

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze

Corso di Laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

Analisi multisensore di un evento temporalesco estremo nel Golfo di Napoli

Relatore:

Prof. Federico Porcù

Presentata da:

Federico Buscemi

Sessione III

Anno Accademico 2015/2016

Indice

Abstract	1
Introduzione	2
1 Strumenti e dati	4
1.1 Meteosat Second Generation (MSG)	4
1.1.1 SEVIRI	5
1.2 LINET	11
1.3 BOLAM	12
1.3.1 Struttura del modello	12
1.3.2 Fisica del modello: ciclo atmosferico dell'acqua	13
1.3.3 Parametrizzazione della turbolenza e del drag orografico	14
1.3.4 Processi relativi alla superficie, al suolo e alla vegetazione	15
1.3.5 Radiazione atmosferica	15
1.4 MOLOCH	16
1.4.1 Fisica del modello: ciclo atmosferico dell'acqua	17
1.4.2 Parametrizzazione della turbolenza e del drag orografico	17
2 Analisi meteorologica	18
2.1 Analisi a scala sinottica	20
2.2 Analisi alla mesoscala	25

2.3	Performance previsionale dei modelli	29
3	Elaborazione dati	33
3.1	Analisi dei dati satellitari	33
3.1.1	Area dell' <i>anvil</i>	34
3.1.2	Velocità di espansione	35
3.1.3	Divergenza e trasporto di massa	36
3.1.4	Temperatura del <i>Cloud Top</i>	37
3.2	Analisi dei dati sui fulmini	37
3.2.1	Quota delle scariche	41
3.2.2	Polarità delle correnti di scarica	42
4	Immagini degli effetti al suolo	46
	Conclusioni	52
	Bibliografia	54

Abstract

In questo lavoro di tesi è stato analizzato il sistema convettivo a mesoscala (*Mesoscale Convective System (MCS)*) del 05/09/2015, abbattutosi sui golfi di Gaeta e di Napoli, sulla stessa città di Napoli e sull'entroterra irpino, scaricando una notevole quantità di fulmini e chicchi di grandine di dimensioni molto al di sopra di quelle usuali nella regione mediterranea, con un diametro compreso tra i 5 ed i 10 cm. Nel primo capitolo vengono presentati gli strumenti utilizzati per l'acquisizione dei dati da satellite, dei fulmini e delle mappe di previsione. Nel secondo capitolo viene effettuata un'analisi meteorologica, in cui vengono descritte le condizioni meteorologiche precedenti e contemporanee all'evento, col supporto di dati provenienti dai modelli numerici di previsione, dalle immagini da satellite e dai radiosondaggi; viene inoltre giudicata la performance di previsione dei modelli. Nel terzo capitolo viene descritto il lavoro di elaborazione dei dati da satellite e vengono esposti i risultati e i grafici ottenuti sull'evoluzione della nube. Si descrive l'elaborazione dei dati sui fulmini e, tramite mappe e grafici, si ricercano correlazioni e risultati. Nel quarto capitolo vengono mostrati alcuni fotogrammi estratti da video presenti su Internet che dimostrano l'eccezionalità dell'evento.

Introduzione

Il crescente bisogno di una maggiore conoscenza degli eventi meteorologici estremi, al fine di prevenire situazioni di pericolo per la popolazione, motiva ad incrementare la quantità e la qualità del monitoraggio e degli studi di fenomeni potenzialmente pericolosi per l'uomo.

Non possono essere trascurati i dati che testimoniano il cambiamento climatico in atto. Il *global warming* è realtà e i suoi effetti si evidenziano nel numero crescente di fenomeni intensi che si formano ogni anno. Il bacino del Mediterraneo è spesso il "palcoscenico" di molti eventi meteorologici estremi di diversa natura, quali sistemi convettivi a mesoscala (MCS), minimi depressionari in *cut-off*, intensi cicloni extratropicali e *tropical-like cyclones (TLC)*. Il motivo è da ricercarsi nella temperatura relativamente alta delle acque superficiali del bacino del Mediterraneo, in cui si sviluppano tali fenomeni che poi vanno a colpire le regioni costiere, con città e centri abitati ad alta densità di popolazione, provocando numerosi danni e anche vittime in alcuni casi [Panegrossi et al., 2016] [Buzzi et al., 2014] [Manzato et al., 2014].

Le difficoltà che si riscontrano nella previsione di tali eventi sono dovute alle ridotte scale spaziali e temporali che sono coinvolte. Prevedere l'esatto posizionamento e il perfetto orario in cui accadrà il fenomeno è fondamentale per riuscire a diramare delle allerte tramite gli organi di protezione civile, che possano preparare la popolazione e metterla in guardia da eventuali pericoli [Silvestro et al., 2016].

Ulteriori difficoltà si riscontrano nel monitoraggio in tempo reale di tali eventi mediante gli

strumenti che lavorano da terra (ad esempio, radar meteorologici) a causa della complicata orografia dei territori nell'area mediterranea, spesso costituiti da montagne più o meno alte, che impediscono agli strumenti di essere accurati nei dettagli dei fenomeni, precisione necessaria per migliorare la previsione delle precipitazioni (tempo, localizzazione e accumulo) [Roberto et al., 2016] [Panegrossi et al., 2016].

Per questo motivo si sta sempre più cercando di migliorare la risoluzione del monitoraggio via satellite, avulso da problemi di ostacoli orografici, mediante radiometri che forniscono informazioni dettagliate sulle strutture delle nubi e sulle idrometeore contenute in esse. In tal senso sono da segnalare gli sforzi che negli ultimi anni sta compiendo la NASA (National Aeronautics and Space Administration) in collaborazione con la JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) per la messa in orbita di radiometri con risoluzioni sempre migliori e con tempi di scansione sempre più ristretti [Marra et al., 2016].

L'obiettivo di questo lavoro è lo studio delle caratteristiche del MCS che ha colpito l'area di Napoli il 05/09/2015 tramite i dati da satellite e i dati sui fulmini, valutare quali risultati e a quali conclusioni si può giungere elaborando tali dati, oltre a valutare quanto siano stati precisi i modelli numerici nel prevedere un fenomeno di questo tipo, il cui orario esatto e il posizionamento sono sempre difficili da determinare.

Capitolo 1

Strumenti e dati

In questo capitolo introduttivo vengono presentati gli strumenti che hanno acquisito o con i quali sono stati elaborati i dati del fenomeno temporalesco che ha coinvolto i golfi di Gaeta e Napoli la mattina del 05/09/2015. Sono analizzati i diversi canali di acquisizione del satellite geostazionario MSG, Meteosat di Seconda Generazione, con a bordo il radiometro SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*). Successivamente, per i dati riguardanti le scariche elettriche, viene descritta la rete di rilevamento LINET (*LIghtning detection NETwork*). BOLAM (*BOlogna Limited Area Model*) e MOLOCH (*MOdello LOCALE*) sono i due modelli le cui mappe di previsione sono prese in considerazione nel lavoro e vengono poi esposte le loro specifiche tecniche.

1.1 Meteosat Second Generation (MSG)

Il Meteosat di Seconda Generazione (MSG) è un satellite meteorologico geostazionario, in orbita dal 2002 grazie ad una cooperazione tra la *European Space Agency* (ESA) e la *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT). Esso fornisce immagini della Terra ogni 15 minuti, possiede 12 canali spettrali e distanze

di campionatura delle immagini di 3 Km al nadir per tutti i canali e di 1 Km per il canale visibile ad alta risoluzione [Schmetz et al., 2002].

1.1.1 SEVIRI

La missione primaria di MSG è la continua osservazione dell'intero disco terrestre. Ciò è possibile con le immagini acquisite dal radiometro *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI). Il SEVIRI a bordo del Meteosat di Seconda Generazione, opera su 12 bande spettrali e permette di mandare a terra 12 diverse immagini del nostro pianeta normalmente ogni quarto d'ora. Nell'evento preso in considerazione sono disponibili i dati del MSG Rapid Scanning Service (RSS), che effettua scansioni più rapide ottenute analizzando una porzione un terzo più piccola di disco terrestre, quindi ogni 5 minuti anziché i 15 minuti di una scansione normale. Tale porzione analizzata dal "rapid scan" copre un intervallo di latitudine compreso tra i 15° e i 70° approssimativamente. Undici di queste immagini prodotte da SEVIRI hanno una risoluzione spaziale di 3 km, mentre quella corrispondente al canale 12 (HRV, High Resolution Visible) ha una risoluzione di 1 Km. Durante l'acquisizione l'angolo di apertura dell'ottica del telescopio rimane fissa e costante: ne consegue che l'area di ogni pixel aumenta con l'aumentare della distanza dall'angolo visivo di *off-nadir*. [Schmetz et al., 2002]

Un ciclo ripetuto ogni 15 minuti fornisce osservazioni multispettrali sull'intero disco terrestre di fenomeni in rapida evoluzione (ad es. fenomeni convettivi) e offre ulteriori indicazioni sul vento "tracciando" i rapidi movimenti delle nubi. La creazione dell'immagine viene eseguita combinando lo *spin* satellitare e la rotazione (*stepping*) dello specchio di scansione. Le immagini sono acquisite da Sud verso Nord e da Est verso Ovest. La scansione E-W è ottenuta attraverso la rotazione del satellite con una velocità di rotazione nominale di 100 giri min^{-1} . Lo spin dell'asse è nominalmente parallelo all'asse Nord-Sud della Terra. La scansione da Sud a Nord viene conseguita attraverso uno specchio di

scansione che copre il disco terrestre con circa 1250 linee di scansione; questo fornisce 3750 linee di immagine per i canali 1-11 da tre rivelatori che vengono utilizzati per il processo di *imaging* per ogni canale. Per il canale ad alta risoluzione HRV (canale 12), nove rilevatori analizzano la Terra per una sola linea di scansione. Un'immagine completa, cioè il pieno disco terrestre, si compone di 3712x3712 pixel per i canali 1-11. Il canale HRV copre solo metà del disco terrestre in direzione E-W, e quindi un'immagine completa è composta da 11.136x5568 pixel. [Schmetz et al., 2002]

I canali spettrali

I canali spettrali 1, 2, 3 e 12 sono relativi a radiazione solare, i canali da 5 a 11 misurano la radiazione termica terrestre, mentre il canale 4 a $3.9 \mu m$ contiene di giorno sia radiazione solare che termica terrestre, di notte naturalmente solo quest'ultima. Dei canali termici, il 5 ed il 6 operano su bande di assorbimento del vapore acqueo, il canale 8 nella banda di assorbimento dell'ozono a $9.7 \mu m$, il canale 11 nella banda di assorbimento dell'anidride carbonica a $13.4 \mu m$. Infine i rimanenti canali 7, 9 e 10 operano su cosiddette finestre dello spettro, ossia su bande dove la radiazione terrestre raggiunge il SEVIRI senza subire significativo assorbimento da parte dei costituenti atmosferici, purché non venga intercettata da nubi.

I canali 1 e 2 (0.6 e $0.8 \mu m$)

In questi due canali il sensore del satellite registra la frazione di luce solare riflessa o diffusa all'indietro. Superfici con più alta capacità di riflessione diffondono più luce solare e nell'immagine sono riportate in toni più chiari. Generalmente la tonalità dipende anche dalla radiazione incidente per metro quadro; quindi di due superfici di uguale capacità di riflessione, nell'immagine avrà un tono più chiaro quella con angolo zenitale più basso (ossia sole più alto rispetto all'orizzonte). Per evitare questa dipendenza i dati sono stati

normalizzati rispetto all'angolo tra direzione di osservazione del satellite e direzione di provenienza della radiazione incidente.

I valori di capacità relativa di riflessione più bassi sono quelli dei mari e dei laghi (8% circa), purché non siano coperti di ghiaccio. Le nubi hanno un albedo che va dal 30% per quelle semitrasparenti come i cirri, al 90% per i cumulonembi. I vari tipi di suolo, purché non coperti da neve, hanno valori intermedi tra quello dei mari e quello delle nubi. Nel caso invece di superficie coperta da neve l'albedo va dal 60% (neve vecchia) all'80% (neve fresca).

La riflettanza del suolo a $0.8 \mu m$ è superiore a quella a $0.6 \mu m$: questa differenza è ancora più marcata in caso di vegetazione. Per questo motivo il canale a $0.8 \mu m$ è più adatto per individuare le strutture di superficie (laghi, confini tra terra e mare). Al contrario il canale a $0.6 \mu m$ mette meglio in risalto le nubi semitrasparenti a causa dello sfondo più scuro.

Il canale 3 ($1.6 \mu m$)

Questo canale serve a distinguere le nubi di ghiaccio da quelle di acqua liquida e ad individuare la neve. In questa banda infatti le nubi di ghiaccio e la neve assorbono maggiormente la radiazione rispetto alle nubi d'acqua, perciò la riflettanza è molto minore. Questo dipende dal valore più alto della parte immaginaria dell'indice di rifrazione. In queste immagini le nubi di ghiaccio appaiono perciò più scure rispetto alle altre. La superficie innevata appare ugualmente più scura rispetto al suolo nudo e al suolo con vegetazione.

Il canale 12 (HRV)

La caratteristica di questa banda è l'alta risoluzione spaziale: 1 Km contro i 3 Km al *sub-satellite point* delle altre bande. Essa è utile per lo studio delle strutture a piccola scala come le celle temporalesche e, più in generale, tutti i fenomeni convettivi. Considerando il fatto che una singola cella convettiva ha un diametro che mediamente non supera i 10 Km e una vita media di un'ora, si capisce come la risoluzione spaziale e temporale del MSG sia la più adatta per questi tipi di fenomeni. Questa banda copre le lunghezze d'onda tra 0.5 e 0.9 μm , quindi è più larga delle bande 1 e 2 messe insieme.

Il canale 4 (3.9 μm)

Questa banda si trova in una zona spettrale che contiene sia radiazione solare sia radiazione termica terrestre. Di notte il SEVIRI registra solo radiazione termica emessa dal pianeta, mentre di giorno anche radiazione solare riflessa o diffusa. L'interpretazione di queste immagini quindi è diversa tra giorno e notte.

La convenzione usata in queste immagini per visualizzare i dati è la solita dell'infrarosso, cioè toni chiari per basse radianze e toni scuri per alte radianze. Di notte ciò significa quindi toni chiari per le superfici fredde e toni scuri per quelle calde. Quindi grigio chiaro o bianco per le nubi alte, toni intermedi per quelle medie e basse e per le terre emerse, toni scuri o nero per i mari ed i laghi. Di giorno però i toni più chiari sono dati da superfici fredde e con bassa riflettanza e i toni più scuri da superfici calde e con alta riflettanza.

Di giorno l'interpretazione dell'immagine deve inoltre tener conto che in questa banda la riflettanza delle nubi dipende sia dalla fase, sia dalle dimensioni delle goccioline. Nubi di ghiaccio riflettono meno di quelle di acqua liquida; nubi composte da grandi goccioline (per esempio cumulonembi) riflettono meno di nubi con piccole goccioline (come bassi

strati di tipo continentale). Quindi le superfici più chiare saranno nubi alte di ghiaccio, in grigio i laghi e i mari, in grigio scuro le nubi basse di acqua e le terre emerse fredde, in nero le terre emerse calde.

Le tre finestre dell'infrarosso termico (8.7, 10.8, e 12 μm)

I dati infrarosso di questi tre canali corrispondono alla radiazione emessa (dal suolo, dalle nuvole o dal mare) nelle tre bande: 8.30-9.10 μm , 9.80-11.80 μm , 11-13 μm . Le ultime due sono nella zona di lunghezze d'onda di massima emissione da parte del pianeta, in una cosiddetta "finestra" dove è trascurabile l'assorbimento da parte dei gas atmosferici, in particolare anidride carbonica, ozono e vapore acqueo.

Se la nube ha le caratteristiche di corpo nero a queste bande è possibile ricavare la temperatura della sua sommità. Se si dispone di un radiosondaggio con il profilo verticale di temperatura si può determinare anche la sua altezza. L'ipotesi di corpo nero è valida per molte nubi purché sufficientemente spesse.

Le immagini di queste tre bande sono molto simili e spesso indistinguibili ad occhio nudo. Esistono tuttavia differenze fondamentali. L'emissività del suolo nudo, specialmente di quello sabbioso, a 8.7 μm è inferiore rispetto agli altri due canali, per cui i deserti hanno una temperatura apparente inferiore anche di 6°C. Anche le nubi di ghiaccio a 8.7 hanno una emissività inferiore rispetto agli altri due canali. La conseguenza è che lasciano passare radiazione dalla superficie, per cui risultano più calde; questo effetto è più accentuato se la nube è sottile.

I due canali del vapore acqueo (6.2 e 7.3 μm)

In queste bande il vapore acqueo atmosferico assorbe, in tutto o in parte, la radiazione emessa dal suolo o dal mare sottostanti. Poiché ogni corpo che assorbe ad una data

lunghezza d'onda emette alla medesima lunghezza d'onda, il vapore acqueo atmosferico emette radiazione che è misurata dal SEVIRI in questi due canali.

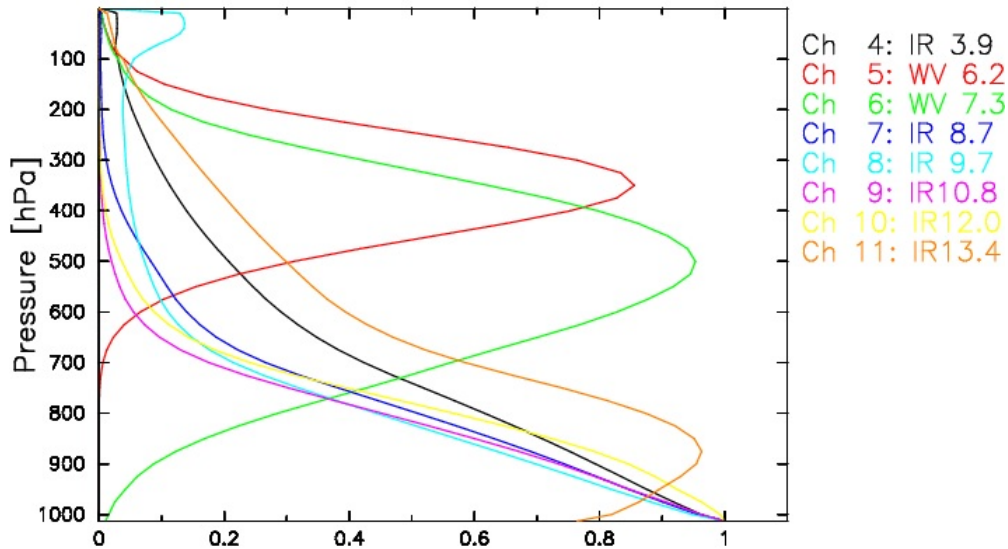


Figura 1.1: Funzione peso dei canali di acquisizione di SEVIRI. [Kaňák, 2011]

Come si nota in Figura 1.1 che rappresenta le funzioni peso dei diversi canali di acquisizione, i due canali del vapore acqueo sono quelli che forniscono maggiori informazioni sulle quote più alte della troposfera. Il canale a 6.2 è situato nel centro della banda di assorbimento, mentre quello a 7.3 su un estremo. Per questo motivo, in assenza di nubi, a 6.2 l'assorbimento da parte del vapore acqueo atmosferico è maggiore. Sempre per lo stesso motivo il canale a 6.2 μm fornisce informazioni di umidità su livelli atmosferici medio alti e l'altro su livelli medio-bassi. I valori di radianza a 6.2 sono quindi generalmente più bassi che a 7.3. È di particolare interesse, per il monitoraggio di eventi convettivi intensi, il caso opposto, perché significa che il cumulonembo ha superato la tropopausa e ha raggiunto i livelli bassi della stratosfera.

1.2 LINET

In questo studio, i dati sui fulmini considerati sono stati acquisiti con LINET (*LIghtning detection NETwork*) [Betz et al., 2007, 2009]. LINET è una rete di rivelatori di fulmini sviluppata dall'Università di Monaco nel 2006 ed è composto da ~ 130 sensori che assicurano una distanza minima di 200-250 km in 17 Paesi europei [Betz and Meneux, 2014].

LINET lavora nelle bande VLF/LF ma viene utilizzato anche un algoritmo per la rivelazione dei fulmini, in grado di discriminare i fulmini *IntraCloud* (IC) e *Cloud-to-Ground* (CG). Nonostante CG e IC dominino ad alte e basse correnti rispettivamente, non è possibile discriminarli considerando soltanto l'ampiezza di segnale: essi infatti si sovrappongono, rendendo il metodo poco efficace [Betz et al., 2009, 2007, Nag and Rakov, 2007]. Per questo motivo è stato sviluppato un metodo 3-D, detto *Time Of Arrival* (TOA), che si basa sulla diversità delle origini delle emissioni VLF tra *Intra-Cloud* e *Cloud-to-Ground*. Le differenze corrispondenti in tempo di arrivo sono calcolate dall'algoritmo di posizione del TOA e danno l'altezza dell'emissione del fulmine. Questo metodo richiede una distanza minima di 250 km e un'accuratezza di posizione sufficiente a distinguere la differenza tra due distanze. Questa è verificata scaricando su due torri di posizione nota e raggiunge un valore medio attorno ai 150 m (Betz et al., 2008). Confrontando le misure di LINET con altre reti di fulmini è possibile validare la coincidenza temporale ed una maggiore capacità di discriminazione IC-CG [Loboda et al., 2009, Lagouvardos et al., 2009]. La buona sensibilità dell'antenna, che rivela un segnale minore di 5 kA, attribuisce una qualità totale sui fulmini di tutta la rete.

Il flusso magnetico del segnale del fulmine è misurato utilizzando due *loop* ortogonali in funzione del tempo e in un range di frequenze tra 1 e 200 kHz, mentre il segnale di *clock* sfrutta un orologio GPS con un'accuratezza maggiore di 100 ns [Betz et al., 2009]. Questa caratteristica è utile per una grande varietà di scopi di ricerca, come il tracciamento delle celle, il riconoscimento di condizioni meteorologiche avverse e la garanzia di un input per

il miglioramento dei modelli che descrivono processi convettivi [Betz et al., 2008]. Se, inoltre, l'algoritmo analizza una finestra di 512μ , in questo periodo di tempo non può essere rivelato più di un evento ed i segnali aventi un'origine tecnica sono discriminati attraverso una veloce analisi di Fourier [Betz et al., 2007].

1.3 BOLAM

BOLAM (*Bologna Limited Area Model*) è il primo modello sviluppato presso l'ISAC-CNR di Bologna, a partire dagli anni '90: si tratta di un modello idrostatico ad area limitata che integra le "equazioni primitive", con parametrizzazione della convezione atmosferica. Esso attualmente viene integrato con un passo di griglia di 0.075 gradi (8.3 km), in coordinate geografiche ruotate, con 50 livelli nella verticale.

Il modello meteorologico BOLAM opera su un'area limitata del globo. Le variabili prognostiche sono le componenti u e v del vento, la temperatura assoluta T , la pressione superficiale p_s , l'umidità specifica q e l'energia cinetica turbolenta TKE . Il ciclo dell'acqua per le precipitazioni stratiformi è descritto dalle medie di cinque ulteriori variabili prognostiche legate alle caratteristiche delle nubi di ghiaccio, nubi d'acqua, pioggia, neve e graupel.

1.3.1 Struttura del modello

Le variabili prognostiche del modello sono distribuite verticalmente su una griglia irregolare di Lorenz, con una risoluzione più elevata negli strati più bassi della troposfera, nel cosiddetto *atmospheric boundary layer (ABL)*, definito come lo strato d'aria più vicino alla superficie terrestre, nel quale gli effetti della superficie (attrito, riscaldamento e raffreddamento) sono avvertiti su scale temporali minori di un giorno, e nel quale significativi flussi di quantità di moto, calore o materia sono sostenuti da movimenti

turbolenti su scale dell'ordine dello spessore del *boundary layer* o meno [Garratt, 1994]. La discretizzazione verticale è basata su un sistema di coordinate verticali ibride, nel quale la coordinata *sigma* segue la morfologia del terreno al livello del *boundary layer*, tendendo gradualmente a diventare una pura coordinata di pressione all'aumentare della quota. La discretizzazione orizzontale è basata su una griglia sfalsata *Arakawa-C* [Arakawa and Lamb, 1977], nelle coordinate geografiche (latitudine-longitudine). Lo schema di avvezione attualmente implementato è il WAF (*Weighted Average Flux*) [Billet and Toro, 1997].

1.3.2 Fisica del modello: ciclo atmosferico dell'acqua

Per quanto concerne la fisica del modello, al suo interno vi sono una serie di componenti e di processi che comprendono il ciclo atmosferico dell'acqua, recentemente revisionato e aggiornato, basato su ipotesi esplicite delle distribuzioni spettrali delle nubi e delle idrometeore liquide e solide. Le proprietà spettrali delle idrometeore sono simulate assumendo una distribuzione della funzione gamma generalizzata.

I principali processi descritti dallo schema microfisico sono:

- nucleazione di nube di pioggia (*cw, cloud water*) e di nube di ghiaccio (*ci, cloud ice*);
- condensazione ed evaporazione di *cw*;
- congelamento di *cw*;
- nucleazione, sublimazione e fusione di *ci*;
- auto-conversione di *cw* e di *ci*;
- sublimazione di neve e graupel in entrambe le direzioni;

- raccolta/accrescimento/cristallizzazione (*riming*): 13 processi differenti di interazione fra idrometeorie che coinvolgono la pioggia (congelata o meno), la neve e graupel (secca o fusa), ci e cw;
- fusione ed evaporazione delle idrometeorie;;
- calcolo delle velocità terminali di caduta e del processo di caduta, utilizzando uno schema di integrazione conservativo-diffusivo e di tipo backward-upstream;
- feedback termodinamico basato sulla conservazione dell'entalpia.

Sebbene questo schema sia stato ideato per rappresentare processi di precipitazione principalmente stratiformi (la convezione viene parametrizzata), è stato reso il più possibile coerente con lo schema microfisico implementato nel modello MOLOCH, al fine di assicurare la massima coerenza tra i due modelli che sono in genere eseguiti in cascata.

1.3.3 Parametrizzazione della turbolenza e del drag orografico

Lo strato superficiale e lo strato limite planetario sono modellati in accordo con la teoria della similarità [Monin and Obukhov, 1955]. Il modello di chiusura della turbolenza basato sulla lunghezza di mescolamento (*mixing-length*), ampiamente utilizzato per calcolare i flussi dell'ABL per la modellazione atmosferica, viene applicato per parametrizzare la diffusione verticale turbolenta di quantità di moto, calore e umidità. La chiusura della turbolenza è dell'ordine di 1.5 (schema E-1, [Zampieri et al., 2005]), nella quale viene previsto la *TKE*. Per tener conto degli effetti di galleggiamento per un ABL stratificato, la *mixing-length* studiata da Blackadar [1962] viene utilizzata insieme a funzioni di stabilità che dipendono dal numero di Richardson. Per il caso di ABL instabile, è applicata una versione modificata della lunghezza di mescolamento non locale di Bougeault e Lacarrere [1989]. La lunghezza di rugosità è calcolata in funzione della vegetazione e della varianza di orografia sotto griglia. Sul mare viene applicato lo schema di rugosità di Charnock

[1955], che prende in considerazione l'altezza dell'onda come funzione della velocità del vento di superficie. La temperatura superficiale del mare (SST) è calcolata, a seconda di flussi di calore latente e sensibile e di flussi radiativi, utilizzando un semplice modello di oceano "a lastra" e nella distribuzione analizzata di SST viene utilizzato un valore di riferimento di rilassamento. Viene applicata, inoltre, una parametrizzazione della "resistenza d'onda" orografica (*orographic wave drag*), associata alla decelerazione del flusso medio passante sopra l'orografia.

1.3.4 Processi relativi alla superficie, al suolo e alla vegetazione

BOLAM include un modello di suolo che utilizza 4-6 strati, la cui profondità (da pochi cm a oltre 1 m), aumenta verso il basso. Esso calcola l'energia superficiale, la quantità di moto, i bilanci di acqua e neve, il calore e il trasferimento verticale di acqua, gli effetti della vegetazione in superficie (come l'evapo-traspirazione, intercettazione della precipitazione, effetti di avvizzimento) e nel suolo (estrazione di acqua dalle radici) e tiene conto della distribuzione geografica osservata di diversi tipi e parametri fisici del suolo. Il modello comprende anche il trattamento del congelamento dell'acqua e dei processi di fusione all'interno del terreno ed è stato oggetto di vari aggiornamenti negli ultimi anni.

1.3.5 Radiazione atmosferica

La radiazione atmosferica viene calcolata con l'applicazione combinata dello schema di RG [Ritter and Geleyn, 1992] e di ECMWF [Morcrette, 1991, Mlawer et al., 1997]. Poiché la computazione elettronica dei dati per lo schema ECMWF è molto più costosa del regime RG, e pertanto non può essere applicata ad ogni passo e ogni colonna della griglia, è usato su punti alternati tra lunghi intervalli e per effettuare correzioni allo schema RG, quest'ultimo utilizzato in tutti i punti della rete e con modalità di aggiornamento rapido. Nel 2012 lo schema di radiazione ECMWF è stato aggiornato ad una versione più recente utilizzando l'algoritmo RRTM per le bande visibili e infrarossi (14 canali

ciascuno) e la McICA (*Monte-Carlo Independent Column Approximation*) per il calcolo degli effetti radiativi delle nubi [Morcrette, 1991]. Lo studio di radiazione ECMWF comprende definizioni della "climatologia" (dal punto di vista stagionale e di distribuzioni geografiche) di diversi tipi di aerosol e di composizione atmosferica. In un recente aggiornamento del modello, tutti i dati di input (funzioni astronomiche, aerosol, ozono, gas serra, albedo, emissività e nuvole) sono risultati pienamente coerenti nel confronto tra i due schemi (GR e ECMWF).

1.4 MOLOCH

Il modello MOLOCH (*MOdello LOCALE*) è un modello non idrostatico che integra un set di equazioni atmosferiche con le variabili prognostiche (pressione p , temperatura T , umidità specifica q , componenti della velocità verticale (w) e orizzontale (u, v) del vento, energia cinetica turbolenta (TKE), e cinque specie d'acqua per le precipitazioni stratiformi), è rappresentato sulla latitudine-longitudine, ruotato opzionalmente, e basato sulla griglia Arakawa-C. È stato successivamente sviluppato per poter fornire previsioni spazialmente più dettagliate, rappresentando esplicitamente i fenomeni convettivi. Le condizioni iniziali e al contorno necessarie per l'integrazione di MOLOCH sono ottenute a partire dalla previsione di BOLAM [Buzzi et al., 2004]. È ottimizzato per previsioni a breve termine (12-48 h), con risoluzione orizzontale (spaziatura della griglia) compresa tra 1-4 km, con 40-80 livelli atmosferici in verticale. Ai fini della ricerca, è stato testato con risoluzione orizzontale fino a 500 metri e più di 100 livelli. Di recente sono state apportate delle revisioni sulla microfisica del modello e la maggior parte degli aggiornamenti effettuati avevano l'obiettivo di migliorare i risultati, in particolar modo della simulazione della quantità di precipitazione prevista (QPF) associata ad episodi di precipitazioni intense di tipo convettivo: è stata così riscontrata una forte sensibilità, in modo diretto o indiretto, con l'evaporazione della precipitazione e le dinamiche della *cold pool*.

1.4.1 Fisica del modello: ciclo atmosferico dell'acqua

Lo schema microfisico, inizialmente, era basato sulla parametrizzazione proposta da Drofa e Malguzzi [2004]. Come per BOLAM, le proprietà spettrali delle idrometeorie sono simulate assumendo una distribuzione della funzione gamma generalizzata. I principali processi descritti dallo schema microfisico sono simili a quelli già scritti per BOLAM. In ogni caso, differenze specifiche sono state introdotte in MOLOCH al fine di trattare i processi complessi che caratterizzano i sistemi convettivi. In particolare, MOLOCH ha la capacità di descrivere la cosiddetta microfisica a due-momenti (*two-moment microphysics*), integrando nel tempo la distribuzione spaziale del numero di densità di c_w e c_i , che descrive l'evoluzione dello spettro delle nubi.

1.4.2 Parametrizzazione della turbolenza e del drag orografico

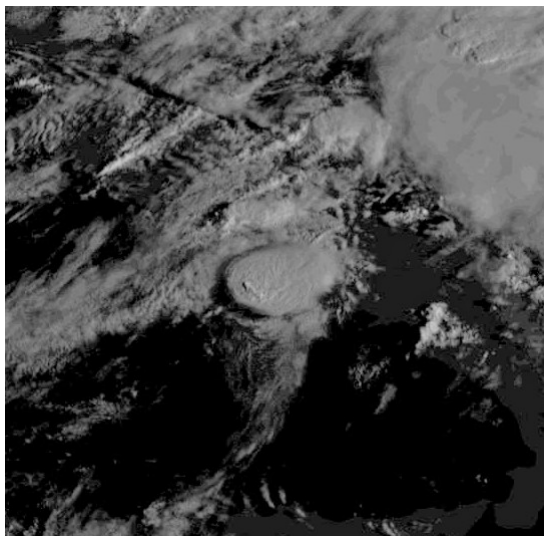
Come visto precedentemente per il modello BOLAM, la chiusura della turbolenza è dell'ordine di 1.5 (schema E-1, [Zampieri et al., 2005]), in cui viene valutata l'equazione dell'energia cinetica turbolenta (TKE), compresa l'avvezione. I flussi turbolenti superficiali di quantità di moto, umidità specifica e di temperatura sono calcolati dalla classica teoria Monin-Obukhov con funzioni Businger/Holtslag nel caso instabile/stabile. La lunghezza di mescolamento viene calcolata dall'energia cinetica turbolenta [Deardorff, 1980] in atmosfera stabile e da Bougeault e Lacarrere [1989], modificato da Zampieri [2004], in ambiente instabile. Per quanto concerne i processi relativi alla superficie, al suolo, alla vegetazione e il calcolo della radiazione atmosferica vengono utilizzati gli schemi già innestati in BOLAM.

Capitolo 2

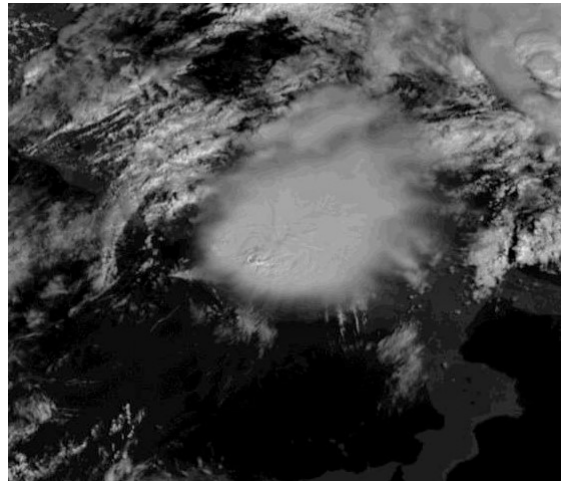
Analisi meteorologica

Il temporale studiato, come detto in precedenza, ha luogo la mattina del 5 settembre 2015 e si forma tra il Golfo di Gaeta e il Golfo di Napoli, spostandosi successivamente sulla terraferma colpendo la città di Napoli e andando poi a perdere la sua forza e a dissolversi nell'entroterra irpino. Si è trattato di un temporale particolarmente intenso, soprattutto nella zona costiera adiacente alla città di Napoli e nel capoluogo stesso. Sono numerosi i video presenti in rete che testimoniano l'intensità delle raffiche di vento e delle precipitazioni, avvenute diffusamente a carattere grandinigeno, con chicchi di grandine dal diametro di 5/10 cm, dimensioni di certo non usuali per tali zone, ma tipici dei forti temporali delle pianure del Nord America. Nonostante l'impossibilità nel reperire delle valide immagini dai radar meteorologici, a causa della geolocalizzazione della nube difficilmente raggiungibile dai radar da terra, considerando gli effetti al suolo, le osservazioni effettuate tramite satellite e le particolari condizioni meteorologiche che andremo a discutere nei prossimi paragrafi, si può facilmente affermare che i suddetti fenomeni si siano verificati a causa del carattere *supercellulare* del temporale.

Nei prossimi due paragrafi vengono analizzate le condizioni atmosferiche esistenti prima della formazione del temporale, e naturalmente l'evoluzione e le cause che hanno portato alla formazione di una supercella capace di generare grandine di dimensioni così rare. ,



(a) Ore 07:17 (UTC)



(b) Ore 09:22 (UTC)

Figura 2.1: Due immagini satellitari del temporale. Si notino le dimensioni che raggiunge l'*anvil* a due ore dalla prima immagine, che va a coprire quasi per intero la Campania, il Molise e l'Abruzzo. Si osservi in Figura 2.1(b) la *flanking line* che viene fuori dalla parte sudoccidentale dell'*anvil*, situazione tipica nei temporali a supercella.

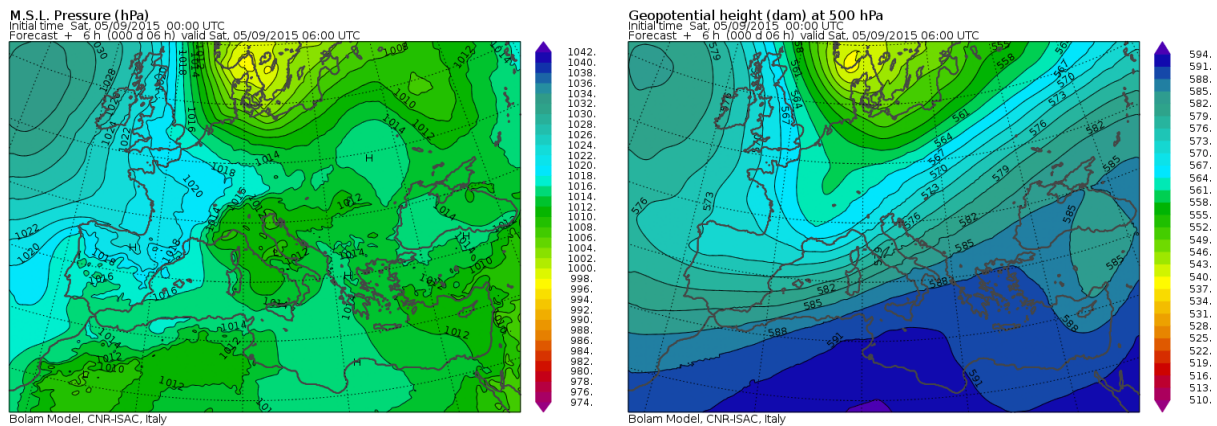
Vengono effettuate due tipi di analisi, una a scala sinottica e una alla mesoscala, con l'ausilio dei dati dei radiosondaggi, delle immagini satellitari e di mappe generate dai modelli BOLAM e MOLOCH alla mezzanotte del 05/09/2015. Questo è l'orario di emissione più vicino possibile all'evento, tuttavia tali mappe non erano utilizzabili per fini previsionali, essendo state pubblicate la mattina del 5 settembre, in contemporanea alla formazione del temporale. Successivamente si analizzano ancora le mappe generate dai suddetti modelli, stavolta però quelle prodotte alla mezzanotte del 04/09/2015, che verosimilmente sarebbero state utilizzate per scopi previsionali, essendo disponibili il giorno precedente, al fine di determinare quale sia stata l'accuratezza da parte dei modelli nella previsione di un fenomeno così difficile da valutare in intensità e geolocalizzazione.

2.1 Analisi a scala sinottica

I giorni che precedono l'evento temporalesco del 5 settembre sono caratterizzati da una situazione meteorologica abbastanza stabile: l'anticiclone africano, posizionatosi sull'Europa centro-meridionale nell'ultima decade del mese di Agosto, sospinto da depressioni approfonditesi tra la Gran Bretagna e la penisola iberica, va perdendo gradualmente forza.

Mentre nel bacino del Mediterraneo i valori pressori diminuiscono, sull'Atlantico, nei pressi della Gran Bretagna, al contrario aumentano. Nella carta sinottica riportata in Figura 2.2(a) (Fonte: BOLAM) si evidenziano due figure bariche piuttosto evidenti: un anticiclone ben strutturato ad Ovest del Regno Unito, con un valore massimo di circa 1033 hPa, ed un minimo depressionario di circa 1000 hPa posizionato sul suo fianco orientale, nei pressi della Scandinavia meridionale. Tale situazione favorisce la discesa di aria fredda verso l'Europa centrale in corrispondenza del corridoio con gradiente barico maggiore presente tra le due figure bariche sopracitate.

Nel periodo estivo non avvengono grandi cambiamenti di pressione al livello del suolo:



(a) Pressione (hPa) al livello del mare.

(b) Altezza di geopotenziale (dam) a 500 hPa.

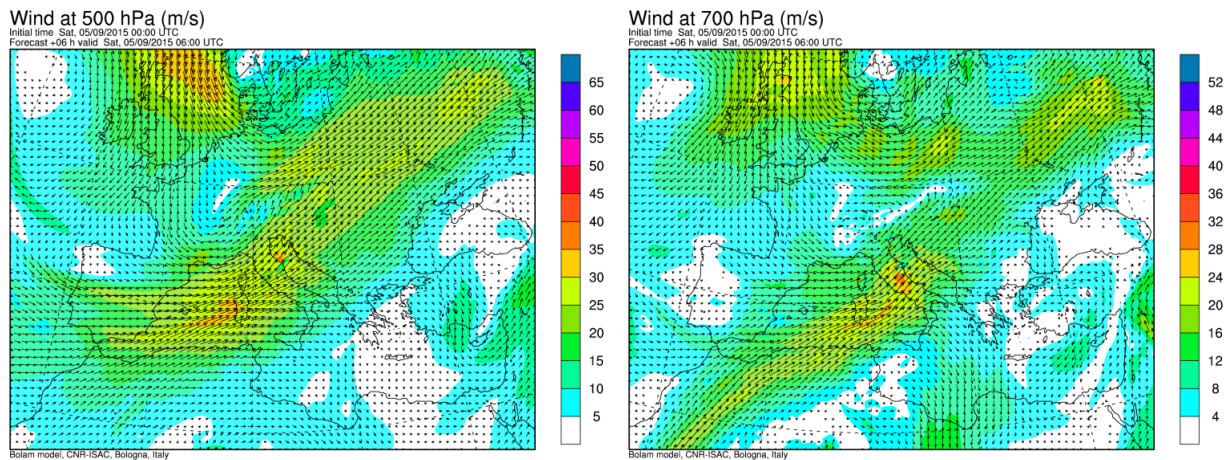
Figura 2.2: 05/09/2015 Ore 06:00 - Situazione pressoria al suolo e in quota al momento della formazione del temporale. È possibile constatare una configurazione ciclonica più strutturata in quota rispetto al livello del mare, come di consueto nel periodo estivo. (Fonte: BOLAM)

la minor densità dell'aria calda sposta più in alto, nella media troposfera, la "sede" delle fluttuazioni pressorie più rilevanti. Osservando infatti la carta delle altezze di geopotenziale a 500 hPa (Figura 2.2(b)) (Fonte: BOLAM), la sinottica risulta più chiara: la saccatura scende dalla Scandinavia con un asse inclinato NE-SW e arriva a lambire le coste oceaniche del Marocco.

In questi grandi movimenti, l'Italia (in primis quella centrale) si ritrova coinvolta in un intenso richiamo di aria calda e umida proveniente dal Nord Africa.

Isoipse così strette sono la causa di forti venti sudoccidentali in quota, come appare in Figura 2.3 (Fonte: BOLAM), la cui presenza è un fattore fondamentale per la formazione di temporali supercellulari. Oltre a favorire una situazione di divergenza in alta quota, con conseguente amplificazione delle correnti ascendenti, i forti venti inclinano l'asse del temporale aumentando lo spessore della nube.

Un'altra componente fondamentale per lo sviluppo di fenomeni intensi come un tempo-



(a) Vento a 500 hPa (m/s)

(b) Vento a 700 hPa (m/s)

Figura 2.3: 05/09/2015 Ore 06:00 UTC - Il corridoio di venti caldi e umidi dal Nord Africa raggiunge la Russia europea. Si noti il flusso più intenso e marcatamente sudoccidentale che giunge sull'Italia centrale direttamente dal Nord Africa. (Fonte: BOLAM)

rale a supercella è l'elevata presenza di vapore acqueo in tutti gli strati troposferici. A tal proposito è opportuno osservare il radiosondaggio più vicino geograficamente all'evento. Nel nostro caso viene utilizzato il radiosondaggio effettuato alla mezzanotte del 05/09/2015 a Pratica di Mare, una località marittima in provincia di Roma che dista circa 200 Km in linea d'aria da Napoli. Nonostante la distanza non troppo ristretta esso può comunque fornire informazioni molto valide sulla situazione dei diversi strati troposferici poche ore prima della formazione del temporale. In Figura 2.4 (Fonte: University of Wyoming) sono evidenziate in grassetto due curve irregolari, rappresentanti l'andamento con la quota del punto di rugiada (curva più a sinistra) e della temperatura (curva più a destra). Si noti la vicinanza delle due curve in ogni strato troposferico fino alla tropopausa, punto in cui avviene l'inversione termica e le curve si distanziano: ciò è indice di una massa d'aria decisamente satura, "carburante" utilizzabile in abbondanza in caso di fenomeni convettivi.

L'elevata presenza di vapore acqueo nella massa d'aria viene anche rilevata dalle

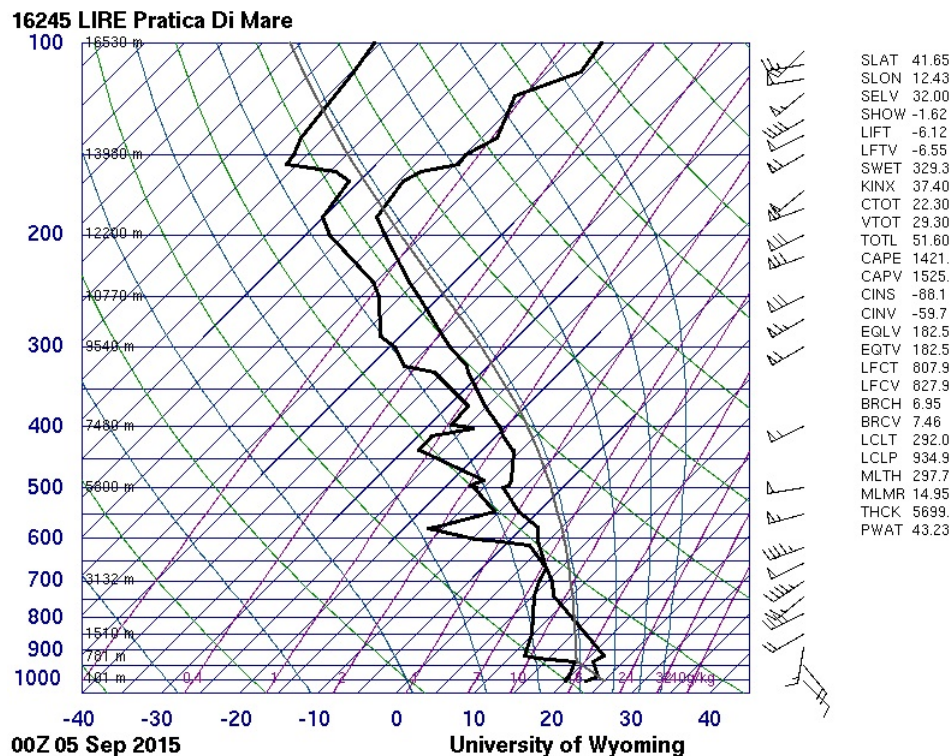
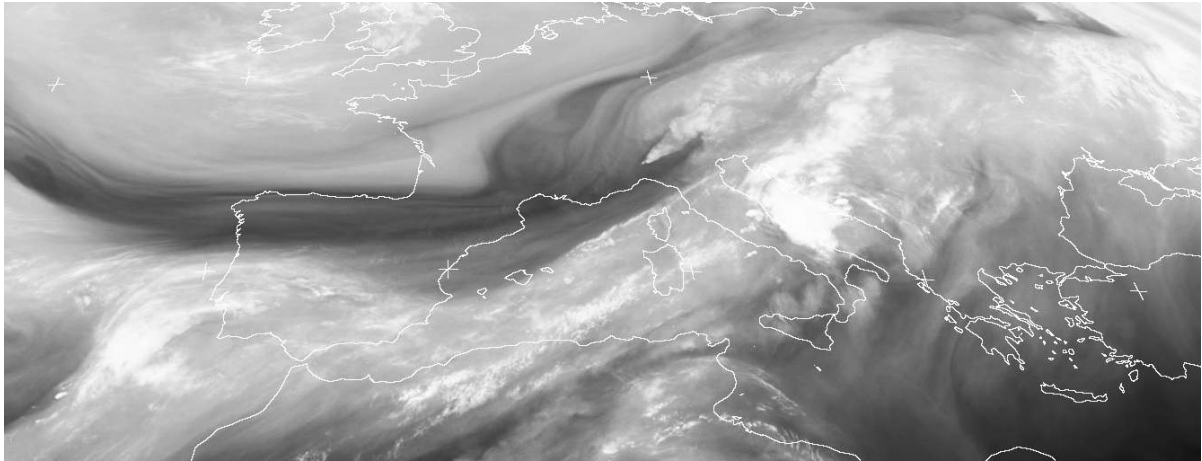


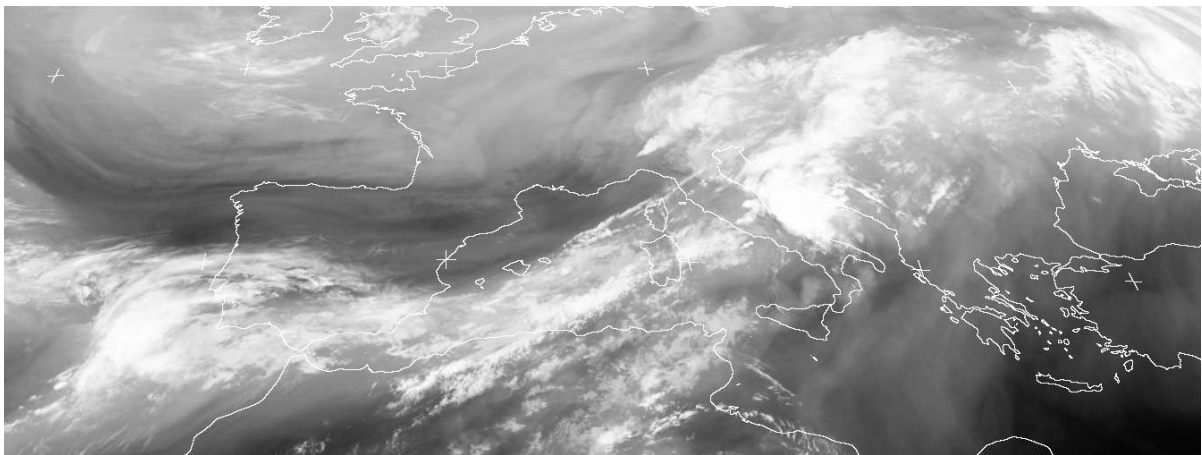
Figura 2.4: 05/09/2015 Ore 00:00 UTC - Grafico Skew-T del radiosondaggio di Pratica di Mare (Roma).
(Fonte: University of Wyoming)

immagini satellitari di SEVIRI, più precisamente dai canali 5 e 6 descritti nel capitolo precedente. In Figura 2.5 è evidente il corridoio di aria umida che parte dal Nord Africa, passa dall'Italia e arriva fino in Russia, e lo è altrettanto il fronte freddo che va dall'Atlantico fino a Spagna, Francia e Nord Italia. Nello stesso orario, la supercella di Napoli sta già nascendo: è quindi opportuno precisare che nella formazione di un temporale così intenso vi è sicuramente una forzante da parte dell'aria secca in quota che va avvicinandosi al Centro Italia. Tuttavia si tratta comunque di un temporale nascente in una situazione *prefrontale*, in cui il fenomeno convettivo utilizza la grande quantità di vapore acqueo contenuta nella colonna d'aria, non ancora "seccata" dall'entrata di aria più fresca in quota.

Le ipotesi più probabili delle cause che abbiano provocato la formazione di un fenomeno



(a) Canale 5, vapore acqueo.



(b) Canale 6, vapore acqueo.

Figura 2.5: 05/09/2015 Ore 06:00 UTC - Immagini dai canali 5 e 6 di SEVIRI. Si osservano il flusso umido a tutte le quote sull'Italia centrale, mentre il fronte di aria più secca, presente tra Pirenei ed Alpi, è più evidente in alta quota (Channel 5). (Fonte: www.sat.dundee.ac.uk/)

convettivo così intenso sono da ricercare a dimensioni geografiche minori rispetto alla scala sinottica, come vedremo nel prossimo paragrafo.

2.2 Analisi alla mesoscala

Diversi fattori meteorologici locali, che spesso sfuggono alla circolazione atmosferica a scala sinottica, concorrono alla formazione di una nube temporalesca. In un temporale marittimo nel bacino del Mediterraneo, la temperatura superficiale del mare (*Sea Surface Temperature (SST)*) è un elemento assolutamente non trascurabile, specialmente nelle prime settimane autunnali, in cui si esaltano i contrasti tra il calore immagazzinato dal mare durante l'estate e le prime correnti fresche in discesa dal Nord Europa.

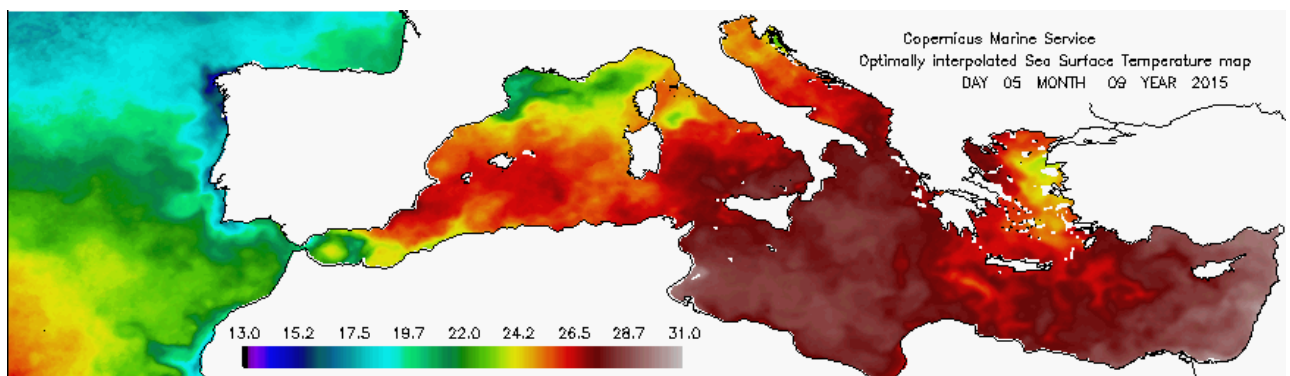


Figura 2.6: 05/09/2015 - Temperature delle acque superficiali. (Fonte: OSTIA)

In Figura 2.6 (Fonte: OSTIA) vengono rappresentati i dati da satellite del *Copernicus Marine Service* elaborati dal MetOffice nel progetto OSTIA (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*), che si occupa di produrre analisi ad alta risoluzione delle temperature delle acque superficiali di tutto il pianeta. È possibile osservare il calore immagazzinato dalle acque del Mar Tirreno centrale e meridionale, con picchi di temperatura fino a 29°C nei pressi delle coste di Calabria e Sicilia.

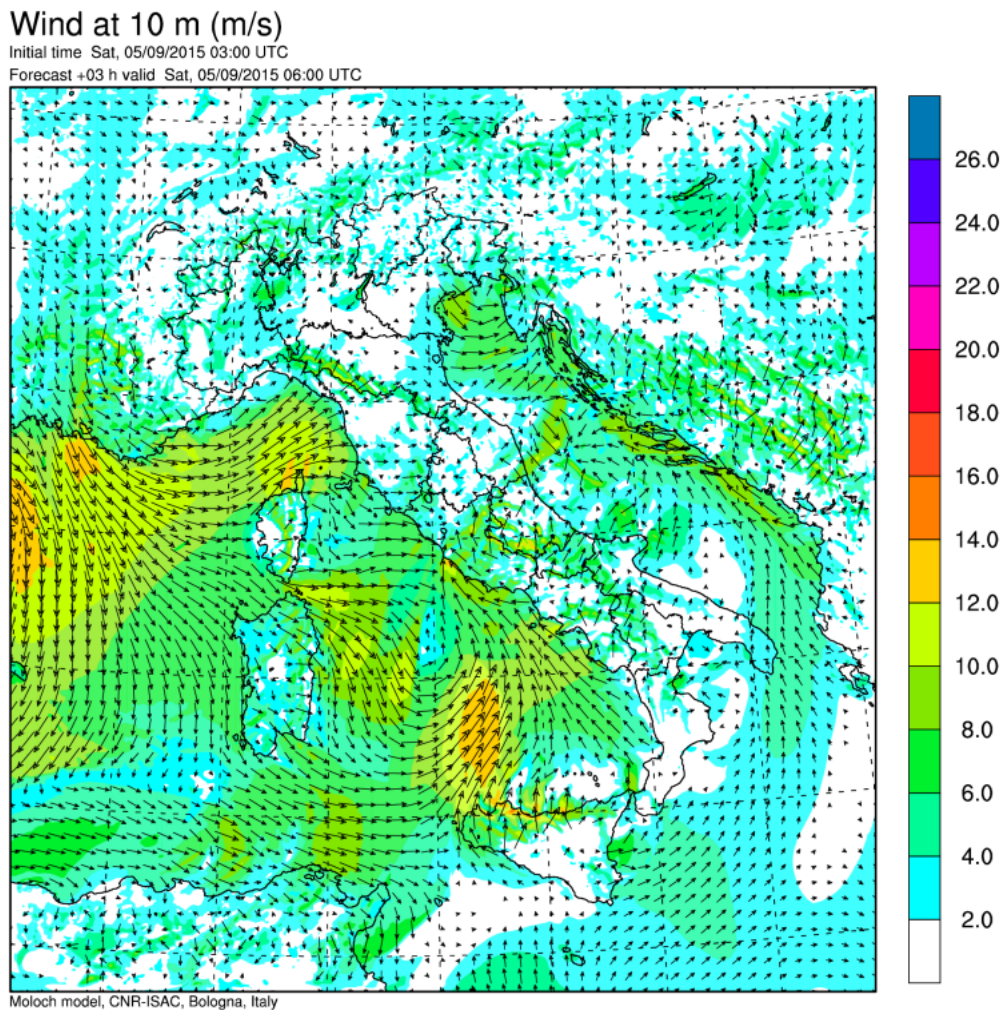


Figura 2.7: 05/09/2015 Ore 06:00 UTC - Vento a 10 m (m/s). (Fonte: MOLOCH)

A tal proposito è interessante analizzare il campo dei venti al suolo riportato in Figura 2.7 (Fonte: MOLOCH). Si nota un flusso superiore ai 10 m/s da SE lungo la costa campana, oltre ad intensi venti da SW, superiori ai 15 m/s, tra Sicilia e Lazio, nell'area in cui ha preso vita la supercella. È lecito pensare che dei venti così forti, provenienti da zone in cui il mare raggiunge picchi di temperatura elevati, abbia ulteriormente scaldato e caricato gli strati più bassi dell'atmosfera al largo della Campania, con temperature elevate, comprese tra i 26°C e i 28°C, e aria satura, nello strato limite in prossimità della

superficie marittima.

Un'altra evidenza che emerge osservando la mappa dei venti al suolo è la convergenza dei venti nell'area marittima davanti alla Campania, tra il forte flusso da SW e quello da SE lungo la costa campana, ma soprattutto una forte convergenza tra venti occidentali e sudorientali vicino alle coste laziali. Come vedremo nel prossimo paragrafo, associando la carta delle precipitazioni, potrebbe trattarsi di un errore di geolocalizzazione dell'evento. La forte convergenza al suolo potrebbe essere stata la causa principale dello scatenamento del fenomeno convettivo, avvenuto in realtà più a Sud-Est rispetto a quanto previsto dal modello MOLOCH.

Nella valutazione del pericolo di temporali di forte intensità, è senz'altro fondamentale controllare i valori degli indici di instabilità più importanti, riportati al lato del radiosondaggio in Figura 2.4. In ordine di comparsa osserviamo lo *Showalter Index* con un valore di -1,62, indice di possibili forti temporali; il *Lifted Index* pari a -6,12 e il *Totals Totals Index* uguale a 51,6, valori decisamente notevoli, che indicano un'elevata probabilità di temporali forti e possibili tornado. Più interessanti sono la *Precipitable Water*, che risulta avere un valore molto elevato di 43,23 mm, altra testimonianza di un importante contenuto di vapore acqueo nella colonna d'aria, e il *CAPE (Convective Available Potential Energy)*, che nel radiosondaggio è uguale a 1421 J/Kg, un valore alto, indice di temporali abbastanza probabili, ma non estremo.

Tuttavia, osservando in Figura 2.8 (Fonte: BOLAM), ci si accorge di valori senza dubbio estremi nel mezzo del Mar Tirreno, con valori che superano i 5000 J/Kg, numeri difficilmente riscontrabili sulla terraferma, nella sede del radiosondaggio, a maggior ragione nelle ore notturne in assenza di radiazione solare. È il caso di chiedersi allora come mai non avvenga una diffusa convezione sul mare e la nascita di numerose celle temporalesche, con valori di *CAPE* così elevati. Il motivo è da ricercare ancora negli indici di instabilità, alla voce *CINS (Convective INhibition)*, il quale risulta avere un valore intorno ai -60 J. Si

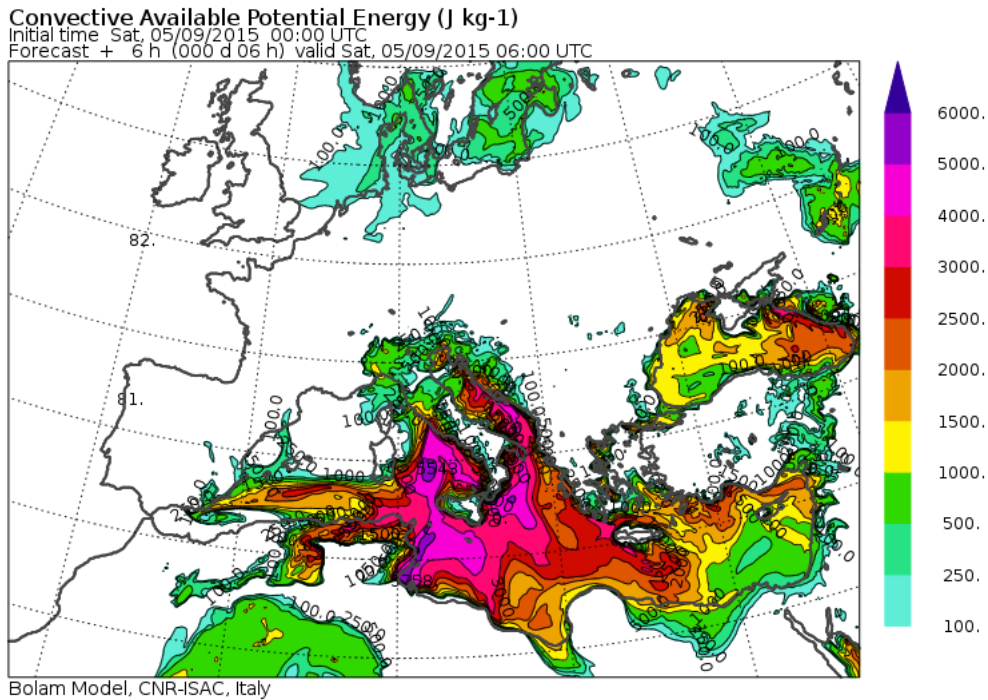


Figura 2.8: 05/09/2015 Ore 06:00 UTC - *Convective Available Potential Energy* (J/Kg). (Fonte: BOLAM)

tratta di un leggero strato inversionale al suolo, tale da inibire la convezione, ma non abbastanza strutturato nel caso in cui essa dovesse partire a causa di altre forzanti, che nella nostra situazione potrebbero essere rappresentate proprio dalla convergenza dei venti al suolo. È fondamentale la presenza di questo strato inversionale, perché se la convezione fosse stata libera di manifestarsi in numerose celle temporalesche, esse sarebbero andate a ostacolarsi a vicenda con le loro correnti di *outflow* e non avrebbero permesso la nascita di un sistema temporalesco unico e intenso, com'è stata poi la supercella oggetto di questo studio.

Occorre fare un'ultima precisazione riguardo alla possibilità di tornado citata prima. Una supercella di queste dimensioni e di questa potenza non è difficile che sia anche tornadica, visti anche gli indici di instabilità favorevoli. Tuttavia non è stato segnalata

alcuna presenza di fenomeni vorticosi. Il motivo di questa assenza potrebbe essere da ricercarsi nel profilo verticale del vento, descritto ancora al lato del diagramma del radiosondaggio in Figura 2.4. È vero che si nota uno *shear* verticale del vento (Sud-Est al suolo, Sud-Ovest in quota), tuttavia tale cambio di direzione riguarda soltanto i primi 700 m circa di quota della troposfera partendo dal suolo: abbastanza per generare una struttura mesociclonica che ruota all'interno della supercella, ma forse non troppo per causare la formazione di tornado.

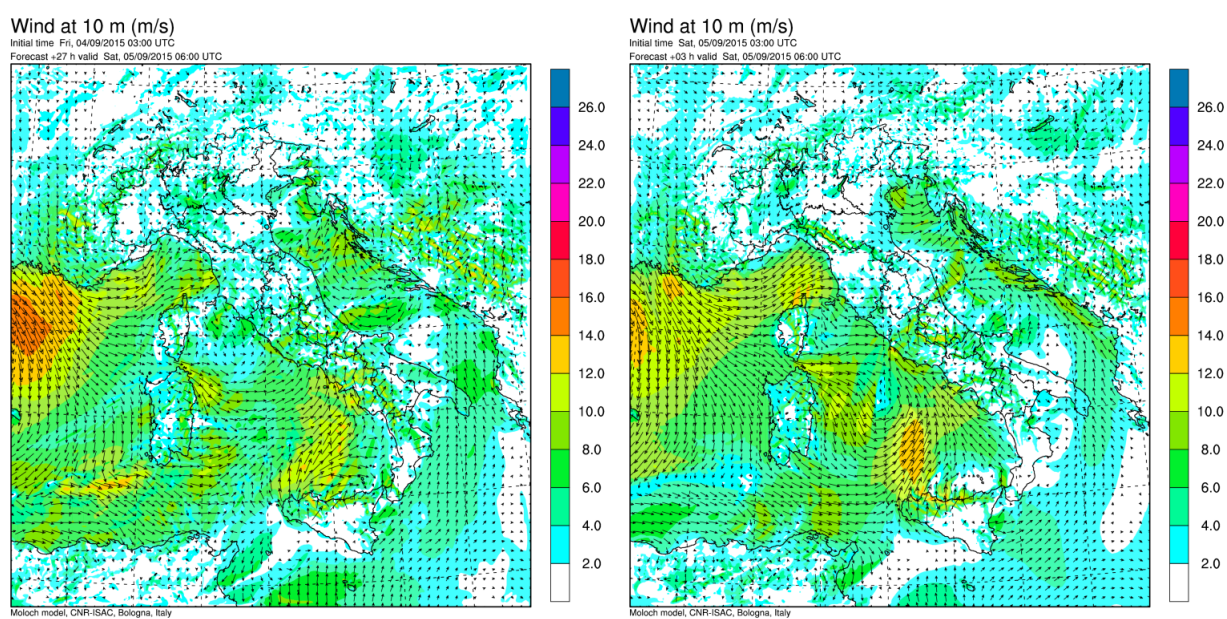
2.3 Performance previsionale dei modelli

Per giudicare l'accuratezza dei modelli nel prevedere il sistema supercellulare della mattina del 5 settembre, è necessario valutare le mappe emesse dal modello MOLOCH alla mezzanotte del 4 settembre e pubblicate all'alba. Un previsore che deve effettuare una previsione, ad esempio nel pomeriggio per il giorno successivo, è "costretto" a consultare le elaborazioni modellistiche della mattina, quindi nel nostro caso deve consultare le mappe emesse il 4 settembre.

In Figura 2.9 (Fonte: MOLOCH) sono state messe a confronto due diverse elaborazioni del modello MOLOCH (a sinistra quella del 4 settembre e a destra quella del 5 settembre), per la previsione del vento al suolo la mattina del 5 settembre, nell'orario che vede la formazione del temporale supercellulare. È facile osservare le differenze tra le due elaborazioni nell'area di nostro interesse: nella mappa elaborata il 4 settembre, utilizzabile per fini previsionali, non si riscontrano grandi convergenze dei venti al suolo, cosa che invece avviene nell'elaborazione del 5 settembre. Dal modello viene totalmente ignorato inoltre il "fondamentale" richiamo sciroccale sulla costa campana, che compare invece solo nell'elaborazione dello stesso giorno dell'evento.

È intuitivo in questo modo comprendere perché nella mappa delle precipitazioni

2.3. Performance previsionale dei modelli

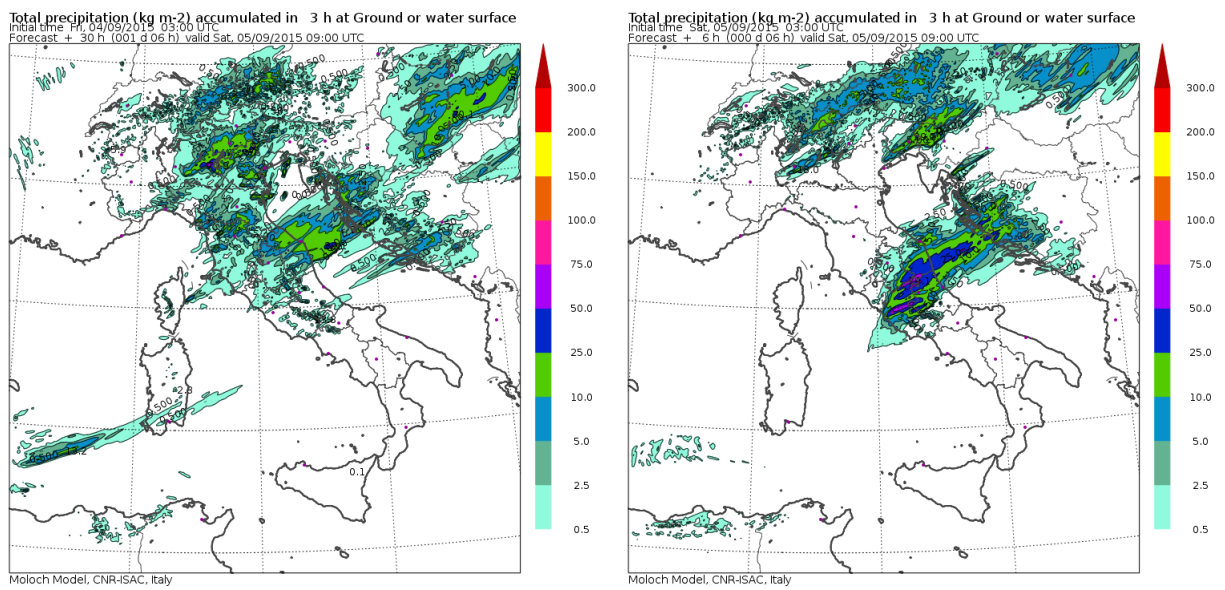


(a) 04/09/2015 - Vento a 10 m (m/s).

(b) 05/09/2015 - Vento a 10 m (m/s).

Figura 2.9: Previsione del vento per la mattina del 05/09/2015. A sinistra la previsione del 04/09 e a destra la previsione del 05/09. (Fonte: MOLOCH)

2.3. Performance previsionale dei modelli



(a) 04/09/2015 - Precipitazioni accumulate (mm) nelle 3 ore precedenti. (b) 05/09/2015 - Precipitazioni accumulate (mm) nelle 3 ore precedenti.

Figura 2.10: Previsione dell'accumulo di precipitazioni (mm) nelle 3 ore tra le 06:00 e le 09:00 (UTC) del 05/09/2015. A sinistra la previsione del 04/09 e a destra la previsione del 05/09. (Fonte: MOLOCH)

elaborata in Figura 2.10(a) non risulti alcun accumulo nell'area in cui invece si abatterà il temporale. Solo nell'elaborazione del 5 settembre appare un accumulo precipitativo importante che parte dalle coste del Lazio e giunge fino in Croazia. L'accumulo è dovuto probabilmente alla nascita di temporali nella zona di convergenza al suolo sottolineata più volte in precedenza, che il modello vede in spostamento verso Nord-Est, cosa che non è avvenuta nella realtà dei fatti, poiché la supercella ha seguito un moto di spostamento prevalente Ovest-Est.

Chiaramente non è facile prevedere dei fenomeni così intensi ed improvvisi, che oltretutto assumono traiettorie spesso incoerenti con il flusso dei venti in quota, a causa della loro rotazione. Ci si sarebbe potuto aspettare la formazione di temporali molto intensi a giudicare dalle mappe, tuttavia la loro geolocalizzazione precisa sarebbe risultata quasi impossibile, specialmente con le mappe emesse il 4 settembre che non lasciavano presagire fenomeni convettivi di particolare importanza nelle aree interessate invece il 5 settembre. Bisogna quindi affermare che la performance del 4 settembre del modello non è stata sufficiente al fine di emettere una possibile allerta per fenomeni molto intensi nella regione Campania. Sarebbe opportuno migliorare le performance dei modelli, concentrandosi sulla geolocalizzazione degli eventi (anche un errore di 100 Km può essere rilevante per fini di protezione civile) e sull'evoluzione di sistemi temporaleschi così intensi, le cui caratteristiche vengono appunto studiate tramite le elaborazioni di dati, come viene esposto nel prossimo capitolo.

Capitolo 3

Elaborazione dati

I dati sui quali è stato effettuato il lavoro sono quelli del satellite MSG SEVIRI e di LINET per i fulmini, con i quali sono stati elaborati grafici e mappe per cercare di comprendere le caratteristiche di un temporale così raro per quelle zone della penisola italiana. In questo capitolo vengono presentate appunto le elaborazioni sui dati, prima del satellite poi dei fulmini. Vengono mostrati i dati sull'area dell'anvil, sulla sua velocità di espansione, vengono calcolati divergenza e trasporto di massa, e vengono rappresentate le temperature di brillanza del *top* della nube. Dei fulmini sono state rappresentate le mappe che rappresentano la geolocalizzazione di ogni scarica elettrica, la tipologia (*IntraCloud* o *Cloud-to-Ground*), l'altitudine media da cui parte la scarica, le polarità delle correnti di scarica.

3.1 Analisi dei dati satellitari

Un'attenzione particolare è stata posta nei riguardi dei dati di temperatura di brillanza nel canale a $10.8 \mu\text{m}$ dell'infrarosso forniti da SEVIRI.

Dopo avere filtrato i dati utilizzando delle soglie di temperatura, è stata utilizzata una funzione di *region growing*, un metodo di segmentazione di immagini basato su regioni.

Questo approccio alla segmentazione esamina i pixel adiacenti di punti iniziali, detti semi, e determina se i vicini di pixel possono essere aggiunti a tale regione. Il processo viene iterato, allo stesso modo come negli algoritmi di *clustering* di dati. Tramite questo metodo è stato possibile selezionare la regione di interesse (l'*anvil* del temporale) ed escludere altre nubi presenti nelle immagini, non eliminabili tramite le soglie di temperatura.

Grazie a questo lavoro è stato possibile analizzare diverse proprietà della nube e creare dei grafici, che vengono mostrati di seguito.

3.1.1 Area dell'*anvil*

Una volta calcolata l'area media di un pixel di ogni immagine satellitare (circa 15 Km²), è stata calcolata l'area dell'*anvil* moltiplicando tale valore per il numero di pixel assegnati alla regione dell'*anvil*.

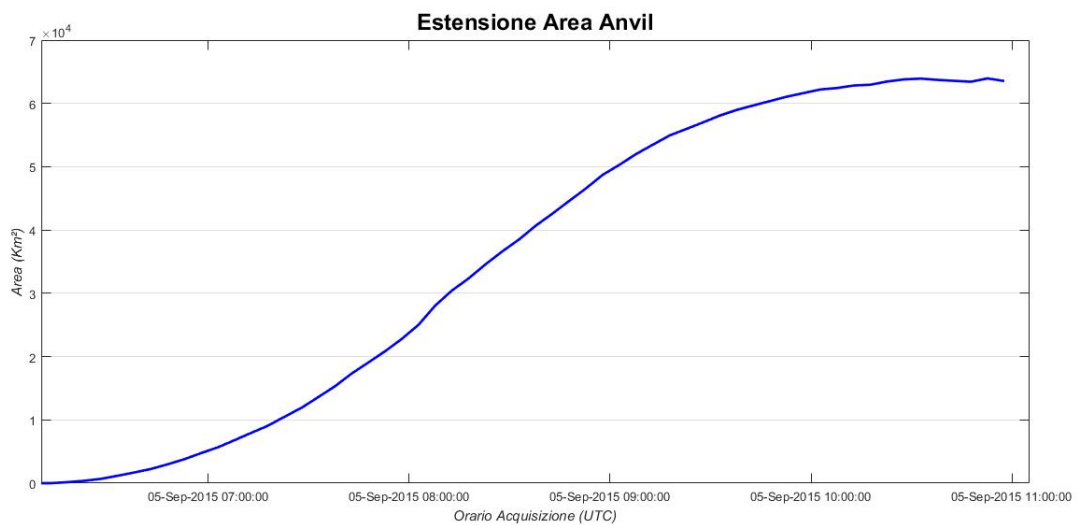


Figura 3.1: Grafico dell'andamento dell'area dell'*anvil* in funzione del tempo.

In Figura 3.1 viene rappresentato l'andamento dell'area dell'*anvil* in funzione dell'orario di acquisizione dei dati. Si osservi la crescita più o meno costante dell'area fino al raggiungimento di un valore pressoché costante, pari a quasi 65.000 Km². Considerando

che i dati sono filtrati utilizzando una temperatura massima di 211 K, siamo di ben 10 K al di sotto della temperatura indicata da Maddox [1980] per l'*interior cold cloud region*, che deve essere estesa per almeno 50.000 Km² per essere classificato come un *Mesoscale Convective Complex (MCC)*. È facile comprendere come sia rilevante il dato di estensione massima dell'*anvil* del temporale.

3.1.2 Velocità di espansione

Dopo aver calcolato l'area, è possibile calcolare la velocità di espansione dell'*anvil* del temporale, determinando il rapporto tra la differenza di due valori successivi di superficie ed il tempo trascorso, facendo quindi una derivata prima rispetto al tempo del dato dell'area.

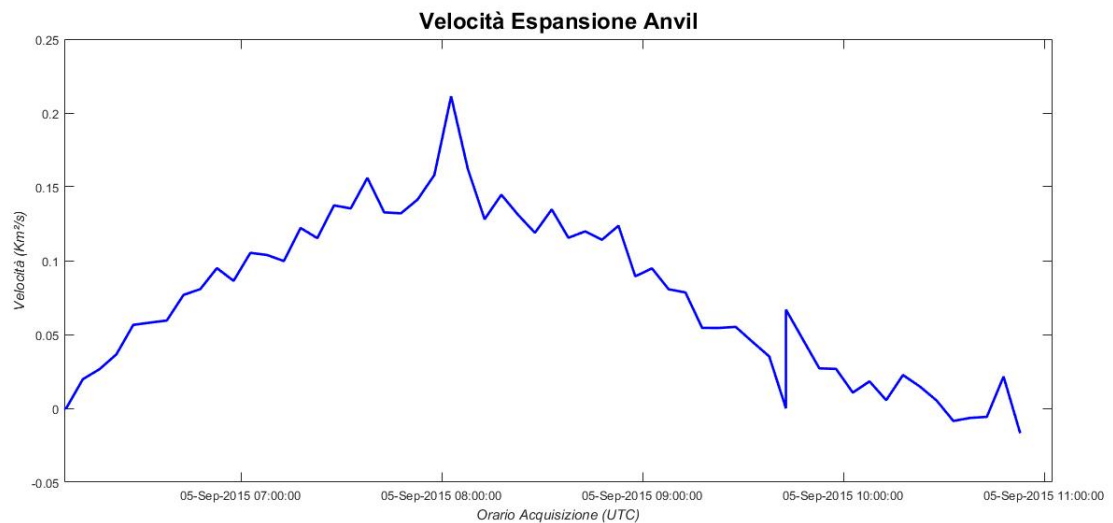


Figura 3.2: Velocità di espansione dell'*anvil* in funzione del tempo.

Si noti la crescita regolare della velocità fino a raggiungere un picco di circa 0,2 Km²/s, per poi decrescere nuovamente. Dando uno sguardo all'asse delle ascisse si vede come l'espansione inizi intorno alle ore 06:00 UTC e ritorni a zero intorno alle ore 10:30 UTC, per un totale di quattro ore e mezza di velocità di espansione positiva.

3.1.3 Divergenza e trasporto di massa

Per avere altri indicatori sulla forza di tale temporale e per avere un'idea della potenza dell'*updraft*, sulla base del lavoro di Sikdar [1970], sono stati calcolati e plottati i grafici sulla divergenza dell'*anvil* e sul relativo trasporto di massa.

Per ottenere i dati sulla divergenza, è stato "normalizzato" il valore di ogni derivata dell'area rispetto al tempo dividendolo per il valore dell'area stessa.

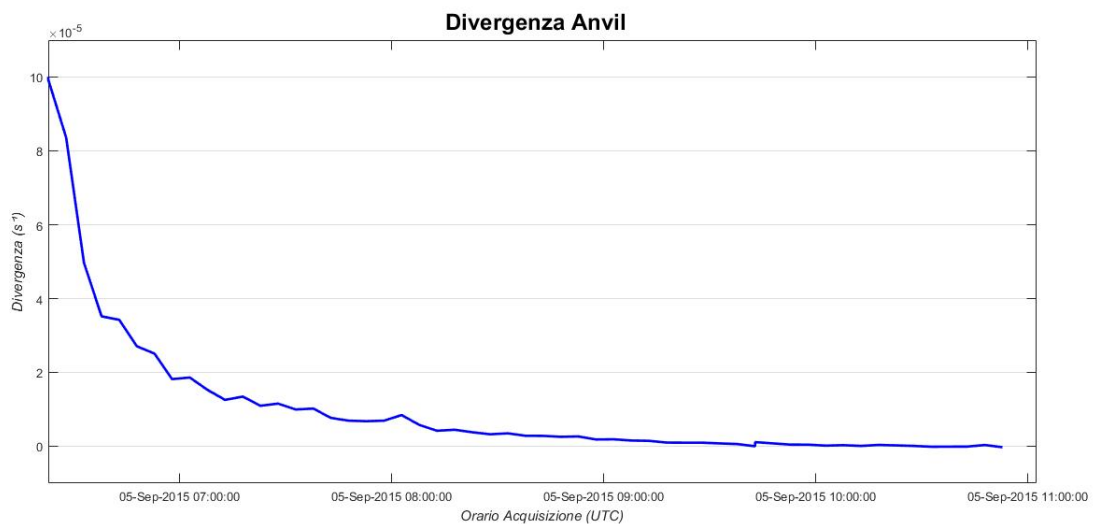


Figura 3.3: Divergenza dell'*anvil* in funzione del tempo.

In Figura 3.3 viene rappresentata la divergenza in funzione del tempo. Si osserva come ovviamente la divergenza assuma i valori più alti all'inizio della crescita del temporale, per poi tendere a zero una volta che anche la velocità di espansione inizia a calare. Sikdar indica un valore di divergenza $6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ come il valore minimo per essere associati alla nube temporalesca forti rovesci di pioggia, grandine e tornado. Naturalmente si tratta di un valore di riferimento valido per i temporali delle pianure del Nord America. Il valore massimo di 10^{-6} s^{-1} raggiunto dalla supercella di Napoli si avvicina al suddetto valore, il cui dato è sicuramente di rilievo per la località considerata.

Il trasporto di massa alla base della nube viene quantificato sempre tramite lo studio effettuato da Sikdar [1970], che per ottenerlo moltiplica la variazione dell'area per la densità dell'aria (10^3 g/cm^3). Il valore massimo ottenuto è nell'ordine di 10^5 Kg/s , che rientra nel range di valori da lui indicato (tra 10^3 e 10^8 Kg/s) per i temporali di forte intensità.

3.1.4 Temperatura del *Cloud Top*

Rappresentando i dati delle temperature di brillanza, è stata ottenuta una rappresentazione del top della nube in scale di colore di uguale temperatura.

In Figura 3.4 sono riportate quattro acquisizioni diverse della parte superiore della nube. In tutte e quattro le immagini si nota il punto più freddo in corrispondenza dell'*overshooting top*, che naturalmente riflette una maggior quantità di radiazione. Si osserva anche una *warm area* proprio in corrispondenza dell'area interessata dall'*updraft*: potrebbe trattarsi di particelle in sospensione che assorbono una maggior quantità di radiazione rispetto ai cristalli di ghiaccio dell'*anvil*, presenti nel resto del top della nube.

3.2 Analisi dei dati sui fulmini

Sono state registrate dalla rete LINET un numero molto elevato di scariche elettriche, quasi 38.000 fulmini tra le 06:00 UTC e le 11:30 UTC.

Conoscendo latitudine e longitudine di ogni scarica elettrica è stato possibile riportare su una mappa di *Google Maps* ogni fulmine (Figura 3.5), evidenziando in rosso i fulmini *Cloud-to-Ground* e in blu quelli *IntraCloud*. Con questa visualizzazione è possibile determinare la traiettoria che ha assunto la parte più attiva dell'*updraft* del temporale. Le idrometeore cariche positivamente, più leggere, si trovano nella parte superiore della nube, mentre quelle cariche negativamente, più pesanti, rimangono nel cuore della nube. Con forti correnti ascensionali le idrometeore cariche negativamente risalgono la nube e

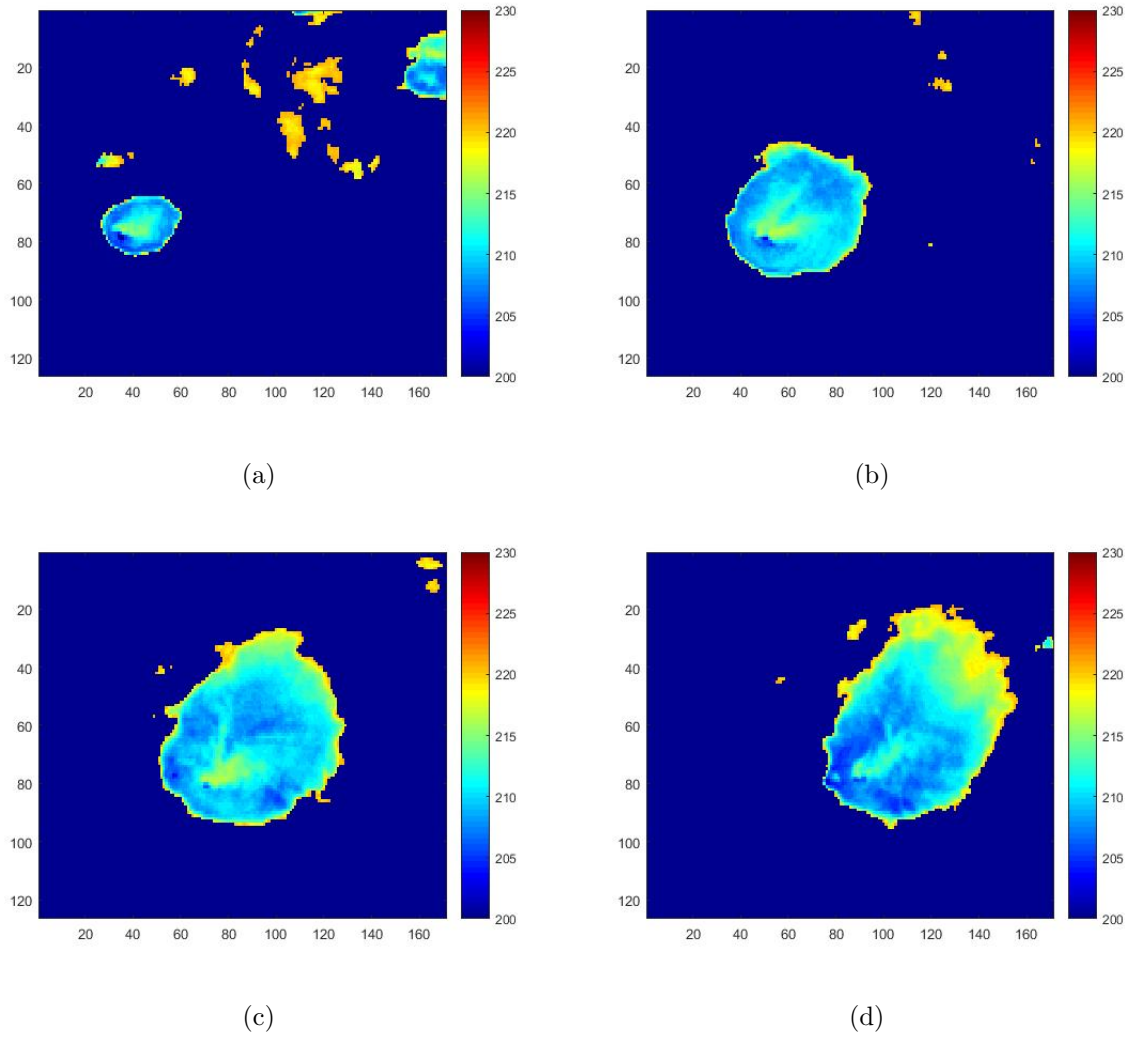


Figura 3.4: La temperatura di brillantezza del top della supercella in quattro acquisizioni successive.

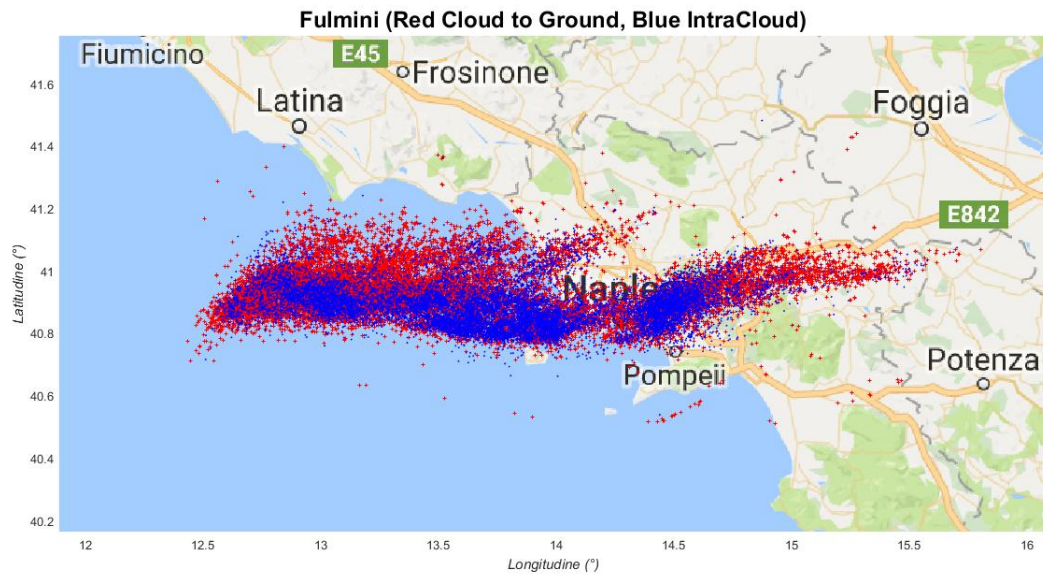
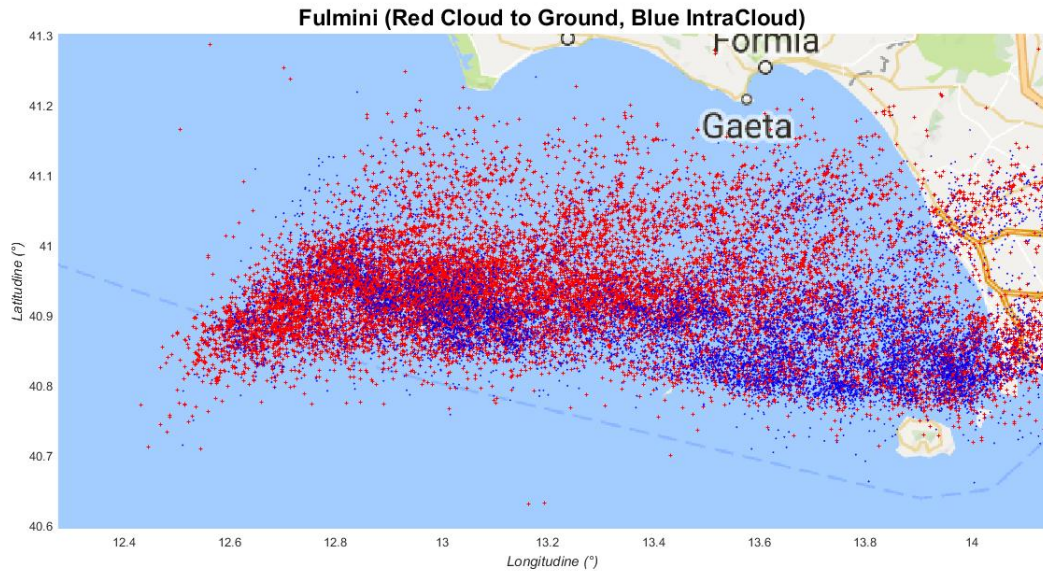


Figura 3.5: Mappa rappresentante la geolocalizzazione dei fulmini. In rosso i *Cloud-to-ground*, in blu gli *IntraCloud*.

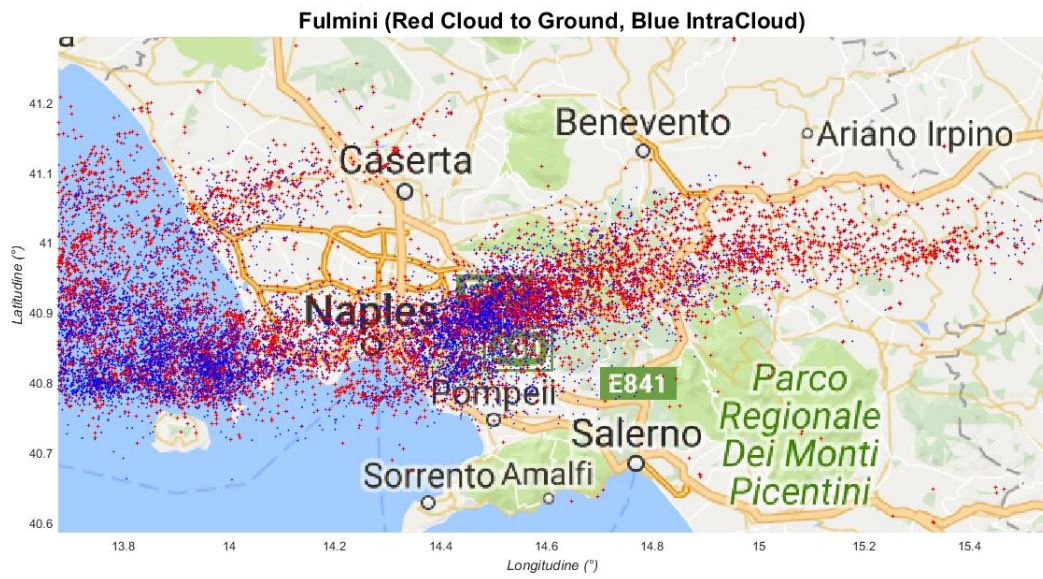
vengono a contatto con le idrometeore cariche positivamente, scatenando così la scarica elettrica.

Supponendo che la presenza contemporanea di fulmini *CG* e *IC* sia indice di un temporale molto attivo, è possibile osservare, specialmente in Figura 3.6, i diversi cambi di intensità che ha subito la supercella nel suo cammino. Raggiungendo un primo picco di intensità prima di avvicinarsi al Golfo di Gaeta, troviamo poi altri due picchi di intensità: il primo, quando il sistema sta per approcciare la terraferma e la città di Napoli, e il secondo proprio dopo aver superato il centro cittadino, riprendendo vigore nella zona Est del capoluogo campano.

Nella fase ormai discendente del temporale, nell'entroterra irpino, è possibile notare una prevalenza di scariche elettriche di tipo *Cloud to Ground*. Ciò avviene probabilmente per una maggior presenza di strutture naturali o artificiali in grado di facilitare l'innesco della scarica sulla terraferma, unita ad una fase di scarica del temporale.



(a)



(b)

Figura 3.6: Zoom della mappa precedente.

3.2.1 Quota delle scariche

Per ogni scarica elettrica il sistema di rilevamento LINET registra una quota di riferimento. I fulmini di tipo *Cloud to Ground* assumono un valore nullo, mentre la quota segnalata per gli *IntraCloud* è uguale alla quota media alla quale è stata registrata la scarica elettrica. Tale dato è un po' ambiguo, poiché una scarica elettrica IC può svilupparsi orizzontalmente o risultare inclinata rispetto al terreno. Nel primo caso la quota media è un valore rilevante, mentre nel secondo caso può perdere un po' di significato.

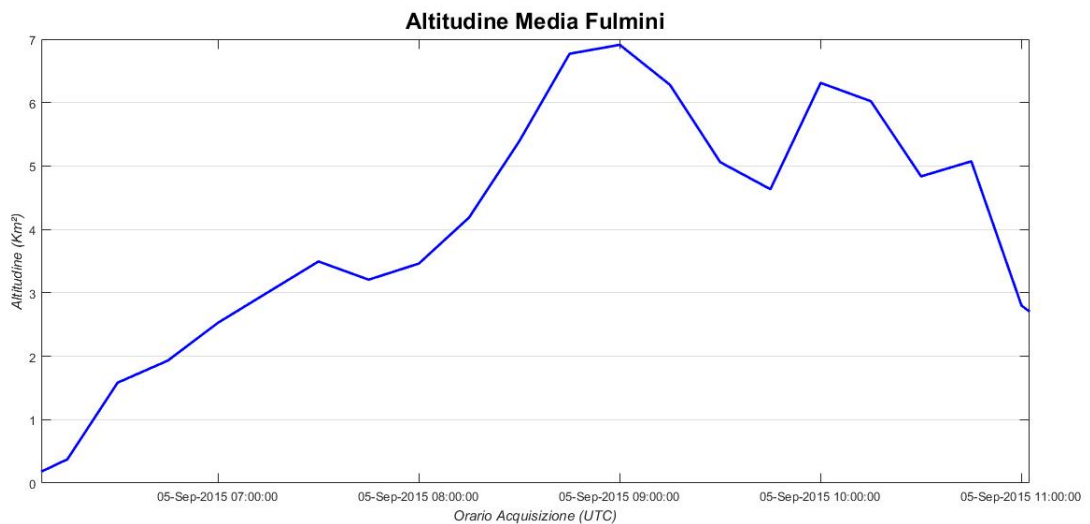


Figura 3.7: Andamento della quota media dei fulmini in funzione del tempo.

È stato creato un grafico (Figura 3.7) che descrive l'andamento della quota media in funzione dell'orario di acquisizione dei fulmini.

Seguendo la teoria che descrive il caricamento elettrico di una nube, affermando che le cariche positive presenti su particelle più leggere si trovino vicino alla sommità della nube e che invece le cariche negative (su particelle più pesanti) siano accumulate negli strati più bassi della nube stessa, possiamo notare come la quota media di localizzazione della scarica cresca col tempo. Ciò è consistente con l'aumento della massa di ghiaccio carico

positivamente nella parte alta della nube, e quindi con il fatto che sempre un maggior numero di scariche partano dalla sommità della nube.

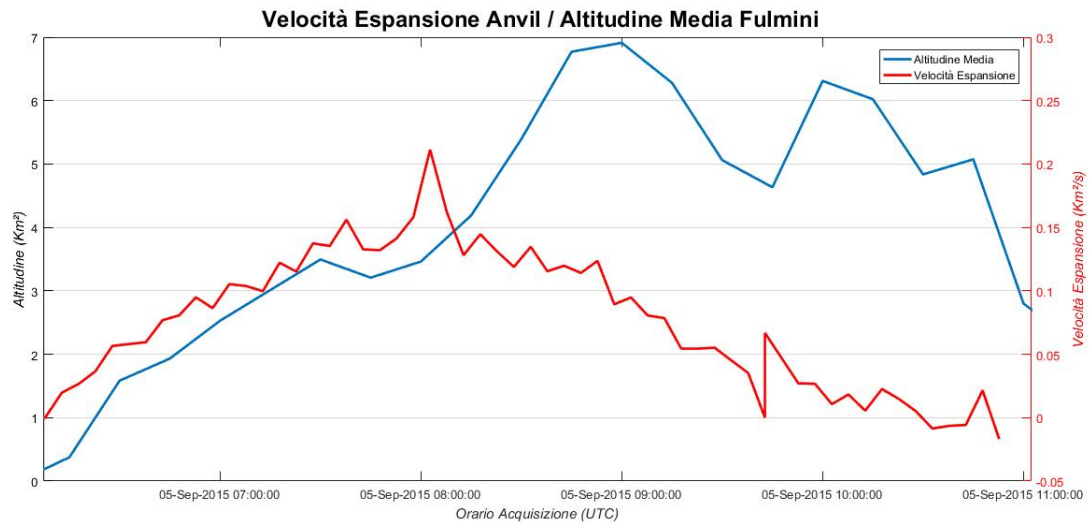


Figura 3.8: Andamento della quota media dei fulmini e velocità di espansione dell'*anvil* in funzione del tempo.

Tale evidenza si manifesta anche in Figura 3.8, in cui sono stati sovrapposti i due grafici di andamento della quota media dei fulmini e di velocità di espansione dell'*anvil*. Si nota una crescita di entrambe le curve ed un picco della quota media delle scariche, raggiunto dopo che sia stata registrata la velocità massima di espansione della nube. L'andamento oscillante della curva di altezza media dei fulmini può essere messo in relazione con il susseguirsi nel tempo di diversi sviluppi convettivi all'interno del sistema convettivo.

3.2.2 Polarità delle correnti di scarica

Un altro dato reso disponibile dalla rete di rilevamento è quello delle correnti di scarica. Sono state analizzate le polarità di ogni scarica e sono stati creati degli istogrammi che

raggruppessero le diverse polarità ad intervalli regolari di 15 minuti (Figure 3.9, 3.10, 3.11, 3.12).

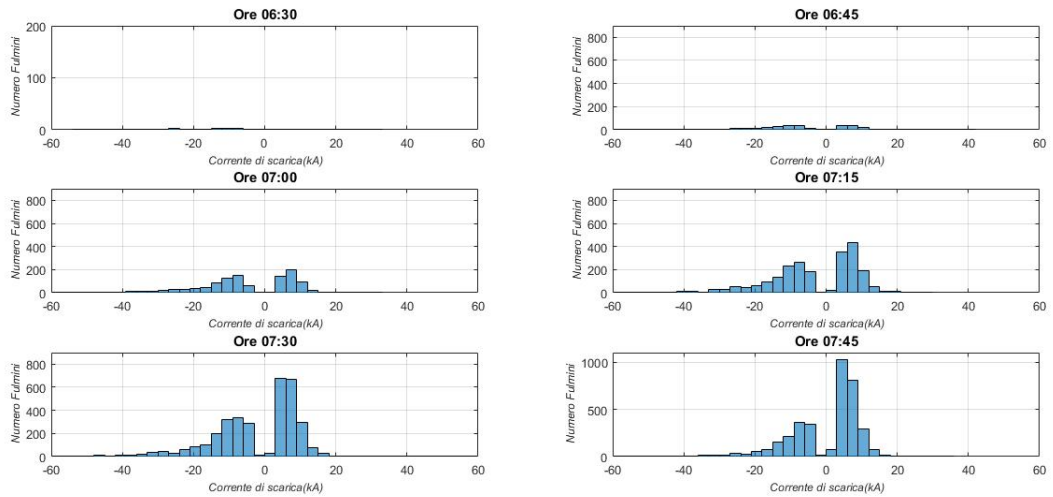


Figura 3.9: Istogrammi delle polarità delle correnti di scarica.

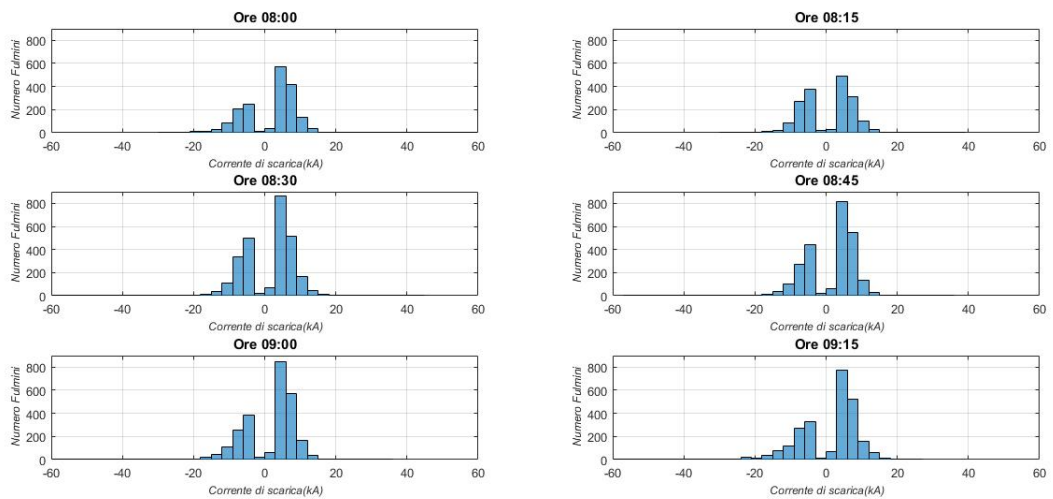


Figura 3.10: Istogrammi delle polarità delle correnti di scarica.

Si osserva una ricorrenza nei dati: risulta una maggior presenza di correnti di scarica con polarità positiva rispetto a quelli con polarità negativa. È lecito pensare che i

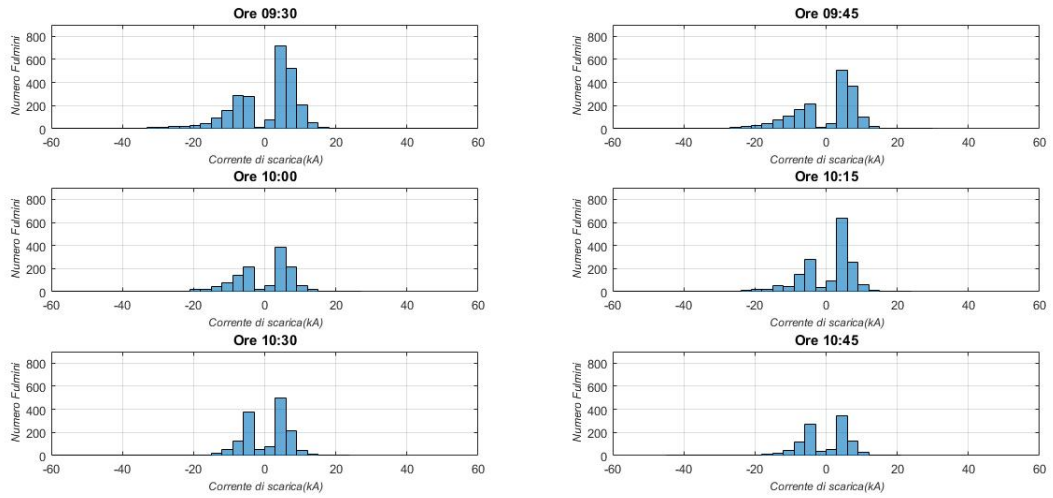


Figura 3.11: Istogrammi delle polarità delle correnti di scarica.

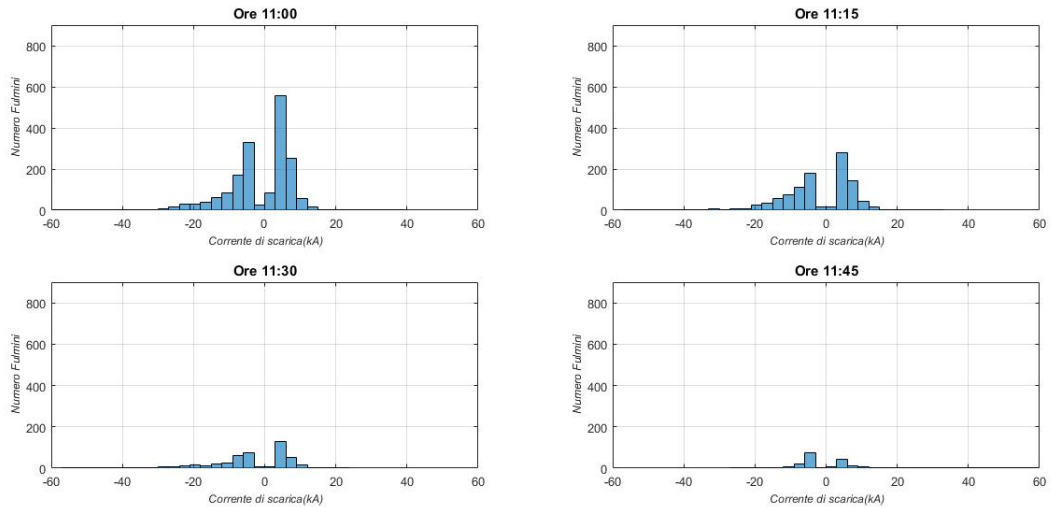


Figura 3.12: Istogrammi delle polarità delle correnti di scarica.

fulmini con polarità positiva trovano origine in una zona con campo elettrico positivo, verosimilmente il top della nube, mentre quelli con polarità negativa partono da urti di particelle nel cuore della nube, carico negativamente. Inoltre si nota, soprattutto nelle prime ore del temporale, la presenza di correnti di scarica con polarità negativa con

amperaggi molto elevati in confronto a quelle con polarità positiva.

La presenza maggioritaria di polarità positive, specialmente in concomitanza con la predominanza di fulmini di tipo IC, suggerisce la presenza di scariche di tipo IC positive, indice della presenza di numerose idrometeore solide (graupel o grandine di grandi dimensioni) [Marra et al., 2016].

Capitolo 4

Immagini degli effetti al suolo

Anche se gran parte dell'energia è stata dissipata in mare, la supercella oggetto di questo lavoro di tesi ha fatto sentire i suoi effetti anche sulla terraferma. La grossa grandine ha provocato diversi feriti e ha gravemente danneggiato centinaia di automobili, mandando in frantumi i vetri e ammaccando le carrozzerie. Gravi danni si sono verificati anche in molte abitazioni, dove la grandine ha rotto i vetri delle finestre. Essendo poveri di dati di stazioni meteorologiche ufficiali al suolo, ma ricchi di video amatoriali disponibili su internet, di seguito si riportano alcuni fotogrammi che testimoniano l'intensità della supercella e la grandezza dei chicchi di grandine.



Figura 4.1: Il temporale su Napoli. (Fonte: ANSA)



Figura 4.2: Alti schizzi sollevati dalla caduta della grossa grandine in mare [Marra et al., 2016].



Figura 4.3: Chicchi di grandine in un giardino. (Fonte: YouReporter)



Figura 4.4: Auto danneggiata dalla grandine. (Fonte: YouReporter)



Figura 4.5: Chicchi di grandine. (Fonte: YouTube)

Conclusioni

In questo lavoro è stato fatto uno studio sul temporale a supercella, in particolare sui dati raccolti dai modelli, dal satellite e dalla rete di rilevamento dei fulmini.

Si è potuto constatare quanto sia stato difficile, quasi impossibile, per i modelli BOLAM e MOLOCH, individuare con precisione, soprattutto geograficamente, tale fenomeno estremo. Non è una novità che i modelli numerici di previsione, nonostante una scala di risoluzione sempre più ridotta, facciano fatica in questi casi. L'augurio per il futuro è che le tecnologie avanzate possano permettere a questi modelli di incrementare la loro risoluzione e la quantità di dati di inizializzazione, in modo da poter essere sempre più accurati e prevedere con precisione tali fenomeni potenzialmente pericolosi per l'uomo.

È stata fatta un'analisi sui dati da satellite, elaborandoli e creando grafici che hanno aiutato nella comprensione del fenomeno e che ne hanno sottolineato la rarità in termini di intensità per località come il Sud Italia.

Sui fulmini è stato effettuato un lavoro di analisi e di raggruppamento di dati e si sono provate a giustificare alcune evidenze che risultano dai grafici. Tuttavia ancora si sa molto poco in materia di fulmini ed alcuni risultati sono giustificati con teorie non totalmente dimostrate e che devono essere considerate con una certa cautela.

Ringraziamenti

Si ringraziano gli enti EUMETSAT e LINET, per aver reso disponibili i dati da satellite e i dati sui fulmini rispettivamente. I dati MSG SEVIRI RSS sono stati scaricati dall'EUMETSAT *Earth Observation Portal*. I dati LINET sono stati resi disponibili da *Nowcast GmhB* (<https://www.nowcast.de/>) all'interno di un accordo scientifico tra il Prof. H.-D. Betz e il gruppo di meteorologia da satellite del CNR-ISAC di Roma.

Si ringrazia l'Istituto of Atmospheric Sciences and Climate (ISAC) del CNR di Bologna per l'importantissimo lavoro con i modelli BOLAM e MOLOCH, e soprattutto per il ricchissimo archivio di dati dei suddetti modelli.

Grazie al Professor Federico Porcù per la pazienza e la disponibilità e per aver messo a disposizione le sue competenze in materia. Ringrazio la mia famiglia che in questi anni mi ha sempre sostenuto moralmente ed economicamente, un aiuto fondamentale senza il quale non avrei potuto portare a termine questo percorso didattico. Grazie a Elisa e Carmine e a tutti gli altri amici bolognesi, per il loro costante aiuto e per i momenti indimenticabili che abbiamo trascorso insieme in questi anni a Bologna. Grazie soprattutto ad Alessandra, il cui supporto e la cui vicinanza sono stati e saranno fondamentali nella mia vita.

Bibliografia

- A. Arakawa and V.R. Lamb. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 1977.
- H.D. Betz and B. Meneux. Linet systems - 10 years experience. *Proc. of International Conference on Lightning Protection (ICLP)*, 2014.
- H.D. Betz, K. Schmidt, B. Fuchs, W.P. Oettinger, and H. Holler. Cloud lightning: Detection and utilization for total-lightning measured in the vlf/lf regime. *J. of Lightning Res.*, 2007.
- H.D. Betz, T.C. Marshall, M. Stolzenburg, K. Schmidt, W.P. Oettinger, E. Defer, J. Konarski, P. Laroche, and F. Dombai. Detection of in-cloud lightning with vlf/lf and vhf networks for studies of the initial discharge phase. *Geophys. Res. Lett.*, 2008.
- H.D. Betz, K. Schmidt, P. Laroche, P. Blanchet, W. P. Oettinger, E. Defer, Z. Dziewit, and J. Konarski. Linet – an international lightning detection network in europe. *Atmos. Res.*, 2009.
- S. Billet and E.F. Toro. On waf-type schemes for multidimensional hyperbolic conservation laws. *J. Comput. Phys.*, 1997.
- A. K. Blackadar. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1962.

- P. Bougeault and P. Lacarrere. Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, 1989.
- A. Buzzi, S. Davolio, M. D’Isidoro, and P. Malguzzi. The impact of resolution and of map reanalysis on the simulations of heavy precipitation during map cases. *Meteorol. Z.*, 2004.
- A. Buzzi, S. Davolio, P. Malguzzi, O. Drofa, and D. Mastrangelo. Heavy rainfall episodes over Liguria in autumn 2011: numerical forecasting experiments. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2014.
- H. Charnock. Wind stress over a water surface. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1955.
- J.W. Deardorff. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three dimensional model. *Boundary Layer Meteorol.*, 1980.
- O.V. Drofa and P. Malguzzi. Parameterization of microphysical processes in a non hydrostatic prediction model. *Proc. 14th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (ICCP)*, 2004.
- J.R. Garratt. The atmospheric boundary layer. *Cambridge atmospheric and space science series*, 1994.
- J. Kaňák. Overview of the IR channels and their applications. *EUMeTrain*, 2011.
- K. Lagouvardos, V. Kotroni, H.D. Betz, and K. Schmidt. A comparison of lightning data provided by Zeus and Linet networks over western Europe. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2009.
- M. Loboda, H.D. Betz, P. Baransky, J. Wiszniowski, and Z. Dziewit. New lightning detection networks in Poland – Linet and Ildn. *The open Atmos. Sci. J.*, 2009. doi: 1874-2823/09.

- R.A. Maddox. Mesoscale convective complexes. *Bulletin American Meteorology Society*, 1980.
- A. Manzato, S. Davolio, M. M. Miglietta, A. Pucillo, and M. Setvák. 12 september 2012: A supercell outbreak in ne italy? *Atmos. Res.*, 2014.
- A. C. Marra, F. Porcù, L. Baldini, M. Petracca, D. Casella, S. Dietrich, A. Mugnai, P. Sanò, G. Vulpiani, and G. Panegrossi. Observational analysis of an exceptionally intense hailstorm over the mediterranean area: Role of the gpm core observatory. 2016.
- E.J. Mlawer, S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono, and S.A. Clough. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 1997.
- A.S. Monin and A. Obukhov. Basic laws of turbulence mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy Geophys*, 1955.
- J.J. Morcrette. Radiation and cloud radiative properties in the ecmwf operational weather forecast model. *J. Geophys. Res.*, 1991.
- A. Nag and V.A. Rakov. Pulse trains that are characteristic of preliminary breakdown in cloud-to-ground lightning but are not followed by return stroke pulses. *J. Geophys. Res.*, 2007.
- G. Panegrossi, D. Casella, S. Dietrich, A.C. Marra, P. Sanò, A. Mugnai, L. Baldini, N. Roberto, E. Adirosi, R. Cremonini, R. Bechini, G. Vulpiani, M. Petracca, and F. Porcù. Cuse of the gpm constellation for monitoring heavy precipitation events over the mediterranean region. *IEEE Journal Of Selected Topics In Applied Earth Observations And Remote Sensing*, 2016.

- B. Ritter and J.F. Geleyn. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, 1992.
- N. Roberto, E. Adirosi, L. Baldini, D. Casella, S. Dietrich, P. Gatlin, G. Panegrossi, M. Petracca, P. Sanò, and A. Tokay. Multi-sensor analysis of convective activity in central italy during the hymex sop 1.1. *Atmos. Meas. Tech.*, 2016.
- J. Schmetz, P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, Rota S., and Ratier A. An introduction to meteosat second generation (msg). *American Meteorological Society*, 2002.
- D.N. Sikdar, V.E. Suomi, and C.E. Anderson. Convective transport of mass and energy in severe storms over the united states-an estimate from a geostationary altitude. *Tellus*, 1970.
- F. Silvestro, N. Reborà, F. Giannoni, A. Cavallo, and L. Ferraris. The flash flood of the bisagno creek on 9th october 2014: An ‘unfortunate’ combination of spatial and temporal scales. *J. Hydrol.*, 2016.
- M. Zampieri. Comparison among first, second and third order cbl model. *The 6th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, 2004.
- M. Zampieri, P. Malguzzi, and A. Buzzi. Sensitivity of quantitative precipitation forecasts to boundary layer parameterization: a flash flood case study in the western mediterranean. *Natural Hazard Earth System Sci.*, 2005.