hail probability e overshooting index) con i dati di fulminazione.



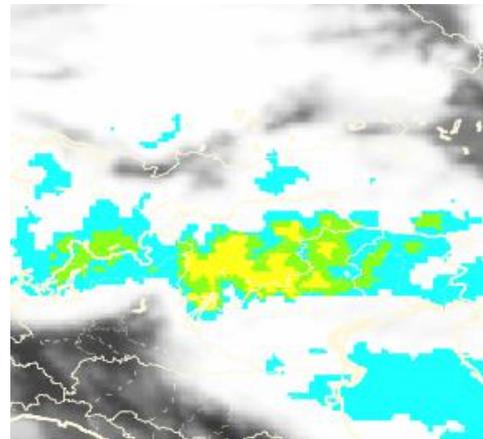
(a)



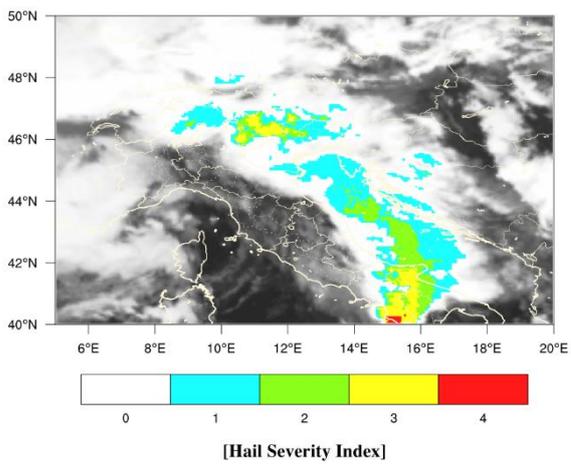
(b)



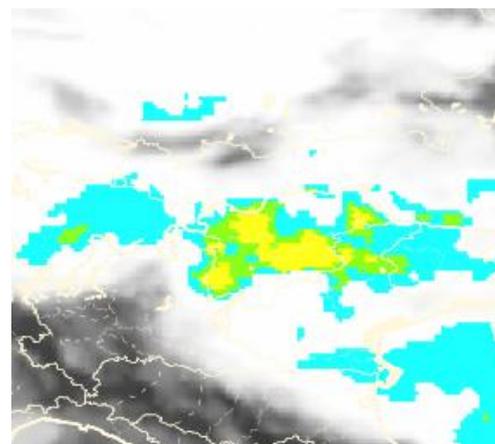
(c)



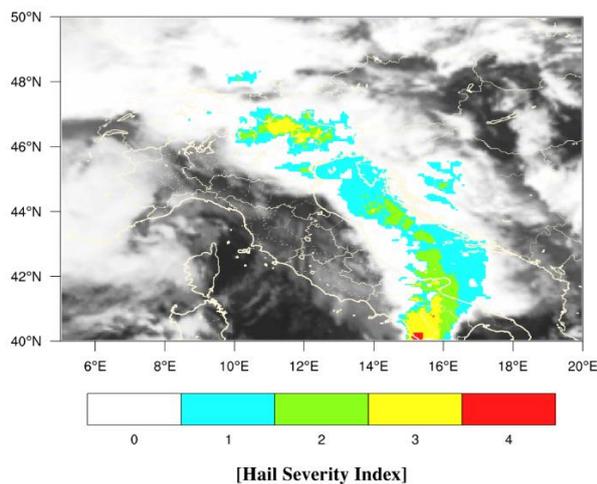
(d)



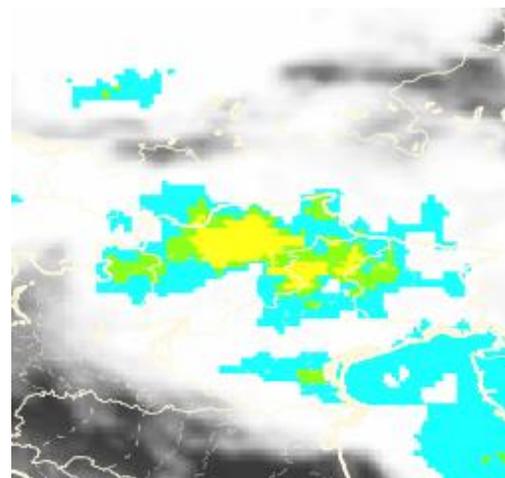
(e)



(f)



(g)



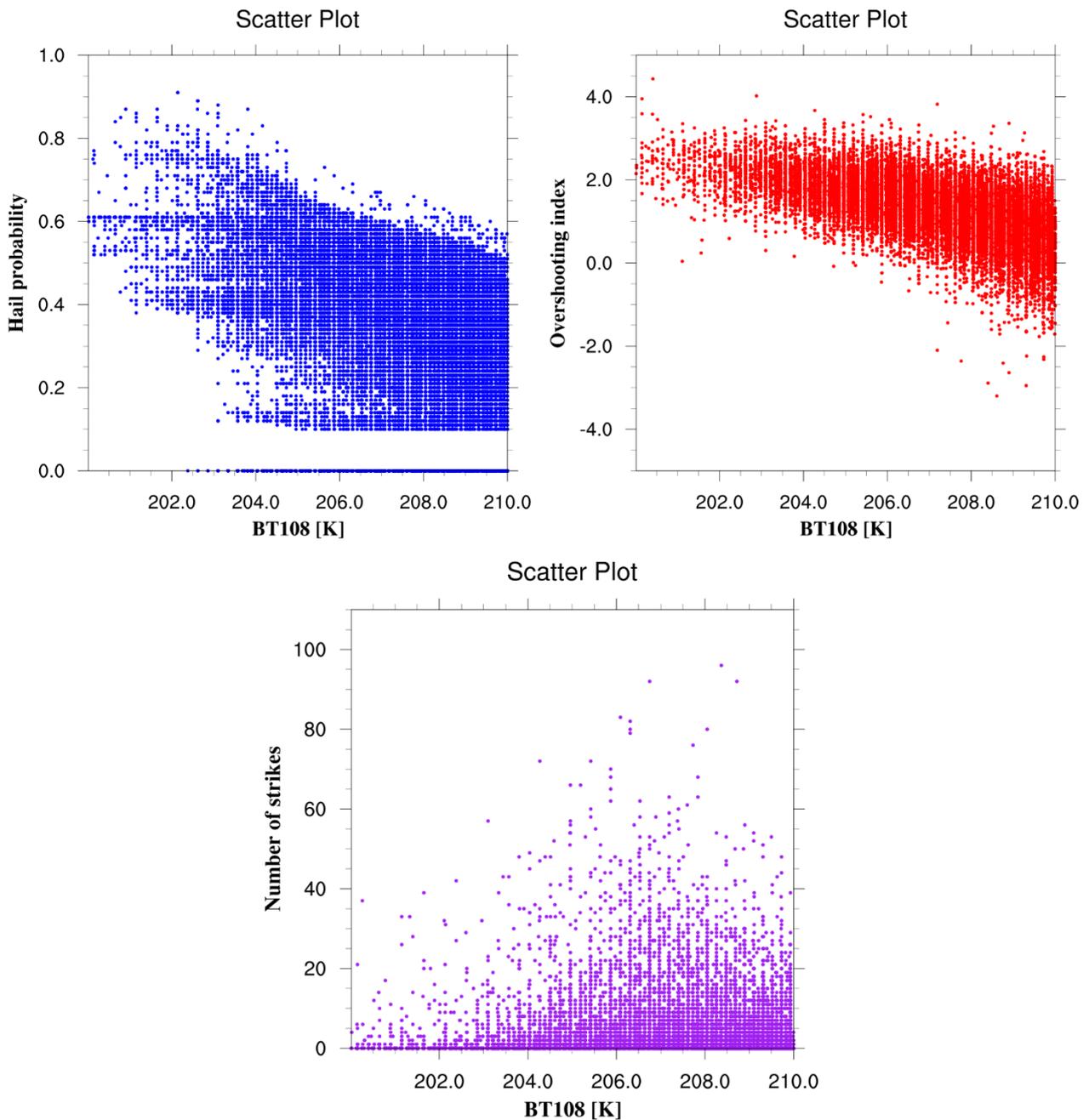
(h)

*Figura 36. Mappe di HSI per l'evento di flash flood del 29 Ottobre 2018. In ordine dall'alto verso il basso l'istante 17:00 UTC (a-b), 17:15 UTC (c-d), 17:30 UTC (e-f) e 17:45 UTC (g-h).*

L'HSI raggiunge un livello di severità massimo pari a 3 in corrispondenza della cittadina di Dimaro, il contributo dominante che fa scattare il livello 3 dell'HSI è dato dalla hail probability che raggiunge valori massimi tra 0.5 e 0.6 durante il passaggio del fronte temporalesco.

### 3.3.2 Grafici a dispersione

Anche per questo caso studio la classe di temperatura di brillantezza più bassa individuata parte da 200 K, vengono riportati per semplicità solo i grafici a dispersione della classe di temperatura più bassa che è rappresentativa della fase di massimo sviluppo della cella, durante la quale avviene la massima convezione. Per la hail probability è stato messo un filtro che prevede che i valori minori di 0.1 siano posti uguali a zero.



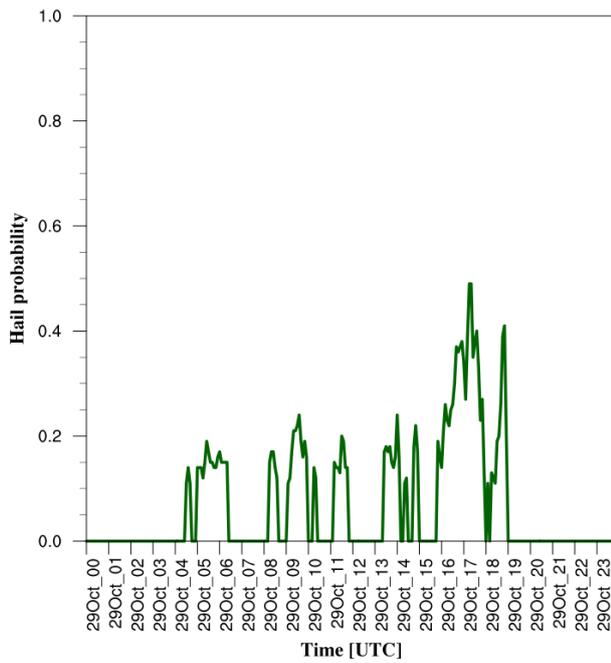
*Figura 37. Grafici a dispersione della hail probability (figura in alto a sinistra), dell'overshooting index (figura in alto a destra) e dei fulmini (figura in basso al centro) in funzione dell'intervallo di temperatura di brillanza 200-210 K.*

Partendo dalla distribuzione della hail probability, si osserva che i valori più alti vengono misurati alle temperature più basse, mentre man mano che ci si sposta verso temperature più alte, quindi verso i 210 K, i valori tendono a diminuire. Nonostante per il caso di Dimaro si arrivi a valori massimi di hail probability compresi tra 0.5 e 0.6, nella distribuzione si arriva a valori fino a

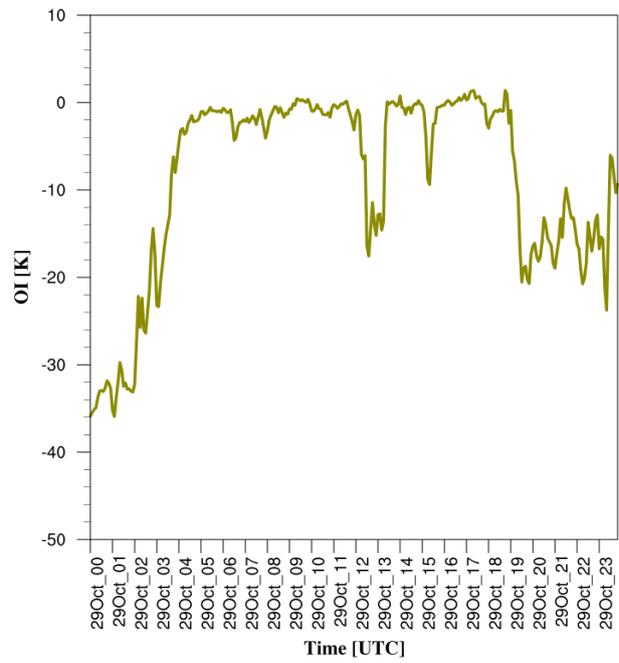
circa 0.9 (massimo che viene registrato intorno ai 202 K), questo perché per la realizzazione dei grafici a dispersione sono stati presi i dati di tutta la giornata del 29 Ottobre su un dominio di rimappatura che ha come estremi di coordinate 5°-20°E per la longitudine e 40°-50°N per la latitudine. Se ne deduce che nell'arco della giornata su un tale dominio sono transitati numerosi sistemi temporaleschi, alcuni dei quali hanno fatto registrare valori di hail probability fino a circa 0.9. Lo stesso ragionamento si può applicare anche per la distribuzione dei fulmini, dove si osserva un massimo di fulminazione fino a circa 100 conteggi, mentre nel caso specifico di Dimaro si è visto dalle mappe prodotte da MASHA che non si superano i 14 conteggi. A differenza della hail probability, il massimo dei fulmini viene registrato verso valori di temperatura più alti, nello specifico intorno ai 209 K.

### **3.3.3 Grafici puntuali**

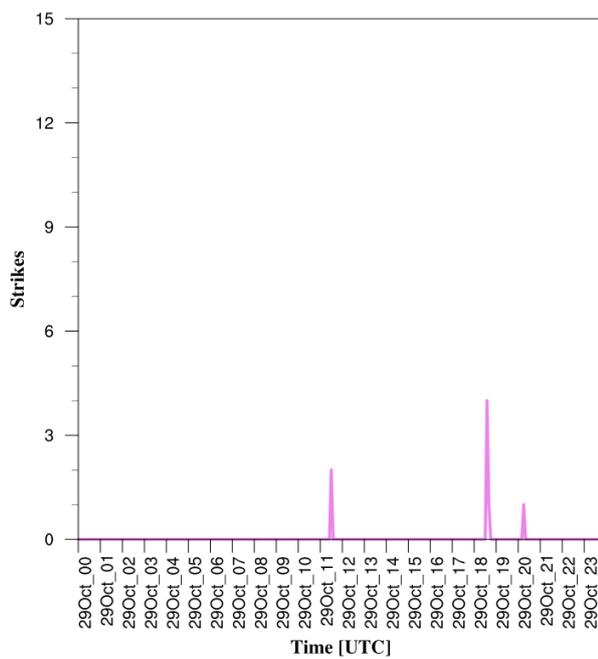
Per visualizzare l'andamento temporale delle variabili fisiche, anche in questo caso sono stati realizzati i grafici puntuali. Per la realizzazione dei seguenti grafici è stato preso il pixel più vicino a Dimaro avente coordinate 46.250°N e 10.845°E, vengono mostrati in sequenza gli andamenti temporali della hail probability, dell'overshooting index (OI), dei fulmini e della temperatura di brillanza nel canale infrarosso a 10.8  $\mu\text{m}$ :



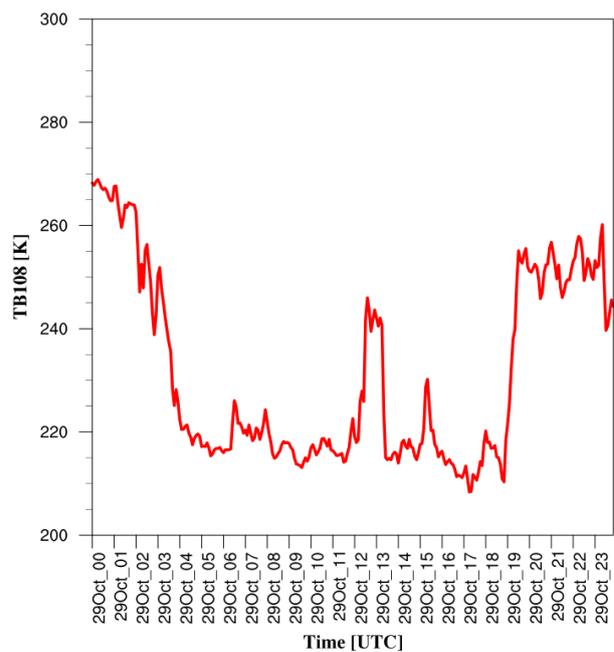
(a)



(b)



(c)



(d)

*Figura 38. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali di hail probability (a), overshooting index (b), fulmini (c) e temperatura di brillantezza a 10.8  $\mu\text{m}$  (d) per il caso di Dimaro.*

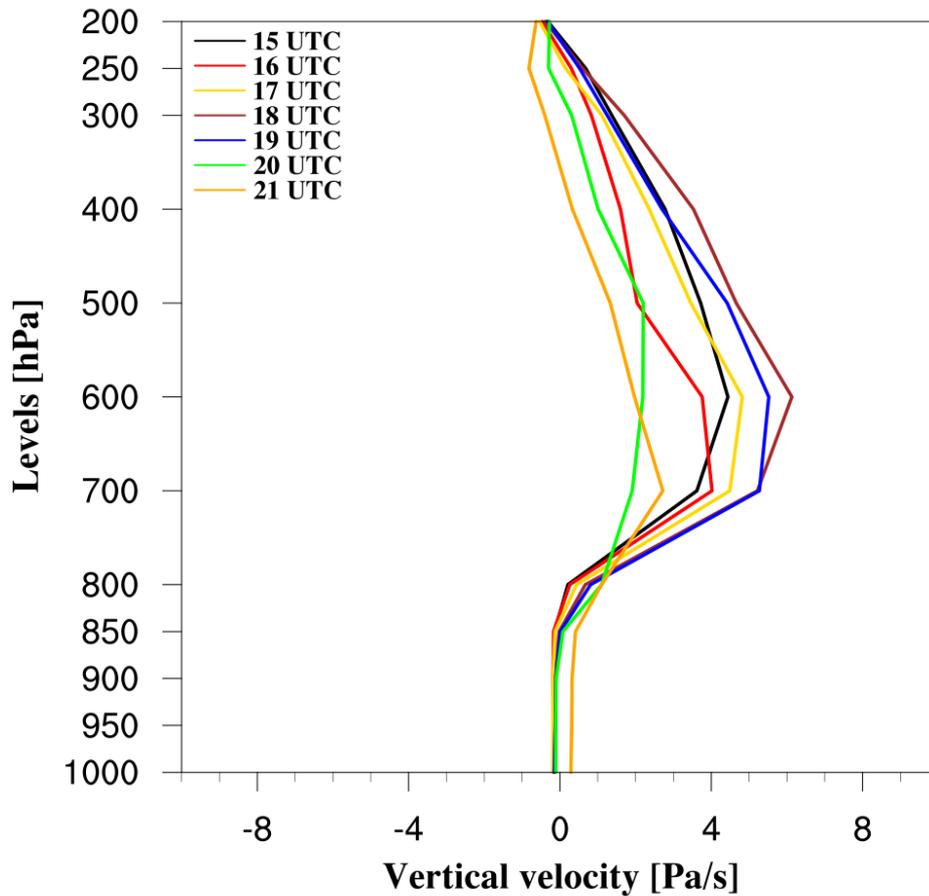
Come arco temporale è stata presa tutta la giornata del 29 Ottobre, l'evento che ha interessato la cittadina di Dimaro è avvenuto tra le 17:00 e le 18:00 UTC. Partendo dalla hail probability, si osservano valori attorno a 0.2 dalle 05:00

alle 15:00 UTC, con un massimo di circa 0.5 poco dopo le 17:00 UTC. L'overshooting index parte da valori molto negativi per poi aumentare e raggiungere valori prossimi allo zero. Per quanto riguarda i fulmini, si registrano tre picchi isolati: il primo tra le 11:00 e le 12:00 UTC di 2 fulmini, il secondo tra le 18:00 e le 19:00 UTC di 4 fulmini e il terzo di un solo fulmine dopo le 20:00 UTC. La temperatura di brillanza nel canale a  $10.8 \mu\text{m}$  parte da valori attorno ai 270 K e raggiunge un minimo di circa 210 K in corrispondenza dell'evento tra le 17:00 e le 18:00 UTC, per poi risalire e oscillare su valori compresi tra 240 e 260 K. Confrontando la distribuzione temporale della hail probability e quella dei fulmini, se ne deduce che il massimo di hail probability anticipa il massimo di fulminazione.

### **3.3.4 Velocità verticale e wind shear**

In questo paragrafo vengono presentati i profili di velocità verticale e le mappe di vento alle quote di 200, 500, 800 e 1000 hPa. Per i profili di velocità verticale è stato preso un intervallo temporale di sei ore, dalle 15:00 alle 21:00 UTC del 29 Ottobre 2018, in modo da circoscrivere il più possibile l'evento. Per le mappe di vento invece è stato preso un intervallo più ampio di 11 ore, dalle 12:00 alle 23:00 UTC sempre del 29 Ottobre.

## Distribution of vertical velocity

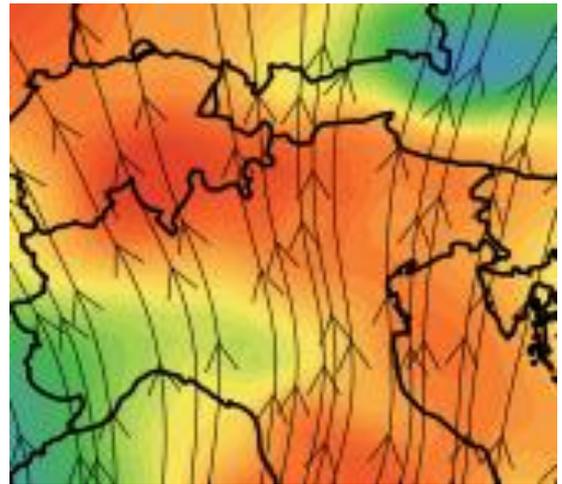
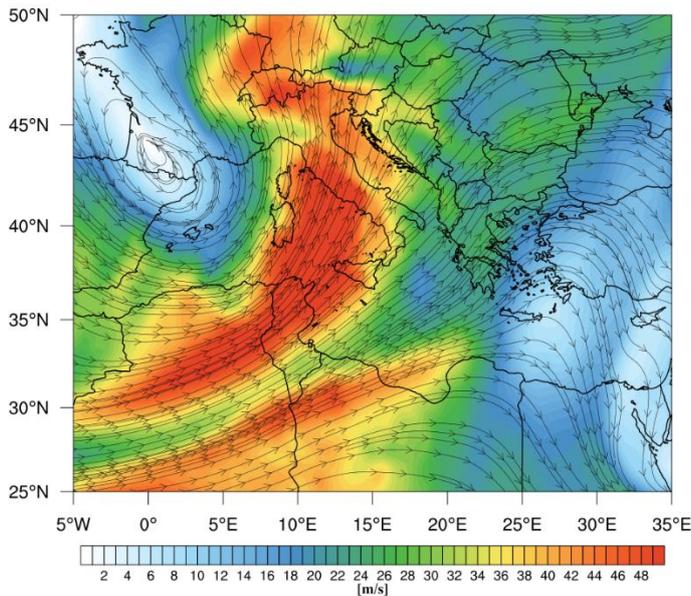


*Figura 39. Distribuzione oraria delle velocità verticali sul pixel più vicino a Dimaro dalle ore 15:00 alle ore 21 UTC del 29 Ottobre 2018.*

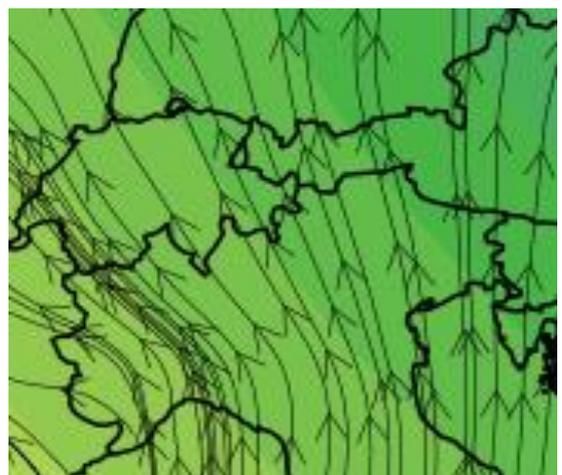
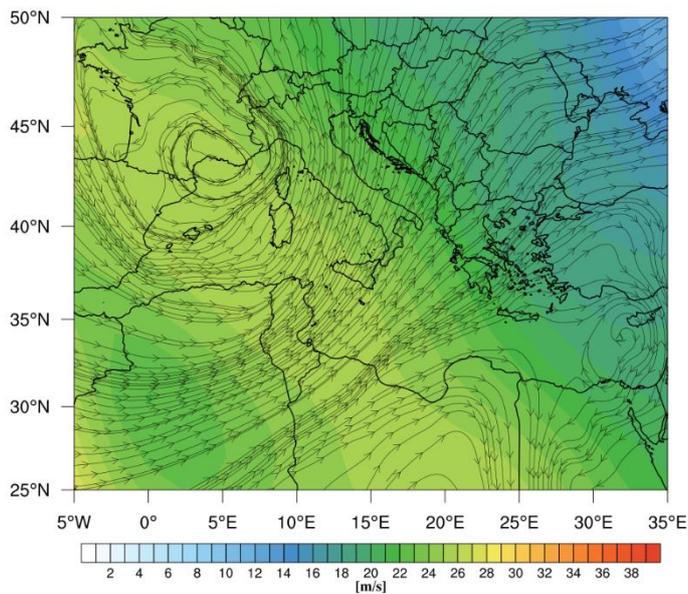
I profili di velocità verticali mostrati in Figura 39 sono stati ottenuti estraendo i dati di velocità dalla rianalisi ERA5 sul pixel più vicino a Dimaro avente coordinate 46.25°N e 10.75°E. Quello che si nota è che a tutte le ore le velocità verticali assumono valori nulli o comunque prossimi a zero dai 1000 hPa fino agli 850 hPa. A partire dagli 800 hPa si nota un aumento della velocità verticale a tutte le ore, con un massimo che viene raggiunto a 600 hPa (media troposfera) alle 18:00 UTC, orario rappresentativo dell'evento. Salendo di quota, la velocità verticale tende a diminuire e a riportarsi verso valori prossimi a zero. Questo aumento della velocità in media troposfera potrebbe essere causato dalla presenza di un ostacolo orografico, ad esempio la catena alpina.

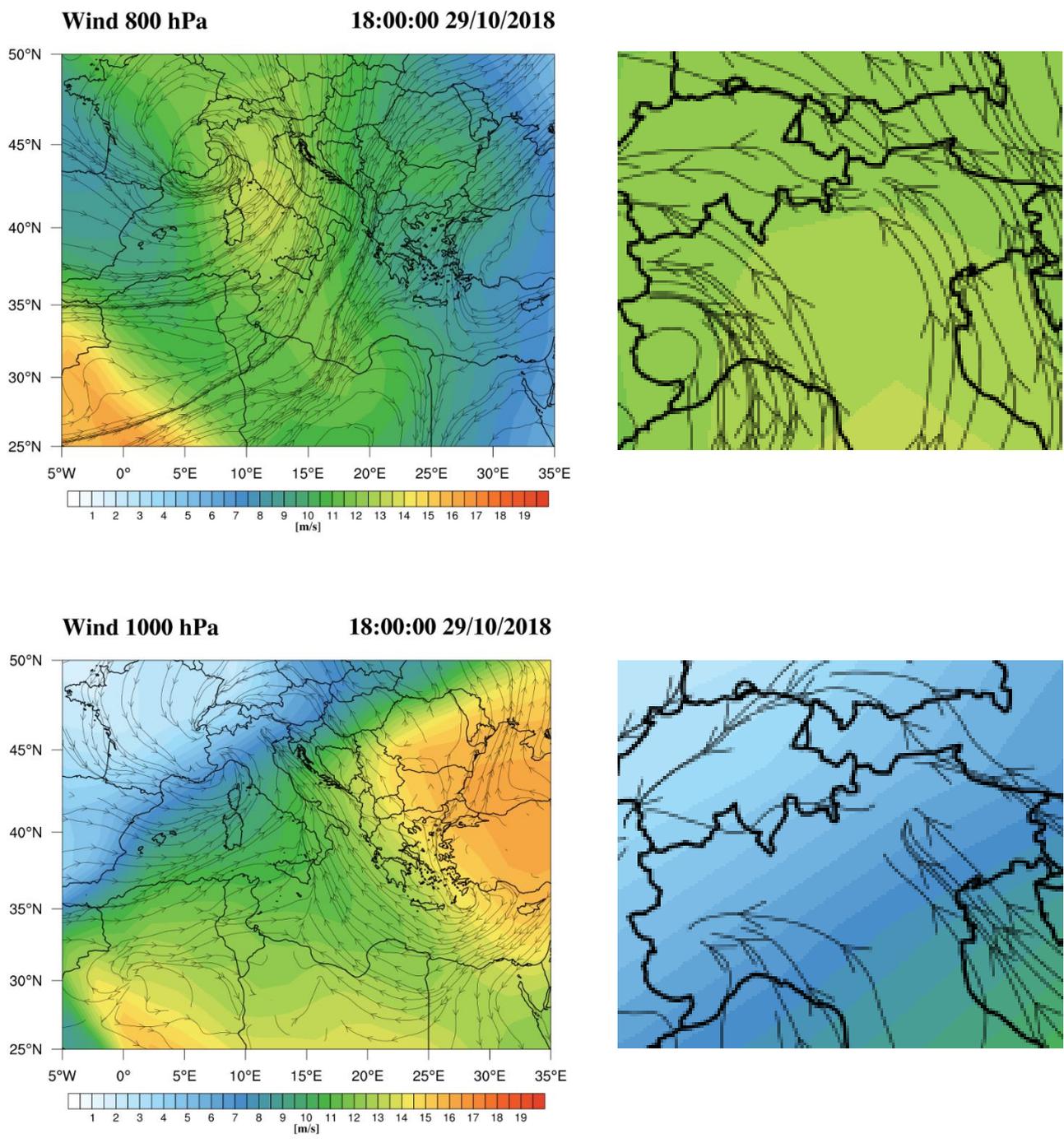
Di seguito vengono presentate le mappe di vento orarie per i quattro livelli selezionati. Dal momento che sono state prodotte ogni ora su un intervallo temporale di 11 ore, vengono riportate per semplicità solo quelle relative all'istante 18:00 UTC che è rappresentativo dell'evento:

**Wind 200 hPa** **18:00:00 29/10/2018**



**Wind 500 hPa** **18:00:00 29/10/2018**





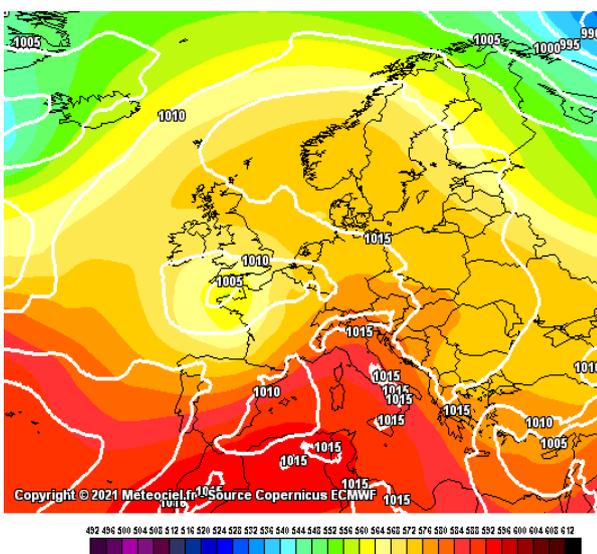
*Figura 40. Dall'alto verso il basso: a sinistra le mappe di vento riferite alle quote rispettivamente di 200, 500, 800 e 1000 hPa alle ore 18 UTC del 29 Ottobre 2018. A destra uno zoom delle mappe sul Nord Italia, rispettivamente per ciascun livello.*

A 200 hPa si nota che la direzione del vento dominante è da sud, a 500 hPa la direzione è da sud/sud-est, a 800 hPa è da sud-est e a 1000 hPa è ancora da

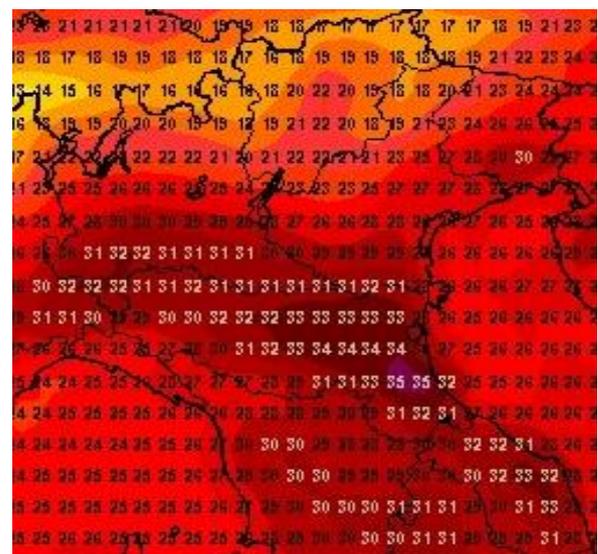
sud-est. Quindi alle ore 18:00 UTC del 29 Ottobre 2018 sulla verticale di Dimaro non era presente un marcato wind shear.

### 3.4 Evento grandinigeno del 26 Luglio 2021: Fidenza (PR)

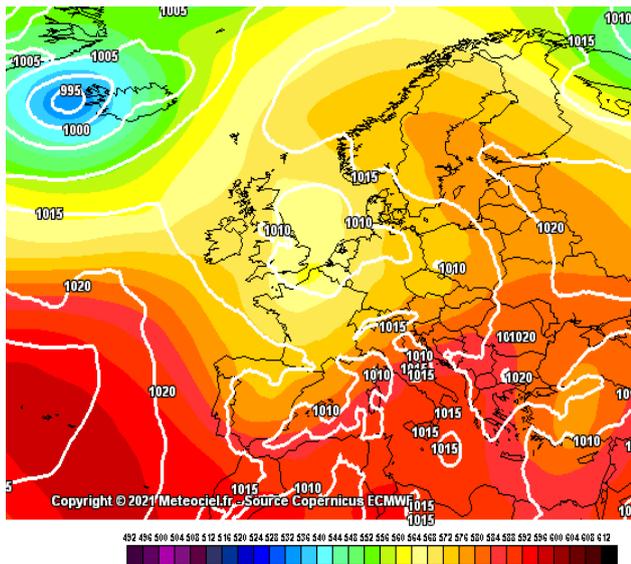
Tra il 21 e il 25 luglio 2021 il bacino del Mediterraneo centro-occidentale è stato interessato dalla rimonta di un campo di alta pressione di matrice subtropicale con tempo stabile e soleggiato, mentre tra la Gran Bretagna e la Francia era posizionato un minimo di bassa pressione (Figura 41a). Nel corso di questo periodo sulle pianure emiliane sono state registrate temperature massime costantemente superiori ai 30°C, con valori massimi fino a 34-35°C sulla Val Padana orientale (Figura 41b). Il giorno 26 luglio l'abbassamento dei valori di geopotenziale a 500 hPa tra la Spagna orientale e la Francia ha favorito l'ingresso di correnti umide sud-occidentali sul Nord Italia (Figura 41c), determinando condizioni fortemente instabili e favorevoli allo sviluppo di intensi fenomeni temporaleschi accompagnati da grandinate e raffiche di vento. Sul resto d'Italia è ancora ben presente l'anticiclone subtropicale con temperature ad 850 hPa che superano i 24°C al centro-sud (Figura 41d).



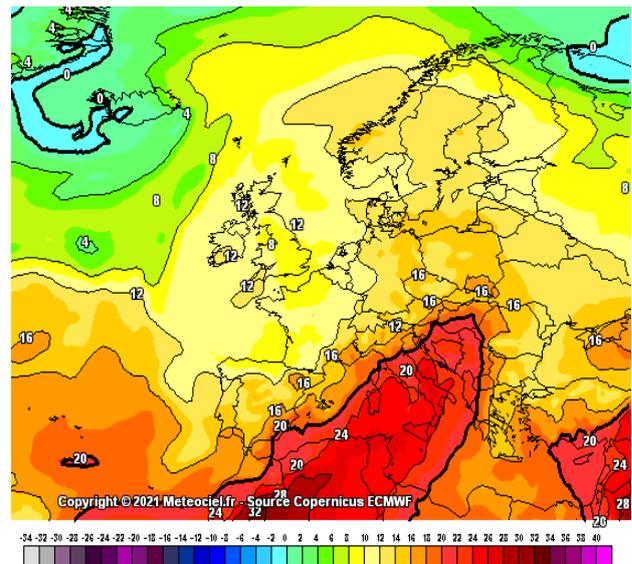
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 41. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 24 Luglio 2021 alle ore 06:00 UTC (a) e per il 26 Luglio 2021 alle ore 00:00 UTC (c), temperature a 2 metri dal suolo per il 24 Luglio 2021 alle ore 12:00 UTC (b) e temperature ad 850 hPa per il 26 Luglio 2021 alle ore 00:00 UTC (d) (<https://www.meteociel.fr/>).

L'area geografica che è stata analizzata per questo caso studio comprende le province più occidentali dell'Emilia-Romagna, Piacenza e Parma, che tra le ore 12:00 e le ore 14:00 UTC sono state interessate da intense grandinate. In Figura 42 sono evidenziate le quattro località su cui è stata condotta l'analisi.

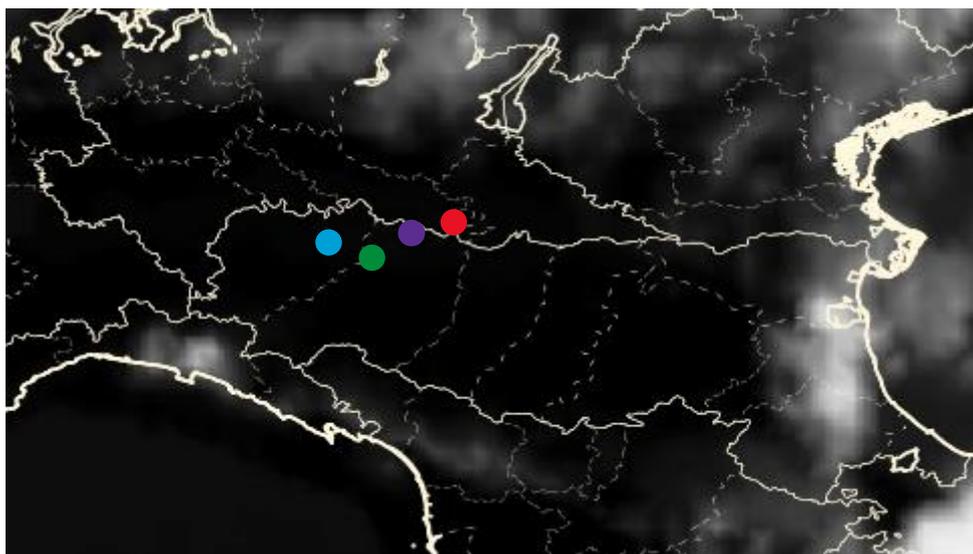
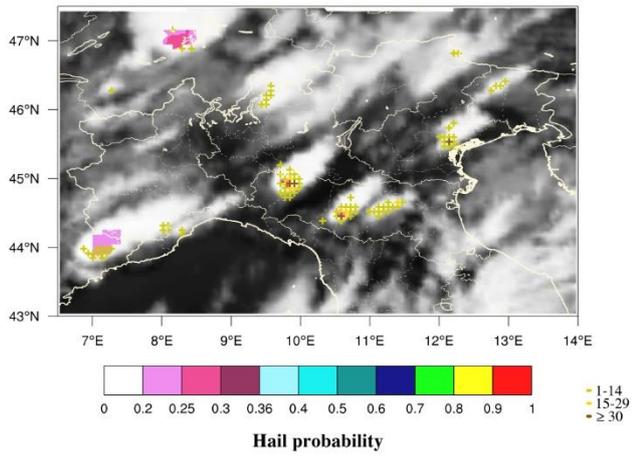
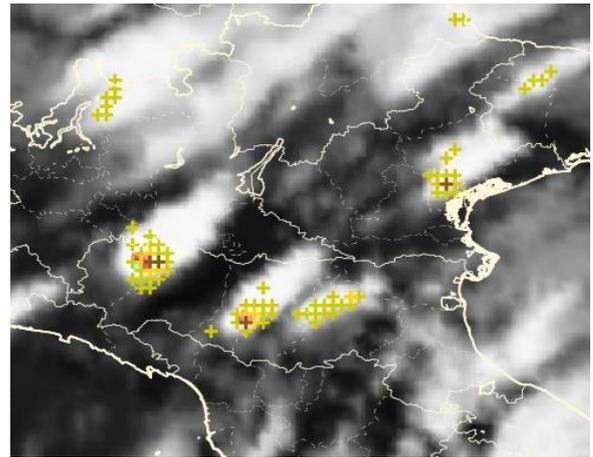


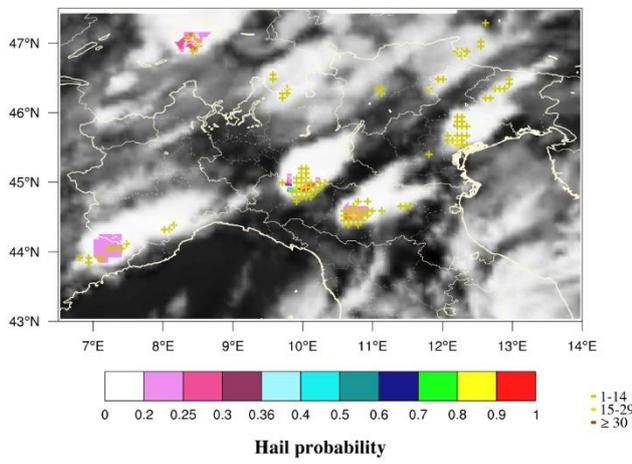
Figura 42. Le località selezionate per il caso studio in Emilia-Romagna. In verde Fidenza (PR), in celeste Fiorenzuola d'Arda (PC), in viola Sissa Trecasali (PR) e in rosso Casalmaggiore (PR).



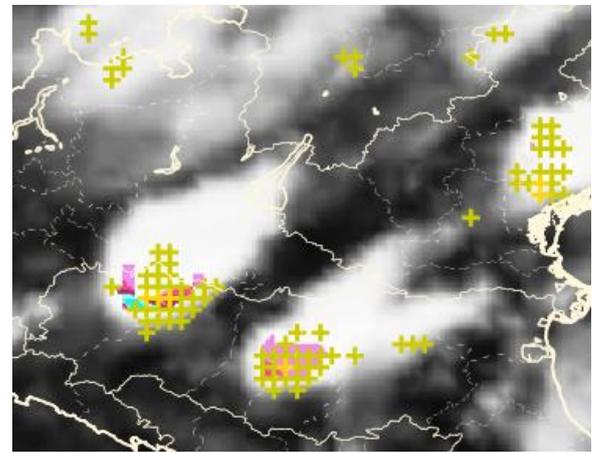
(a)



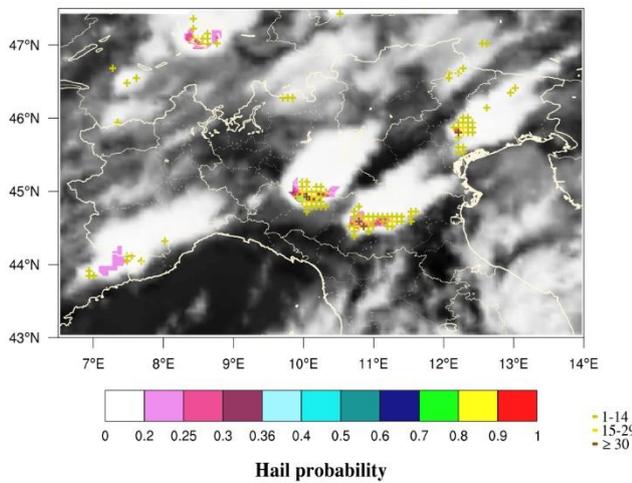
(b)



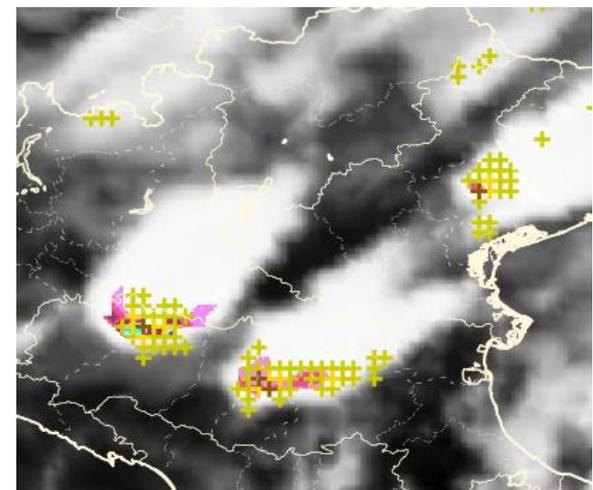
(c)



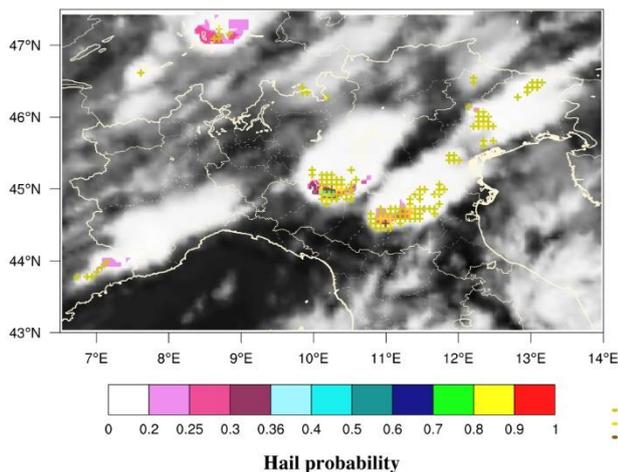
(d)



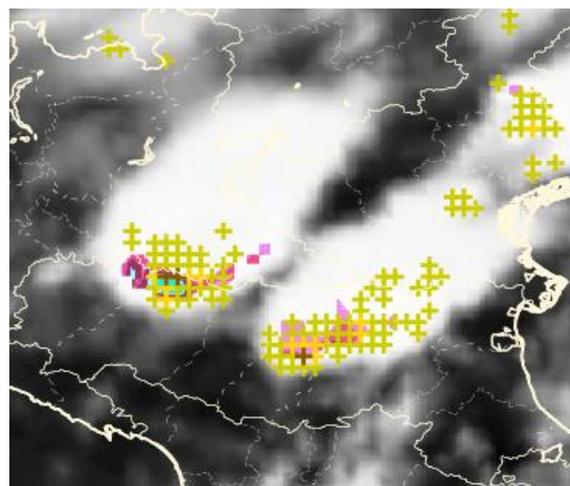
(e)



(f)



(g)



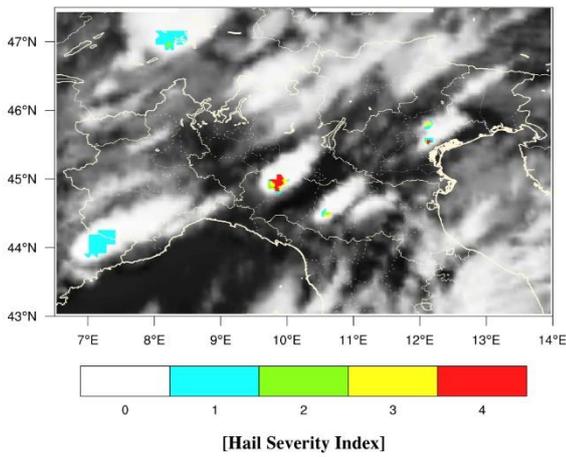
(h)

*Figura 43. Ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per l'evento grandinigeno verificatosi tra le province di Parma e Piacenza il giorno 26 Luglio 2021. Le mappe si riferiscono rispettivamente alle ore 12:45 UTC (a-b), 13:00 UTC (c-d), 13:15 UTC (e-f), 13:30 UTC (g-h). Sulle mappe sono stati sovrapposti i conteggi di fulminazione, identificati da un marcatore a crocette.*

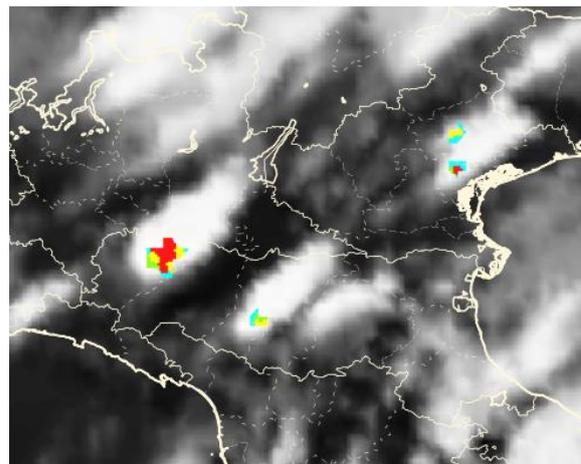
In Figura 43 viene presentata la ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per questo intenso sistema temporalesco. Il sistema si origina nel piacentino attorno alle 12:15 UTC quando vengono rilevate le prime fulminazioni. Attorno alle 12:30 UTC vengono individuate le prime zone con valori di hail probability vicini a 0.2 (a Fiorenzuola d'Arda alle 12:30 UTC viene già rilevato un valore di hail probability di 0.17). Quindici minuti dopo, quindi alle 12:45 UTC, sempre su Fiorenzuola il valore rilevato di hail probability è di 0.26 e il sistema inizia ad assumere caratteristiche potenzialmente grandinigene. Nei quindici minuti successivi, quindi alle 13:00 UTC, la hail probability arriva ad assumere valori superiori a 0.3 (per le località analizzate è stato rilevato alle 13:00 UTC un valore di hail probability di 0.33 su Fiorenzuola e 0.31 su Fidenza). Successivamente il sistema si sposta verso nord-est, coinvolgendo le quattro località analizzate per questo caso studio. A partire dalle 13:30 UTC la parte più intensa dei fenomeni si sposta sul parmense, dove vengono registrati valori di hail probability prossimi a 0.5.

### 3.4.1 Hail Severity Index

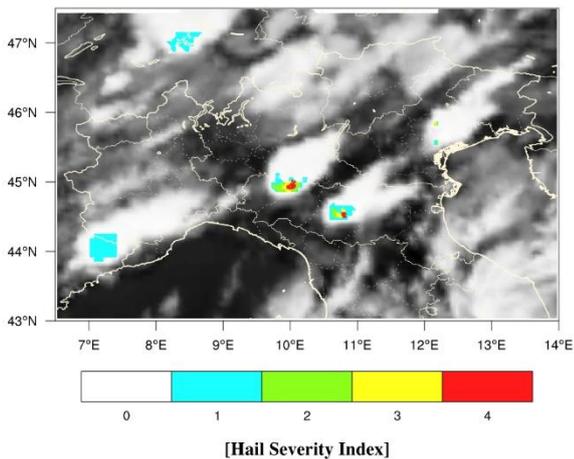
In questo paragrafo vengono presentate le mappe di HSI. Per questo caso studio sono disponibili anche i dati radar (POH e VIL density), quindi le mappe di HSI sono state ottenute combinando l'output di MASHA (hail probability e overshooting index) con i dati di fulminazione e i dati radar.



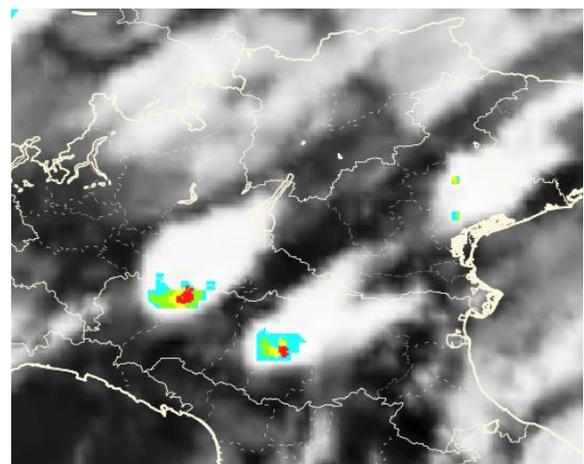
(a)



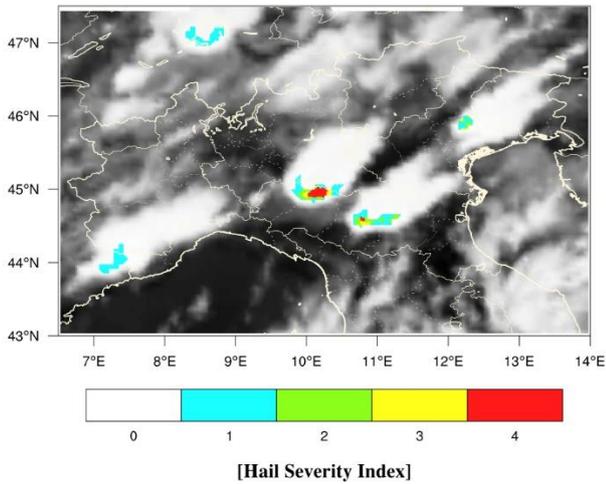
(b)



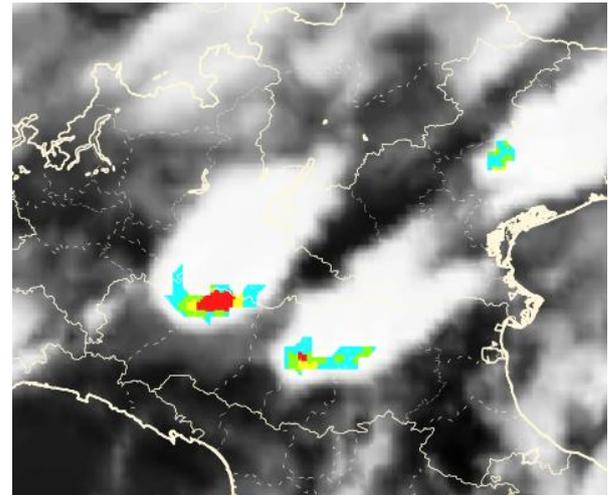
(c)



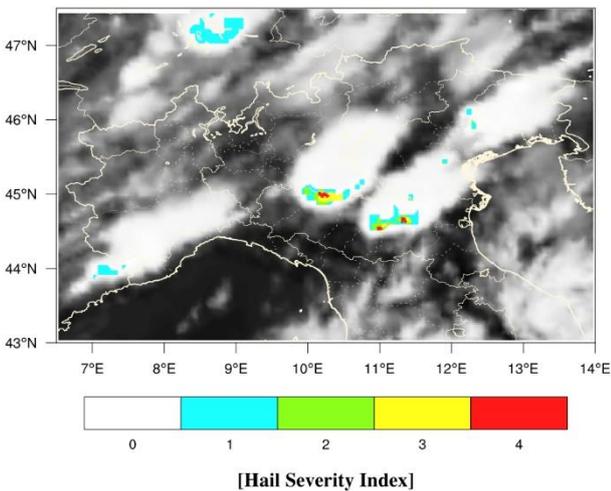
(d)



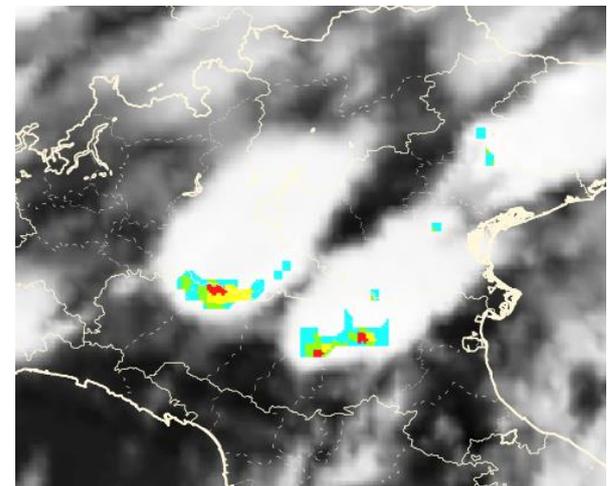
(e)



(f)



(g)



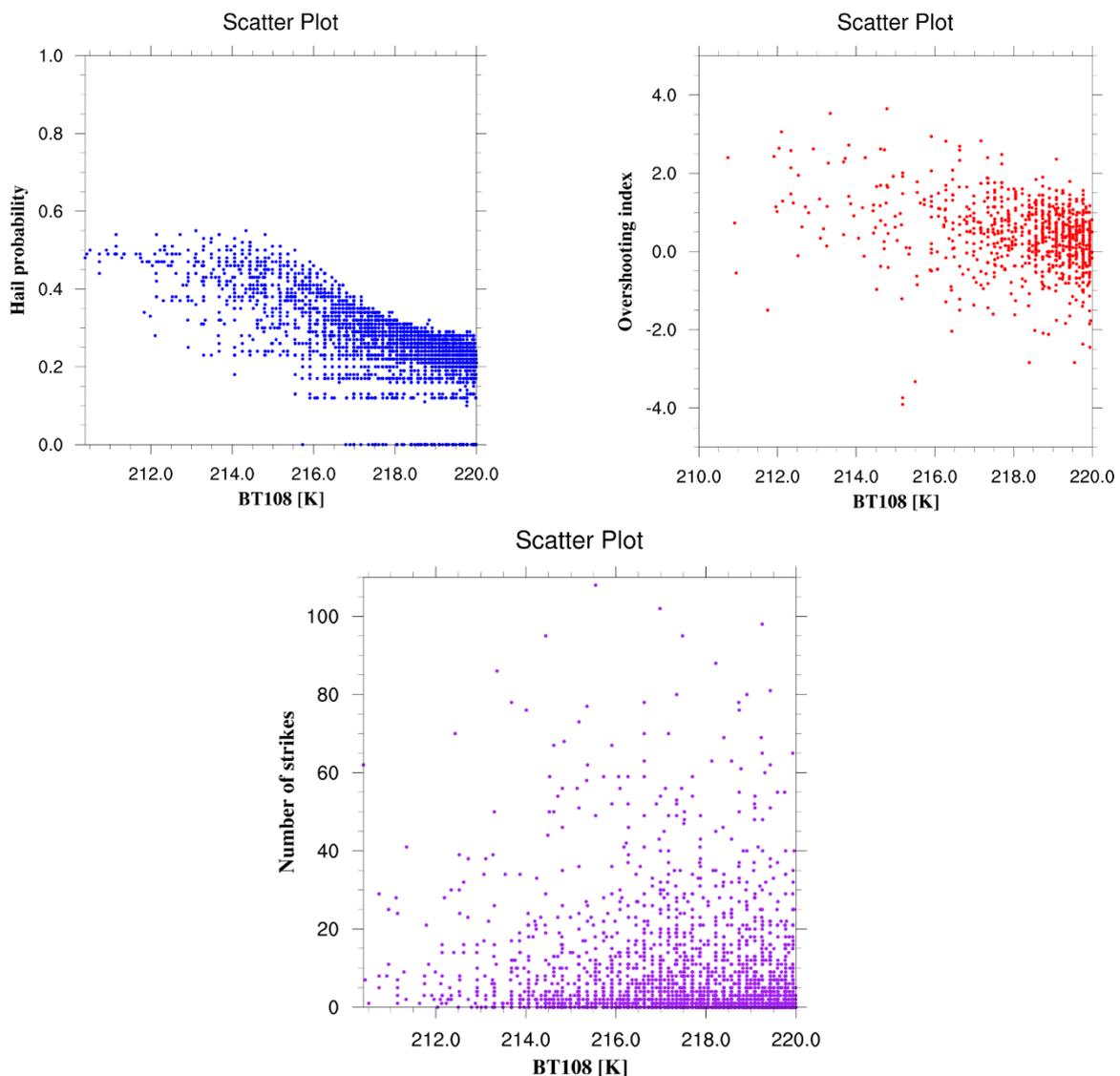
(h)

*Figura 44. Mappe di HSI per l'evento grandinigeno del 26 Luglio 2021. In ordine dall'alto verso il basso l'istante 12:45 UTC (a-b), 13:00 UTC (c-d), 13:15 UTC (e-f) e 13:30 UTC (g-h).*

L'HSI raggiunge un livello di severità pari a 4, ovvero l'ultima classe, in tutti e quattro gli istanti temporali. In questo caso il contributo dominante che fa scattare l'ultima classe dell'HSI è dato dai fulmini che superano i 32 conteggi e dalla POH che registra valori superiori al 90% durante il passaggio del sistema grandinigeno.

### 3.4.2 Grafici a dispersione

Per questo caso studio la classe di temperatura di brillanza più bassa individuata parte da 200 K. Tuttavia, avendo trovato pochi punti per questa classe, essi non risultano utili a capire l'andamento di una distribuzione. Per questo motivo vengono riportati i grafici a dispersione della classe di temperatura successiva che comprende valori di temperatura di brillanza tra 210 e 220 K. Per la hail probability è stato messo un filtro che prevede che i valori minori di 0.1 siano posti uguali a zero.

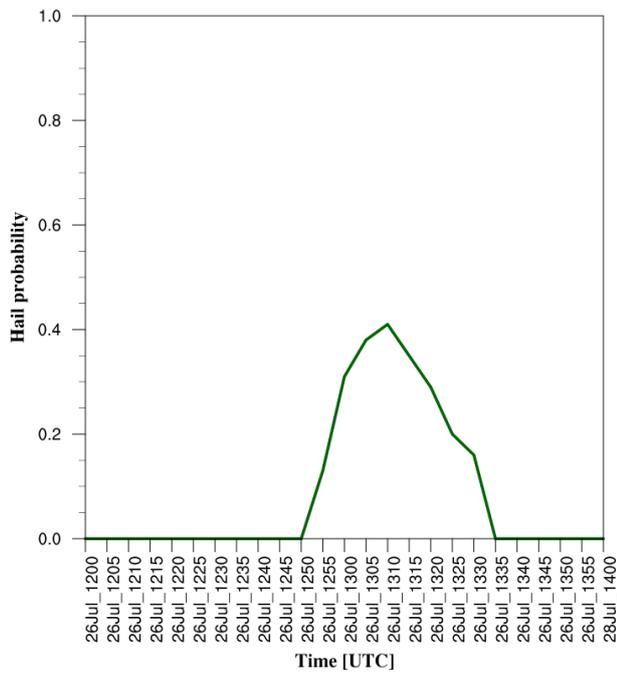


*Figura 45. Grafici a dispersione della hail probability (figura in alto a sinistra), dell'overshooting index (figura in alto a destra) e dei fulmini (figura in basso al centro) in funzione dell'intervallo di temperatura di brillanza 210-220 K.*

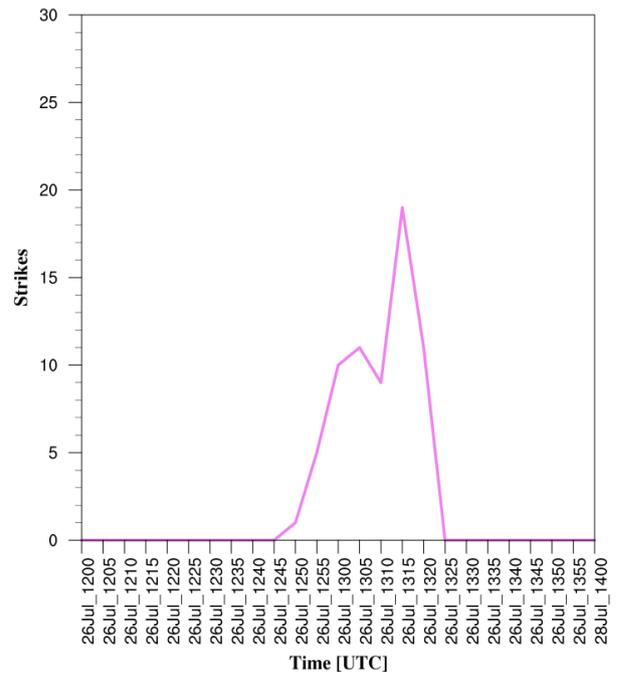
Partendo dalla distribuzione della hail probability, si osserva anche in questo caso che i valori più alti si registrano alle temperature più basse, mentre spostandosi verso temperature più alte i valori di hail probability tendono a diminuire. I valori massimi nella distribuzione arrivano fino a circa 0.55, nonostante il valore massimo registrato sia stato di 0.49 (valore misurato sia a Casalmaggiore sia a Sissa Trecasali rispettivamente alle 13:50 UTC e alle 13:30 UTC). Questo perché la cella grandinigena, dopo aver interessato il parmense si è diretta verso il mantovano dove si è ulteriormente intensificata. Per quanto riguarda i fulmini, si riscontra una concentrazione maggiore di punti verso temperature più alte e il massimo di fulminazione pari a circa 110 fulmini viene registrato ad una temperatura di circa 216 K. È bene sottolineare che queste distribuzioni sono state ottenute a partire da un dominio di rimappatura avente coordinate 6.5°-14°E di longitudine e 43°-47.5°N di latitudine, all'interno del quale sono transitati i sistemi temporaleschi. Il motivo principale per cui i massimi di hail probability arrivano fino a circa 0.5 è perché non ci sono state coincidenze utili per calibrare l'algoritmo di grandine, le poche sono avvenute la mattina quando c'era ancora poca grandine.

### **3.4.3 Grafici puntuali**

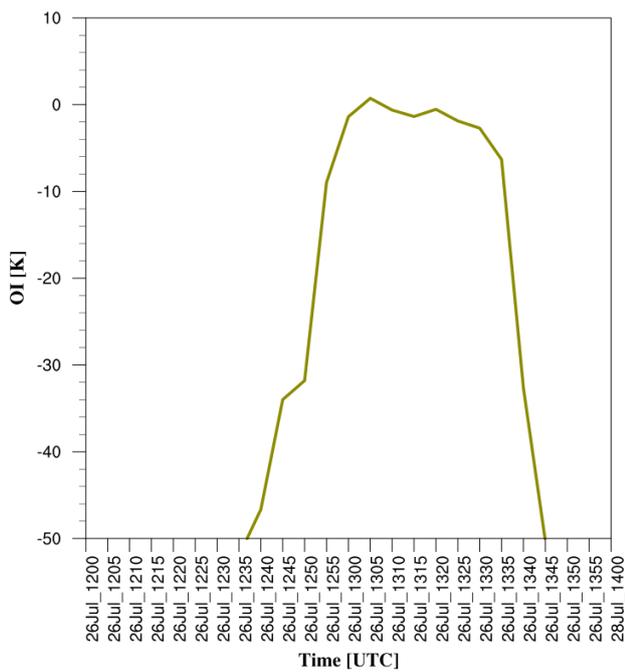
In questo paragrafo vengono presentati i grafici puntuali. Per la realizzazione dei seguenti grafici è stato preso il pixel più vicino a Fidenza avente coordinate 46.858°N e 10.047°E. Vengono mostrati in sequenza gli andamenti temporali della hail probability, dei fulmini, dell'overshooting index e della temperatura di brillanza nel canale infrarosso a 10.8  $\mu\text{m}$ . È stato preso un intervallo temporale di due ore che va dalle 12:00 UTC alle 14:00 UTC del 26 Luglio 2021, in modo da isolare il più possibile la cella temporalesca.



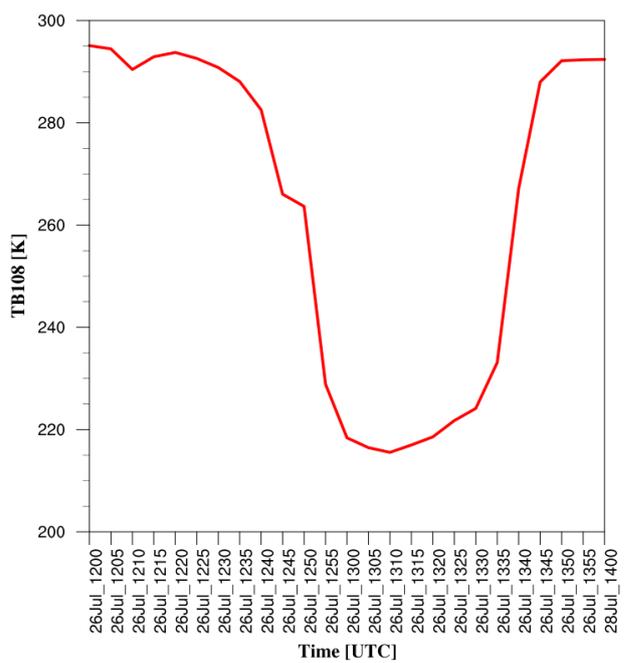
(a)



(b)



(c)



(d)

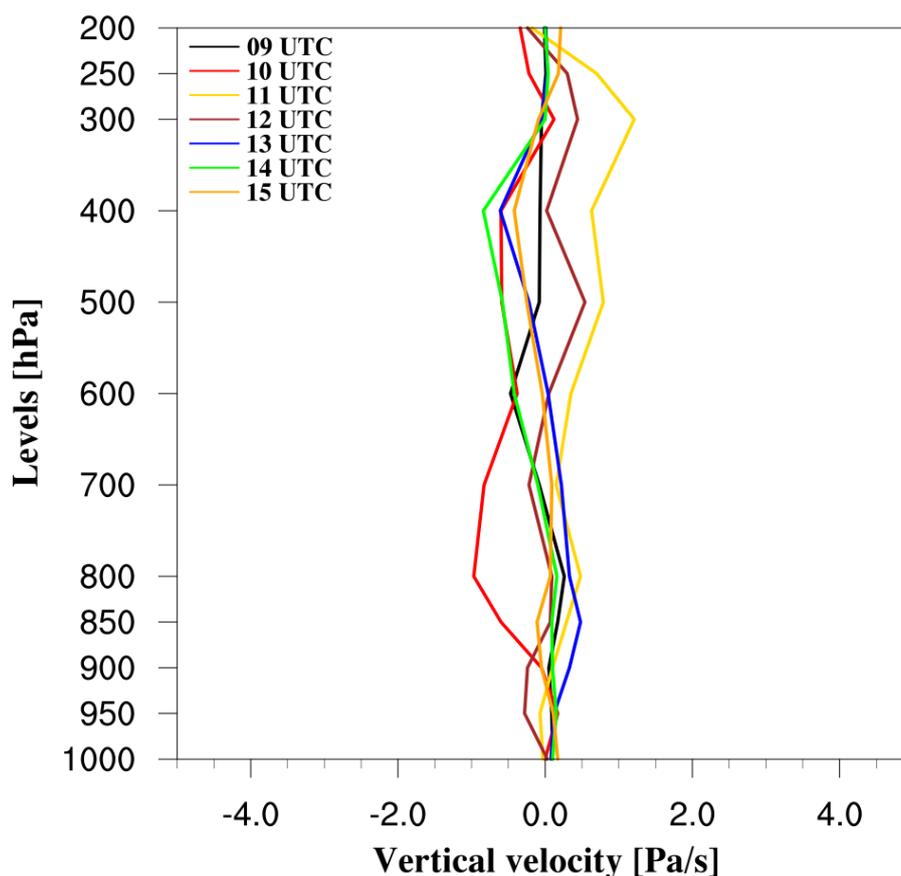
*Figura 46. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali di hail probability (a), fulmini (b), overshooting index (c) e temperatura di brillanza a 10.8  $\mu\text{m}$  (d) per il caso di Fidenza.*

Il massimo di hail probability è di 0.41 ed è stato registrato alle 13:10 UTC, il massimo di fulminazione è di 19 fulmini ed è stato registrato alle 13:15 UTC, il massimo di overshooting index è di 0.73 ed è stato registrato alle 13:05 UTC, il minimo di temperatura di brillanza a  $10.8 \mu\text{m}$  è di 215.54 K ed è stato registrato alle 13:10 UTC. Se ne deduce che il massimo di hail probability anticipa il massimo di fulminazione di cinque minuti. L'andamento dell'overshooting mostra valori inizialmente molto negativi (anche minori di -50), per poi raggiungere valori intorno allo zero o di poco superiori durante l'evento. L'andamento della TB108 mostra valori inizialmente attorno ai 290 K, per poi diminuire e raggiungere il minimo in corrispondenza dell'evento dove avviene la convezione più intensa.

#### **3.4.4 Velocità verticale e wind shear**

In questo paragrafo vengono presentati i profili di velocità verticale e le mappe di vento alle quote di 200, 500, 800 e 1000 hPa. Per i profili di velocità verticale è stato considerato un intervallo temporale di sei ore, dalle 09:00 alle 15:00 UTC del 26 Luglio 2021, in modo da circoscrivere il più possibile l'evento. Per le mappe di vento invece è stato preso in considerazione un intervallo più ampio di 12 ore, dalle 06:00 alle 18:00 UTC sempre del 26 Luglio. Questi profili di velocità sono stati ottenuti estraendo i dati di velocità dalla rianalisi ERA5 sul pixel più vicino a Fidenza, avente coordinate  $10^\circ\text{E}$  e  $45^\circ\text{N}$ .

## Distribution of vertical velocity

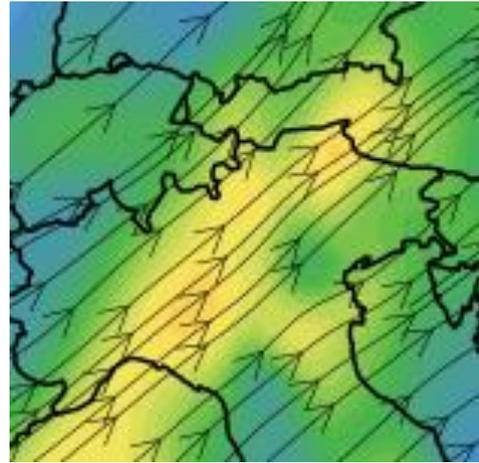
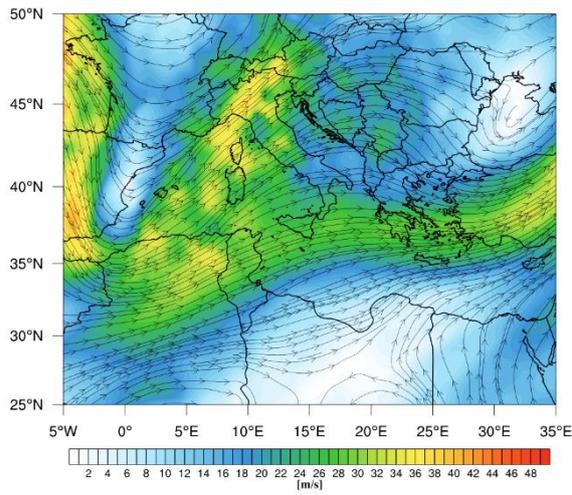


*Figura 47. Distribuzione oraria delle velocità verticali sul pixel più vicino a Fidenza dalle ore 09:00 alle ore 15:00 UTC del 26 Luglio 2021.*

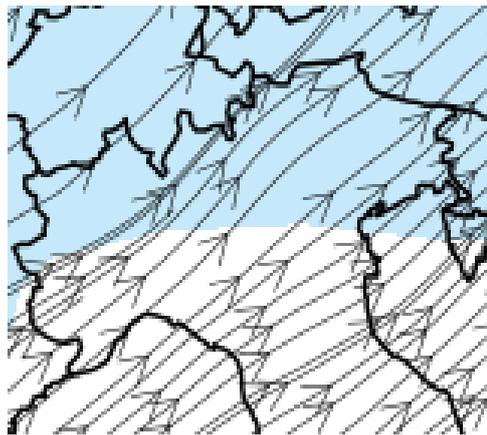
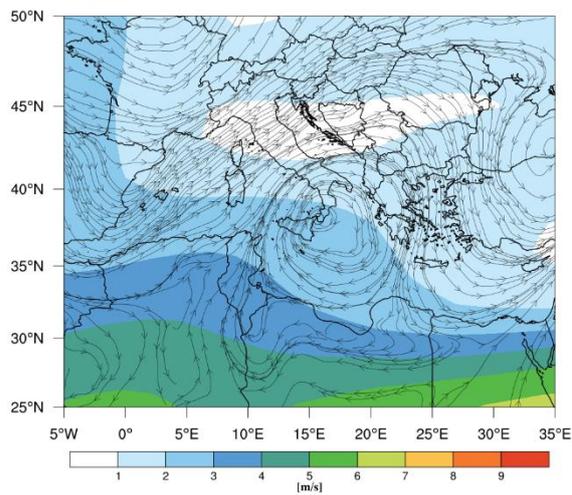
Dall'andamento dei profili di velocità verticale si osservano delle piccole oscillazioni attorno al valore zero, tuttavia nessuna curva lascia presagire ad uno sviluppo sostanziale della convezione in nube. Il profilo delle 13:00 UTC, rappresentativo del passaggio temporalesco su Fidenza, mostra un leggero aumento della velocità nella bassa troposfera, per poi portarsi su valori leggermente negativi tra i 600 e i 400 hPa e infine su valori attorno allo zero in alta troposfera.

Di seguito vengono presentate le mappe di vento orarie per i quattro livelli selezionati. Dal momento che sono state prodotte ogni ora su un intervallo temporale di 12 ore, vengono riportate per semplicità solo quelle relative all'istante 13:00 UTC che è rappresentativo dell'evento:

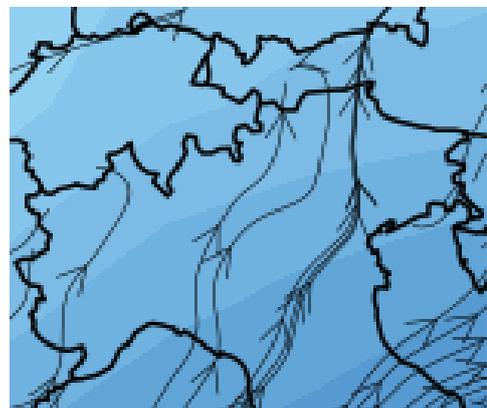
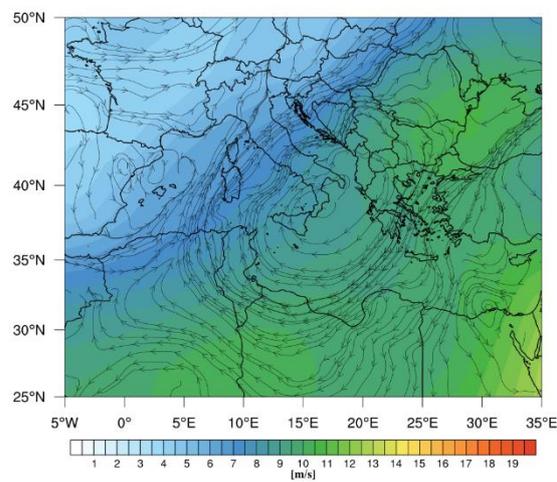
**Wind 200 hPa** 13:00:00 26/07/2021

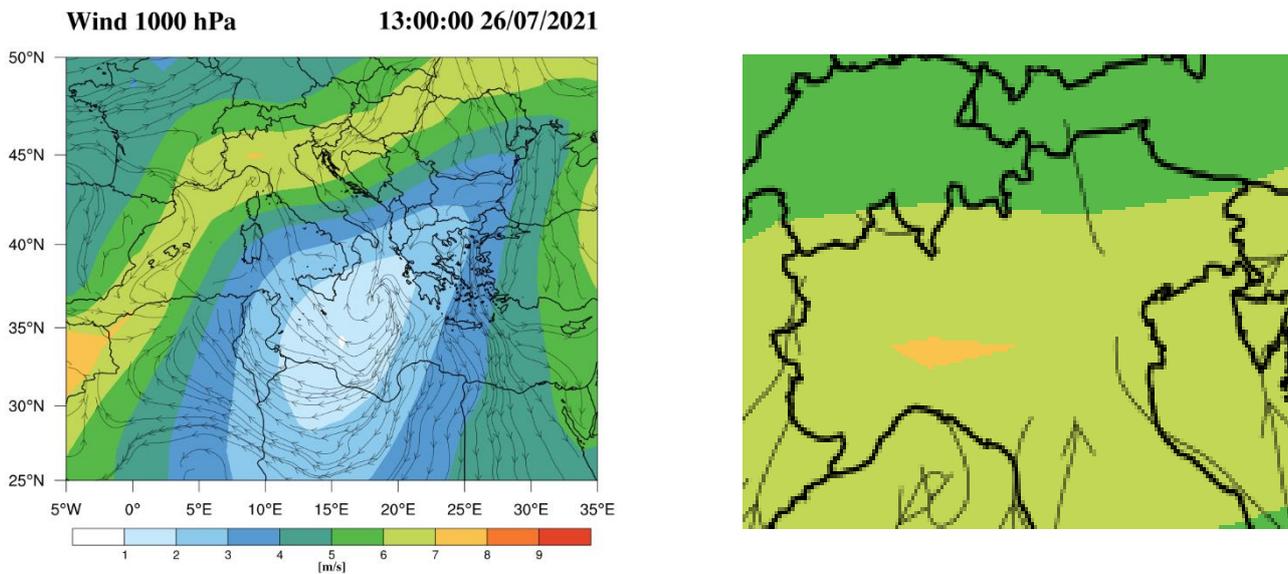


**Wind 500 hPa** 13:00:00 26/07/2021



**Wind 800 hPa** 13:00:00 26/07/2021



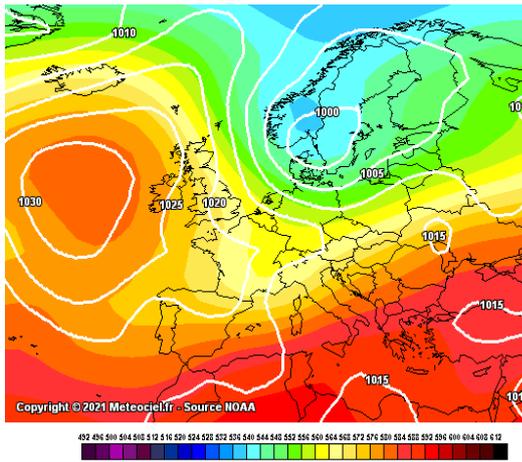


*Figura 48. Dall'alto verso il basso: a sinistra le mappe di vento riferite alle quote rispettivamente di 200, 500, 800 e 1000 hPa alle ore 13 UTC del 26 Luglio 2021. A destra uno zoom delle mappe sul Nord Italia, rispettivamente per ciascun livello.*

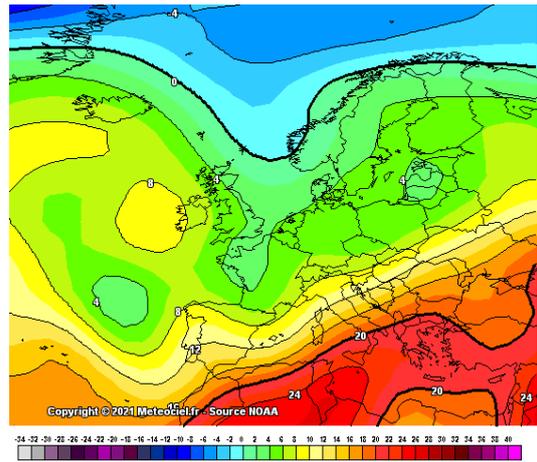
A 200 hPa la direzione del vento risultante è da sud-ovest, a 500 hPa è ancora da sud-ovest, a 800 hPa la direzione dominante è da sud/sud-ovest e a 1000 hPa la direzione è da sud. Se ne deduce che alle ore 13:00 UTC sulla verticale di Fidenza secondo i dati di rianalisi ERA5 non era presente un marcato wind shear, sebbene fosse transitata quel giorno su Fidenza una supercella.

### 3.5 Evento grandinigeno del 5 Settembre 2015: Napoli

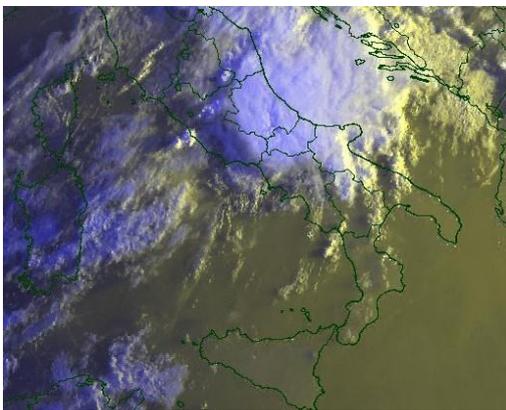
In questo paragrafo si vuole analizzare l'evento meteorologico avvenuto il 5 Settembre 2015, quando nella mattinata una violenta grandinata ha colpito la città partenopea con chicchi fino a 10 cm di diametro, provocando danni ingenti alle infrastrutture, ai mezzi di trasporto e alla vegetazione. Già nella giornata di venerdì 4 Settembre la Campania era interessata da un flusso da WSW molto instabile, infatti alcuni fenomeni temporaleschi avevano già interessato la provincia di Napoli nelle ore pomeridiane. Altri temporali di moderata intensità si sono verificati poi nella notte tra venerdì 4 e sabato 5, producendo accumuli modesti e inferiori ai 10 mm.



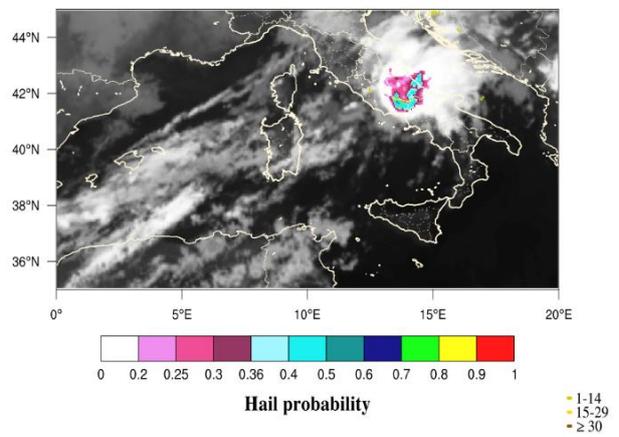
(a)



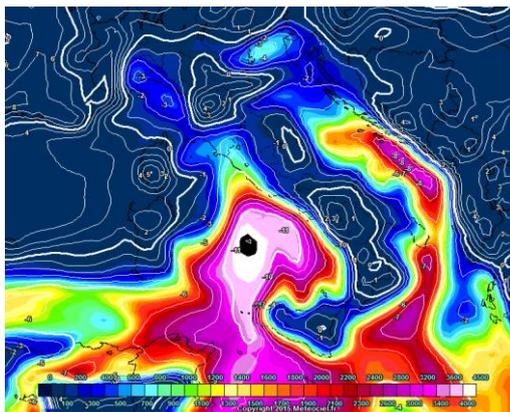
(b)



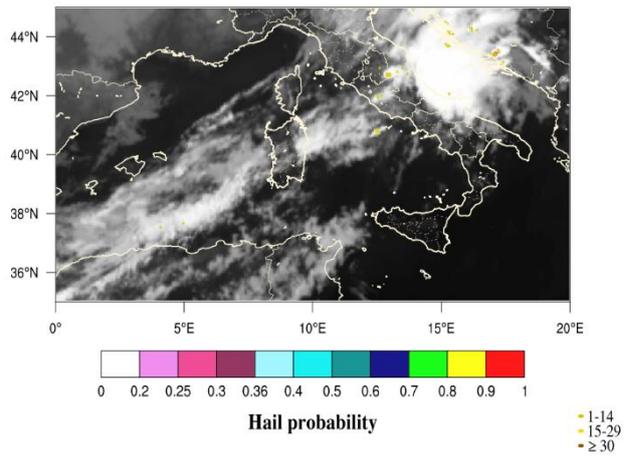
(c)



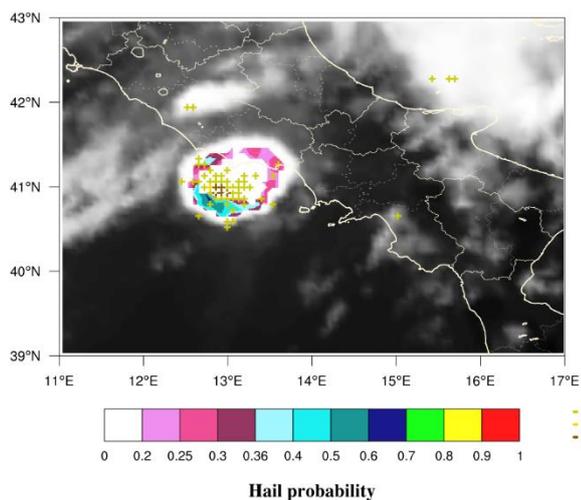
(d)



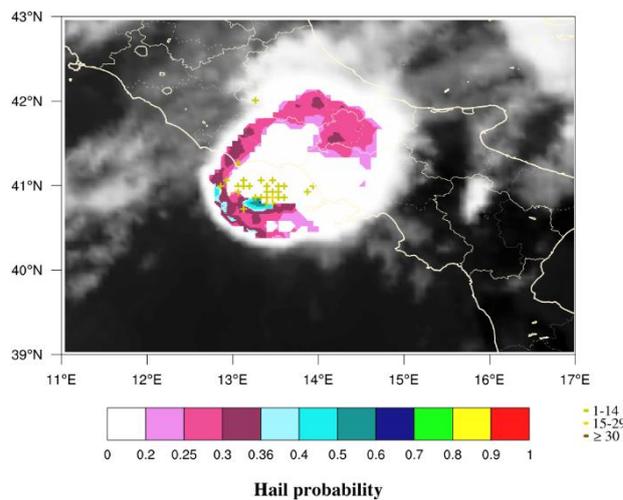
(e)



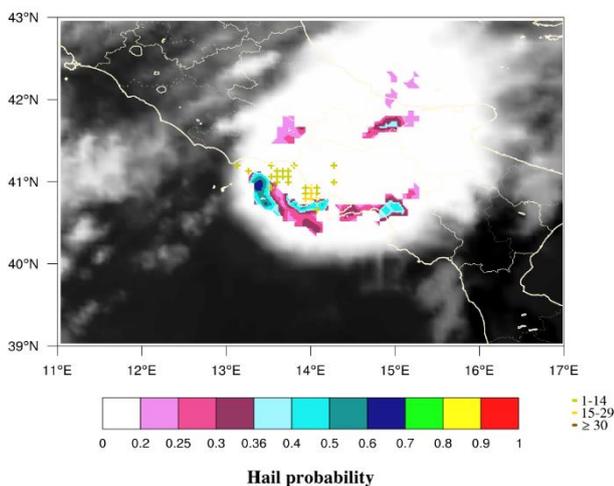
(f)



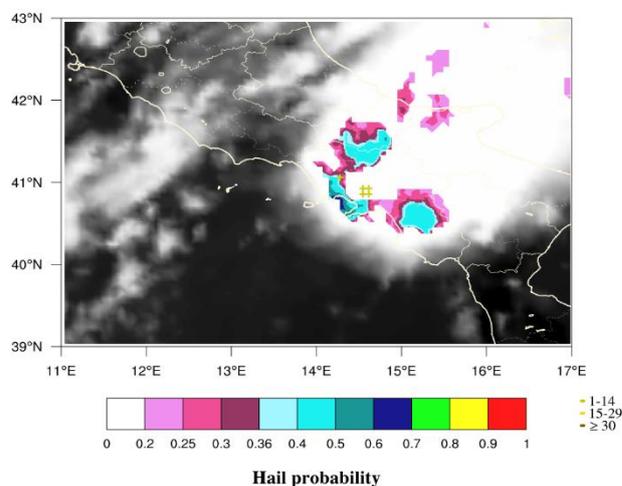
(g)



(h)



(i)



(j)

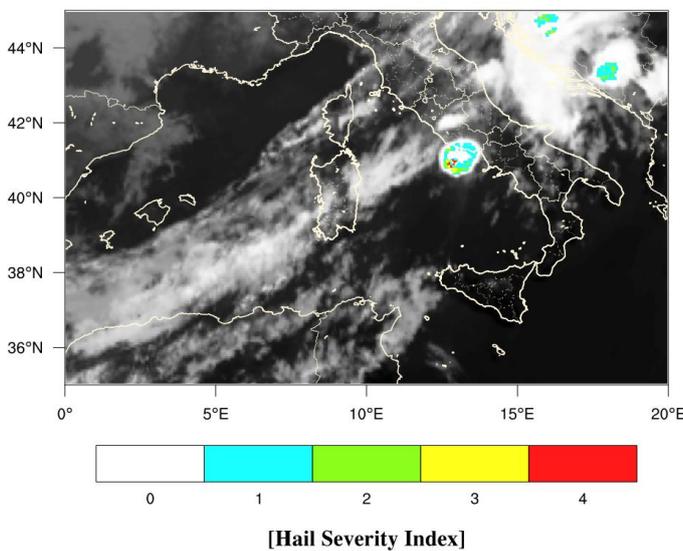
*Figura 49. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 5 Settembre 2015 alle ore 06:00 UTC (a), temperature a 850 hPa per il 5 Settembre 2015 alle ore 06:00 UTC (b), immagine satellitare nel visibile che mostra il vecchio sistema temporalesco ad est della Campania alle 07:00 locali (c), mappa dei valori di Convective Available Potential Energy (CAPE) e di Lifted Index (LI) per il 5 Settembre 2015 alle 08:00 locali (e), mappe sovrapposte per il 5 Settembre 2015 rispettivamente alle ore 05:00 UTC (d), 06:15 UTC (f), 07:15 UTC (g), 08:15 UTC (h), 09:15 UTC (i), 10:15 UTC (j).*

La Figura 49a mostra la situazione sinottica riferita al mattino del 5 Settembre 2015. In territorio italiano si nota un cedimento del campo di alta pressione di origine sub-tropicale sul suo bordo settentrionale a causa dell'afflusso di aria più fredda e instabile proveniente dal Nord Europa (Figura 49b). L'immagine satellitare nel visibile (Figura 49c) alle ore 07:00 locali non mostrava ancora

nessun tipo di sistema convettivo ad ovest della Campania, assenza confermata anche delle mappe sovrapposte che non mostrano nessuna fulminazione presente in quell'ora (Figura 49d), a meno di una residua attività elettrica relegata al sistema temporalesco che aveva attraversato la regione nel corso della notte. Nonostante una apparente tranquillità, i valori degli indici CAPE (Convective Available Potential Energy) e LI (Lifted Index) erano favorevoli allo sviluppo di temporali severi. Alle ore 08:00 locali (06:00 UTC) davanti alle coste della Campania erano presenti valori di CAPE superiori a 3000 J/kg e valori di LI fino a -11 (Figura 49e), questi sono valori favorevoli allo sviluppo di moti convettivi molto intensi e indicano la possibilità di sistemi convettivi a mesoscala di notevole intensità (Mesoscale Convective System, MCS) o anche supercelle. La ricostruzione operata dal metodo MASHA per l'evento grandinigeno che ha interessato la città partenopea la mattina del 5 Settembre mostra alle ore 06:15 UTC l'attivazione del sistema temporalesco in prossimità dell'isola di Ponza con le prime fulminazioni registrate, in rapida estensione nei minuti successivi. L'ora successiva, quindi alle 07:15 UTC, la cella temporalesca raggiunge la classica conformazione a uovo, tipica dei sistemi convettivi a mesoscala. La cella è già diventata grandinigena, infatti si misurano valori massimi di hail probability compresi tra 0.6 e 0.7. Negli istanti successivi la cella si intensifica ulteriormente e si espande fino a inglobare tutta la regione, si misurano valori massimi di hail probability compresi tra 0.8 e 0.9 (elevata probabilità di trovare in nube chicchi di diametro pari o superiore a 10 cm). Successivamente, a causa dell'interazione con la terraferma, il sistema inizia a perdere gradualmente energia e a dissiparsi, pur registrando ancora valori massimi di hail probability compresi tra 0.6 e 0.8.

### 3.5.1 Hail Severity Index

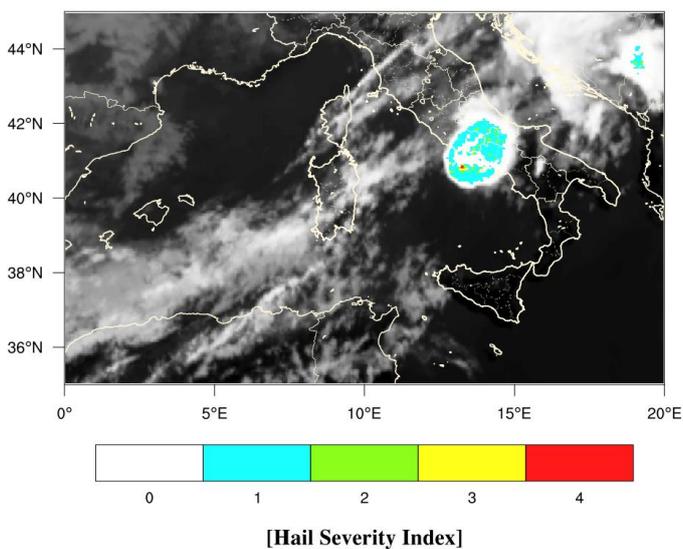
In questo paragrafo vengono presentate le mappe di HSI per il caso studio di Napoli. Tenuto conto che per questo caso studio non sono disponibili i dati radar, le mappe di HSI sono state prodotte combinando l'output di MASHA (hail probability e overshooting index) con i dati di fulminazione. Vengono riportate le mappe orarie per gli istanti 07:15 UTC, 08:15 UTC, 09:15 UTC, 10:15 UTC del giorno 5 Settembre 2015.



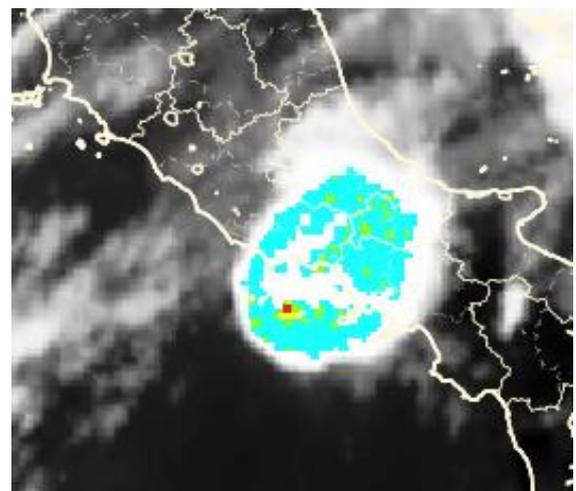
(a)



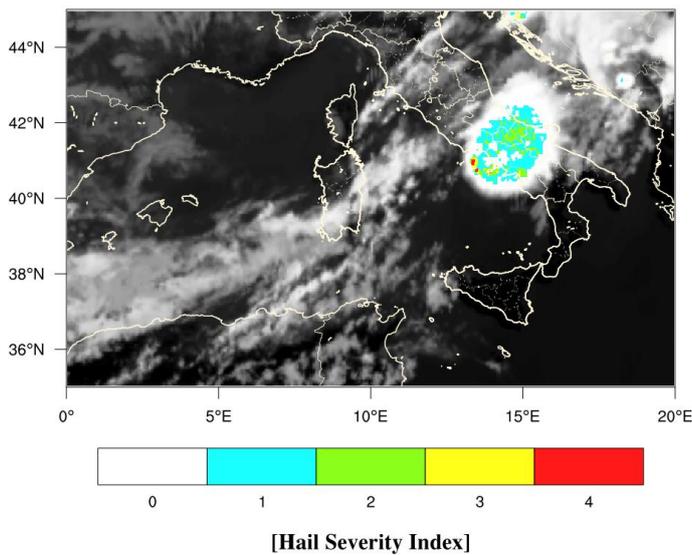
(b)



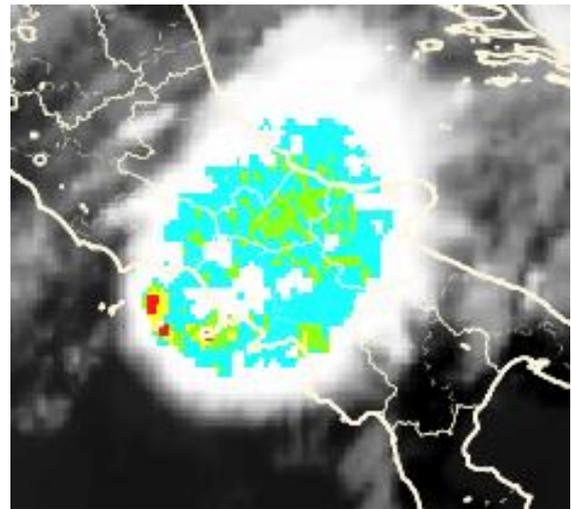
(c)



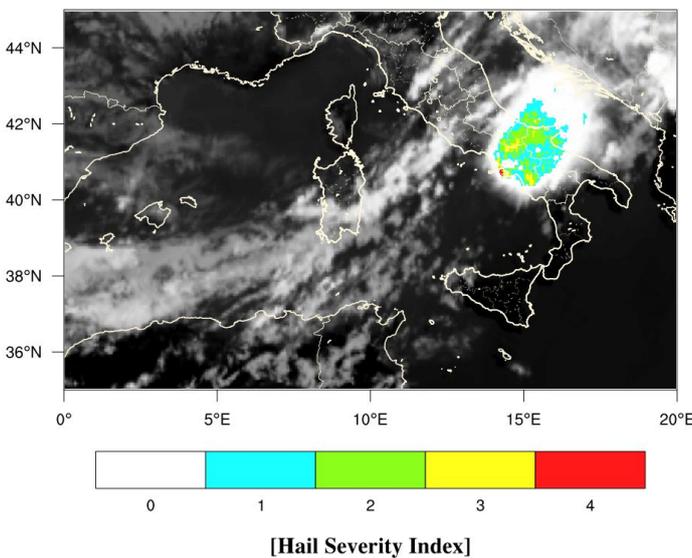
(d)



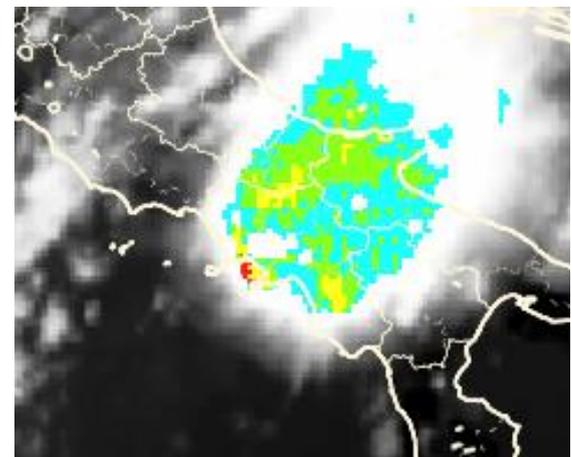
(e)



(f)



(g)



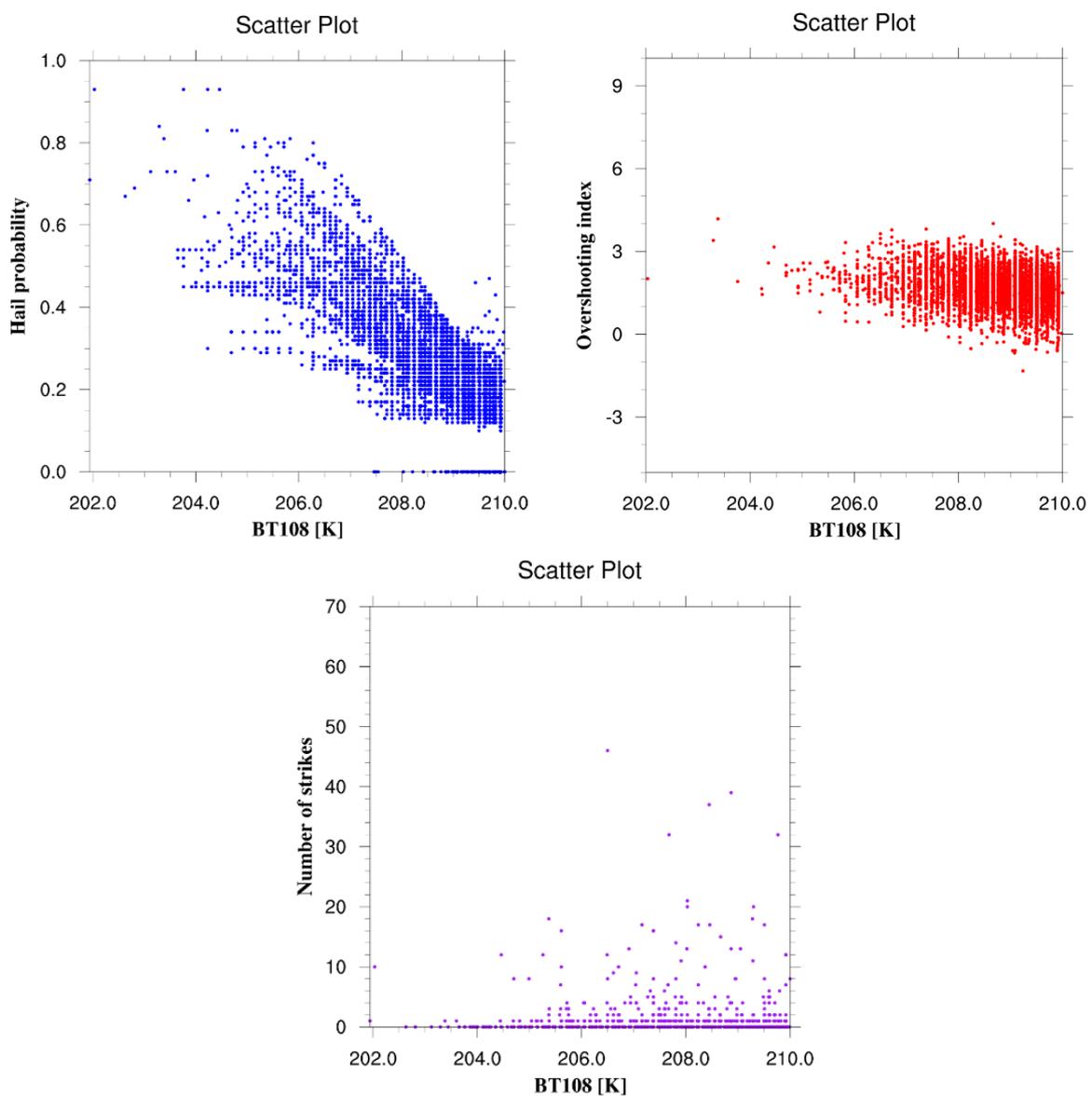
(h)

*Figura 50. Mappe di HSI per l'evento grandinigeno del 5 Settembre 2015. In ordine dall'alto verso il basso l'istante 07:15 UTC (a-b), 08:15 UTC (c-d), 09:15 UTC (e-f) e 10:15 UTC (g-h).*

L'HSI raggiunge l'ultima classe di severità, ovvero il livello 4, in tutti e quattro gli istanti temporali. La variabile fisica che fa scattare l'ultimo livello dell'HSI è la hail probability che raggiunge valori massimi compresi tra 0.8 e 0.9 durante il passaggio del sistema temporalesco.

### 3.5.2 Grafici a dispersione

In questo paragrafo vengono riportati i grafici a dispersione ottenuti per il caso grandinigeno di Napoli. Anche in questo caso si descrivono per semplicità solo quelli relativi alla classe di temperatura di brillantezza a  $10.8 \mu\text{m}$  più bassa, ovvero quella corrispondente alla fase di massimo sviluppo della cella dove la convezione è massima. Per il caso studio in esame, la classe più bassa corrisponde all'intervallo 200-210 K.



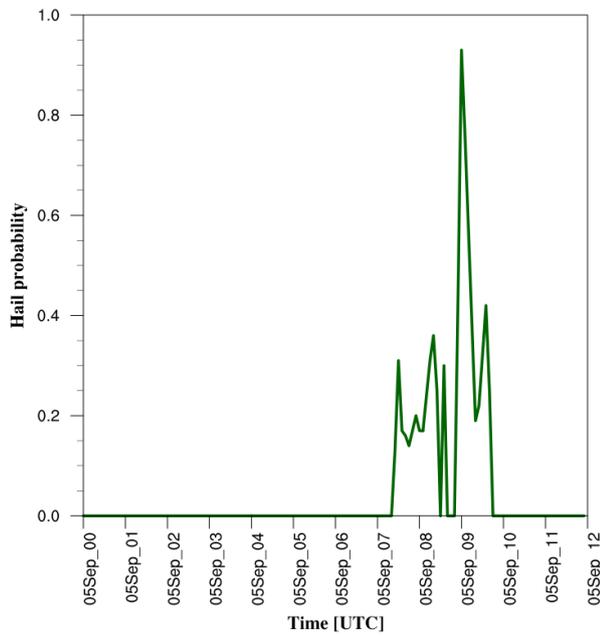
*Figura 51. Grafici a dispersione della hail probability (figura in alto a sinistra), dell'overshooting index (figura in alto a destra) e dei fulmini (figura in basso al centro) in funzione dell'intervallo di temperatura di brillantezza 200-210 K per l'evento grandinigeno che ha colpito Napoli.*

Dal grafico a dispersione della hail probability si osservano valori massimi superiori a 0.9, il che sta a indicare la presenza di intense correnti ascensionali all'interno della nube e un'elevata probabilità indice di chicchi di grandine al suolo di diametro anche maggiore di 10 cm. I valori più alti di hail probability vengono registrati nella zona più fredda della nube, ovvero intorno tra i 202 e i 204 K, mentre man mano che ci si sposta verso la zona più calda della nube i valori di hail probability tendono ragionevolmente a diminuire. La presenza di valori positivi di overshooting index compresi tra 0 e 3 sono indicativi della presenza di forti moti convettivi all'interno della nube. Empiricamente si è osservato che valori di overshooting index compresi tra -0.5 e 1 sono rappresentativi di una dinamica da overshooting top, quindi intrusione in stratosfera. Per quanto riguarda i fulmini, si osserva che il massimo di fulminazione viene raggiunto tra i 206 e i 207 K, nella zona più fredda della nube vengono rilevate poche fulminazioni, mentre spostandosi verso la zona più calda della nube si rileva un numero crescente di fulmini. Questi grafici sono stati realizzati su un dominio di rimappatura avente come estremi di coordinate 11°-17°E per la longitudine e 39°-43°N per la latitudine, in modo da isolare il più possibile il sistema temporalesco che ha interessato Napoli e la Campania in generale.

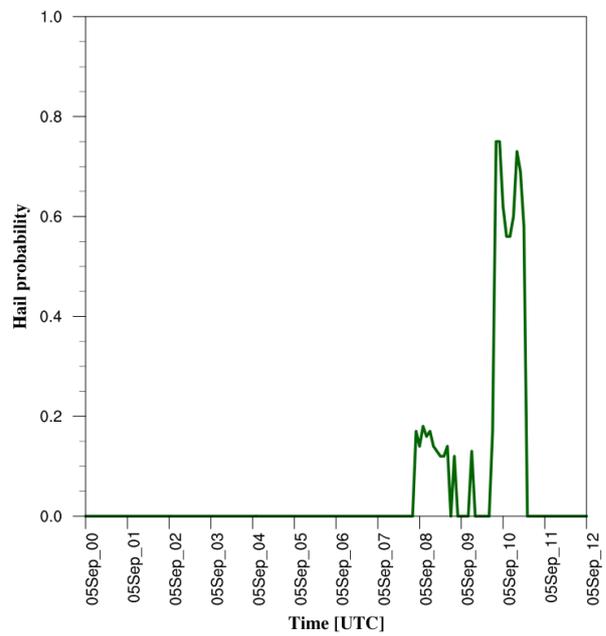
### **3.5.3 Grafici puntuali**

Anche per il caso studio di Napoli è stata condotta un'analisi puntuale per osservare l'andamento nel tempo delle variabili fisiche. Sono state selezionate quattro località per questa analisi: Ischia, Napoli, Nocera Inferiore (SA) e San Gennaro Vesuviano (NA). Lo scopo è stato quello di seguire la cella temporalesca e individuare le località in cui si è registrato un valore massimo rilevante di hail probability (ovvero prossimo o superiore a 0.6). I pixel selezionati hanno le seguenti coordinate: 13.877°E e 40.757°N per Ischia,

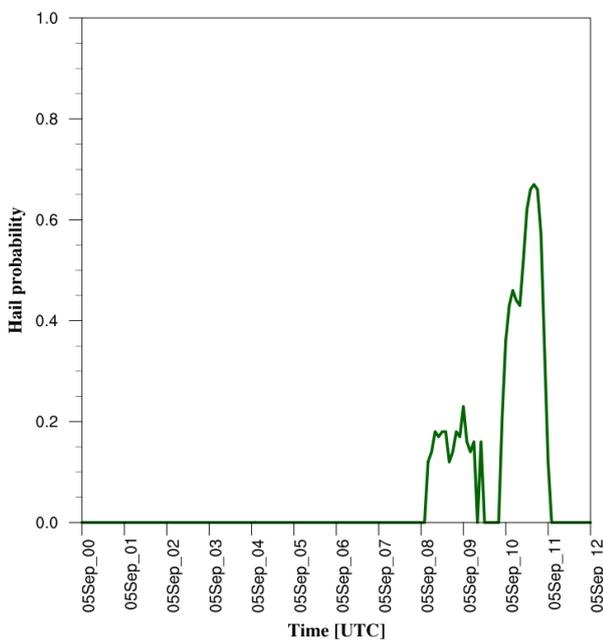
14.223°E e 40.845°N per Napoli, 14.493°E e 40.777°N per Nocera Inferiore, 14.561°E e 40.845°N per San Gennaro Vesuviano. Di seguito vengono riportati i grafici puntuali relativi alla hail probability per le quattro località:



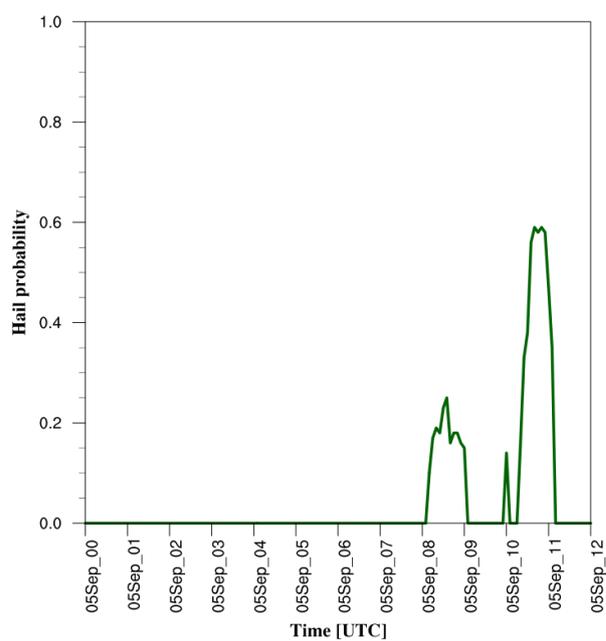
(a)



(b)



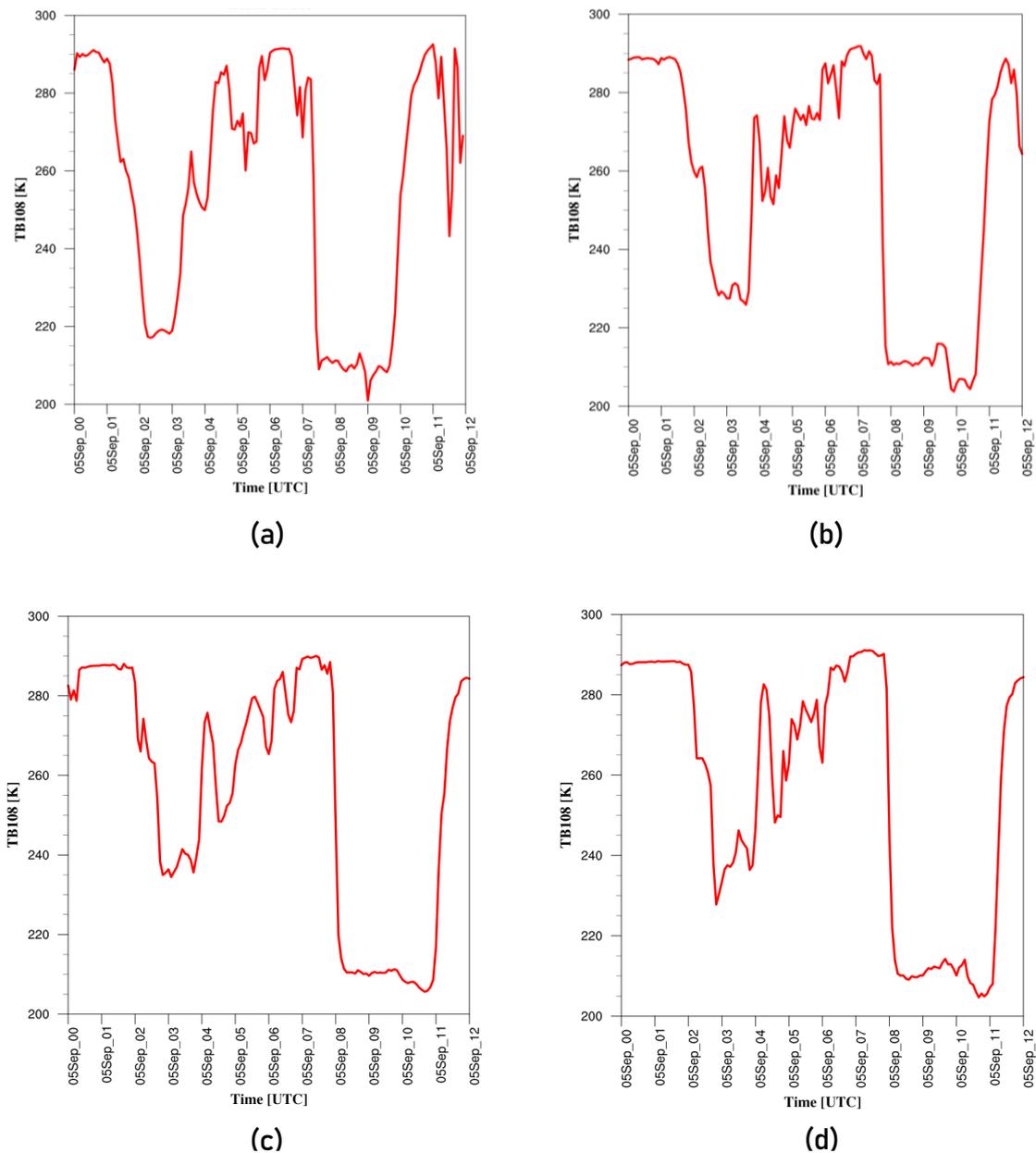
(c)



(d)

*Figura 52. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali della hail probability per la località di Ischia (a), Napoli (b), Nocera Inferiore (c) e San Gennaro Vesuviano (d).*

Dai grafici puntuali della hail probability mostrati in Figura 52 si osserva che il valore massimo è sempre più spostato verso destra. Questo è coerente col fatto che Ischia è la località situata più ad ovest delle quattro, quindi è la prima località ad essere interessata dalla cella temporalesca che si muove da ovest verso est, mentre San Gennaro Vesuviano è quella situata più ad est delle quattro e quindi è l'ultima località ad essere interessata dal sistema temporalesco.

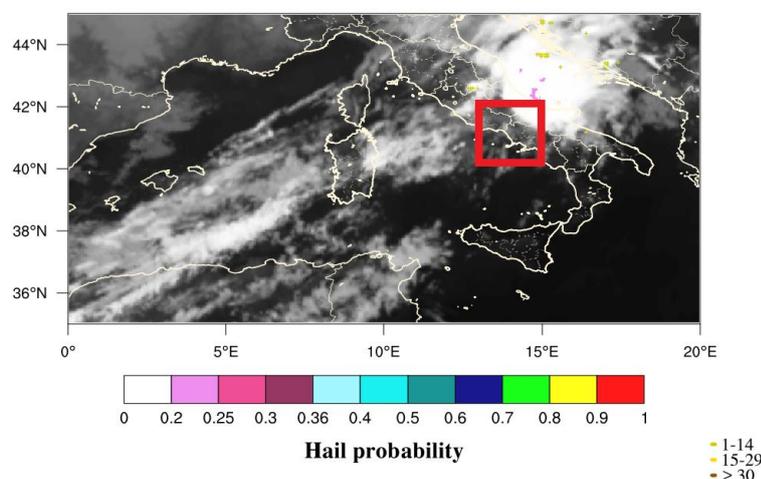


*Figura 53. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali della temperatura di brillantezza nel canale a 10.8  $\mu\text{m}$  per la località di Ischia (a), Napoli (b), Nocera Inferiore (c) e San Gennaro Vesuviano (d).*

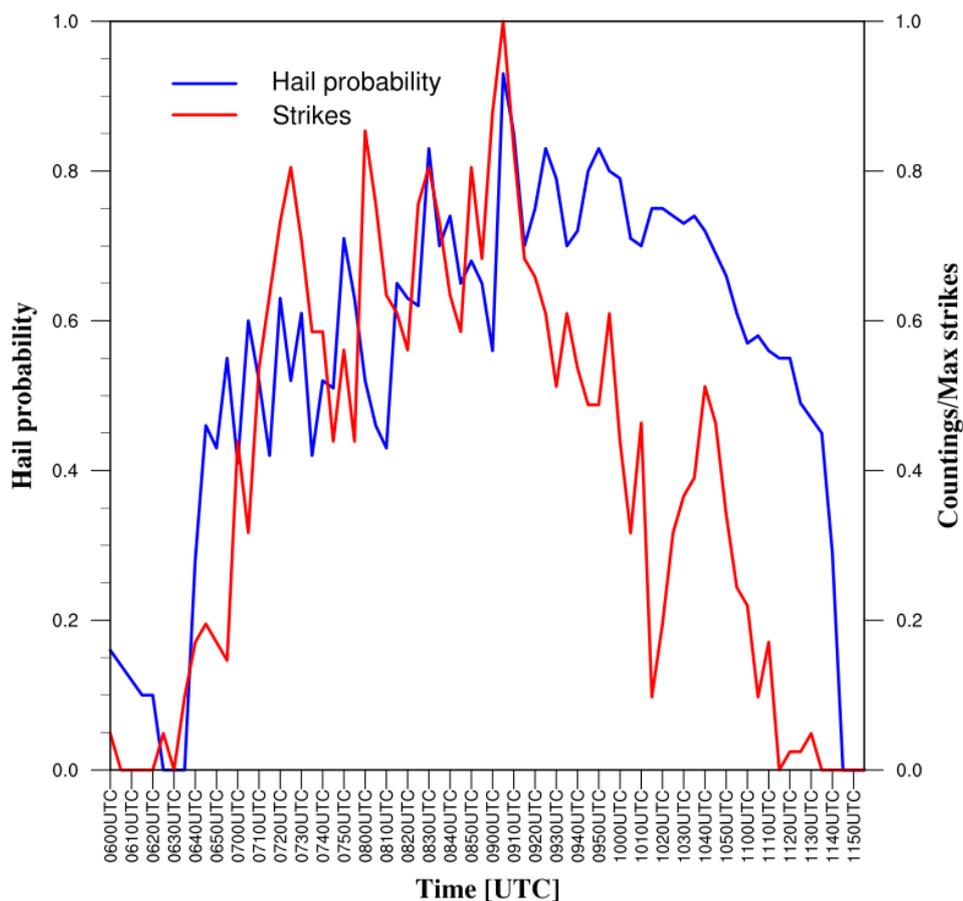
Anche per la temperatura di brillanza si nota come il valore minimo sia sempre più spostato verso destra. Il minimo di  $TB_{108}$  è la variabile che meglio descrive il momento in cui si ha la convezione più intensa, ovvero l'orario in cui si sviluppa la massima convezione della cella. Si osserva inoltre che l'orario in cui si registra il massimo di hail probability coincide con l'orario in cui si registra il minimo di temperatura di brillanza. Per realizzare questi grafici è stata presa metà giornata del 5 Settembre 2015, dalle 0:00 UTC alle 12:00 UTC.

### 3.5.4 Distribuzioni temporali dei massimi di hail probability e di fulminazione

Le distribuzioni temporali dei massimi di hail probability e dei massimi di fulminazione permettono di ricavare informazioni sulla dinamica e sulla struttura microfisica della nube, in particolare permettono di visualizzare i vari stadi evolutivi della cella. Le due distribuzioni seguenti sono state prodotte selezionando una box quadrata di coordinate 13-15°E e 40-42°N, in modo da isolare la cella e circoscrivere quanto più possibile l'evento grandinigeno. In ascissa ci sono gli orari in UTC dalle 06:00 alle 12:00 del giorno 5 Settembre 2015, in ordinata la variabile fisica di interesse.



*Figura 54. In rosso la box selezionata per riprodurre le distribuzioni temporali.*



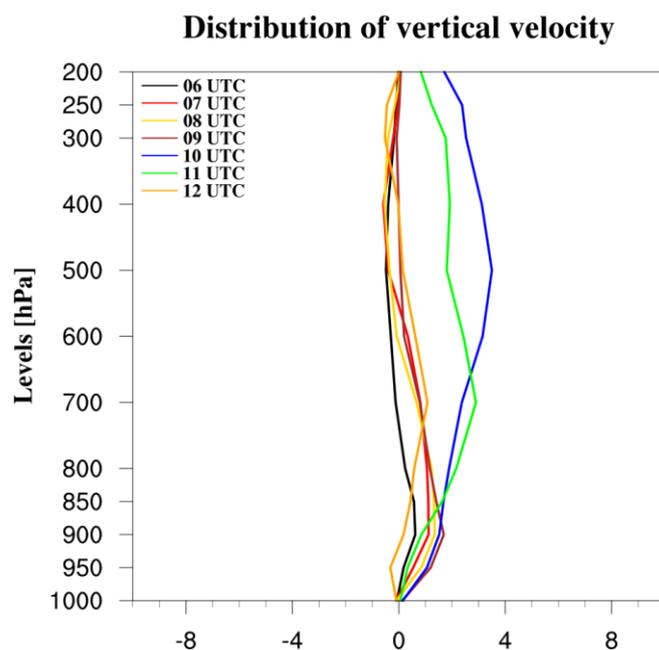
*Figura 55. Distribuzione temporale del massimo di hail probability (in blu) e dei fulmini (in rosso) tra le 06:00 e le 12:00 UTC del giorno 5 Settembre 2015. Il conteggio dei fulmini è stato normalizzato rispetto al massimo assoluto.*

La distribuzione dei fulmini è stata normalizzata rispetto al massimo assoluto che è stato di 41 fulmini, in modo da avere sull'asse delle ordinate gli stessi valori. Il numero di fulmini è il risultato di un conteggio fatto nei cinque minuti precedenti, invece i valori di hail probability sono valori puntuali. Dall'andamento temporale dei fulmini e del massimo di hail probability si possono riscontrare molto bene i tre stadi evolutivi della cella: nascita, maturità e dissipazione. Nella prima mezz'ora, dalle 06:00 alle 06:30 UTC, si ha una fase di relativa calma. Dopo le 06:30 UTC inizia lo sviluppo della cella e appena quindici minuti dopo, quindi alle 06:45 UTC, è già presente una moderata attività elettrica e si registra un massimo di hail probability pari a 0.46: la cella, dopo solo un quarto d'ora, è già potenzialmente grandinigena,

cioè capace di produrre chicchi di grandine al suolo. Successivamente prosegue la fase di crescita della nube per arrivare allo stadio maturo che culmina alle 09:05 UTC, quando viene registrato sia il massimo di hail probability (0.93) sia il massimo dei fulmini (41). La fase di dissipazione del sistema avviene all'incirca alle 11.45 UTC, dopo le 11:45 UTC il sistema si è esaurito.

### 3.5.5 Velocità verticale e wind shear

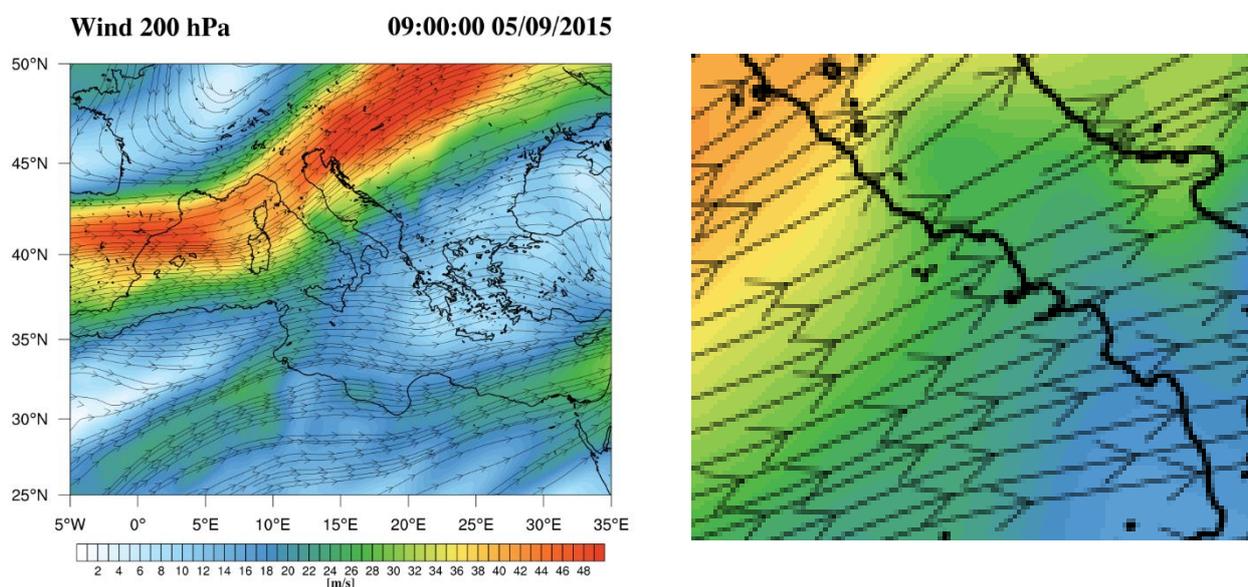
In questo paragrafo vengono presentati i profili di velocità verticale e le mappe di vento alle quote di 200, 500, 800 e 1000 hPa. Per i profili di velocità verticale è stato preso un intervallo temporale di sei ore, dalle 06:00 alle 12:00 UTC del 5 Settembre 2015, in modo da circoscrivere il più possibile l'evento. Per le mappe di vento invece è stato preso un intervallo più ampio di 12 ore, dalle 00:00 alle 12:00 UTC sempre del 5 Settembre. Questi profili di velocità sono stati ottenuti estraendo i dati di velocità dalla rianalisi ERA5 sul pixel più vicino a Napoli, avente coordinate 14.25°E e 41°N.

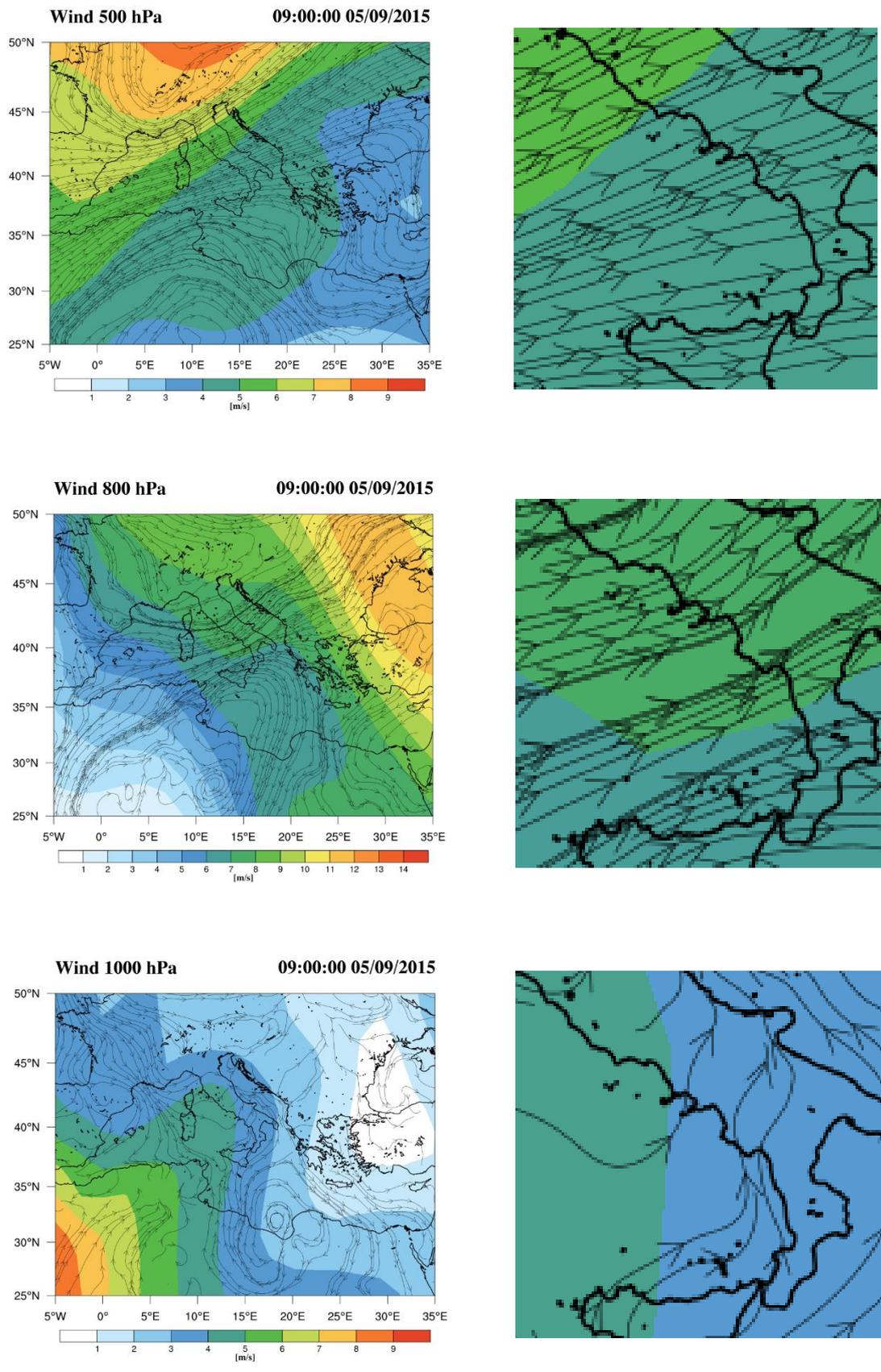


*Figura 56. Distribuzione oraria delle velocità verticali sul pixel più vicino a Napoli dalle ore 06:00 alle ore 12:00 UTC del 5 Settembre 2015.*

Dall'andamento dei profili di velocità verticale si nota a partire dalle 06:00 e fino alle 09:00 UTC un aumento dell'intensità nella bassa troposfera intorno ai 900 hPa, aumento che comunque risulta contenuto. Successivamente i valori, man mano che si sale con la quota, tendono a riportarsi attorno allo zero. I profili rappresentativi delle ore 10:00 e 11:00 UTC mostrano invece un aumento della velocità verticale in media troposfera, indicativamente tra i 700 e i 500 hPa, per poi diminuire salendo con la quota. La curva rappresentativa delle ore 12:00 UTC mostra poche oscillazioni sull'intensità della velocità, facendo dunque intuire che ormai la cella sia già transitata su Napoli.

Di seguito vengono presentate le mappe di vento orarie per i quattro livelli selezionati. Dal momento che sono state prodotte ogni ora su un intervallo temporale di 12 ore, vengono riportate per semplicità solo quelle relative all'istante 09:00 UTC che è rappresentativo dell'evento:





*Figura 57. Dall'alto verso il basso: a sinistra le mappe di vento riferite alle quote rispettivamente di 200, 500, 800 e 1000 hPa alle ore 09:00 UTC del 5 Settembre 2015. A destra uno zoom delle mappe sul Sud Italia, rispettivamente per ciascun livello.*

Alle quote di 200, 500 e 800 hPa si osserva che la direzione dominante del vento è da ovest, mentre a 1000 hPa la direzione del vento è da sud-ovest. Nonostante il temporale che ha interessato la Campania sia stato molto probabilmente di natura supercellulare, in base ai dati di vento estratti dalla rianalisi ERA5 non si è riscontrato nessun wind shear.

### 3.6 Evento grandinigeno del 18 Agosto 2022: Riccione (RN)

Durante la tarda serata del 18 Agosto 2022 la città di Riccione è stata attraversata da un intenso sistema temporalesco che ha prodotto una violenta grandinata, con chicchi di diametro mediamente compreso tra i 5 e i 10 cm. Nella serata di giovedì 18 Agosto l'ingresso di aria più fresca settentrionale associata al transito di una goccia fredda in quota sull'Italia provoca un generale aumento dell'instabilità sul bacino del Mediterraneo centro-occidentale. La Romagna si trova al confine tra l'aria molto calda subtropicale e l'aria più fresca in discesa dal nord Europa, condizioni favorevoli allo sviluppo di temporali molto intensi. Di seguito viene riportata la sinottica riferita alle ore 18:00 UTC del 18 Agosto 2022:

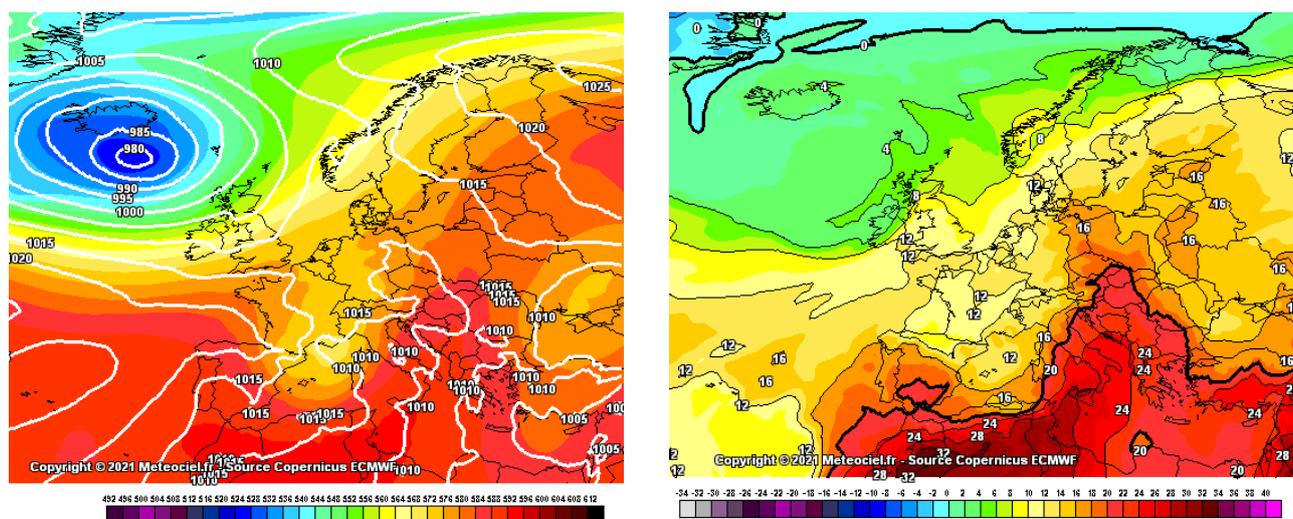
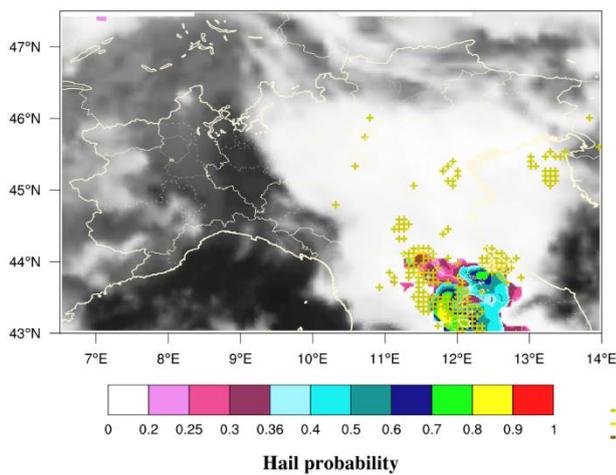


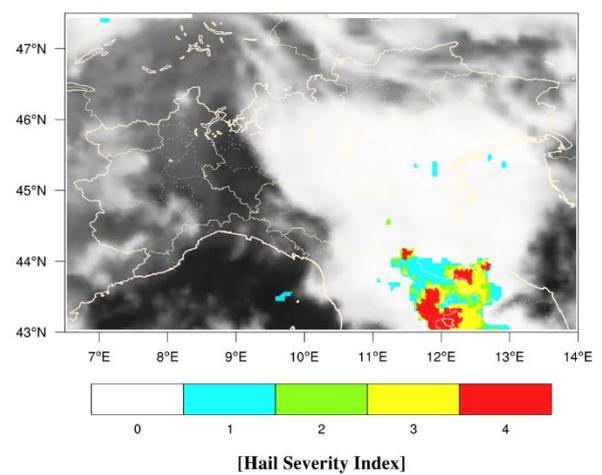
Figura 58. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa (figura a sinistra) e temperature a 850 hPa (figura a destra) alle 18:00 UTC del 18 Agosto 2022.

### 3.6.1 MASHA e HSI

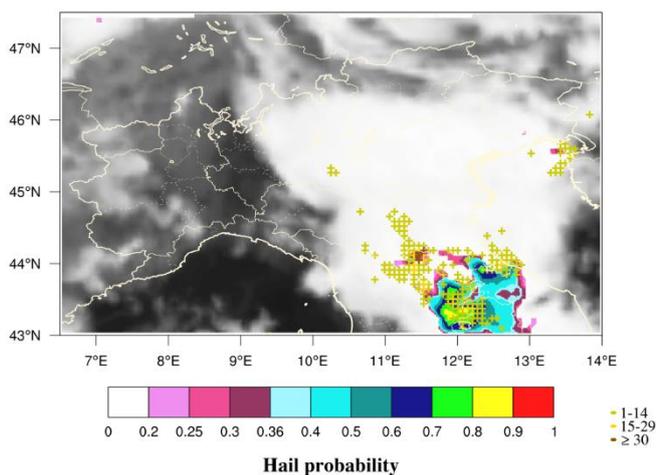
Si vogliono confrontare le mappe ottenute dal metodo MASHA con le mappe di HSI. L'indice di severità è stato calcolato combinando gli output di MASHA con i dati radar e quelli di fulminazione. Vengono riportate in Figura 56 le mappe tra le 22:20 e le 22:50 UTC, questo periodo di trenta minuti rappresenta il momento in cui è avvenuta la grandinata nella città di Riccione:



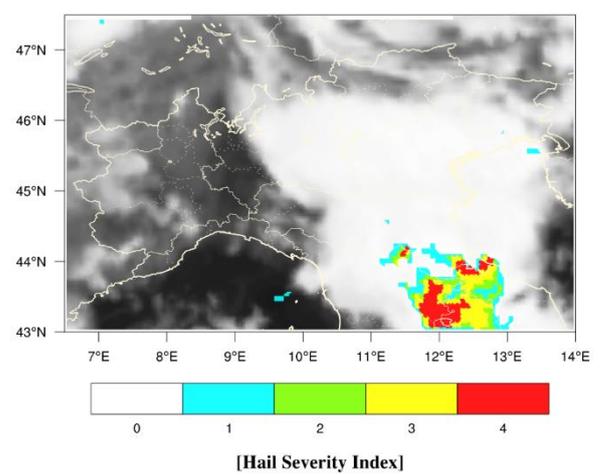
(a)



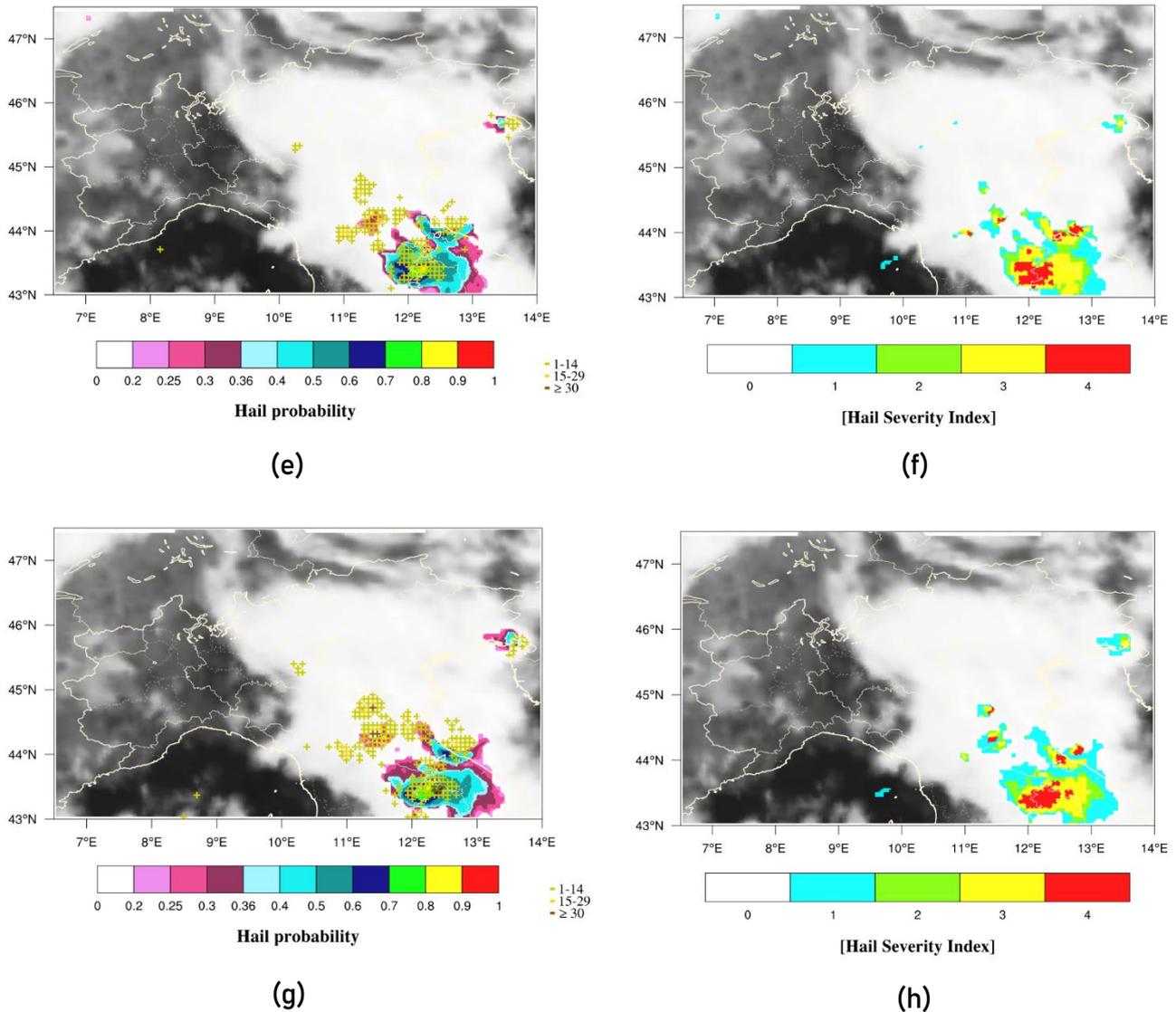
(b)



(c)



(d)

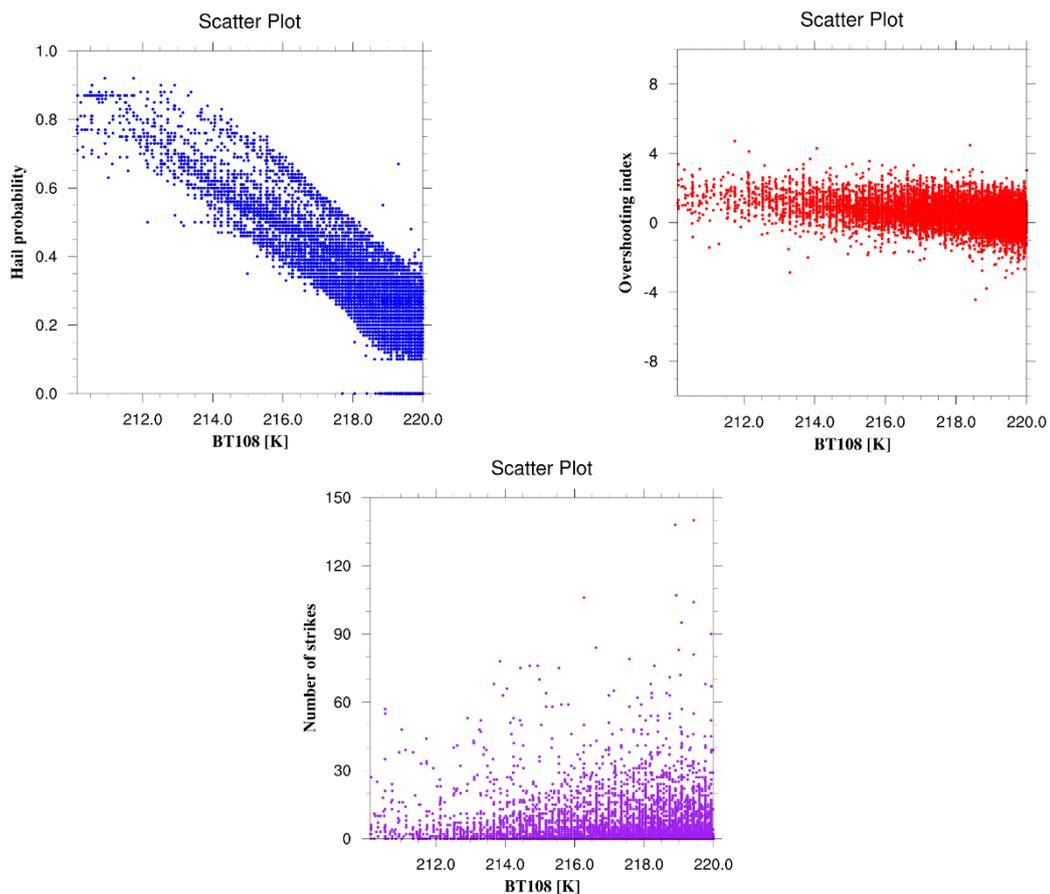


*Figura 59. Confronto tra le mappe del metodo MASHA (sulla sinistra) e quelle ottenute dal calcolo dell'HSI (sulla destra) per il giorno 18 Agosto 2022. Gli orari ai quali si riferiscono le mappe sono: 22:20 UTC (a-b), 22:30 UTC (c-d), 22:40 UTC (e-f) e 22:50 UTC (g-h).*

L'HSI raggiunge la quarta e ultima classe in tutti e quattro gli istanti temporali. Per questo caso studio, la hail probability stimata dal metodo MASHA raggiunge valori massimi compresi tra 0.7 e 0.8 per quanto riguarda la cella che ha interessato Riccione. Questi valori corrispondono ad un HSI uguale a 4 e il contributo dominante per raggiungere l'ultima classe dell'indice di severità è dato proprio dai valori di hail probability.

### 3.6.2 Grafici a dispersione

In questo paragrafo vengono riportati i grafici a dispersione ottenuti per il caso grandinigeno di Riccione. Anche in questo caso vengono riportati per semplicità solo quelli relativi alla classe di temperatura di brillanza a  $10.8 \mu\text{m}$  più bassa, ovvero quella corrispondente alla fase di massimo sviluppo della cella dove la convezione è massima. Per il caso studio in esame, la classe più bassa corrisponde all'intervallo 200-210 K. Tuttavia, avendo trovato pochi punti appartenenti a questa classe, essi risultano poco utili per capire l'andamento di una distribuzione, pertanto vengono riportati i grafici a dispersione della classe di temperatura successiva, quella corrispondente all'intervallo 210-220 K.

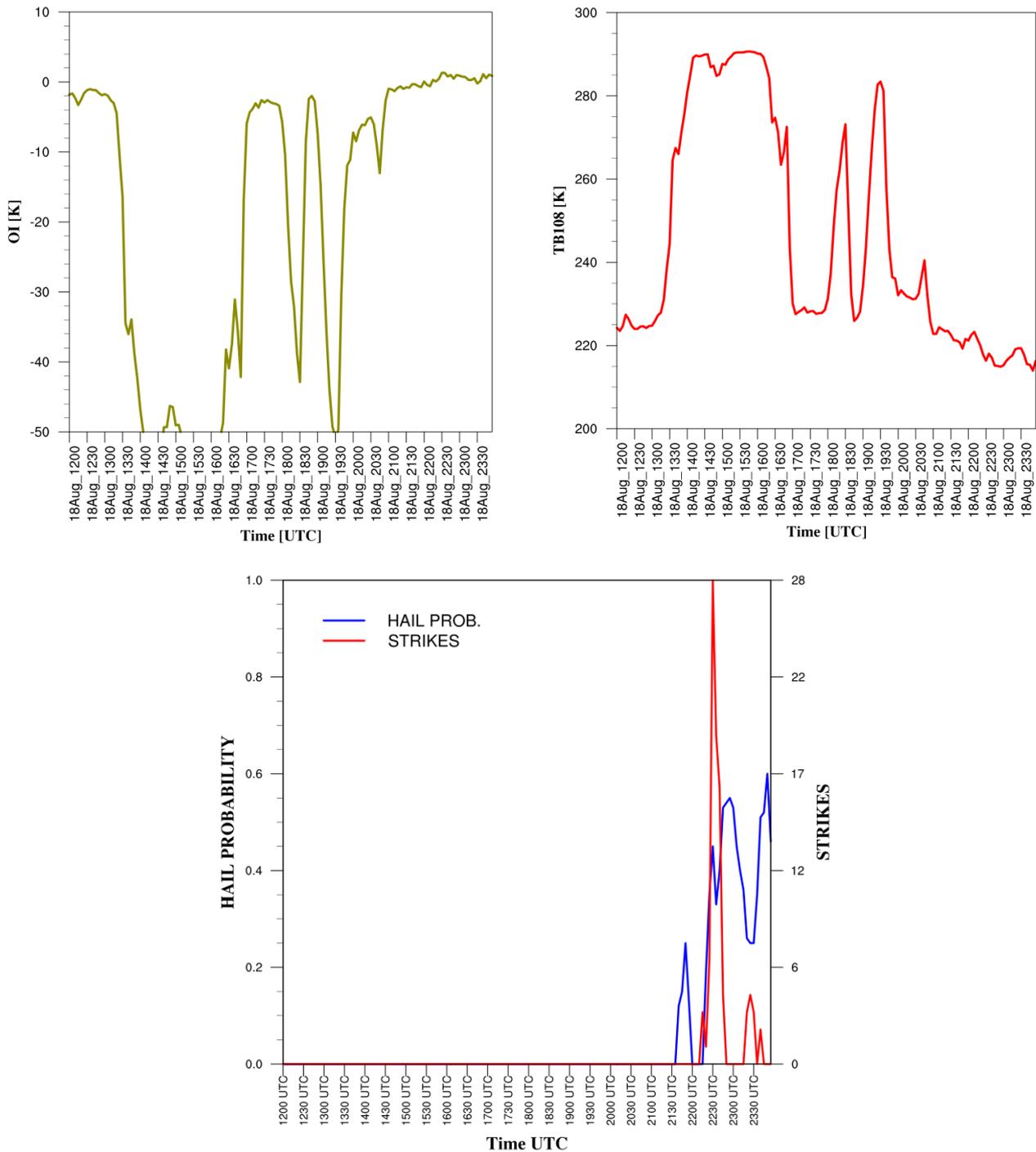


*Figura 60. Grafici a dispersione della hail probability (figura in alto a sinistra), dell'overshooting index (figura in alto a destra) e dei fulmini (figura in basso al centro) in funzione dell'intervallo di temperatura di brillanza 210-220 K per l'evento grandinigeno che ha colpito Riccione.*

Anche in questo caso si riscontrano gli andamenti osservati per gli altri casi studio. Per quanto riguarda la hail probability, i valori più alti si registrano nella zona più fredda della nube, mentre man mano che ci si sposta verso la zona più calda i valori tendono a diminuire. I valori massimi nella distribuzione arrivano a superare 0.9, questo perché questi grafici sono stati prodotti per tutta la giornata del 18 Agosto su un dominio di rimappatura avente come estremi di coordinate  $6.5^{\circ}$ - $14^{\circ}$ E per la longitudine e  $43^{\circ}$ - $47.5^{\circ}$ N per la latitudine, quindi ingloba tutti i sistemi temporaleschi che sono transitati quel giorno su quel dominio. Per quanto riguarda i fulmini, si nota anche in questo caso che i valori massimi di fulminazione tendono a concentrarsi nella zona più calda della nube, mentre nella zona più fredda si registrano valori più bassi e in generale meno conteggi. Valori positivi dell'overshooting index sono indicativi di una convezione molto sviluppata in nube.

### **3.6.3 Grafici puntuali**

In questo paragrafo vengono presentati i grafici puntuali. Per la realizzazione dei seguenti grafici è stato preso il pixel più vicino a Riccione avente coordinate  $43.980^{\circ}$ N e  $12.682^{\circ}$ E. Vengono mostrati in sequenza gli andamenti temporali della hail probability, dei fulmini, dell'overshooting index e della temperatura di brillantezza nel canale infrarosso a  $10.8 \mu\text{m}$ . È stato preso un intervallo temporale di dodici ore che va dalle 12:00 UTC alle 23:55 UTC del 18 Agosto 2022. Si tratta di un'analisi puntuale che serve a visualizzare l'andamento temporale delle variabili fisiche in un punto preciso, quindi non dà nessuna informazione sulla microfisica della nube.



*Figura 61. Ricostruzione tramite grafici puntuali degli andamenti temporali di overshooting index (in alto a sinistra), temperatura di brillantezza a 10.8  $\mu\text{m}$  (in alto a destra), hail probability e fulmini (in basso al centro) per il caso di Fidenza.*

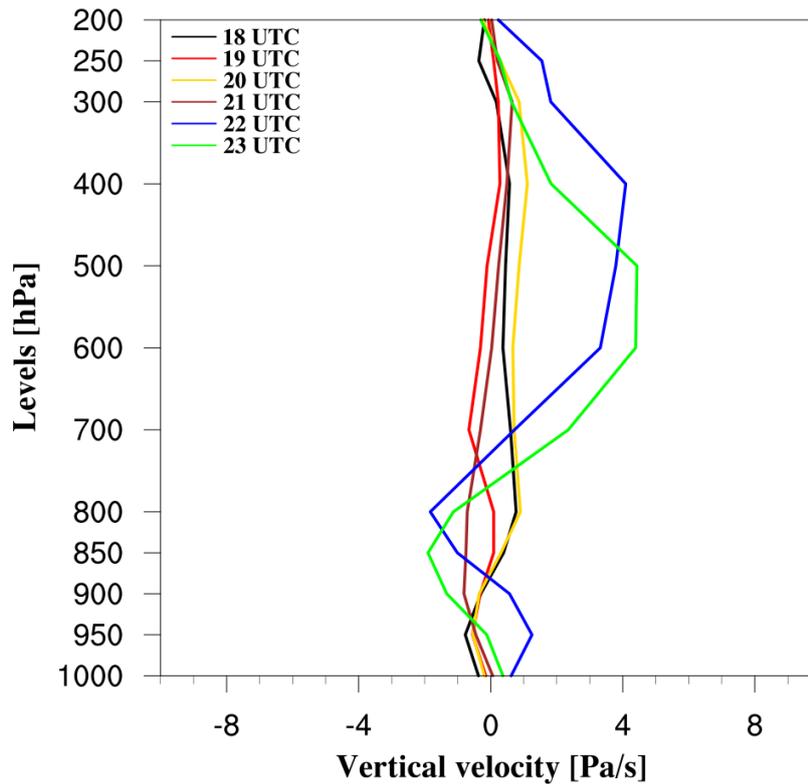
Durante il passaggio della cella grandinigena su Riccione, l'overshooting index tende a raggiungere valori intorno allo zero o leggermente positivi. La temperatura di brillantezza a 10.8  $\mu\text{m}$  raggiunge i valori più bassi a partire dalle 21:00 UTC. La hail probability registra un primo picco di circa 0.3 poco prima

delle 22:00 UTC, successivamente si susseguono altri picchi con un massimo di 0.6 registrato verso le 0:00 UTC. Alle 22:30 UTC viene registrato il picco massimo di fulminazione pari a 28 fulmini, tenuto conto che l'evento su Riccione è avvenuto tra le 22:30 e le 23:00 UTC, si nota che il secondo picco della hail probability anticipa di poco il massimo di fulminazione. Sia l'overshooting index sia la temperatura di brillanza a  $10.8 \mu\text{m}$  descrivono molto bene il momento in cui avviene il massimo sviluppo della cella.

### **3.6.4 Velocità verticale e wind shear**

In questo paragrafo vengono presentati i profili di velocità verticale e le mappe di vento alle quote di 200, 500, 800 e 1000 hPa. Per i profili di velocità verticale è stato preso un intervallo temporale di cinque ore, dalle 18:00 alle 23:00 UTC del 18 Agosto 2022, in modo da circoscrivere il più possibile l'evento. Per le mappe di vento invece è stato preso un intervallo più ampio di 11 ore, dalle 12:00 alle 23:00 UTC sempre del 18 Agosto. Questi profili di velocità sono stati ottenuti estraendo i dati di velocità dalla rianalisi ERA5 sul pixel più vicino a Riccione, avente coordinate  $12.50^\circ\text{E}$  e  $44^\circ\text{N}$ .

### Distribution of vertical velocity

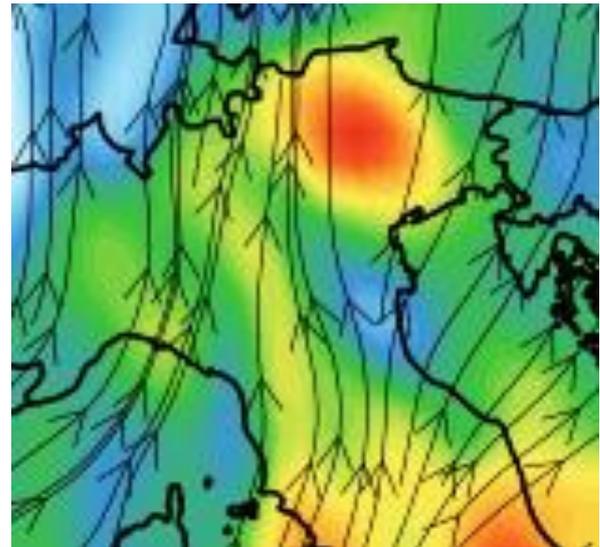
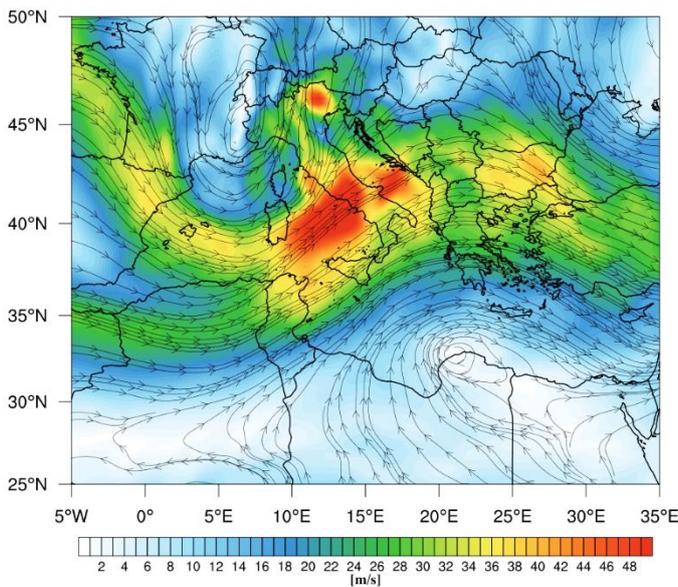


*Figura 62. Distribuzione oraria delle velocità verticali sul pixel più vicino a Riccione dalle ore 18:00 alle ore 23:00 UTC del 18 Agosto 2022.*

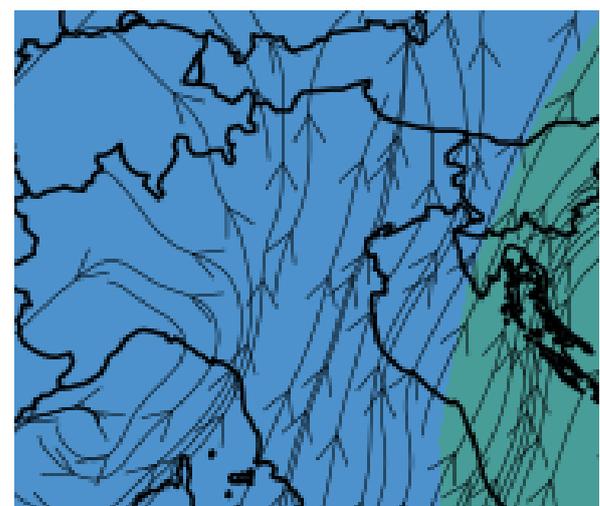
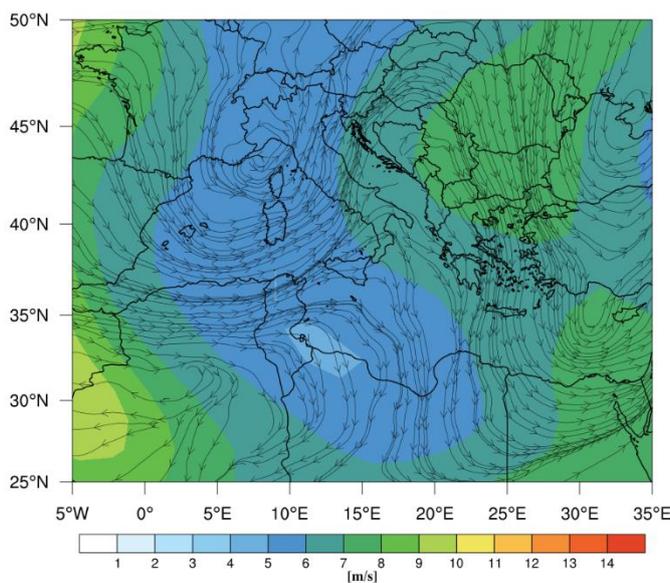
Dall'andamento dei profili di velocità si nota che dalle 18:00 alle 21:00 UTC i valori si attestano attorno allo zero su tutta la colonna, presentando poche oscillazioni. Le curve di velocità rappresentative delle ore 22:00 e 23:00 UTC, dopo qualche oscillazione tra valori positivi e negativi nei primi livelli della troposfera mostrano invece un aumento sostanziale della velocità verticale nella media troposfera, indicativamente tra i 700 e i 400 hPa, per poi riportarsi su valori prossimi a zero in alta troposfera. Se ne deduce che tra le 22:00 e le 23:00 UTC secondo i dati della rianalisi ERA5 c'è stato un aumento significativo della velocità verticale in media troposfera e questo è compatibile con il momento di massimo sviluppo della cella che ha colpito Riccione, ovvero il momento in cui avviene la massima convezione in nube.

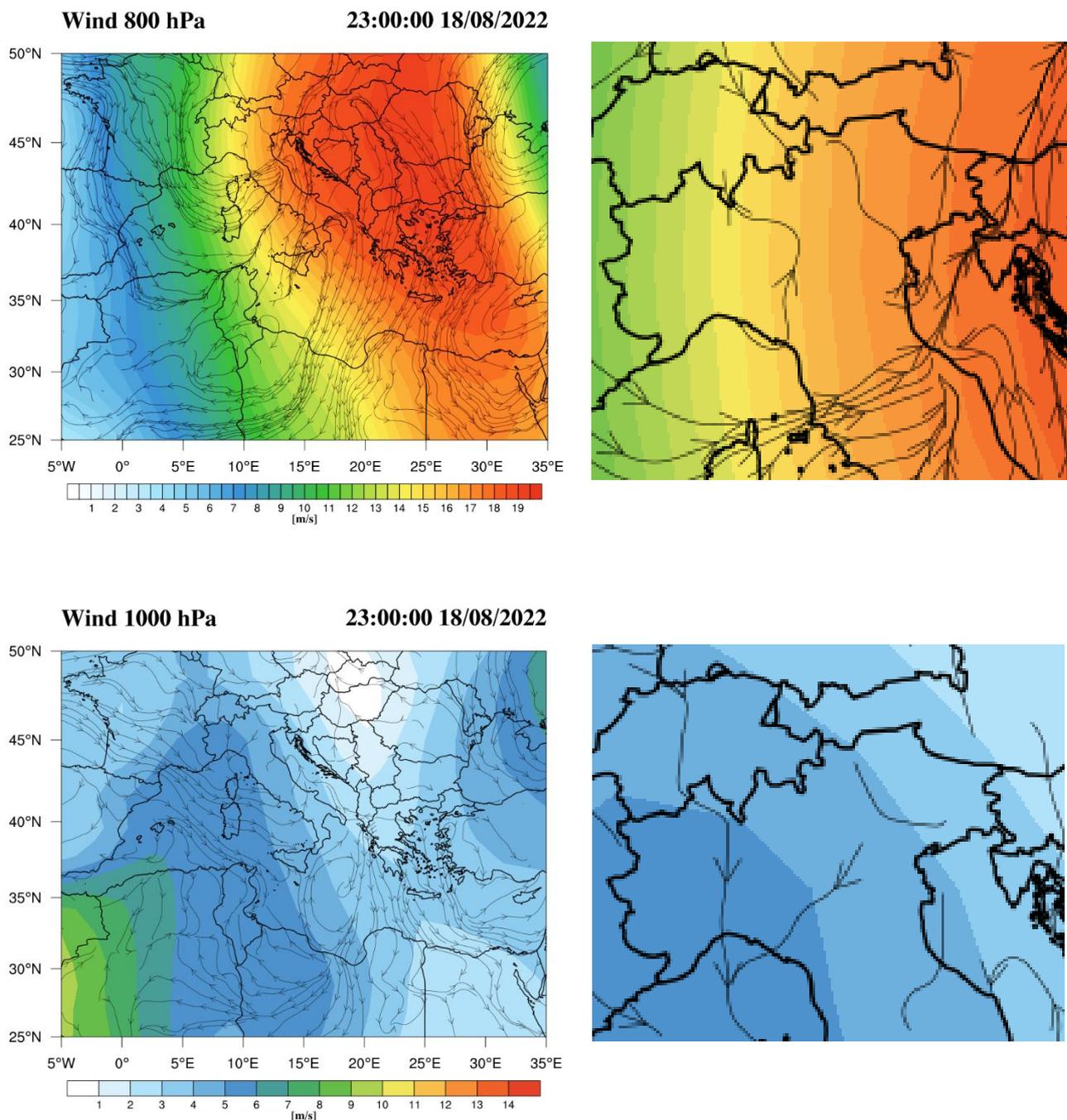
Di seguito vengono presentate le mappe di vento orarie per i quattro livelli selezionati. Dal momento che sono state prodotte ogni ora su un intervallo temporale di 11 ore, vengono riportate per semplicità solo quelle relative all'istante 23:00 UTC che è rappresentativo dell'evento:

**Wind 200 hPa** **23:00:00 18/08/2022**



**Wind 500 hPa** **23:00:00 18/08/2022**





*Figura 63. Dall'alto verso il basso: a sinistra le mappe di vento riferite alle quote rispettivamente di 200, 500, 800 e 1000 hPa alle ore 23:00 UTC del 18 Agosto 2022. A destra uno zoom delle mappe sul Centro-Nord Italia, rispettivamente per ciascun livello.*

Dalle mappe di vento ottenute dai dati di rianalisi ERA5 si osserva che sia a 1000 hPa che a 800 hPa la direzione del vento risultante su Riccione è da sud/sud-ovest. Scendendo a 500 hPa si è trovato che la direzione risultante del vento è da ovest/sud-ovest, infine a 1000 hPa la direzione del vento è da sud-ovest. Interessante osservare una convergenza tra il vento da est più

umido proveniente dall'adriatico e quello da ovest più secco proveniente da terra a 800 hPa. Complessivamente, analizzando i quattro livelli, non si riscontra su Riccione nessun wind shear significativo, almeno secondo i dati di vento estratti dalla rianalisi ERA5.

# Capitolo 4

## Conclusioni

In questo lavoro di tesi è stata utilizzata la tecnica MASHA per lo studio e l'osservazione della grandine in due tipologie di casi studio: casi di grandinate intense e fenomeni di alluvioni lampo (flash flood). La tecnica MASHA è stata combinata con le osservazioni radar e i dati di fulminazione per ricostruire due eventi di grandinate severe in Emilia-Romagna (Fidenza e Riccione), mentre per gli altri casi studio gli output di MASHA sono stati combinati solo con i dati di fulminazione, non essendo disponibili i dati radar. L'applicazione dello schema computazionale MWCC-H all'intera costellazione GPM dimostra l'alto potenziale del metodo per mappare l'evoluzione dei sistemi portatori di grandine, tipicamente caratterizzati da una rapida evoluzione. Il supporto dell'informazione radar e l'aggiunta del dato di fulminazione permette di migliorare le performance della tecnica MASHA attraverso un indice di severità (HSI) che valuta il grado di intensità di un evento grandinigeno attraverso la combinazione ottimale dell'intero volume di dati.

Dopo aver introdotto nella prima parte del lavoro tutta la strumentazione e gli algoritmi impiegati, nella seconda parte sono stati presentati i risultati ottenuti attraverso la tecnica MASHA e con l'utilizzo dell'HSI. I risultati mostrano la robustezza della tecnica nel ricostruire la traiettoria dei pattern di grandine in tutti i casi studio analizzati. Un grande vantaggio di questa metodologia sta nell'utilizzo dei dati satellitari che sono disponibili ogni cinque minuti su tutto il bacino del Mediterraneo e ciò consente di seguire tutte le fasi che contraddistinguono l'evoluzione dei temporali grandinigeni. La combinazione delle variabili fisiche in un unico indice rappresenta un'ottima

soluzione per migliorare la localizzazione e la stima dell'intensità dei sistemi grandinigeni. In questo modo vengono valutate opportunamente tutte le diverse informazioni che contribuiscono a descrivere la severità dell'evento grandinigeno osservato.

Per poter generare un indice efficace e spazialmente regolare, è stato necessario portare tutti i dati alla stessa risoluzione spaziale. La griglia di risoluzione del prodotto finale è stata fissata a 7.5 Km, come miglior compromesso per non degradare eccessivamente la risoluzione nativa dei dati e, nello stesso tempo, collezionare un numero sufficiente di fulmini da poter integrare nello schema del HSI. La scelta della dimensione della griglia spaziale è stata cruciale per valutare efficacemente il contributo dei dati al suolo (radar e fulmini). La tecnica MASHA, infatti, tende a sottostimare l'intensità dei sistemi grandinigeni quando, le mappe di grandine prodotte del MWCC-H sono lontane dall'evento osservato a causa di passaggi ritardati o inesistenti della costellazione GPM. In questi casi, il contributo dei dati al suolo, integrati nel HSI, è essenziale per la corretta ricostruzione dell'evento.

Un esempio è offerto dalla grandinata di Fidenza. Durante questo evento, i massimi di hail probability raggiungono circa il valore di 0.5 (mentre ci si aspetterebbero valori superiori a 0.7), dovuto principalmente alla mancata ricalibrazione dei dati a causa dell'assenza di passaggi utili nelle microonde. La mancanza di passaggi dei satelliti nelle microonde può essere parzialmente corretta dall'introduzione di nuove variabili atmosferiche quali OI, fulmini e dati radar che confluiscono insieme alla hail probability nell'indice HSI. Grazie al contributo delle misure al suolo, il prodotto finale ricostruisce molto bene l'evento grandinigeno di Fidenza, collocando l'intensità massima dell'HSI in corrispondenza dell'orario di osservazione al suolo della grandinata, grazie soprattutto ai dati di POH.

Per quanto concerne i grafici a dispersione bidimensionali in funzione della classe più bassa di  $TB_{108}$ , si è trovato che la hail probability diminuisce all'aumentare della  $TB_{108}$ . L'andamento decrescente della hail probability nelle classi più basse di  $TB_{108}$  è stato riscontrato in tutti i casi studio. Per quanto riguarda i fulmini, invece, si è trovato che nelle classi più basse di  $TB_{108}$  il massimo di fulminazione viene raggiunto attorno al limite superiore della classe considerata: questo aspetto è stato riscontrato in tutti i casi studio. In questo tipo di analisi è stata valorizzata maggiormente la classe più bassa di  $TB_{108}$  (convezioni più profonde), perché interessati a valutare il comportamento delle variabili fisiche selezionate nella parte più fredda della nube, quindi più profonda, indice di attività più intensa del sistema temporalesco.

I grafici puntuali sono stati realizzati con lo scopo di riprodurre le distribuzioni temporali delle variabili fisiche in alcune località che fossero rappresentative del caso studio in esame. Lo scopo è stato quello di comprendere il comportamento delle variabili analizzate rispettivamente nei casi di flash flood e grandinigeni e quali tra queste descrivono meglio i vari casi studio. I risultati ottenuti non hanno permesso di fare una netta distinzione nel comportamento delle variabili tra i casi di flash flood e quelli di grandinate intense (a tale scopo andrebbero condotte ulteriori analisi dinamiche e soprattutto microfisiche). In tutti e tre i casi di flash flood si è trovato che, in corrispondenza dell'orario in cui è avvenuto l'evento, il massimo di hail probability anticipa il massimo di fulminazione. Riguardo ai casi grandinigeni, invece, si è trovato per Fidenza che il massimo di hail probability anticipa di cinque minuti il massimo di fulminazione; per Napoli il massimo di hail probability e quello di fulminazione vengono registrati alla stessa ora; infine, per Riccione si è trovato che il massimo di fulminazione anticipa il massimo

di hail probability di circa mezz'ora. La variabile fisica che meglio descrive tutti e sei i casi studio è sicuramente la  $TB_{108}$ . Dai grafici puntuali della  $TB_{108}$  si vede come il minimo di  $TB_{108}$  sia la variabile che meglio descrive il momento in cui si ha la convezione più intensa, ovvero l'orario in cui si sviluppa la massima convezione della cella.

Le analisi dei profili di velocità verticale e le mappe di vento non hanno condotto a risultati soddisfacenti. L'unico caso studio in cui si è riscontrato un buon wind shear è stato quello di Niardo, pur essendo stato un evento di flash flood. Data la natura probabilmente supercellulare dei temporali che hanno interessato Napoli e Fidenza, ci si sarebbe aspettati di trovare un marcato wind shear tra i quattro livelli selezionati. Per quanto riguarda i profili di velocità, le analisi hanno prodotto risultati interessanti per il caso di Dimaro, anche se l'aumento di velocità che si visualizza in media troposfera potrebbe essere scaturito dalla presenza di un ostacolo orografico quale la catena alpina. Per tutti gli altri casi studio, ad eccezione di Riccione, non si sono riscontrati variazioni sostanziali della velocità verticale lungo tutta la colonna. Tutto ciò può essere giustificato dal fatto che i dati di velocità e di vento per ciascun caso studio sono stati estratti dalla rianalisi ERA5, aventi una risoluzione di  $0.25^\circ$  che corrisponde ad una risoluzione di circa 30 km. Se ne deduce che questa è una risoluzione troppo bassa e poco efficiente per condurre un'analisi puntuale di velocità.

In conclusione, i risultati di questo lavoro di tesi hanno permesso di valutare le capacità della tecnica MASHA, originariamente sviluppata per identificare i sistemi grandinigeni, nel ricostruire l'evoluzione di temporali convettivi in grado di produrre fenomeni di tipo flash flood. Sebbene si tratti di fenomeni dinamicamente diversi rispetto alle convezioni grandinigene, l'elevata presenza di ghiaccio in nube produce un segnale ben riconoscibile dallo

schema MASHA con le categorie Hail Potential (HP) o Hail Initiation (HI). Ne consegue, pertanto, la sensibilità di uno schema computazionale flessibile, in grado di adattarsi a diverse tipologie di temporali, caratterizzati da un elevato grado di severità e da una rapida evoluzione. I risultati di questo lavoro di tesi dimostrano, inoltre, che per migliorare l'osservazione di questi temporali intensi, spesso connotati da brevi cicli vitali, è fondamentale l'integrazione ottimale di tutti gli strumenti di misura disponibili. Nei casi studio analizzati, infatti, la combinazione degli output di MASHA con gli indici radar (POH e VILd) e i dati di fulminazione attraverso l'indice HSI ha migliorato significativamente la stima dell'intensità dei sistemi osservati rispetto all'uso di un singolo strumento. I risultati ottenuti, infine, aprono la strada ad un utilizzo operativo degli schemi computazionali mostrati, al fine di osservare con continuità il campo di nubi identificato e tracciando l'evoluzione dei sistemi più intensi e potenzialmente dannosi.

## Bibliografia

Allen, J. T., Giammanco, I. M., Kumjian, M. R., Punge, H. J., Zhang, Q., Groenemeijer, P., Kunz, M. and Ortega, K. (2020). Understanding Hail in the Earth System. *Reviews of Geophysics*, 58.

Amburn, S. A. and Wolf, P. L. (1997). Vil density as a hail indicator. *Weather and Forecasting*, 12 (3), 473-478.

Battaglia, A., Mroz, K. and Cecil, D. (2021). *Precipitation Science*. Silas Michaelides.

Chatterjee, C. and Das, S. (2020). On the association between lightning and precipitation microphysics. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 207, 1-5.

Emersic, C., Heinselman, P. L., MacGorman, D. R. and Bruning, E. C. (2011). Lightning activity in a Hail-Producing Storm Observed with Phased-Array Radar. *Monthly Weather Review*, 139 (6), 1809-1825.

Farnell, C., Rigo, T. and Pineda, N. (2017). Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. *Atmospheric Research*, 183, 130-141.

Feng, G., Qie, X., Yuan, T. and Niu, S. (2007). Lightning activity and precipitation structure of hailstorms. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(4), 629-639.

Féral, L., Sauvageot, H. and Soula, S. (2003). Hail detection using S and C band radar reflectivity difference. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, 233-248.

Ferraro, R., Cecil, D. and Laviola, S. (2020). Hailfall detection.

Fluck, E., Kunz, M., Geissbuehler, P. and Ritz, S. P. (2020). Radar-based assessment of hail frequency in Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(2), 683-701.

Foote, B., Krauss, T. W. and Makitov, V. (2005). Hail metrics using conventional radar. *American Meteorological Society*.

Herman, B. M. and Battan, L. J. (1961). Calculations of Mie backscattering of microwaves from ice spheres, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *87*, 223–230.

Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K. and Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement Mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*, 701-722.

Laviola, S., Levizzani, V., Ferraro, R. and Beauchamp, J. (2020a). Hailstorm Detection by Satellite Microwave Radiometers. *Remote Sensing*, *12*, 621.

Laviola, S., Monte, G., Levizzani, L., Ferraro, R. and Beauchamp, J. (2020b). A New Method for Hail Detection from the GPM Constellation: A Prospect for a Global Hailstorm Climatology. *Remote Sensing*, *12*, 3553.

Laviola, S., Vermi, F., Guarascio, M., Monte, G., Folino, G. and Levizzani, V. (2022). The Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection (MASHA): a new technique for nowcasting applications.

Laviola, S., Monte, G., Cattani, E. and Levizzani, V. (2022). Hail Climatology in the Mediterranean Basin Using the GPM Constellation (1999–2021). *Remote Sensing* *2022*, *14*, 4320.

Levizzani, V., Schmetz, J., Lutz, H. J., Kerkmann, J., Alberoni, P. P. and Cervino, M. (2001). Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for METEOSAT Second Generation. *Meteorological Applications*, 8, 23-41.

Liu, Z., Zheng, D., Guo, F., Zhang, Ya., Zhang, Yi., Wu, C., Chen, H. and Han, S. (2020). Lightning activity and its associations with cloud structures in a rainstorm dominated by warm precipitation. *Atmospheric Research*, 246, 1-13.

Marra, A.C., Porcù, F., Baldini, L., Petracca, M., Casella, D., Dietrich, S., Mugnai, A., Sanò, P., Vulpiani, G. and Panegrossi, G. (2017). Observational analysis of an exceptionally intense hailstorm over the Mediterranean area: Role of the GPM Core Observatory. *Atmospheric Research*, 192, 72-90.

Nisi, L., Martius, O., Hering, A. and Germann, U. (2016). Spatial and temporal distribution of hailstorms in the Alpine region: A long-term, high resolution, radar-based analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(697): accepted 17 Feb 2016, DOI: 10.1002/qj.2771.

Nisi, L., Hering, A., Germann, U. and Martius, O. (2018). A 15-year hail streak climatology for the Alpine region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 144, 1429-1449.

Pojorlie, K. L., Doering, S. and Fowle, M. A. (2013). The record-breaking Vivian, South Dakota, hailstorm of 23 July 2010. *J. Operational Meteor.*, 1(2), 3-18.

Punge, H. J. and Kunz, M. (2016). Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: A review. *Atmospheric Research*, 176-177, 159-184.

Schultz, C. J., Petersen, W. A. and Carey, L. D. (2009). Preliminary Development and Evaluation of Lightning Jump Algorithms for the Real-Time Detection of Severe Weather. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48 (12), 2543-2563.

Skripniková, K. and Řezáčová, D. (2014). Radar-based hail detection. *Atmospheric Research*, 144, 175-185.

Sun, N. and Weng, F. (2012). Retrieval of Cloud Ice Water Path from Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, 366-379.

Waldvogel, A., Federer, B. and Grimm, P. (1979). Criteria for the Detection of Hail Cells. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 18 (12), 1521-1525.

Williams, E. R., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R. and Buechler, D. (1999). The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmospheric Research*, 51, 245-265.

# Ringraziamenti

Desidero ringraziare tutti coloro con cui ho collaborato in questi mesi e che hanno reso possibile la realizzazione di questo lavoro di tesi, nato da una collaborazione tra l'Agenzia regionale per la prevenzione, l'ambiente e l'energia dell'Emilia-Romagna (ARPAE) e l'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (ISAC-CNR).

Un ringraziamento speciale va innanzitutto al Dott. Sante Laviola e al Dott. Giulio Monte per la loro preziosa disponibilità e per il supporto che mi hanno fornito durante tutto il lavoro di tesi. Il confronto quotidiano che abbiamo avuto in questi mesi e la loro passione per i temi trattati sono stati un punto di forza sia per la stesura della tesi sia per me stesso. Da questo lavoro si sono instaurati anche degli splendidi rapporti con tutto il team del gruppo di ricerca dell'ISAC-CNR. Lavorare in un team dove ci si confronta quotidianamente aiuta a crescere sia professionalmente sia come persona.

Desidero ringraziare la Dott.ssa Anna Fornasiero, dipendente presso Struttura Idro-Meteo-Clima di Arpae (ARPAE-SIMC) e riferimento del lavoro di tesi per quanto concerne la parte radar. Pur non essendoci stata una collaborazione diretta, le sue conoscenze e le sue spiegazioni hanno permesso di ampliare questo lavoro e sono state determinanti per una buona riuscita della tesi.

Naturalmente non posso non ringraziare il Prof. Federico Porcù, relatore di tutto il lavoro. I confronti che abbiamo avuto sia in presenza sia da remoto durante questi mesi e i preziosi consigli che mi ha fornito sono stati cruciali per raggiungere in modo soddisfacente gli obiettivi della tesi.

Desidero poi ringraziare il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (AM) per aver messo a disposizione i dati di fulminazione e l'Agenzia regionale per la prevenzione, l'ambiente e l'energia dell'Emilia-Romagna (ARPAE) per aver fornito i dati radar. Questi contributi sono stati essenziali per la buona riuscita del lavoro di tesi e per il raggiungimento di tutti gli obiettivi previsti.

Desidero fare un ringraziamento speciale alla mia famiglia per tutto l'amore e il supporto che mi hanno fornito durante l'intero percorso formativo. Grazie per aver creduto sempre in me, se oggi sono arrivato fino a qui e sono diventato la persona che sono è soprattutto grazie a voi.

Un grazie ai miei amici di Ancona per essere una spalla su cui appoggiarsi sempre durante i momenti più difficili e un grazie ai colleghi dell'Università, perché ognuno di voi in qualche modo mi ha trasmesso qualcosa di suo e che porterò sempre nel cuore.