

# Il downburst



**Genesi e dinamica, tecniche di monitoraggio, previsione e analisi meteorologica, confronto tra danni da tornado e da downburst**

*Valentina Abinanti, Nicola Carlon, Francesco De Martin, Alberto Gobbi,  
Marco Rabito, Pierluigi Randi, Davide Rosa*

## Indice

<b>Introduzione.....</b>	<b>2</b>
<b>1. LE CORRENTI CONVETTIVE.....</b>	<b>3</b>
<b>2. COSA È IL DOWNBURST .....</b>	<b>4</b>
2.1 Downburst in traslazione e stazionario .....	4
2.2 Microburst, macroburst e burst swaths.....	6
2.3 Wet downburst e dry downburst .....	6
<b>3. DANNI DA DOWNBURST E DANNI DA TORNADO.....</b>	<b>16</b>
<b>4. ANALISI SINOTTICA, A MESOSCALA E TERMODINAMICA DI SIGNIFICATIVI EVENTI DI DOWNBURSTS .....</b>	<b>21</b>
<b>4.1 Analisi sinottica del 5 agosto 2016 e 10 agosto 2017.....</b>	<b>21</b>
4.1.1 Evento del 5 agosto 2016.....	21
4.1.2 Evento del 10 agosto 2017.....	31
4.1.3 Rear Inflow Jet.....	43
<b>4.2 Analisi comparata dei radiosondaggi del 5 agosto 2016 e 10 agosto 2017 .....</b>	<b>47</b>
4.2.1 Evento del 5 agosto 2016.....	47
4.2.2 Evento del 10 agosto 2017.....	50
<b>4.3 Condizioni favorevoli a downburst.....</b>	<b>51</b>
4.3.1 Theta-e .....	51
4.3.2 Shear 0-6 km e DCAPE.....	59
4.3.3 WMSI (Wet Microburst Severity Index).....	65
4.3.4 Conclusioni.....	66
<b>4.4 Previsioni.....</b>	<b>68</b>
4.4.1. Evento del 5 agosto 2016.....	68
4.4.2. Evento del 10 agosto 2017.....	69
4.4.3. Conclusioni.....	70
<b>5. ANALISI NEFOLOGICA, RADARMETEOROLOGICA E DEI DANNI DI SIGNIFICATIVI EVENTI DI DOWNBURSTS.....</b>	<b>71</b>
5.1 Downburst del 29 giugno 2006 .....	71
5.2 Downburst del 28 luglio 2006 .....	73
5.3 Downburst del 23 luglio 2010 .....	81
5.4 Downburst del 5 agosto 2016.....	88
5.5 Downburst del 10 agosto 2017.....	102
<b>Bibliografia.....</b>	<b>147</b>
<b>Sitografia .....</b>	<b>147</b>
<b>Note sugli Autori.....</b>	<b>148</b>
<b>Ringraziamenti .....</b>	<b>149</b>

## **Introduzione**

L'evento meteorologico estremo occorso il 10 agosto 2017, che ha lasciato ampia traccia del proprio impatto sul territorio Veneto e non solo, ha stimolato la redazione di questo approfondimento e ha altresì reso necessaria, per una visione d'insieme più completa, anche la trattazione di altri episodi già osservati nel passato. Il downburst rappresenta uno di quei fenomeni estremi collegati all'attività convettiva, capace di incidere su aree talvolta molto vaste, con una tipologia di danno anche notevole per estensione e per gravità, nonché mettere a rischio l'incolumità pubblica.

La collocazione temporale dell'episodio del 10 agosto 2017 e le aree interessate, in piena alta stagione e con forte presenza turistica, rappresentano elementi che inducono ad approfondire con ulteriore forza e dovere scientifico questa tipologia di fenomeno, anche alla luce di una trattazione troppo spesso superficiale, grossolana e inesatta da parte dei media locali e non.

In questo lavoro di studio e analisi gli autori si prefiggono di offrire uno strumento di conoscenza che possa risultare utile alla futura corretta trattazione di simili episodi che interesseranno il nostro territorio, sottolineando, attraverso spiegazioni ben documentate, come sia importante distinguere il danno da vento in base alla dinamica atmosferica che ne sta all'origine.

Vi è infatti una consolidata tendenza da parte di tantissimi organi di informazione a indicare ogni danno causato dal vento come esito di tromba d'aria (o tornado, sono sinonimi) quando invece, per sua stessa natura di traumatica rottura della stabilità, ogni temporale può essere produttivo di forti raffiche di vento, prevalentemente di tipo lineare.

Parlare o scrivere di tromba d'aria tuttavia (non nascondiamoci dietro a un dito) attira maggiormente l'attenzione o, per dirla in maniera ancora più schietta, mediaticamente parlando, vende bene.

In tale contesto si inserisce dunque questo documento, con l'auspicio che possa divenire uno strumento di divulgazione capace di raggiungere una vasta platea, comprensiva anche di quei professionisti che lavorano nel mondo dell'informazione e vogliono farsi veicolo di buona cultura meteorologica e di conoscenza dei fenomeni atmosferici estremi tipici del nostro territorio.

Il downburst è, a pieno titolo, uno di questi fenomeni e la trattazione degli eventi che troverete di seguito sta a indicare come non sia per nulla raro, anzi, e che in forme più limitate e produttive di danni di minore entità è figlio di molte occasioni in cui nel semestre caldo i temporali interessano la Pianura Padana.

Marco Rabito

Presidente Associazione Serenissima Meteo

# 1. LE CORRENTI CONVETTIVE

di Alberto Gobbi

La genesi del temporale e quindi lo sviluppo verso l'alto del Cumulonembo dipendono in gran parte dall'accelerazione delle correnti verticali all'aumentare della quota, dovuta alla condensazione del vapore acqueo che origina, a sua volta, un risucchio d'aria dall'ambiente, sia dai lati della nube sia da sotto la stessa base nuvolosa: questa corrente caldo-umida che "alimenta" dal basso la nube si chiama **inflow** ed è quella che poi diverrà la corrente ascensionale all'interno della nube, denominata **updraft**.

Ad un certo punto l'updraft, una volta giunto a grandi quote (tra i 10 e i 15 km), a causa del calore liberato nella fase di condensazione, si raffredda notevolmente, diventando così più pesante dell'aria circostante, e precipita. Infatti una massa d'aria fredda, immersa in una zona dove l'aria è più calda, tende a scendere verso il basso perché il suo peso specifico è maggiore della spinta verso l'alto che essa riceve. La massa d'aria quindi scende proprio come un sasso immerso nell'acqua: nascono così le correnti fredde discendenti interne alla nube, denominate **downdraft**.

Nel downdraft l'aria è più secca, perciò intorno ai 4-5 km di quota parte delle goccioline sopraffuse (cioè allo stato liquido pur con temperature ambientali sull'ordine dei  $-10^{\circ}\text{C}$  o inferiori) evapora in quanto scendendo trovano strati d'aria sempre più caldi. Il fenomeno dell'evaporazione porta al raffreddamento della massa d'aria in cui si trovano queste goccioline: ecco quindi che l'aria fredda della corrente discendente si raffredda ancor di più, dato che essa fornisce il calore latente di evaporazione necessario perché avvenga il passaggio di stato ("raffreddamento evaporativo"), e accelera così il suo moto di discesa raggiungendo le massime velocità proprio in prossimità del suolo.

A livello del suolo le correnti fredde si aprono a ventaglio propagandosi orizzontalmente in maniera turbিনosa con annesso aumento della pressione: questa è la corrente chiamata **outflow** che costituisce il "gust front" di un temporale, meglio conosciuto come "linea dei groppi" o "fronte delle raffiche". Questo fronte freddo al suolo si propaga per 5-10 km soprattutto nella direzione di spostamento del temporale, precedendone l'arrivo di 5-15 minuti, ed è caratterizzato da venti freddi, rafficosi ed accompagnati da forti rovesci di pioggia e/o grandine.

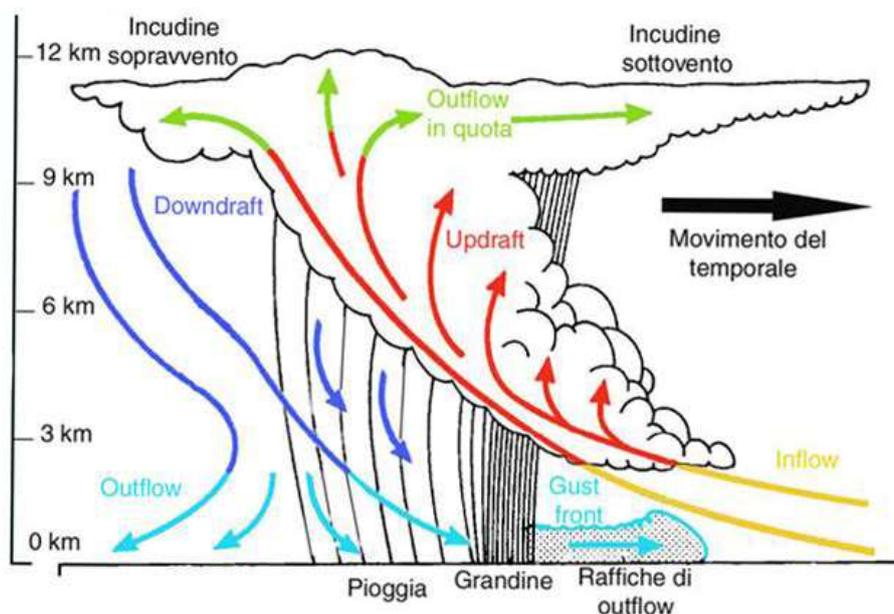


Fig. 1.1 – Schema delle correnti convettive del temporale.

## 2. COSA È IL DOWNBURST

di Alberto Gobbi e Pierluigi Randi

Il **downburst** consiste in un forte e concentrato downdraft, ovvero in una colonna d'aria fredda in rapida discesa che incontra la superficie del suolo più o meno perpendicolarmente e che si espande orizzontalmente in tutte le direzioni (divergenza) fino a raggiungere diametri a terra di circa 8-10 km. La violenta espansione, paragonabile ad un improvviso scoppio (burst), spesso produce un vortice rotante ad asse orizzontale (rotore) entro il quale si manifestano campi di vento ravvicinati tra di loro, ad elevata velocità e di opposte direzioni, poiché i flussi di inflow legati all'updraft ed i forti venti del downburst vengono quasi a contatto.

Questi contrasti tra diversi flussi spiegano perché al downburst è associato un marcato **wind shear** ovvero la variazione di velocità e direzione del vento con la quota (wind shear verticale) e con la distanza orizzontale (wind shear orizzontale) che può causare gravi incidenti aerei nelle fasi di decollo e, soprattutto, di atterraggio. In particolare, le raffiche più violente si esplicano vicino alla base dei rotori, i quali nascono nella zona baroclina sul bordo del downdraft mediante l'inclinazione della vorticità verticale in orizzontale.

Il downburst può verificarsi anche a seguito di un improvviso e totale collasso del temporale:

- 1) Nella cella singola (pulse storm) si verifica il collasso dell'unico updraft
- 2) Nella multicella si verifica il collasso degli updrafts più elevati delle celle mature
- 3) Nella supercella si verifica il collasso del mesociclone (updraft rotante) a partire da quote molto elevate corrispondenti all'eventuale overshooting top (cupola) o anvil dome

### 2.1 Downburst in traslazione e stazionario

Il fenomeno del **downburst in traslazione** si manifesta attraverso tre stadi ben definiti, come schematizzato nella seguente figura.

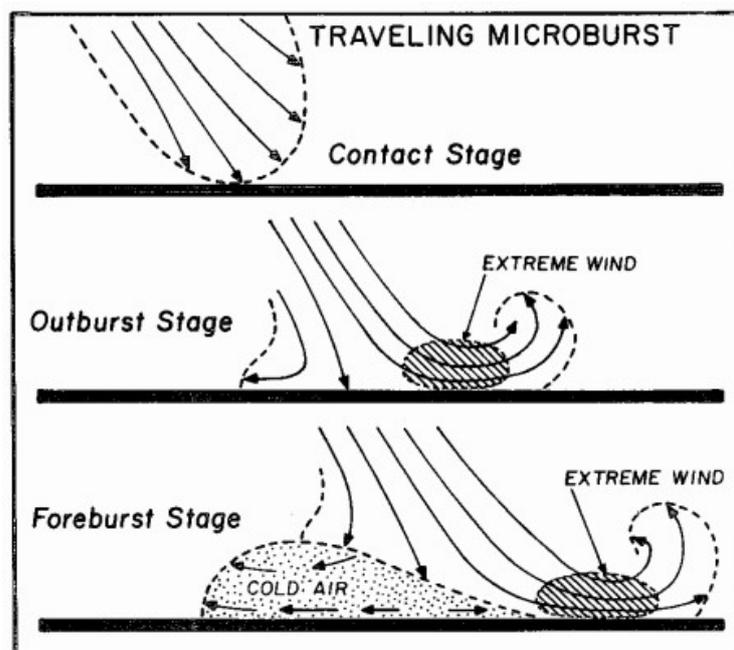


Fig. 2.1 – Schema evolutivo di un downburst in movimento verso destra (Fujita, 1981).

Nella fase di “**contact stage**” la corrente fredda discendente tocca il suolo, con assetto verticale o più spesso leggermente inclinato nella direzione di spostamento della cella temporalesca, specie se questa si muove rapidamente a causa dei forti venti in medio-alta troposfera. Il vento rinforza ma ancora non raggiunge picchi particolarmente elevati.

Nella fase di “**outburst stage**” la corrente raggiunge il suolo divergendo e nell’area nella quale essa diviene parallela al suolo stesso si hanno i venti di massima intensità, potenzialmente in grado di arrecare danni severi. I venti risultano più intensi nella direzione di avanzamento del temporale dove si forma anche un primo vortice ad asse orizzontale, mentre nella zona opposta sono in genere meno severi poiché assumono direzione contraria a quella di spostamento della cella.

La fase di “**foreburst stage**” mostra nel contempo una avanzata nella stessa direzione di spostamento della cella dell’area dei venti più forti, la quale tende ad allontanarsi dalla base del temporale, mentre nell’estremità opposta del downburst la massa d’aria fredda dilaga con maggiore difficoltà, tuttavia riesce a compiere ugualmente un movimento retrogrado generando un altro vortice ad asse orizzontale, sebbene meno definito rispetto al primario. La superficie inclinata di questa massa d’aria fredda potrebbe altresì deviare il flusso in avanti intensificando così il downburst.

A causa dell’instabilità di Kelvin-Helmholtz, tra il downburst e l’ambiente circostante continueranno a confluire masse d’aria di diversa estrazione e nuovi vortici si formeranno periodicamente interessando il suolo, ciò è tanto più probabile quanto più lungo sarà il ciclo evolutivo della cella temporalesca. L’effetto è quello di un sasso gettato nello stagno con onde che dal centro del downburst si propagano ad intermittenza verso l’esterno: in tal modo, l’intensità del fenomeno downburst può apparire “pulsante”, con particolare riferimento alla genesi dei vortici ad asse orizzontale.

Nel caso del **downburst stazionario**, associato a temporali pressoché immobili a causa dei venti in quota molto deboli, l’aria fredda rovesciata al suolo genera un cuscino freddo nei bassi strati che impedisce ai successivi flussi discendenti di giungere al suolo. Ciò causa un innalzamento della quota alla quale si manifestano i venti più intensi e una contestuale riduzione dell’intensità del vento stesso.

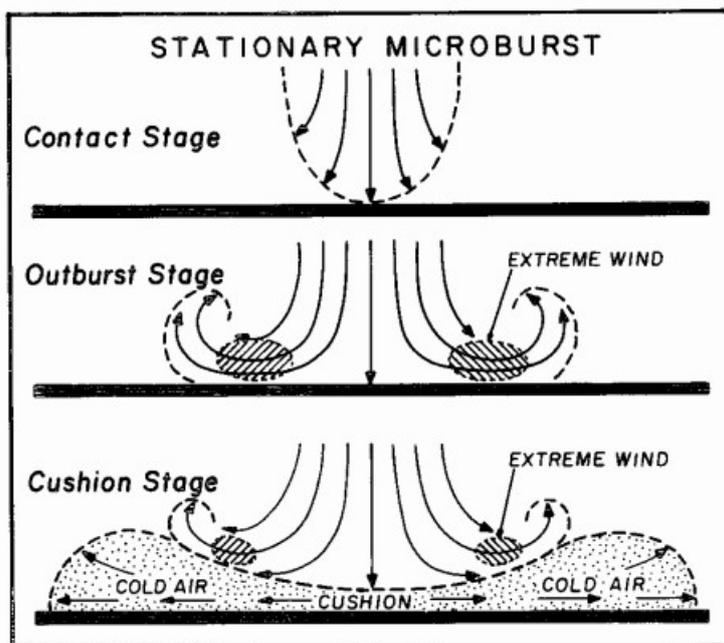


Fig. 2.2 – Schema evolutivo di un downburst stazionario (Fujita, 1981).

## 2.2 Microburst, macroburst e burst swaths

Il **microburst** è un downburst in piccola scala in cui il vento divergente di outflow interessa un'area orizzontale avente una larghezza massima di 4 km. La durata tipica varia tra 2 e 5 minuti, ma nei casi peggiori persistono per 10 minuti con venti fino a 75 m/s (270 km/h). Sono più frequenti nelle celle singole (pulse storm).

Il **macroburst** è un downburst in larga scala in cui il vento divergente di outflow interessa un'area orizzontale avente una larghezza superiore ai 4 km. La durata tipica varia tra 5 e 20 minuti, ma nei casi peggiori persistono per 30 minuti con venti fino a 60 m/s (215 km/h). Sono più frequenti nelle squall line e bow echo (QLCS, Quasi Linear Convective System), nei derecho e nei sistemi e complessi convettivi a mesoscala (MCS, MCC).

Un macroburst può contenere parecchi microbursts i quali a loro volta contengono ulteriori bursts (**burst swaths**), quest'ultimi difficilmente quantificabili a causa della loro natura effimera e della loro ridotta dimensione, sull'ordine di qualche centinaio di metri. Nei burst swaths in genere si verificano le raffiche più intense che possono causare danni molto simili a quelli di un tornado di categoria F2-F3 se i venti lineari interessano una fascia stretta e lunga. Si ipotizza che i burst swaths nascano dalla rottura degli anelli rotanti di vento divergenti dal punto di impatto del microburst (Fig. 2.3).

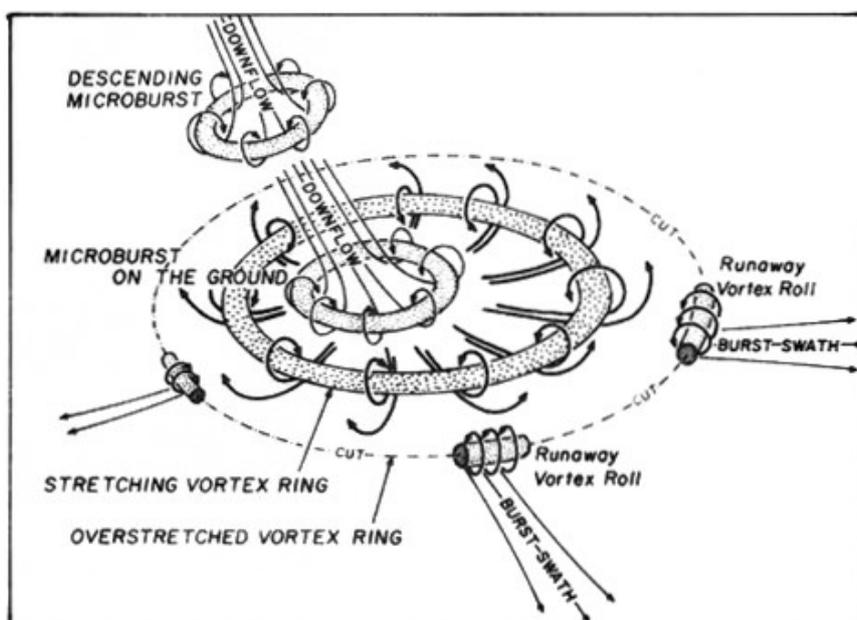


Fig. 2.3 – Ipotesi sulla genesi dei burst swaths (Fujita, 1983).

## 2.3 Wet downburst e dry downburst

I **wet downbursts (downbursts umidi)** costituiscono la stragrande maggioranza dei downbursts italiani e si manifestano simultaneamente ai rovesci di pioggia e grandine, perciò il loro raggio d'azione è facilmente individuabile grazie alle bande di precipitazione (“rain curtain” o “hail curtain”) in discesa dalla base del cumulonembo, purché ci si trovi a sufficiente distanza dalla cella temporalesca. Al riguardo, si ricordi che la presenza di forti rovesci non implica necessariamente l'esistenza di un wet downburst e che gli stessi rovesci possono assumere colorazioni chiare (Fig. 2.5 e Fig. 2.6) o scure (Fig. 2.4 e Fig. 2.7) a seconda delle condizioni di illuminazione.

In assenza di rotori visibili (come quello di Fig. 2.9) o di masse concentrate di precipitazioni in discesa (Fig. 2.10 e Fig. 2.11), la curvatura verso l'esterno nella parte inferiore delle bande di precipitazione (visibile in Fig. 2.4 e ancor più in Fig. 2.6, frecce blu) può costituire un primo indizio di forti raffiche di outflow ed eventualmente di downburst. La base del Cumulonembo nei wet downbursts tende a collocarsi sotto la superficie isobarica di 850 hPa (circa 1500 m di altezza) e nelle immagini radar i valori di riflettività del temporale superano i 35 dBZ.



Fig. 2.4 – Forti rovesci di pioggia e grandine. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.5 – Forti rovesci di pioggia e grandine. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.6 – Forti rovesci di pioggia e grandine. Foto di Maurizio Signani.

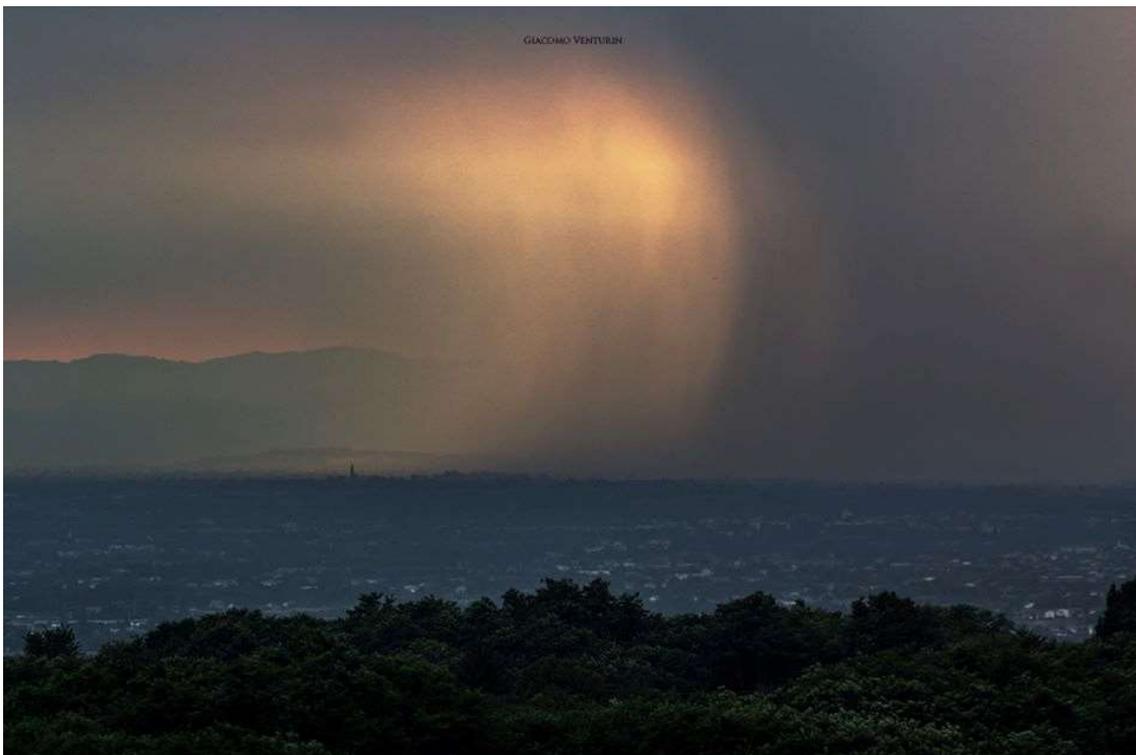


Fig. 2.7 – Forti rovesci di pioggia e grandine. Foto di Giacomo Venturin.

Non esiste una correlazione tra l'intensità di precipitazione e l'intensità dei wet downbursts, di certo essi determinano scarsa o talvolta quasi nulla visibilità a causa delle forti precipitazioni trasportate quasi orizzontalmente dal vento rappresentando così un serio pericolo per la viabilità. Le raffiche possono superare i 150 km/h e, se la cella temporalesca è prossima alla verticale, il vento può avere una forte componente diretta dall'alto verso il basso.

Sono stati identificati vari fattori meteorologici che possono generare e/o rinforzare il downburst umido (Rose, 1996):

- 1) Raffreddamento evaporativo: l'ingresso nel Cumulonembo di aria più secca nella regione delle precipitazioni causa l'evaporazione delle goccioline di pioggia e, a quote più elevate, la sublimazione dei cristalli di ghiaccio e la fusione dei chicchi di grandine più piccoli. Durante questi passaggi di stato si ha un assorbimento dall'ambiente del calore latente, perciò l'aria si raffredda ed essendo più densa inizia a precipitare intensificando il downdraft.
- 2) Carico delle precipitazioni: il peso delle precipitazioni liquide e solide genera una forza diretta verso il basso.
- 3) Forti venti in quota: quando la massa d'aria scende verso il suolo (downdraft) possiede una componente orizzontale della velocità del vento presente nella media troposfera e quindi ne conserva parte del suo potenziale all'impatto con il suolo. Perciò con forti venti in quota sono più probabili i downbursts, il temporale si muoverà velocemente e la componente di moto dell'outflow al suolo sarà tendenzialmente parallela alla direzione del vento nei medi livelli. Al contrario, con venti deboli in quota il temporale traslerà lentamente e la direzione delle correnti di outflow al suolo sarà più variabile.

Ne consegue che un elevato shear verticale in velocità (speed shear) tra il suolo e 6 km di altezza (Deep Layer Shear - DLS), caratterizzato cioè da forti venti in quota e da venti deboli o assenti in prossimità del suolo, tende a rinforzare il downburst accelerando le particelle d'aria in discesa all'interno dei downdrafts (Fig. 2.8). Tale effetto, a parità di speed shear, sarà tanto più marcato quanto maggiore sarà la velocità media del vento nello spessore 0-6 km: in tal senso, si tende a prendere come riferimento la velocità del vento prevista alla superficie isobarica di 700 hPa (circa 3000 m di altezza).

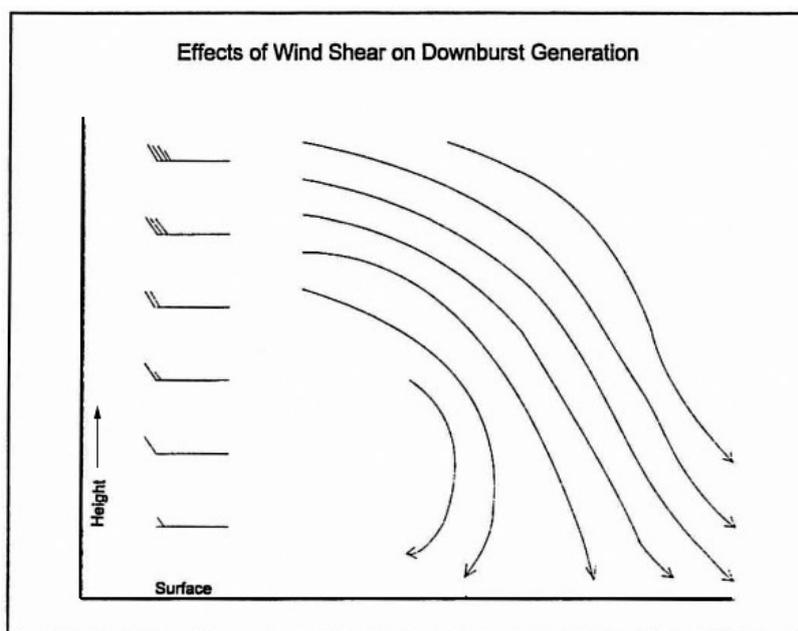


Fig. 2.8 – Relazione tra speed shear e wet downburst (Rose, 1996).



Fig. 2.9 – Evoluzione di un wet downburst con genesi di un rotore. Foto di Michael Smith.



Fig. 2.10 – Evoluzione di un wet downburst “a sacca”. Fonte: weather.com.



Fig. 2.11 – Evoluzione di un wet downburst. Foto di Peter Thompson.

In sede di previsione è di fondamentale importanza consultare il radiosondaggio immediatamente precedente il periodo in cui potrebbero svilupparsi forti temporali, tuttavia è estremamente difficile prevedere con un sufficiente grado di attendibilità il momento e il luogo dove colpiranno gli eventuali downbursts in quanto, come visto, sono vari i fattori che concorrono al fenomeno. In particolare, assume rilevante importanza il gradiente verticale di temperatura e umidità determinato dalla sovrapposizione di aria fredda e secca su aria molto calda e umida al suolo: questo status tende ad incrementare la potenza dei downbursts.

Generalmente, un elevato grado di instabilità dell'aria, quantificato dall'indice CAPE (Convective Available Potential Energy), favorisce i downbursts, poiché vigorosi updrafts sono in grado di sollevare considerevoli masse di acqua e ghiaccio nel temporale fino ai medi livelli della troposfera eventualmente interessati da intrusioni di aria secca (si veda punto 1, raffreddamento evaporativo). Inoltre, updrafts associati ad elevati valori di CAPE incrementano la dimensione delle particelle liquide e solide nel Cumulonembo e quindi la forza agente verso il basso, la quale a sua volta intensifica il downdraft (si veda punto 2, carico delle precipitazioni).

In genere i wet downbursts si manifestano non appena la cella temporalesca ha raggiunto la propria fase di massima intensità, dopo la quale inizia il processo di invecchiamento con le correnti discendenti in procinto di avere il sopravvento su quelle ascendenti. Il downburst umido di norma avviene sul bordo avanzante del temporale dove spesso il gust front è associato a un'imponente shelf cloud (nube a mensola). Si tenga presente che i downbursts possono verificarsi fino a 10-15 minuti dopo il passaggio della nube a mensola e del gust front, che è associato a una diminuzione della temperatura e a un incremento dell'umidità relativa a causa della fusione dei chicchi di grandine e dell'evaporazione delle gocce di pioggia (raffreddamento evaporativo).

La shelf cloud può essere disposta su più livelli (Fig. 2.12) con striature (Fig. 2.13) generate dalle discontinuità nel profilo verticale di umidità e dalle inversioni termiche in quegli strati d'aria inizialmente stabili che sono sollevati forzatamente dall'outflow e piegati dalle correnti convergenti davanti alla colonna avanzante dell'updraft. Tuttavia, non sempre compare la shelf cloud la cui genesi dipende anche dai venti locali (es. convergenze con brezze) e dalle condizioni termodinamiche, assai variabili nel tempo e nello spazio, come il grado di umidità nei bassi strati o la presenza di forti rovesci. La nube a mensola quindi può presentarsi solo in alcune fasi del temporale e anche con modeste celle temporalesche.

In ogni caso, a prescindere dalla presenza o meno della shelf cloud, grosse celle temporalesche riducono la luce diffusa, specialmente verso il tramonto, poiché i Cumulonembi possiedono un'elevata densità ottica per l'alta concentrazione di piccole gocce di acqua dovuta ai rapidi processi di condensazione nella nube. A volte, invece della nube a mensola, compare una nube a rullo (roll cloud) che può rappresentare un'evoluzione successiva alla shelf cloud quando questa si assottiglia e si stacca dalla base del Cumulonembo (Fig. 2.15 e Fig. 2.16). La roll cloud può essere interpretata come una debole shelf cloud o un debole gust front e in genere non è associata a downbursts.

I **dry downbursts (downbursts secchi)** si manifestano in assenza o quasi di pioggia e grandine, in genere compaiono delle "virga" che denotano l'evaporazione delle precipitazioni prima che queste possano giungere al suolo (Fig. 2.17 e Fig. 2.18). La base del Cumulonembo in tali contesti tende a collocarsi sulla superficie isobarica di 500 hPa (circa 5000 m di altezza), nelle immagini radar i valori di riflettività del temporale non superano i 35 dBZ. Il downburst secco è generato essenzialmente dal raffreddamento evaporativo che si verifica nelle virga quando la pioggia entra in un ampio strato di aria secca (almeno 3 km di spessore) sotto la nube. Nel dry downburst le correnti di outflow al suolo in genere divergono in tutte le direzioni dal punto di impatto, a differenza dell'outflow del wet downburst che tende a propagarsi nella direzione di avanzamento della cella temporalesca.

Esistono altresì **downbursts ibridi** che consistono in una forma mista tra wet e dry downburst.



Fig. 2.12 – Bordo avanzante di un temporale disposto su più livelli a causa dei sollevamenti forzati indotti dall'outflow. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.13 – Shelf cloud con striature. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.14 – Shelf cloud arcuata, sintomo di intensi flussi di outflow in uscita dal temporale. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.15 – Fase di transizione da shelf cloud (nube a mensola) a roll cloud (nube a rullo). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.16 – Roll cloud (foto scattata 3 minuti dopo la situazione di Fig. 2.15). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.17 – Virga di precipitazione (non associate a dry downburst). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.18 – Virga di precipitazione (non associate a dry downburst). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 2.19 – Dry microburst con rotore (foto di B. Waranauska, destra) e con sollevamento di polvere (fonte UCAR, sinistra).



Fig. 2.20 – Dry microburst con sollevamento di polvere e detriti al suolo. Fonte NOAA.

### 3. DANNI DA DOWNBURST E DANNI DA TORNADO

di Alberto Gobbi e Valentina Abinanti

Essendo i **downbursts** venti a linea retta (raffiche lineari), la traccia degli oggetti rimossi o abbattuti (coperture dei tetti, antenne, alberi, pali della luce, cartelli ecc.) punterà in una sola direzione e sarà molto discontinua ed irregolare, in quanto l'intensità di ogni burst (scoppio) varia molto come intensità. Per esempio, se gli alberi sono piegati verso est, vorrà dire che le raffiche del downburst soffiavano da ovest. Le peculiarità del downburst sono le seguenti:

- 1) divergenza al suolo
- 2) tracce larghe e diffuse (Fig. 3.5)
- 3) l'eventuale rotazione è lungo un asse orizzontale

Essendo i **venti tornadici** rotatori, la traccia dei detriti avrà alcune continuità: il tornado infatti è un evento progressivo che ha un inizio, una fine e vari gradi di intensità per cui ci sarà una fascia ristretta con danni gravissimi, mentre pochi metri più in là i danni saranno assai meno rilevanti. Anche la forma della traccia al suolo (disposizione dei detriti, degli alberi abbattuti ecc.) lasciata dal vortice è circolare a causa della circolazione ciclonica. Le peculiarità del tornado sono le seguenti:

- 1) convergenza al suolo
- 2) tracce strette e ben definite (Fig. 3.6)
- 3) rotazione lungo un asse verticale

Una prima distinzione si rende necessaria fin da subito: per parlare a ragion veduta di tromba d'aria o tornado deve essere accertato il moto vorticoso dei venti, meglio se visivamente si riesce a scorgere la classica formazione ad imbuto, fune o cilindro che si staglia dalla base della nube e tocca il suolo, poiché non è sempre possibile distinguere i danni causati dai tornado deboli dai danni causati dalle raffiche lineari.

Infatti, anche le trombe d'aria di modesta intensità (F0-F1) possono lasciare tracce discontinue provocando danni solo alle strutture più deboli (es. baracche) lasciando le colture e i campi in genere pressoché intatti dando così l'impressione di successivi touchdowns della tromba stessa. Inoltre, è possibile che nello stesso temporale coesistano downburst e tornado, in particolare nelle supercelle ove le raffiche lineari di downbursts associate al RFD (Rear Flank Downdraft) possono manifestarsi in adiacenza (se non in sovrapposizione) ai flussi ciclonici della tromba d'aria, in particolare a sud del vortice.

Solitamente un downburst sradica le piante, ma può anche capitare di trovarle spezzate a seconda dell'intensità del fenomeno, della grandezza del fusto e dell'angolazione di impatto. In caso di tornado, i tronchi degli alberi sani sono in genere spezzati a mezza altezza e scorticati in buona parte della loro lunghezza per via della fortissima aspirazione indotta dal tornado stesso. E' altrettanto vero che anche un tornado può sradicare un albero nel caso di circolazioni marginali, trombe d'aria deboli, tipo di fusto ecc., perché sono molte le variabili che entrano in gioco: ecco perché la visione d'insieme dei danni è sempre e comunque d'obbligo.

In linea generale, il **downburst** dal punto di impatto al suolo svolge un'azione di **spinta** prodotta dal **moto rettilineo divergente** (manifestazione della **corrente discendente**), mentre il **tornado** svolge un'azione di **risucchio** verso il centro di bassa pressione del vortice a causa del **moto ciclonico convergente** (manifestazione della **corrente ascendente**).

Come già osservato, anche i downbursts producono vortici o rotori, ma essi sono ad asse orizzontale e non provocano particolari variazioni nella direzione del vento al suolo che invece possono manifestarsi sulla componente verticale (ascendente o discendente). I tornado, invece, sono caratterizzati da vortici ben definiti ad asse verticale con rapide variazioni nella direzione del vento su distanze dell'ordine delle decine o al massimo centinaia di metri (Fig. 3.1).

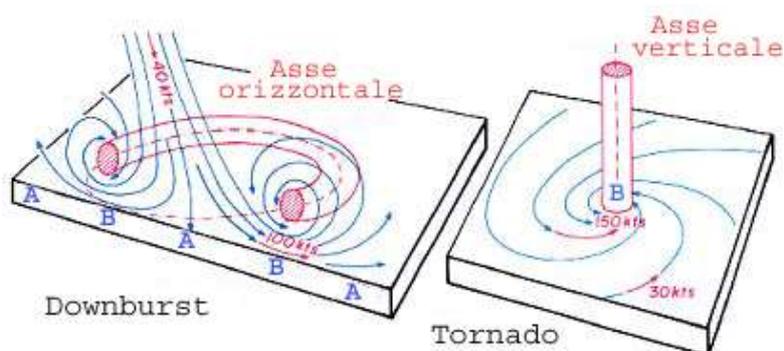


Fig. 3.1 – Schema dell'asse di rotazione nel downburst e nel tornado. Le velocità indicate sono rappresentative ed espresse in nodi, A e B denotano i campi di alta e bassa pressione al suolo generati dai due fenomeni in esame (Fujita, 1983).

La simmetria dei danni prodotti dal downburst è diversa da quella dei tornado: si tratta di due fenomeni distinti, spesso confusi (Fig. 3.2). La documentazione fotografica è di grande aiuto, soprattutto se sono disponibili immagini dall'alto (riprese da drone, elicottero ecc.) poiché offrono un ottimo riscontro oggettivo.

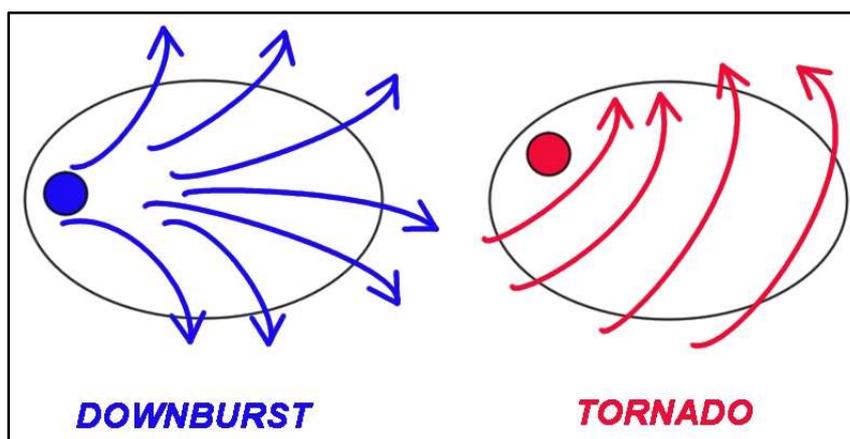


Fig. 3.2 – Simmetria dei danni da downburst e da tornado. Il cerchio blu rappresenta il punto di impatto del downburst, il cerchio rosso rappresenta il centro di bassa pressione del vortice.



Fig. 3.3 - Alberi abbattuti da un violento downburst. Evidente la traccia di tipo lineare lungo la linea di massima intensità del vento e divergente ai lati (cfr. Fig. 3.2, sinistra). Foto: Dr. Nolan T. Atkins.



Fig. 3.4 - Simmetria circolare tipica dei danni da tornado (cfr. Fig. 3.2, destra) con gli alberi disposti su più direttrici, indice di moti vorticosi. Foto: Dr. Nolan T. Atkins.

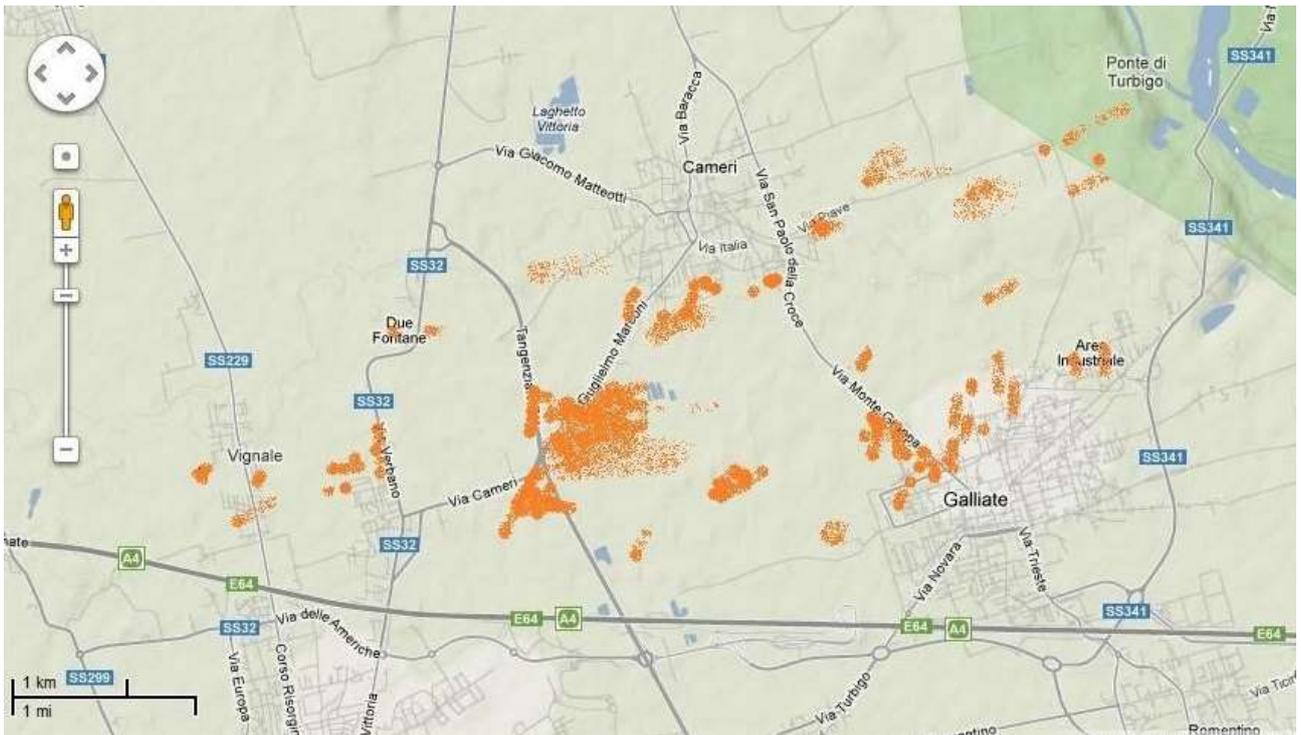


Fig. 3.5 - Simulazione della dislocazione dei danni in caso di downburst. Fonte: [www.tornadoseeker.com](http://www.tornadoseeker.com)

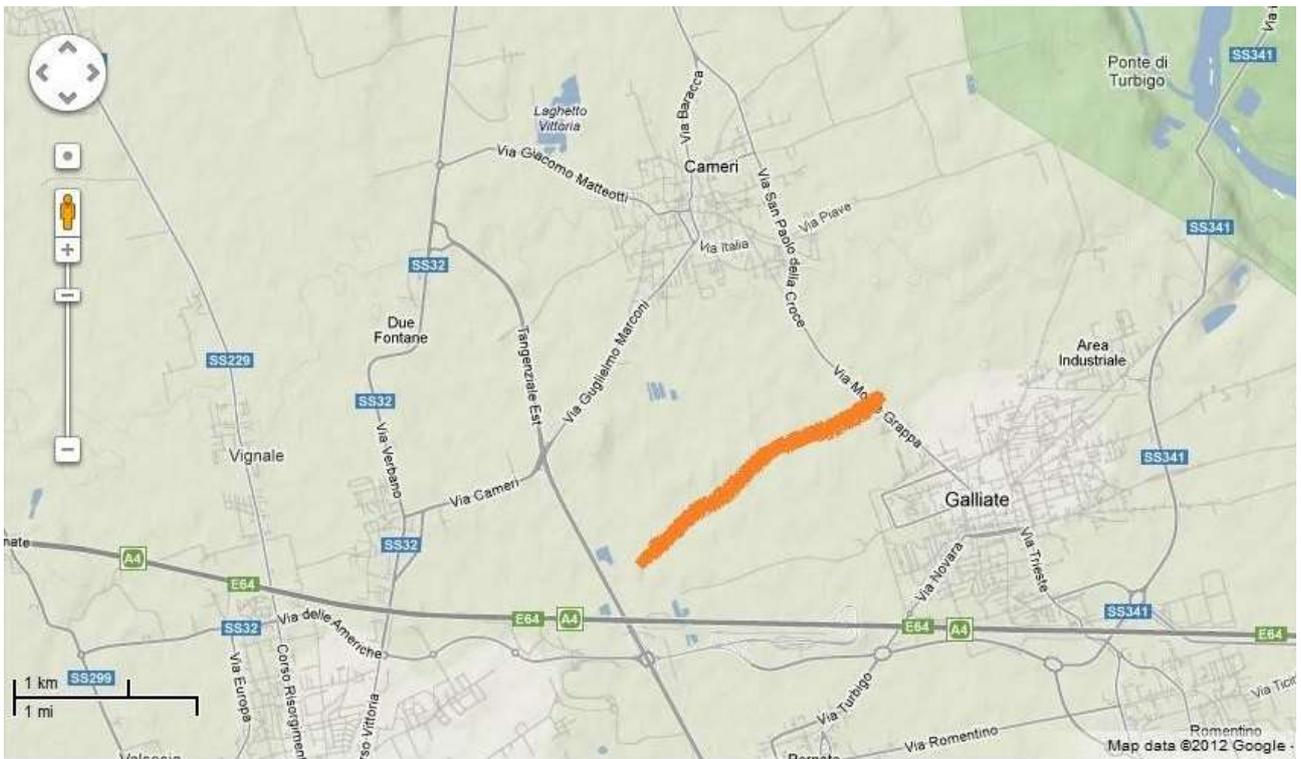


Fig. 3.6 - Simulazione della dislocazione dei danni in caso di tornado. Fonte: [www.tornadoseeker.com](http://www.tornadoseeker.com)

La distinzione tra il fenomeno “tornado” e il fenomeno “downburst” non consiste in una mera questione accademica o formale, ma è assolutamente necessaria per ricostruire correttamente tutta la dinamica, dalla genesi dell'evento fino alla manifestazione dei suoi effetti al suolo. In altri termini, l'analisi dei fattori meteorologici che hanno innescato il fenomeno, la descrizione della tipologia dei danni e delle caratteristiche dell'evento stesso (tipologia di nubi, immagini radarmeteorologiche ecc.) deve essere "coerente" con quanto realmente accaduto, altrimenti la valenza dello studio scientifico viene meno e, in definitiva, la possibilità di comprendere e, si auspica, prevedere con un sufficiente margine di tempo eventi di questo genere.

In particolare, la categoria dei giornalisti dovrebbe descrivere quanto effettivamente accaduto per diffondere una corretta informazione ai cittadini e agli stessi ricercatori per i quali è essenziale disporre di elementi oggettivi. Purtroppo il più delle volte forti raffiche di vento, associate o meno a downburst, sono denominate con termini fuori luogo, tra cui tornado, tromba d'aria, bomba d'aria, uragano, ciclone, tifone... Se il termine downburst appare troppo tecnico, si può ricorrere a parole del tipo “violente raffiche”, “tempesta di vento”, “bufera”, “fortunale”, “fortissimo temporale” ecc. che non includono il moto vorticoso inteso come tornado o tromba d'aria.

Valutazioni approssimative e semplicistiche non solo spesso portano a errori grossolani, ma allontanano sempre di più la possibilità di imparare a comportarsi nella maniera corretta in base ad eventi della medesima tipologia già accaduti in passato nel caso questi si ripresentassero. Pone muri insormontabili di fronte ad una crescita culturale e scientifica con cui si potrebbe iniziare a valutare dislocazione geografica e temporale degli eventi meteorologici intensi e tenerne conto nell'elaborazione di statistiche utili anche ai fini della prevenzione e dell'autoprotezione nei riguardi di ognuno di noi.

## 4. ANALISI SINOTTICA, A MESOSCALA E TERMODINAMICA DI SIGNIFICATIVI EVENTI DI DOWNBURSTS

di Francesco De Martin e Nicola Carlon<sup>1</sup>

### 4.1 Analisi sinottica del 5 agosto 2016 e 10 agosto 2017

#### 4.1.1 Evento del 5 agosto 2016

Nei giorni precedenti al 5 agosto 2016 un veloce promontorio anticiclonico si è espanso dall'Europa occidentale verso l'Italia determinando un generale aumento delle temperature sul nord Italia anche se senza particolari eccessi. Al Nord Est, nelle zone prossime all'area colpita dal forte temporale, le stazioni meteo AM-WMO registrano le temperature massime il 4 agosto con 32.2°C a Istrana (LIPS), 33.5°C a Treviso S. Angelo (LIPH), 32.0°C a Rivolto (LIPI) e 32.2°C ad Aviano (LIPA). Durante la medesima giornata, mentre nel nord Italia si raggiunge il picco di temperatura determinato proprio dalla risalita del *plume* caldo sud-occidentale, dal nord Atlantico si muove una saccatura con moto NW-SE. Rapidamente entro la sera del 4 agosto questa si porta sulla Francia centrale provocando forte maltempo.

Nelle prime ore del 5 agosto la saccatura entra sul Nord-Ovest italiano (Fig. 4.1) staccandosi poi dal flusso principale per cut-off entro le prime ore del 6 agosto formando un minimo di pressione in quota sul centro Italia.

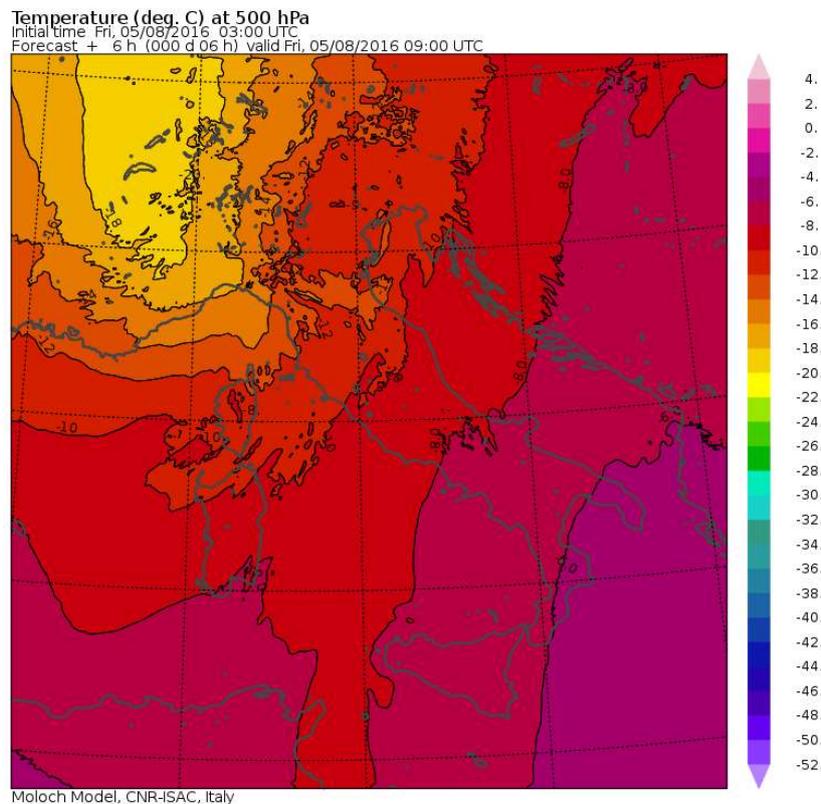


Fig. 4.1 - Temperature a 500 hPa previste dal modello Moloch per venerdì 5 agosto 2016 alle 9 UTC; la saccatura entra dalla Francia con l'isoterma a 500 hPa di -18°C.

<sup>1</sup> Studenti universitari e previsori PRETEMP (<http://www.pretemp.altervista.org/previsori.html>)

Il progressivo ingresso della saccatura sul Nord Ovest favorisce la temporanea risalita sul Nord-Est italiano di forti correnti sud-occidentali specie in quota. A 500 hPa alle 9 UTC si osserva inoltre una discontinuità del vento che ruota da SSW a SW, calando leggermente di intensità come si può osservare in Fig. 4.2, associato al transito di una dry line alla medesima quota (Fig. 4.3). Questa discontinuità igrometrica e di ventilazione probabilmente ha avuto un ruolo determinante nell'innescare la convezione nella mattinata del 5 agosto 2016.

Alle quote inferiori si osserva una forte accelerazione delle correnti da SSW a 700 hPa tra Veneto e Friuli (fino a 32-36 m/s), evidenziata dalla freccia nera in Fig. 4.4.

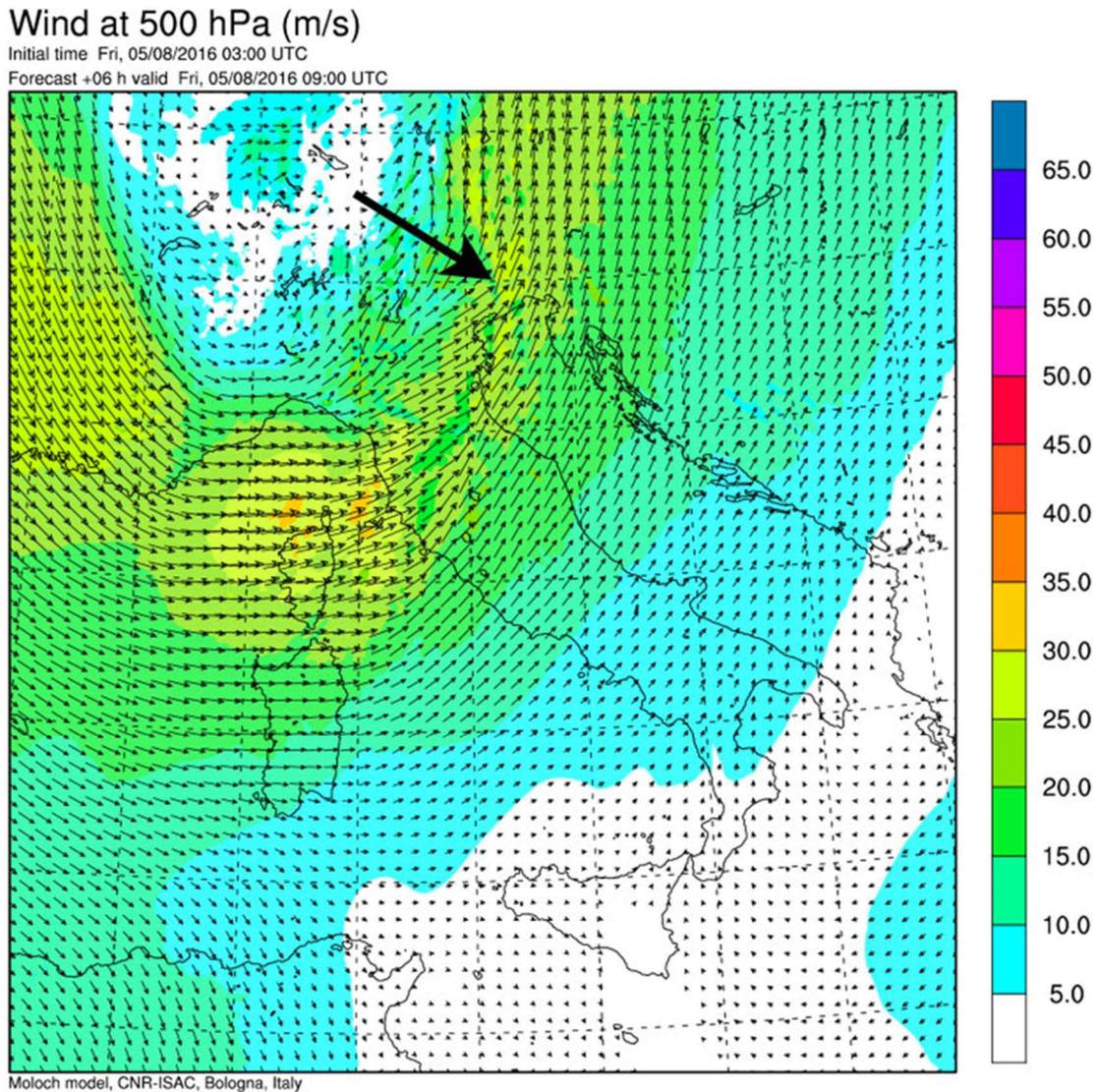


Fig. 4.2 - Vento a 500 hPa previsto dal modello MOLOCH per le ore 9 UTC del 5 agosto 2016. La freccia indica la variazione improvvisa di ventilazione da SSW a SW.

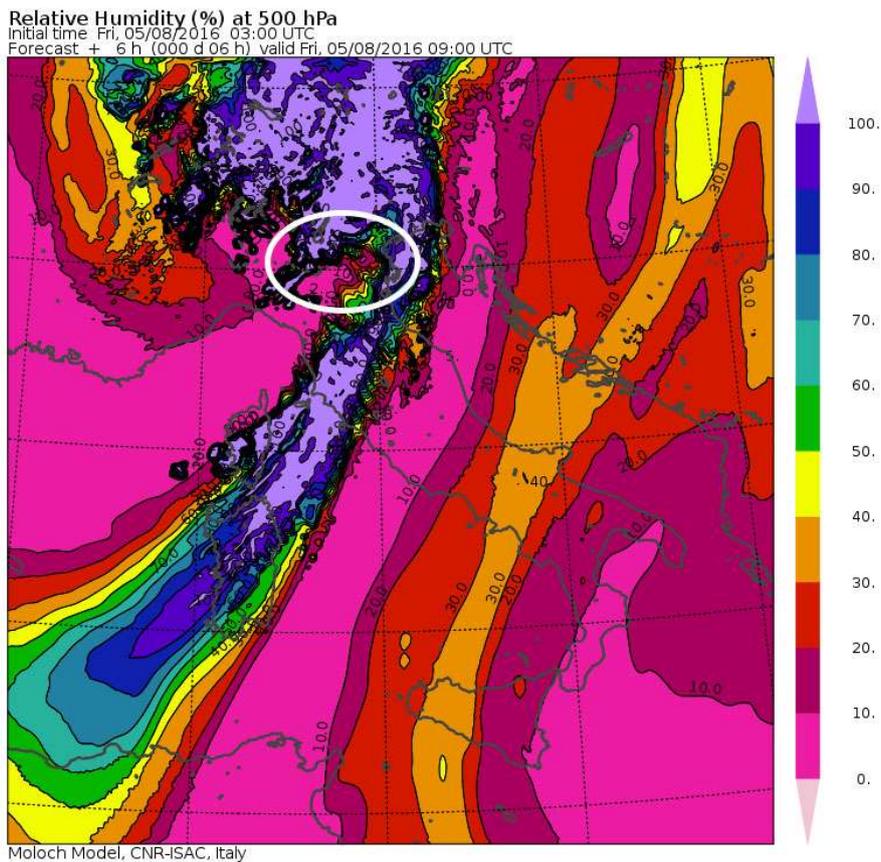


Fig. 4.3 - Umidità a 500 hPa prevista dal modello MOLOCH per le ore 9 UTC del 5 agosto 2016. Nell'ellisse bianca è presente una forte discontinuità igrometrica.

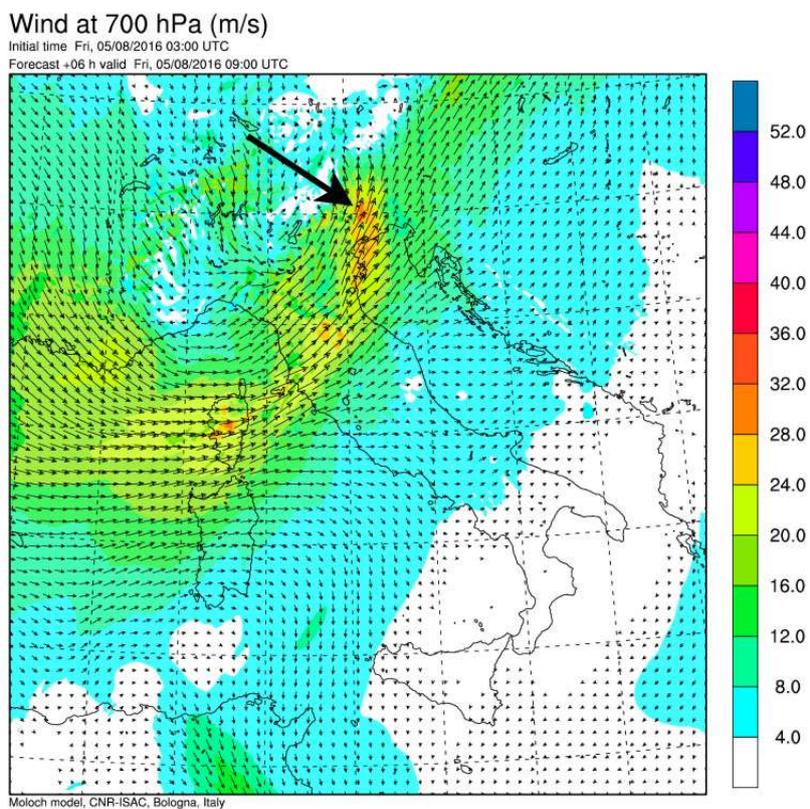


Fig. 4.4 - Vento a 700 hPa previsto dal modello MOLOCH per le ore 9 UTC del 5 agosto 2016.

Anche alla quota di 850 hPa è presente una forte corrente sud-occidentale dalla Toscana verso il Veneto visibile in Fig. 4.5. È probabile che questa corrente abbia simulato l'azione di una Low Level Jet (LLJ), in grado di alimentare il sistema temporalesco veneto-friulano.

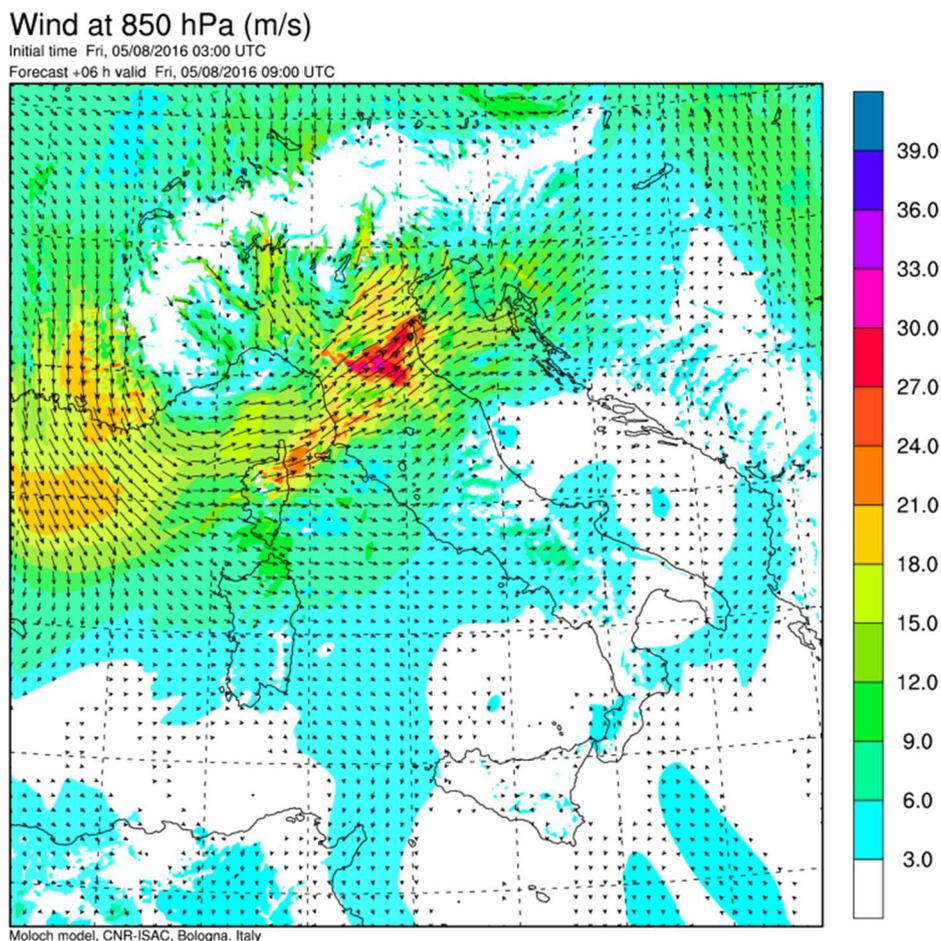


Fig. 4.5 - Vento a 850 hPa previsto dal modello MOLOCH per le ore 9 UTC del 5 agosto 2016.

Per quanto riguarda la ventilazione al suolo questa risulta generalmente nord-orientale di primo mattino per poi ruotare, specie nelle pianure del Veneto, da sud-ovest. In Fig. 4.6 è possibile notare la rotazione dei venti a 10 m attorno al minimo di pressione prevista alle 9 UTC: questo andamento trova conferma nei rilevamenti effettuati al suolo dalle stazioni OSMER e dalle stazioni AM-WMO presenti nelle pianure del Nord-Est, quali Istrana (LIPS), Treviso S. Angelo (LIPH), Venezia Tessera (LIPZ), Ronchi dei Legionari (LIPQ), Rivolto (LIPV) e Aviano (LIPA). I dati di tali stazioni sono riassunti nella Tab. 4.1 e in Fig. 4.7. Ciò ha determinato l'ingresso di masse d'aria particolarmente umide dal mare che successivamente hanno alimentato il fronte temporalesco mattutino verificatosi tra Conegliano e il Pordenonese.

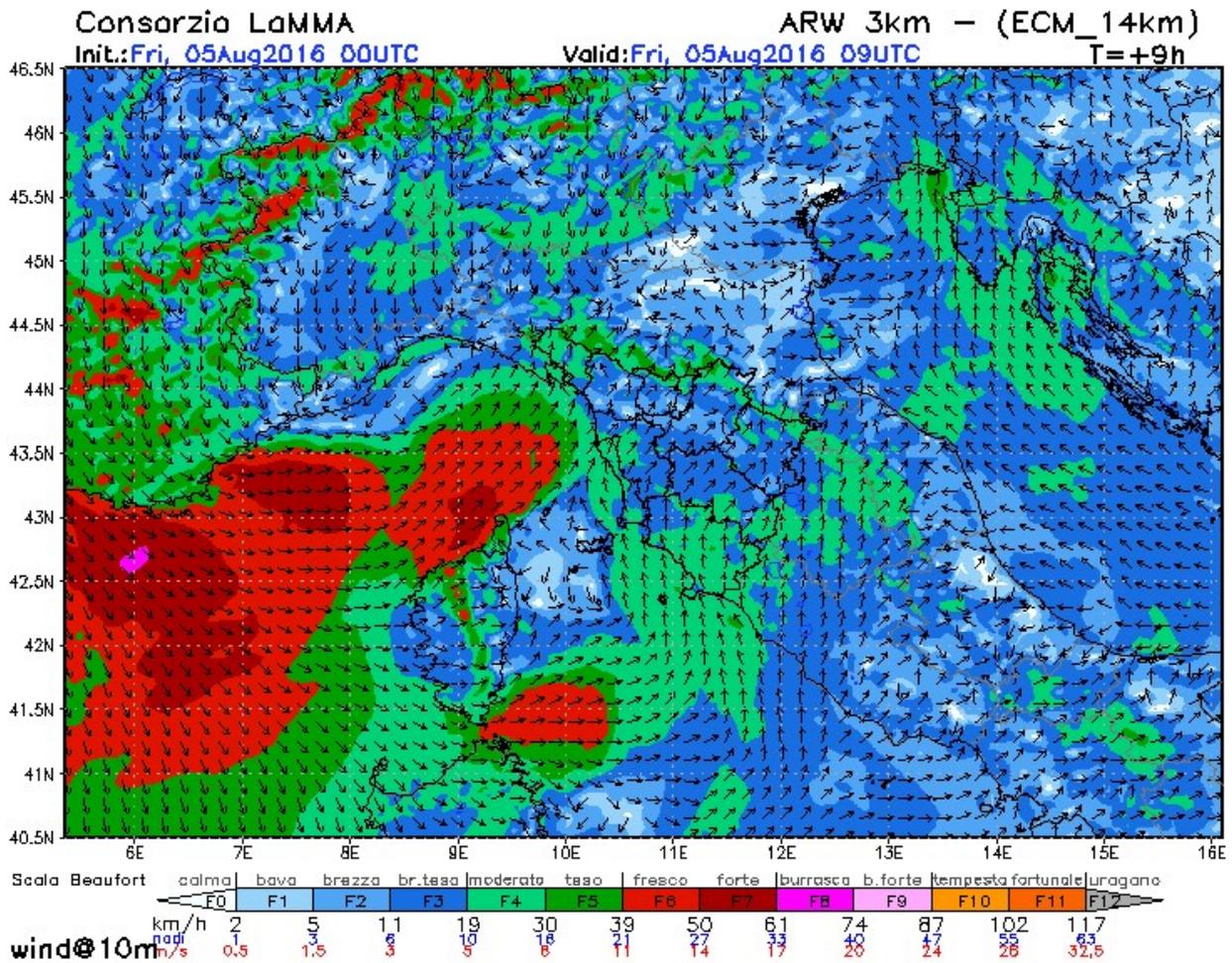


Fig. 4.6 - Venti a 10 m previsti dal modello ARW 3 km (ECMWF) del Consorzio LAMMA alle ore 9 UTC, Run 00 UTC.

Stazione	Codice ICAO	Forza vento	Direzione	Icona grafica
Istrana	LIPS	4.1 m/s	300°	
Treviso S. Angelo	LIPH	3.1 m/s	230°	
Tessera (Venezia)	LIPZ	4.1 m/s	220°	
Ronchi dei Legionari	LIPQ	2.1 m/s	130°	
Rivolto	LIPJ	3.6 m/s	110°	
Aviano	LIPA	4.6 m/s	090°	

Tab. 4.1 - Situazione al suolo alle 9 UTC del 5 agosto 2016 presso le stazioni meteo AM WMO.

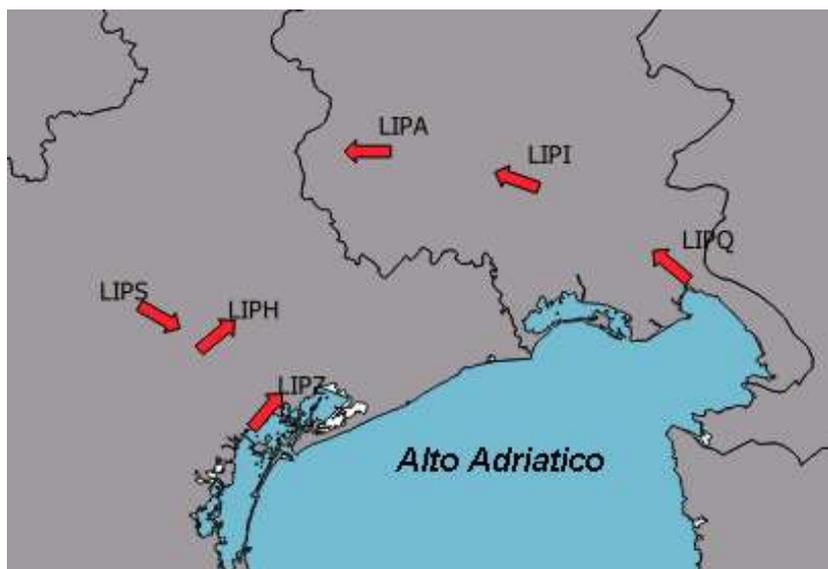


Fig. 4.7 - Rappresentazione venti al suolo del 5 agosto 2016 alle 9 UTC rilevati dalle stazioni AM.

In conseguenza della ventilazione umida meridionale i valori di CAPE simulati dai vari modelli di calcolo risultano piuttosto elevati, in particolare proprio lungo il *plume* di risalita dell'aria caldo umida dall'Adriatico. Di seguito in Fig. 4.8 e in Fig. 4.9 vengono riportati rispettivamente i valori di MU CAPE e ML CAPE previsti dal modello WRF MeteoNetwork nel Run delle 00 UTC dove si può osservare quanto appena descritto.

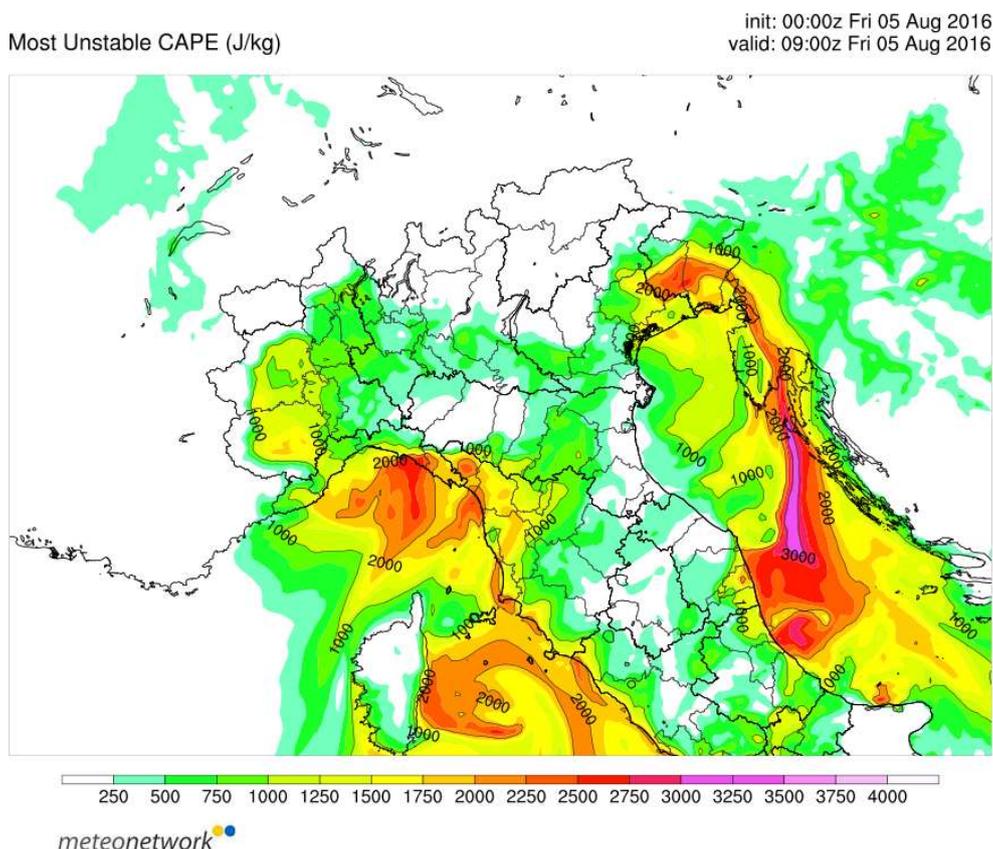


Fig. 4.8 - MUCAPE previsto dal WRF MeteoNetwork alle 9 UTC del 5 agosto (Run 00 UTC).

Mixed Layer CAPE (J/kg)

init: 00:00z Fri 05 Aug 2016  
valid: 09:00z Fri 05 Aug 2016

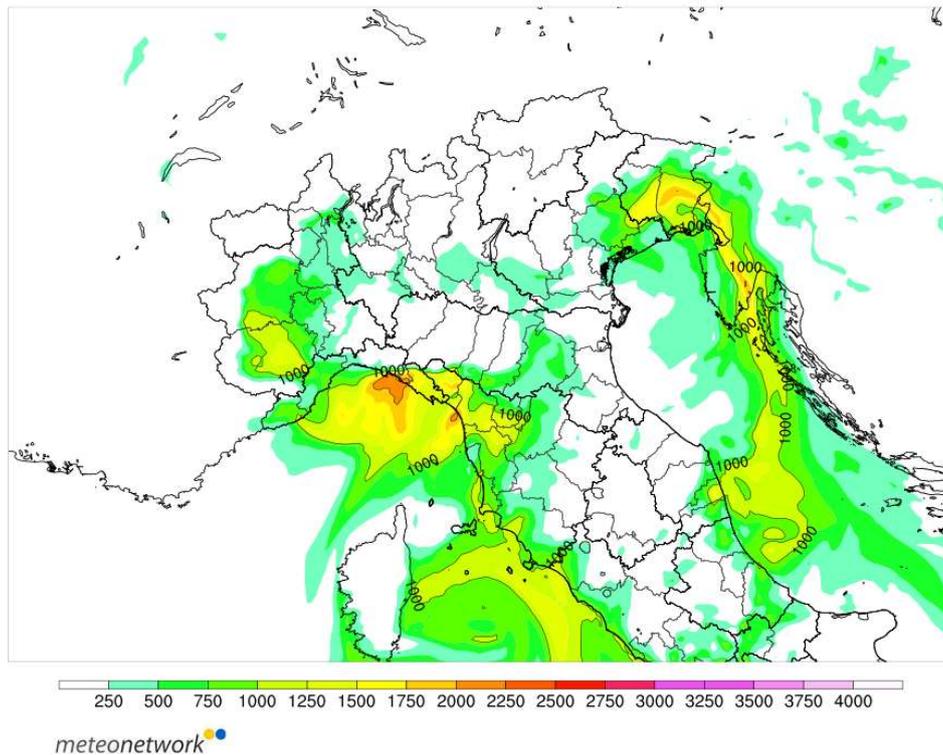


Fig. 4.9 - ML CAPE previsto dal WRF MeteoNetwork il 5 agosto 2016 alle 9 UTC (Run 00 UTC).

Tornando alla ventilazione, i venti sostenuti sud-occidentali alle varie quote determinano un aumento del Deep Layer Shear con valori piuttosto elevati e compresi tra 15 e 30 m/s come è possibile osservare in Fig. 4.10.

Bulk Shear 0-6km (m/s)

init: 00:00z Fri 05 Aug 2016  
valid: 09:00z Fri 05 Aug 2016

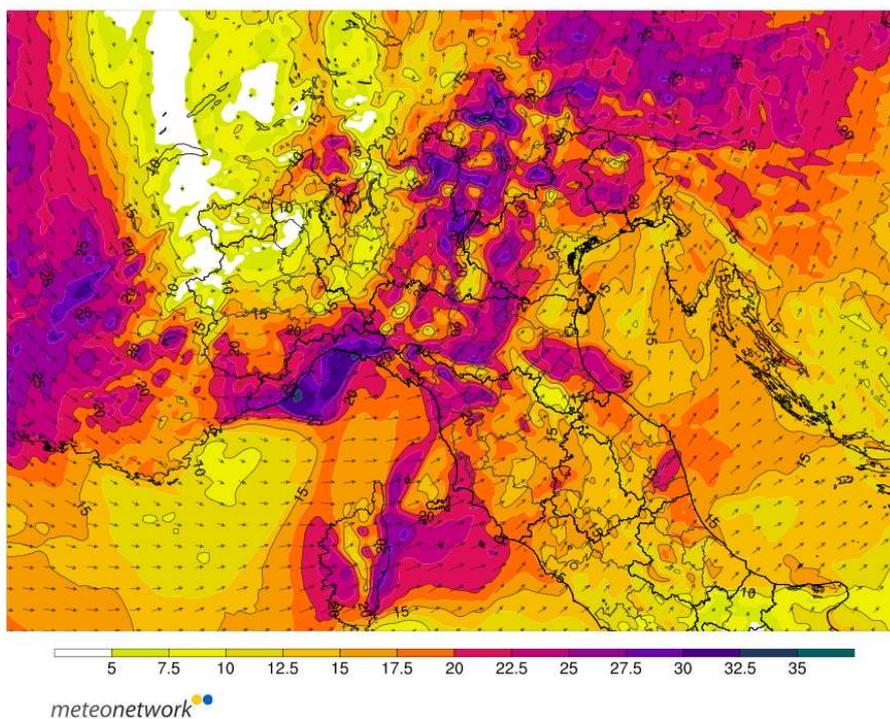


Fig. 4.10 - DLS previsto alle 9 UTC del 5 agosto 2016 dal WRF MeteoNetwork (Run 00 UTC).

Con il progressivo avanzamento della saccatura, marcato risulta anche lo shear in direzione con lo SREH 0-3 km AGL<sup>2</sup> previsto oltre i 300 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> dal WRF MeteoNetwork nel run delle 00 UTC, specie nelle zone interessate dal temporale come si può vedere in Fig. 4.11.

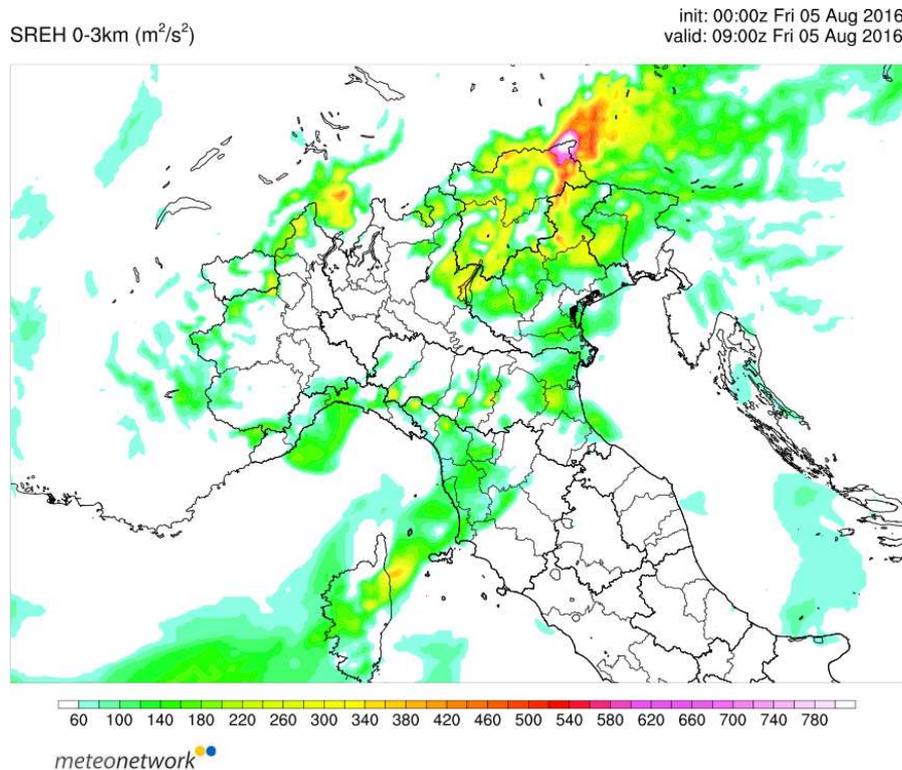


Fig. 4.11 - SREH 0-3 km previsto per le 9 UTC del 5 agosto 2016 dal WRF MeteoNetwork.

Interessante risulta inoltre l'indice temporalesco combinato Energy Helicity Index (EHI). Questo indice viene calcolato attraverso la Formula:

$$EHI = \frac{CAPE * SRH}{160000}$$

Secondo la letteratura, questo indice descrive la possibilità di sviluppo di supercelle o tornado come riportato nella seguente tabella:

EHI INDEX	
EHI >1	Possibili supercelle
1 < EHI < 5	Possibili tornado (F1 – F3)
EHI > 5	Possibili tornado (F4 – F5)

Durante la mattina del 5 agosto questo indice simulato dal WRF MeteoNetwork nel run delle 00 UTC mostra effettivamente la possibilità di sviluppo di supercelle specie nella simulazione dell'EHI calcolato tra 0 e 1 km AGL come si può osservare in Fig. 4.12.

<sup>2</sup> AGL: Above Ground Level

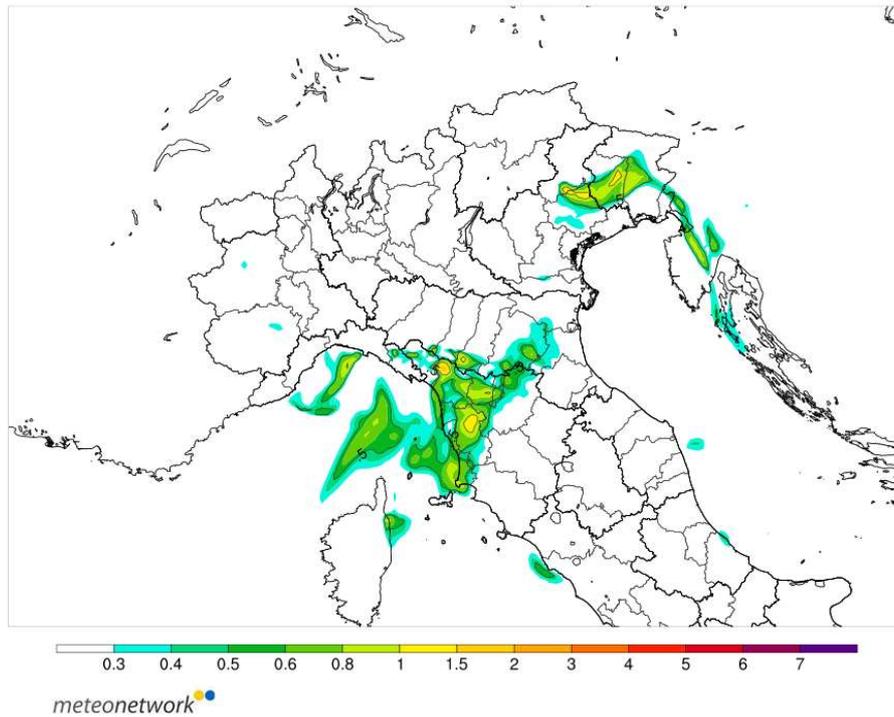


Fig. 4.12 - EHI previsto dal WRF MeteoNetwork il 5 agosto 2016 alle 9 UTC.

Infine esaminiamo gli indici Supercell Composite Parameter (SCP) e Significant Tornado Parameter (STP) riportati in Fig. 4.13. In generale alti valori di SCP e STP suggeriscono un'elevata probabilità di supercelle o multicelle come avvenuto nella mattinata del 5 agosto 2016. Per comprendere meglio la composizione di questi due indici di seguito vengono riportate le formule per il loro calcolo secondo *Thompson et al. (2003)* descritte nell'articolo "Close Proximity Soundings within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle"<sup>3</sup>:

$$SCP = \left( \frac{MUCAPE}{1000 \text{ Jkg}^{-1}} \right) \left( \frac{SRH 0 - 3 \text{ km}}{100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}} \right) \left( \frac{BRN}{40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}} \right)$$

dove  $BRN = \frac{CAPE}{0.5 U^2}$

e  $U^2$  rappresenta la differenza tra la media dei venti calcolata tra il suolo e 500 m e tra il suolo e 6 km di quota<sup>4</sup>.

$$STP = \left( \frac{MLCAPE}{1000 \text{ Jkg}^{-1}} \right) \left( \frac{SRH 0 - 6 \text{ km}}{20 \text{ ms}^{-1}} \right) \left( \frac{SRH 0 - 1 \text{ km}}{100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}} \right) \left( \frac{2000 \text{ m} - ML LCL}{1500 \text{ m}} \right)$$

<sup>3</sup> Thompson et al: [http://www.spc.noaa.gov/publications/thompson/ruc\\_waf.pdf](http://www.spc.noaa.gov/publications/thompson/ruc_waf.pdf)

<sup>4</sup> Indice BRN: <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/315/>

Senza scendere eccessivamente nel dettaglio delle equazioni si può comunque notare come per la formazione delle supercelle (e in genere di temporali forti ben organizzati) siano importanti i seguenti parametri:

- Energia potenziale cioè il CAPE;
- Gli shear verticali;
- Shear direzionali, SREH calcolati a varie quote;
- Venti lungo il profilo.

Per i tornado oltre a ciò si aggiunge l'altezza del LCL (Lifted Condensation Level).

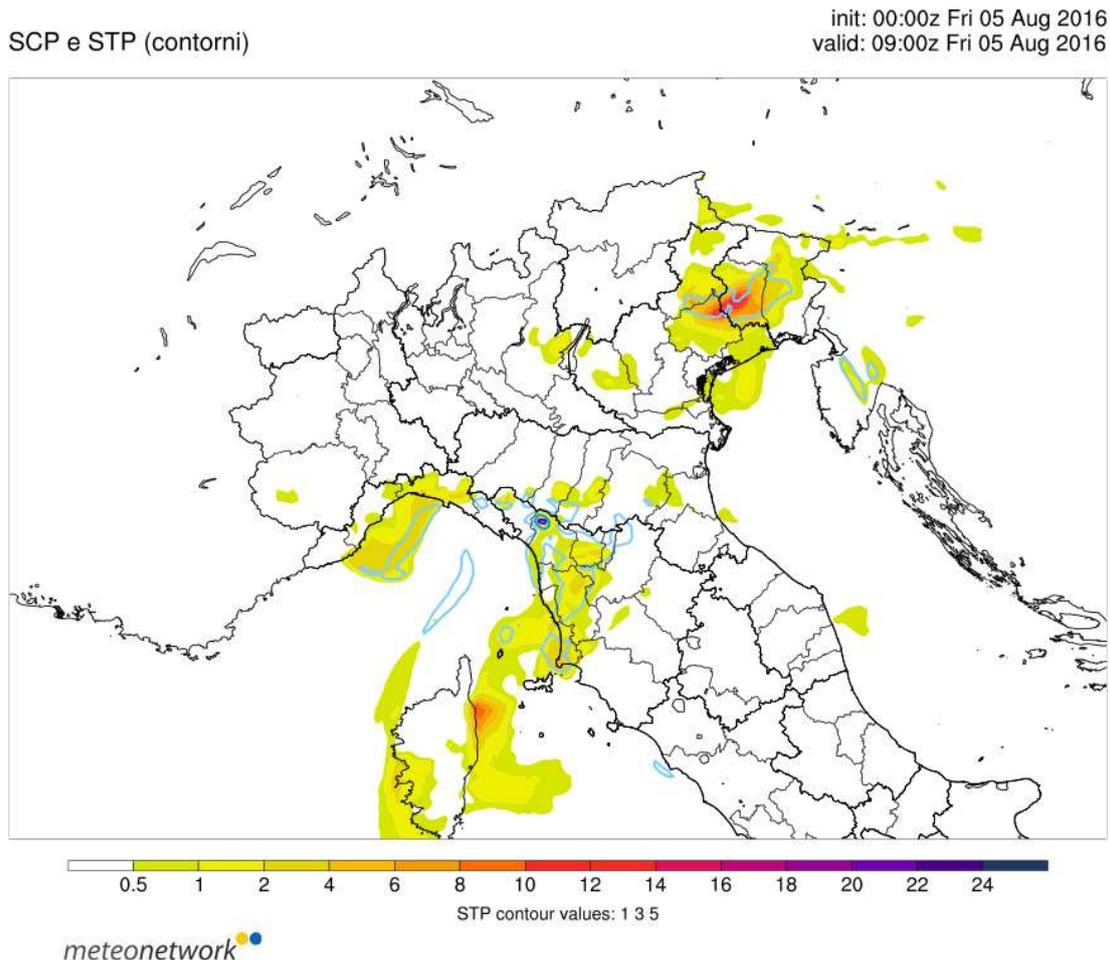


Fig. 4.13 - SCP e STP previsti dal WRF MeteoNetwork il 5 agosto 2016 alle 9 UTC (Run 00 UTC).

In conclusione, da questa descrizione si denota come il contesto fosse particolarmente favorevole allo sviluppo di temporali forti. Le simulazioni di elevato CAPE congiuntamente agli elevati shear verticali e direzionali fanno emergere una probabilità piuttosto elevata di sviluppo di temporali forti, probabilità sottolineata di conseguenza anche dalle simulazioni composite degli indici EHI, SCP e STP specie per l'area poi effettivamente colpita dal sistema temporalesco più intenso.

### 4.1.2 Evento del 10 agosto 2017

Ad inizio agosto 2017 l'Italia è interessata da un'intensa ondata di calore che porta le temperature diffusamente oltre i 40°C al Centro-Sud. Il 6 agosto un primo fronte attraversa il Nord Italia provocando alcuni intensi temporali, specie sui settori alpini e sulle pianure del Triveneto, e abbassando le temperature di alcuni gradi. Già dall'8 agosto le temperature e i tassi di umidità tornano a salire anche sul Nord Italia, come conseguenza di un nuovo promontorio sub-tropicale che interessa la penisola. Nel frattempo, tuttavia, dal Nord Atlantico scende una saccatura colma di aria fresca che inizialmente staziona tra Francia e Gran Bretagna, e poi inizia ad avanzare verso est (fa il suo ingresso in Italia venerdì 11 agosto).

Questa saccatura invia vari fronti che, a causa della presenza di massicce quantità di aria caldo-umida sul catino padano, causano forti temporali per più giorni. Un primo fronte l'8 agosto causa temporali forti sulle pedemontane del Nord-Ovest e un secondo fronte il 9 agosto provoca intensi temporali sui settori alpini, in particolare tra veronese e trentino, dove si hanno violente grandinate con chicchi di grosse dimensioni. Il 10 agosto invece, giorno in cui si è avuta la manifestazione temporalesca più intensa oggetto di questo studio, paradossalmente non si ha il transito di alcun fronte (solo verso sera si sviluppano alcuni temporali sul Piemonte legati al transito dell'asse di saccatura che avverrà poi il giorno successivo in maniera completa).

Come si può vedere nella carta dei geopotenziali di Fig. 4.14, alla quota di 300 hPa è presente una saccatura posizionata sulla Francia che si sta isolando come cut-off. Si notino inoltre le isoipse che tendono ad aprirsi a ventaglio sull'Italia, segno di divergenza delle correnti in quota: condizione tipicamente favorevole all'insorgenza di moti convettivi.

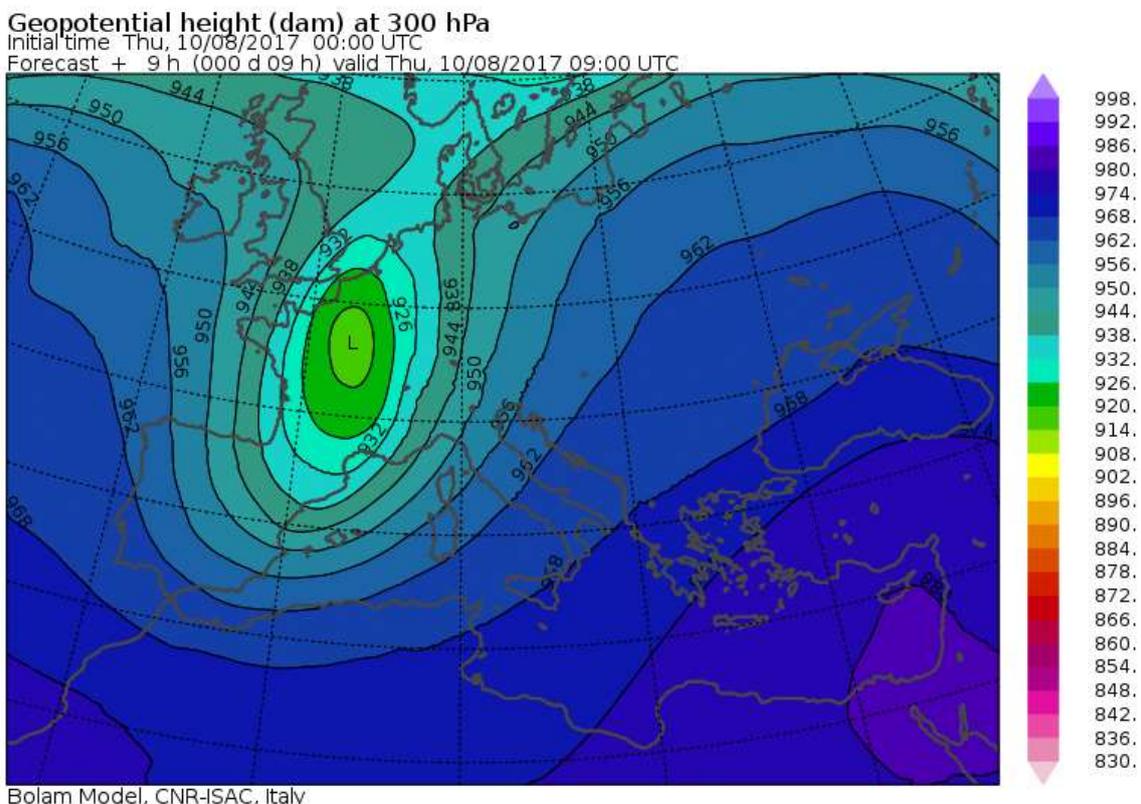


Fig. 4.14 - Bolam raffigurante i geopotenziali previsti dal Run 00 UTC del 10 agosto 2017 per le 9 UTC dello stesso giorno.

Se invece si osservano i valori di Potential Vorticity<sup>5</sup> (PV) alla quota isentropica di 325 K (circa 300 hPa), si nota un nocciolo positivo di unità PV che si sposta dalla Corsica (freccia nera in Fig. 4.15) alla Toscana (freccia nera in Fig. 4.16) e poi al Nord-Est (freccia nera in Fig. 4.17). Quest'anomalia di PV denota un'infiltrazione di aria secca stratosferica in troposfera che molte volte favorisce lo sviluppo di temporali forti. Effettivamente nel primo mattino del 10 agosto si sono avuti i primi temporali proprio tra Mar Tirreno e Corsica (l'orario coincide perfettamente con le mappe della Fig. 4.15), temporali che poi si sono spostati verso la Toscana, dove per le condizioni migliori si sono notevolmente rinvigoriti ed hanno iniziato a provocare danni (come ad esempio a Firenze). È probabile dunque che quest'anomalia di PV abbia avuto un ruolo molto importante per la genesi dei primi temporali, anche se la forte intensità degli stessi è stata probabilmente più influenzata dalle condizioni degli strati atmosferici medio-bassi.

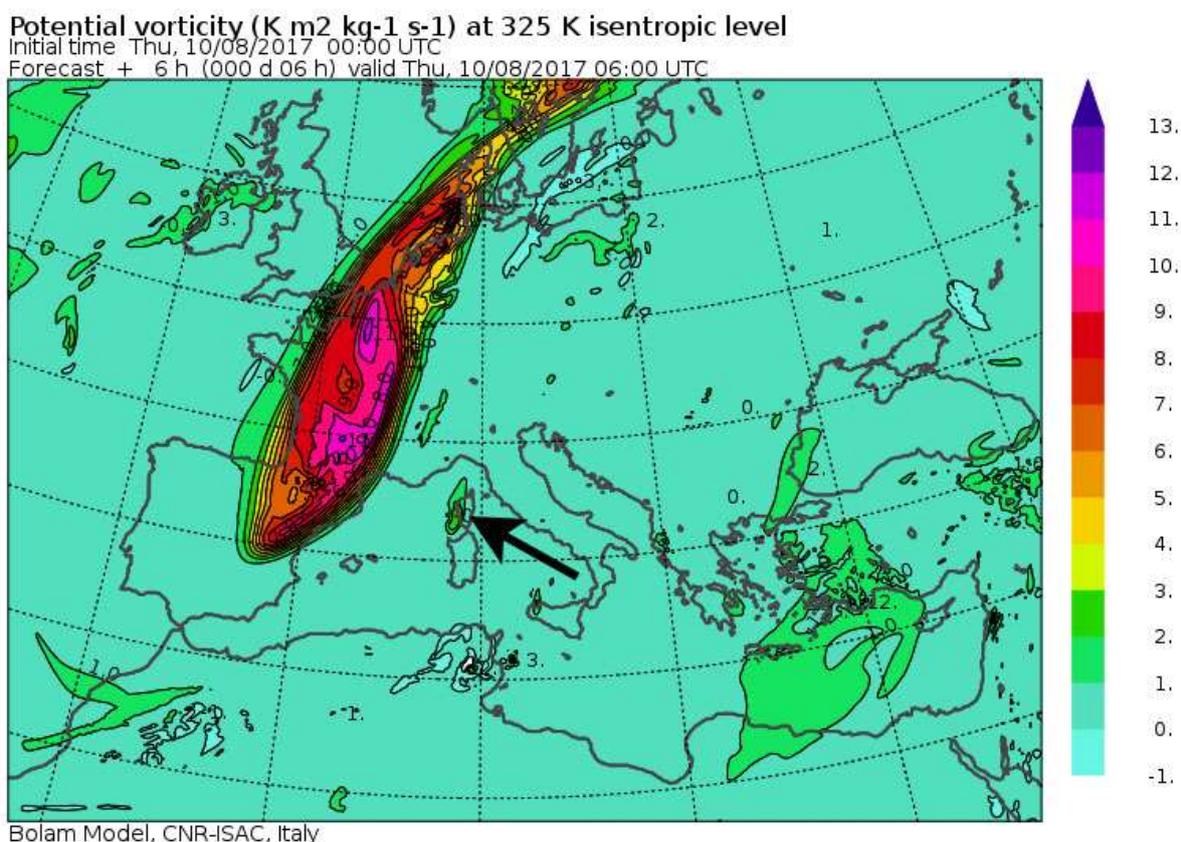


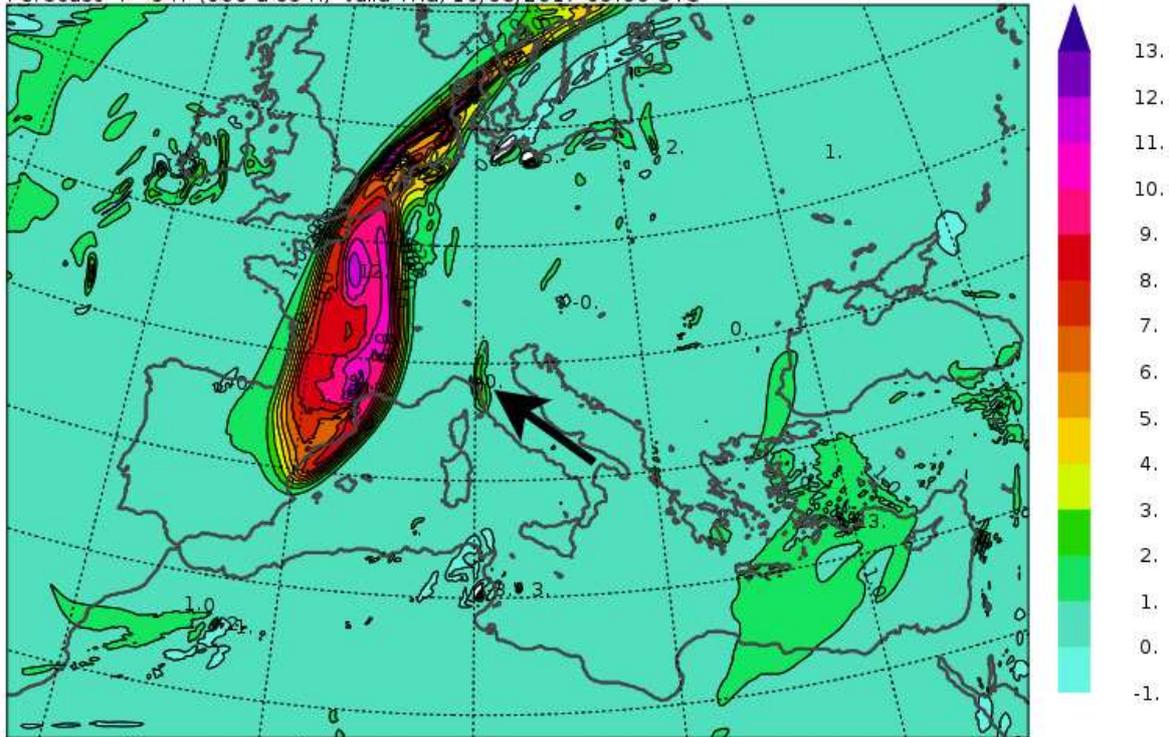
Fig. 4.15 - PV prevista dal modello Bolam alle 6 UTC del 10 agosto 2017 (Run 00 UTC).

<sup>5</sup> Riguardo alla Potential Vorticity si può trovare un'approfondita spiegazione nel capitolo 1.1 di *"Il tornado di Pianiga, Dolo e Mira"* (Abinanti, Bianchino, Gobbi, Mistrorigo, Perini, Rabito, Randi, Rosa, Scortegagna, Valeri, 2016).

Potential vorticity ( $\text{K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) at 325 K isentropic level

Initial time Thu, 10/08/2017 00:00 UTC

Forecast + 9 h (000 d 09 h) valid Thu, 10/08/2017 09:00 UTC



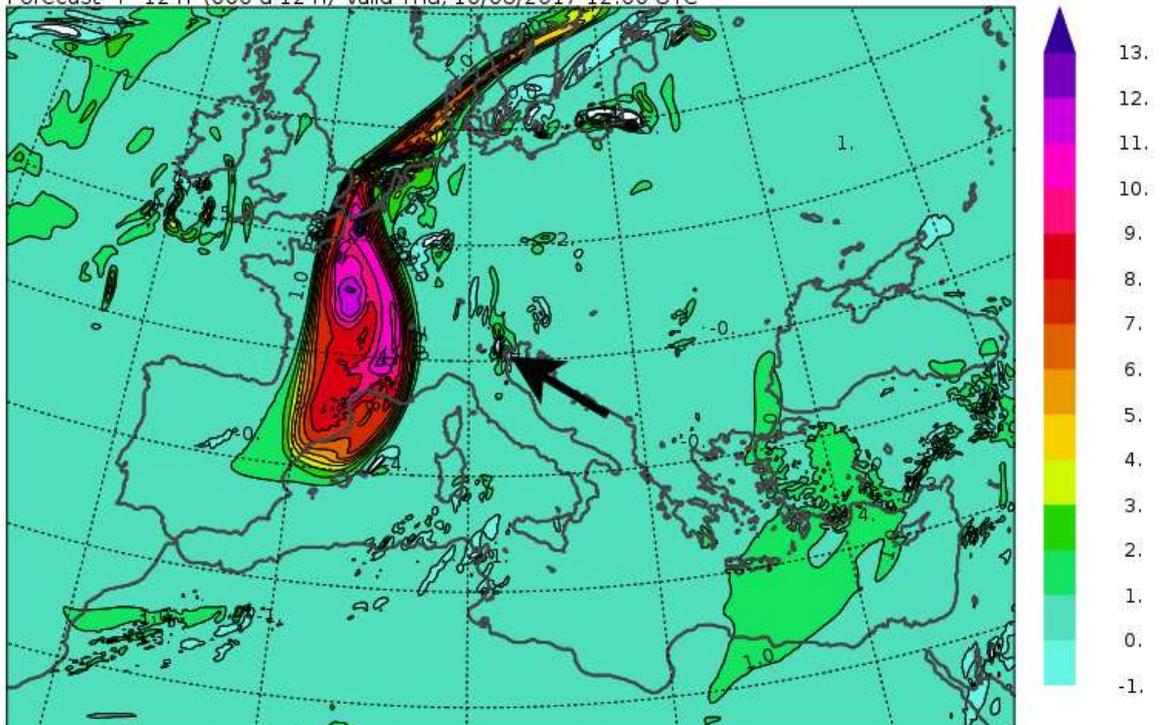
Bolam Model, CNR-ISAC, Italy

Fig. 4.16 - PV prevista dal modello Bolam alle 9 UTC del 10 agosto 2017 (Run 00 UTC).

Potential vorticity ( $\text{K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) at 325 K isentropic level

Initial time Thu, 10/08/2017 00:00 UTC

Forecast + 12 h (000 d 12 h) valid Thu, 10/08/2017 12:00 UTC



Bolam Model, CNR-ISAC, Italy

Fig. 4.17 - PV prevista dal modello Bolam alle 12 UTC del 10 agosto 2017 (Run 00 UTC).

Nel proseguo dell'analisi si utilizzerà prevalentemente il modello MOLOCH poiché questo, nella corsa 00 UTC del 10 agosto, è riuscito a prevedere con grande precisione lo sviluppo e la traiettoria dell'intenso temporale dalla Toscana al Nord-Est, come dimostrano le seguenti mappe di precipitazione (cumulate di 3 h) delle Fig. 4.18 e 4.19.

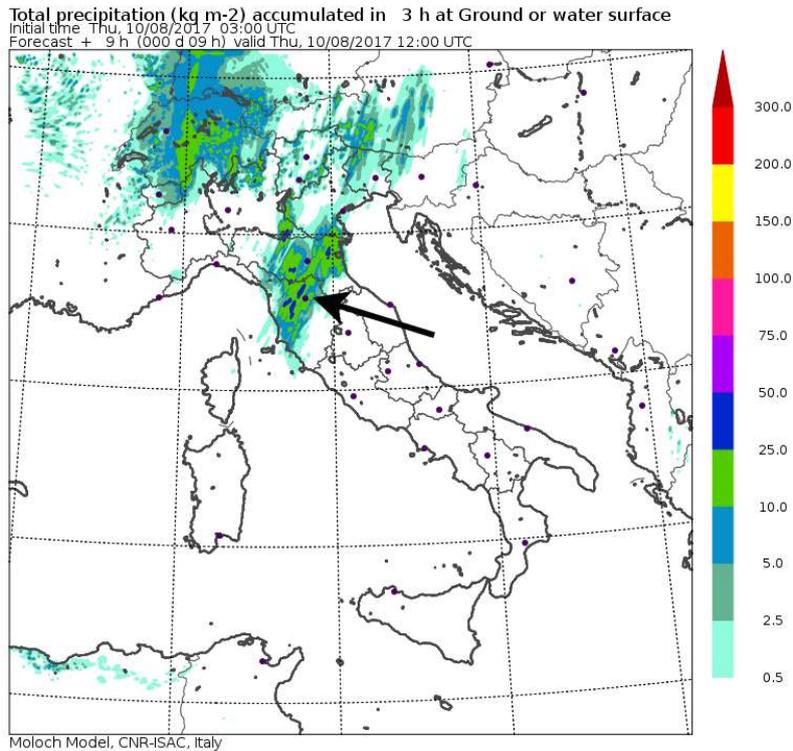


Fig. 4.18 - Precipitazioni previste alle 12 UTC dal modello Moloch il 10 agosto 2017, Run 00 UTC.

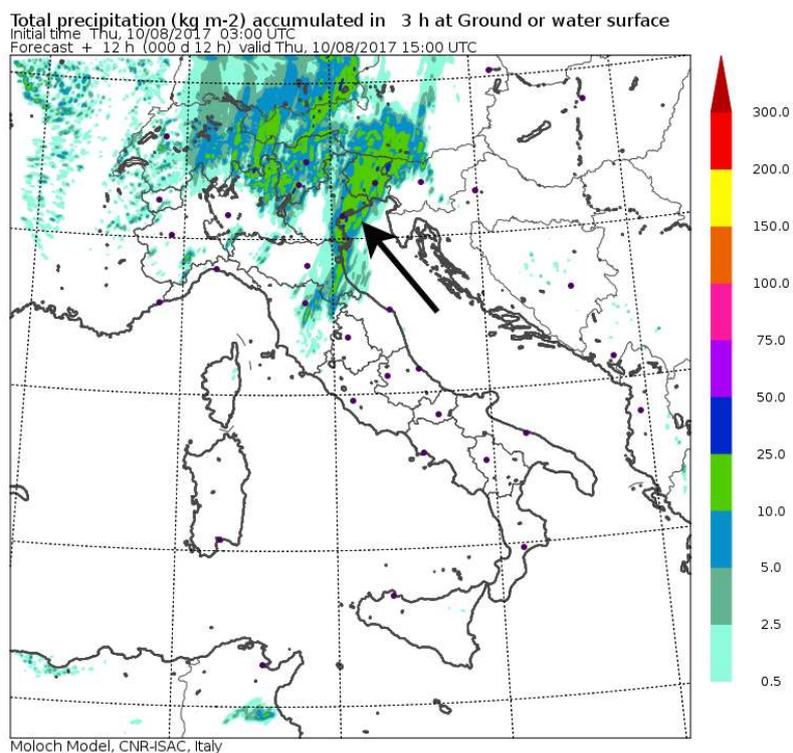


Fig. 4.19 - Precipitazioni previste alle 15 UTC dal modello Moloch il 10 agosto 2017, Run 00 UTC.

Alla quota di 500 hPa (Fig. 4.20 e 4.21) nelle ore centrali del 10 agosto 2017 si osserva una leggera avvezione di aria calda (2°C circa) che si muove dalla Corsica verso l’Austria. Quest’avvezione calda è stata probabilmente una conseguenza della contemporanea discesa dell’aria fredda nella saccatura della valle del Rodano (come evidenziano le frecce). L’avvezione di aria calda a questa quota è stata probabilmente uno dei fattori che hanno impedito la caduta di grandine nei temporali di questa giornata.

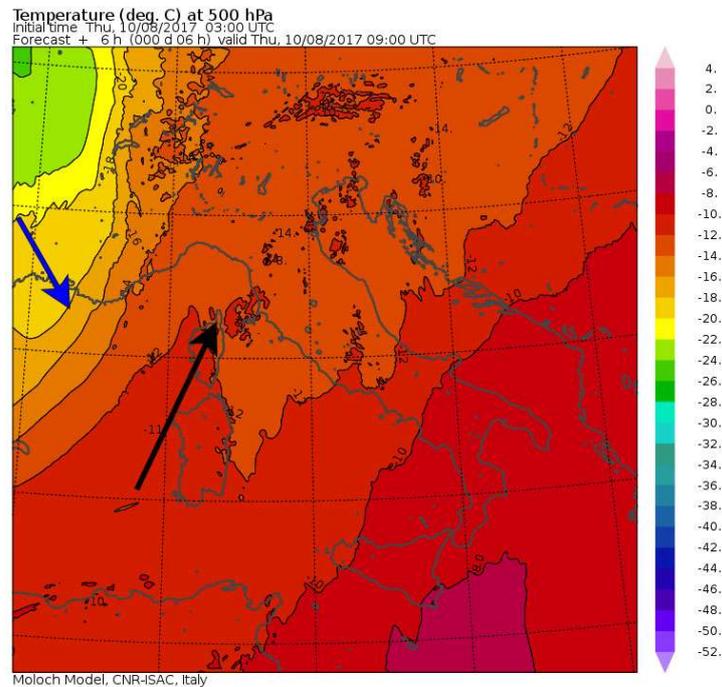


Fig. 4.20 - Temperature a 500 hPa previste dal modello Moloch il 10 agosto 2017 alle 9 UTC, Run 00 UTC.

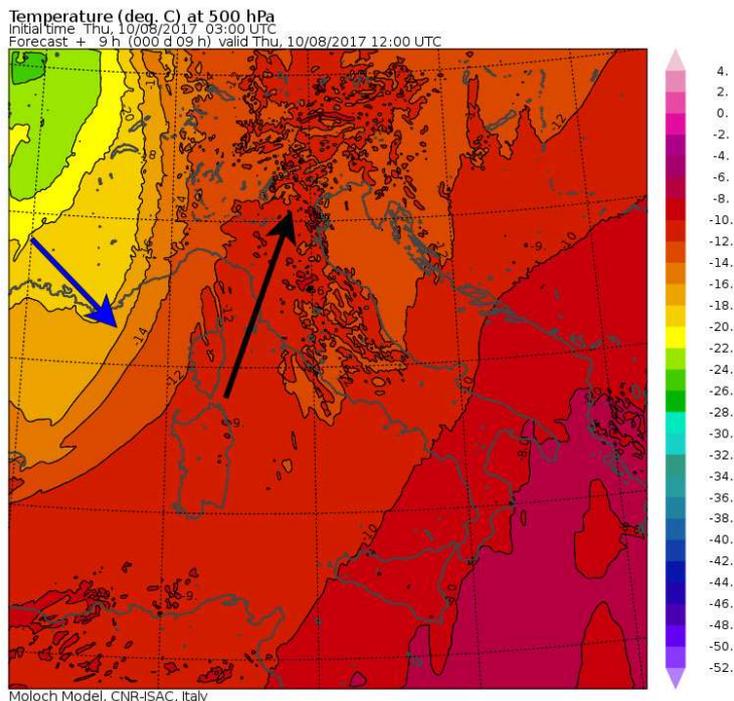


Fig. 4.21 - Temperature a 500 hPa previste dal modello Moloch il 10 agosto 2017 alle 12 UTC, Run 00 UTC.

Per quanto concerne la ventilazione a 500 hPa è presente un corridoio con ventilazione molto sostenuta da SSW dalla Sardegna all’Austria, con punte prossime a 35 m/s (Fig. 4.22).

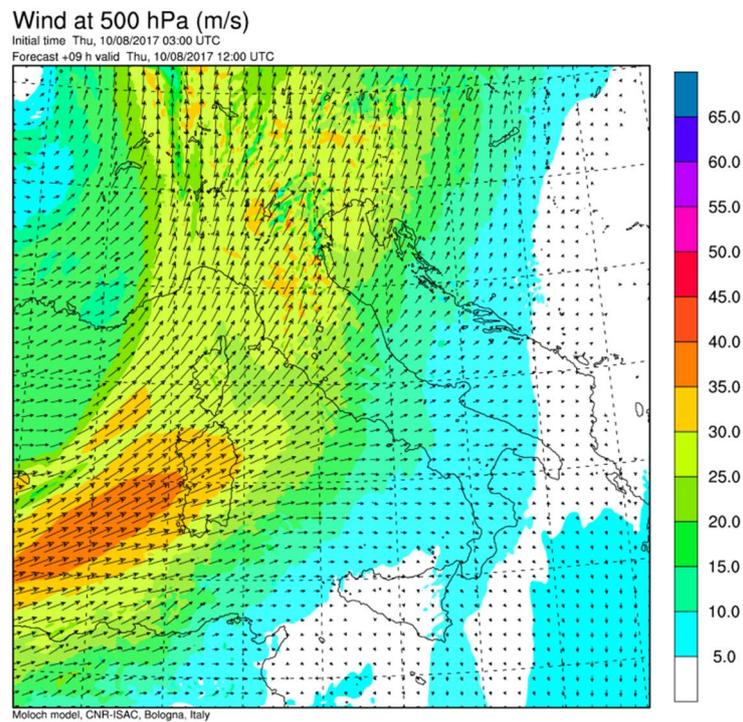


Fig. 4.22 - Venti a 500 hPa previsti dal modello Moloch il 10 agosto 2017 alle ore 12 UTC, Run 00 UTC.

Le sostenute correnti meridionali presenti a questa quota determinano inoltre elevato windshear 0-6 km, pari a circa 25 m/s nelle zone dove è transitato il temporale (l’assenza di windshear sul basso Veneto è dovuto alla presenza del temporale secondo la simulazione del modello, Fig. 4.23).

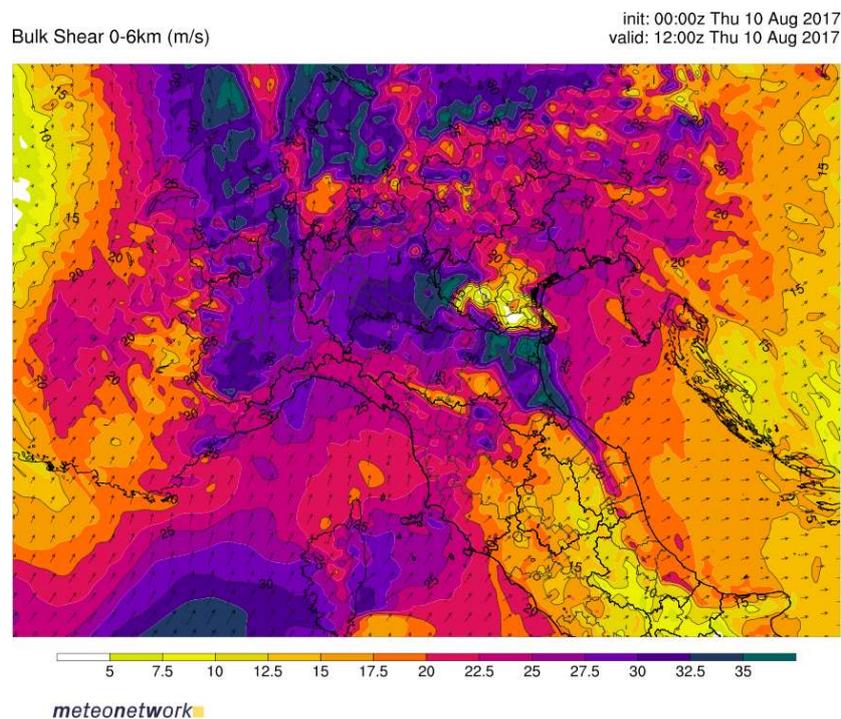


Fig. 4.23 - DLS (Deep Layer Shear) previsto dal modello WRF MeteoNetwork alle 12 UTC del 10 agosto 2017, Run 00 UTC.

Anche a 700 hPa si osserva una situazione simile con un corridoio di venti forti da SSW dalla Sardegna all'Austria, con picchi fino a 28 m/s (Fig. 4.24). Caratteristica che ritroviamo anche a 850 hPa, con venti moderati da SSW dalla Sardegna all'Austria, con picchi di 15 m/s (Fig. 4.25).

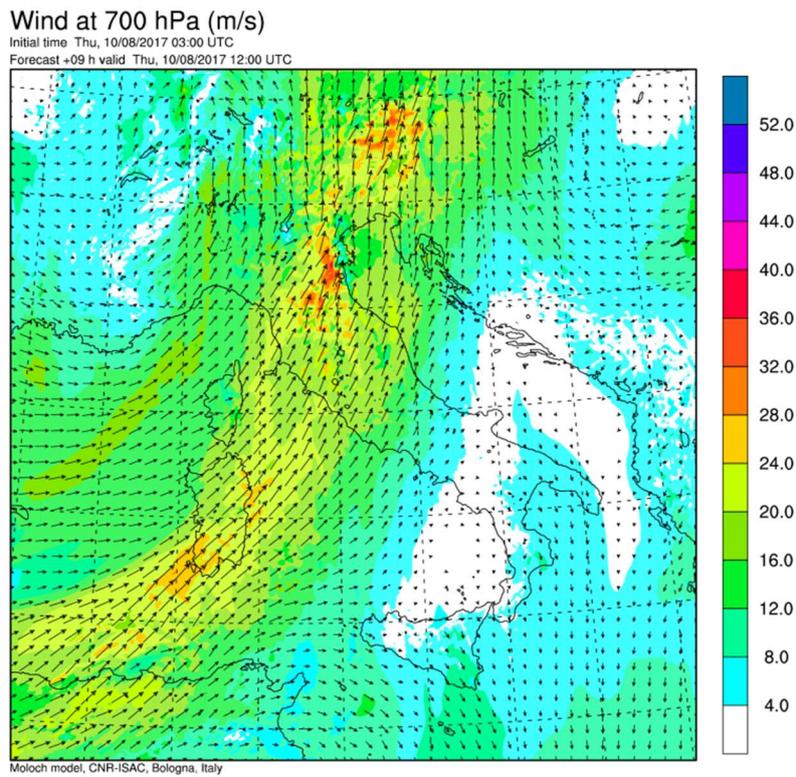


Fig. 4.24 - Venti a 700 hPa previsti dal modello Moloch il 10 agosto 2017 alle ore 12 UTC, Run 00 UTC.

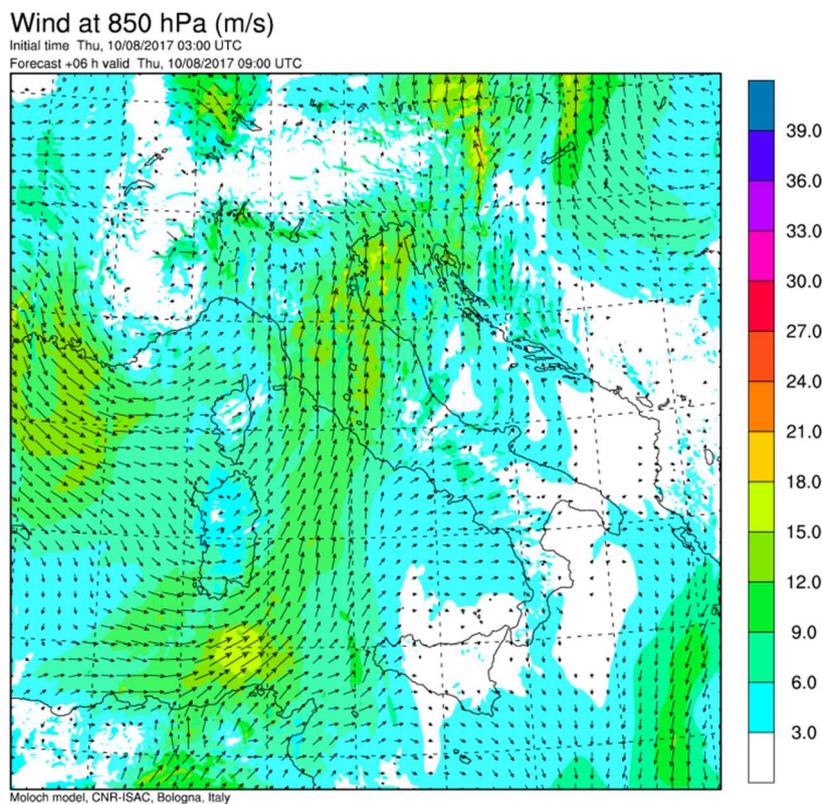


Fig. 4.25 - Venti a 850 hPa previsti dal modello Moloch il 10 agosto 2017 alle ore 9 UTC, Run 00 UTC.

Questa corrente sud-occidentale alle varie quote trasportava masse d'aria molto calde e umide, testimoniate dagli elevati valori di theta-e (temperatura potenziale) a 850 hPa, come si può osservare in Fig. 4.26. La theta-e è un parametro che misura la stabilità dell'atmosfera (in particolare se si studia il suo profilo verticale) e in genere a parità di temperatura le masse d'aria con più theta-e avranno anche maggiori quantità di umidità. Elevati valori di theta-e possono indicare condizioni favorevoli a forti temporali.

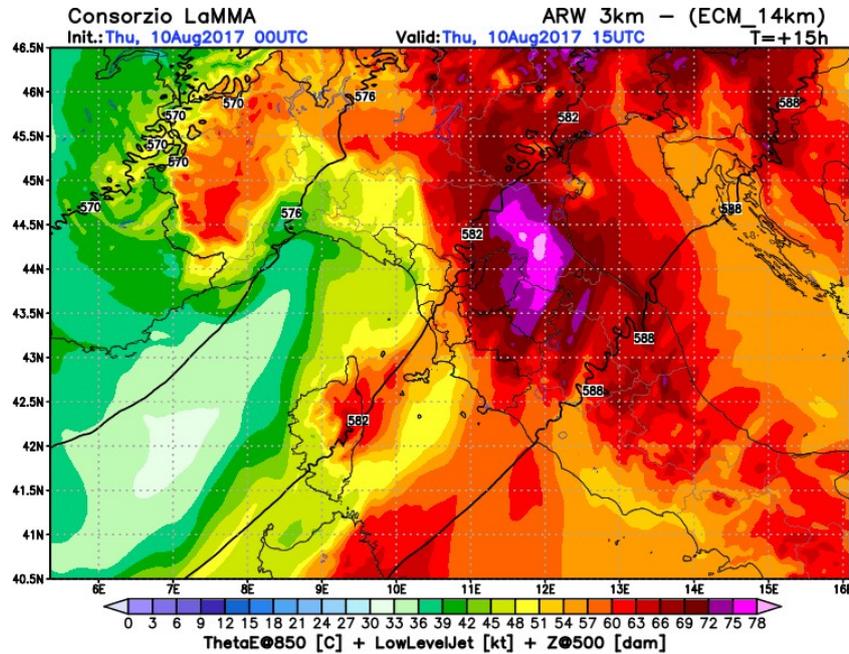


Fig. 4.26 - Theta-e a 850 hPa prevista dal modello ARW 3 km ECMWF del consorzio LAMMA alle ore 15 UTC del 10 agosto 2017, Run 00 UTC.

È probabile che la genesi di questa corrente sia stata favorita dal forte gradiente termico orizzontale che si è originato tra Alpi Occidentali e Balcani per la presenza della saccatura a ovest, in discesa come visto dalla valle del Rodano, e del promontorio anticiclonico sub-tropicale a est (Fig. 4.27).

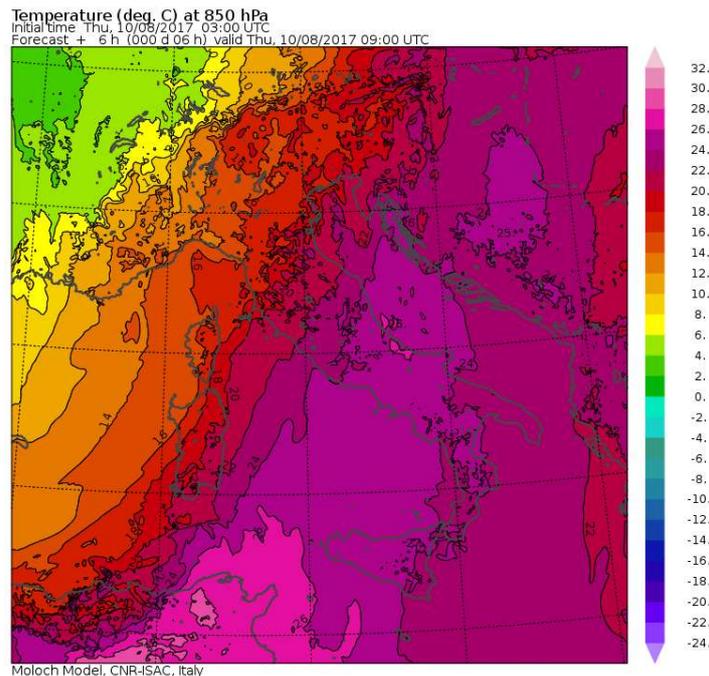


Fig. 4.27 - Temperatura a 850 hPa prevista dal modello Moloch il 10 agosto 2017 alle ore 9 UTC, Run 00 UTC.

Dai radiosondaggi delle ore 12 UTC del 10 agosto 2017 in particolare si osserva che a Payerne (nei pressi di Berna in Svizzera) a 850 hPa erano presenti  $+5,0^{\circ}\text{C}$ , mentre nello stesso istante a Zagabria, in Croazia, sempre a 850 hPa erano presenti ben  $+24,0^{\circ}\text{C}$ . Un gradiente termico orizzontale di ben  $19^{\circ}\text{C}$  in 719 km (Fig. 4.28). Più che sufficiente per motivare la genesi di una forte corrente parallela alle isoterme sull'Italia.

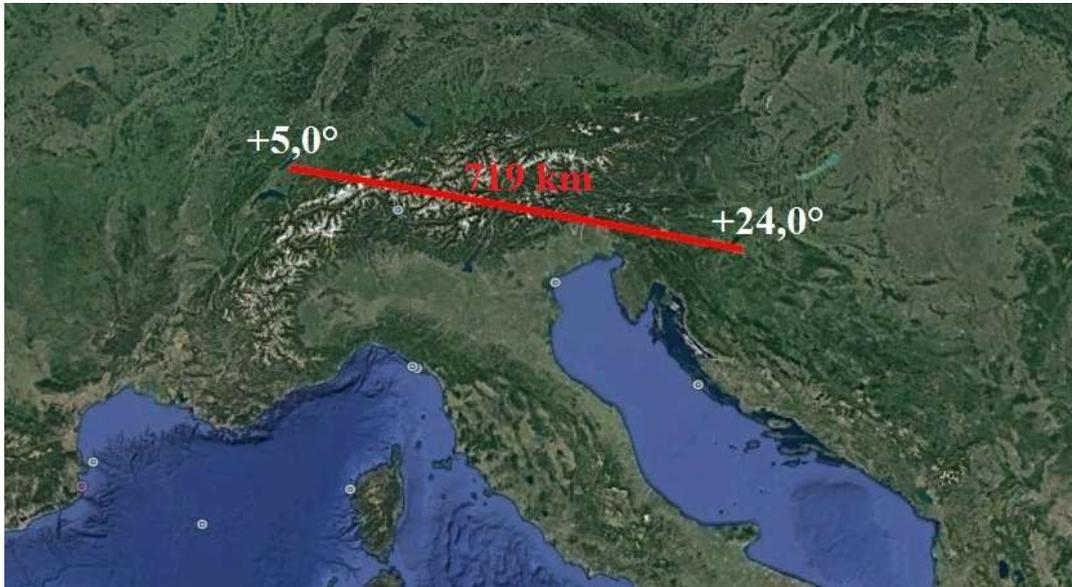


Fig. 4.28 - Differenza di temperatura a 850 hPa tra Payerne e Zagabria misurata dalle rispettive radiosonde il 10 agosto 2017 alle ore 12 UTC.

Questa corrente, data la sua origine e le sue caratteristiche già evidenziate, è quindi molto probabilmente una Low Level Jet (LLJ) che ha permesso una costante ed efficace alimentazione dell'intenso temporale. Si ritiene che l'intensificazione dei temporali in Toscana sia stata provocata dall'incontro dei temporali nati precedentemente attorno alla Corsica con la LLJ che saliva dal Tirreno. Inoltre in Toscana la LLJ era costretta a sollevarsi per l'incontro con il crinale appenninico, favorendo moti ascendenti forzati. Da non dimenticare infine che proprio in Toscana erano presenti i valori di theta-e più elevati (vedi Fig. 4.26), che sicuramente hanno garantito notevole energia per la convezione.

Al suolo era inoltre presente una convergenza di venti tra Scirocco e Libeccio sulla costa toscana che potrebbe aver svolto un ulteriore ruolo nel triggering dei temporali (Fig. 4.29). Non si ritiene interessante invece analizzare nel dettaglio la ventilazione al suolo sul Nord-Est perché non ha svolto un ruolo significativo nell'innescio dei temporali anche se possiamo ricordare che era debole e generalmente dai quadranti meridionali.

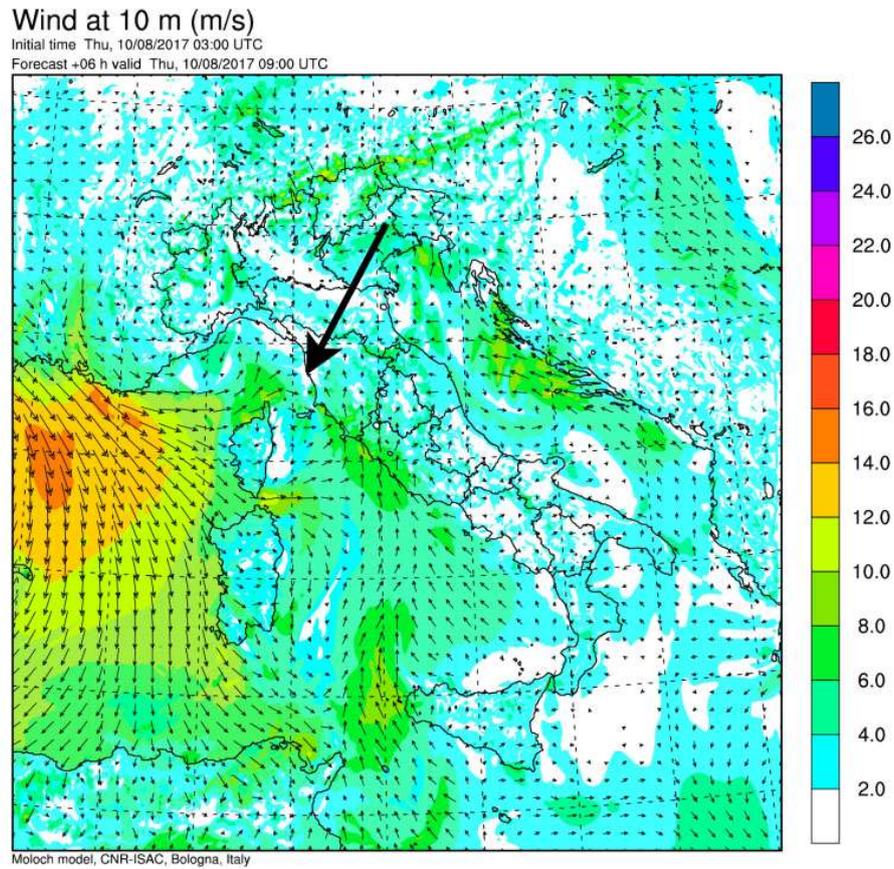


Fig. 4.29 - Venti a 10 m previsti dal modello Moloch alle 9 UTC del 10 agosto. La freccia nera indica convergenze sulle coste toscane.

Tornando agli aspetti termodinamici, al suolo nelle ore centrali del 10 agosto 2017 l'atmosfera era molto umida, con valori di dew point compresi tra 20°C e 24°C su Toscana e pianura veneta, come mostra la simulazione del modello WRF MeteoNetwork riportato in Fig. 4.30.

Dew Point 2m (C)

init: 06:00z Thu 10 Aug 2017  
valid: 12:00z Thu 10 Aug 2017

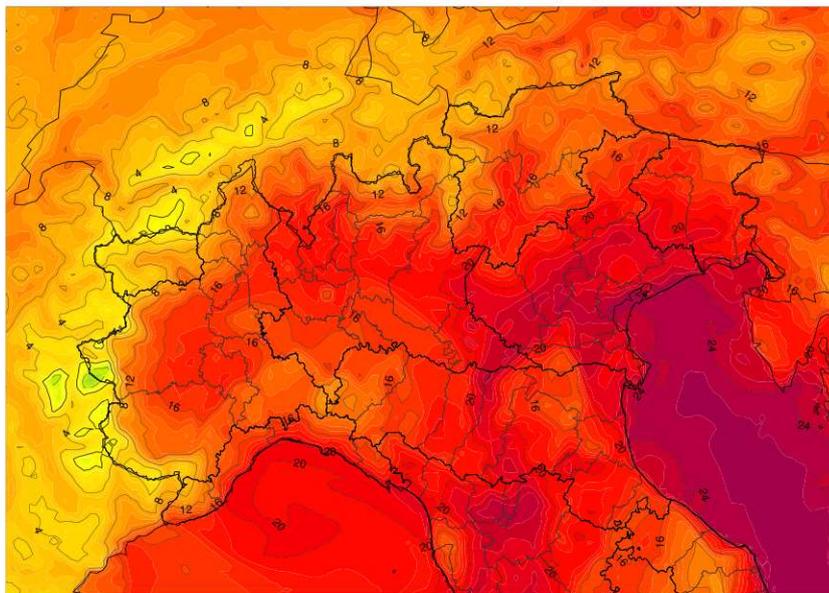


Fig. 4.30 – Dew points previsti dal modello WRF MeteoNetwork alle 12 UTC del 10 agosto 2017, Run 06 UTC. La presenza di elevata umidità ha determinato elevati valori di  $\mu$ CAPE, localmente oltre i 3000 J/kg (Fig. 4.31). Anche il Lifted Index raggiungeva valori estremamente bassi, inferiori a  $-10^{\circ}\text{C}$  come è possibile osservare in Fig. 4.32.

Most Unstable CAPE (J/kg)

init: 00:00z Thu 10 Aug 2017  
valid: 12:00z Thu 10 Aug 2017

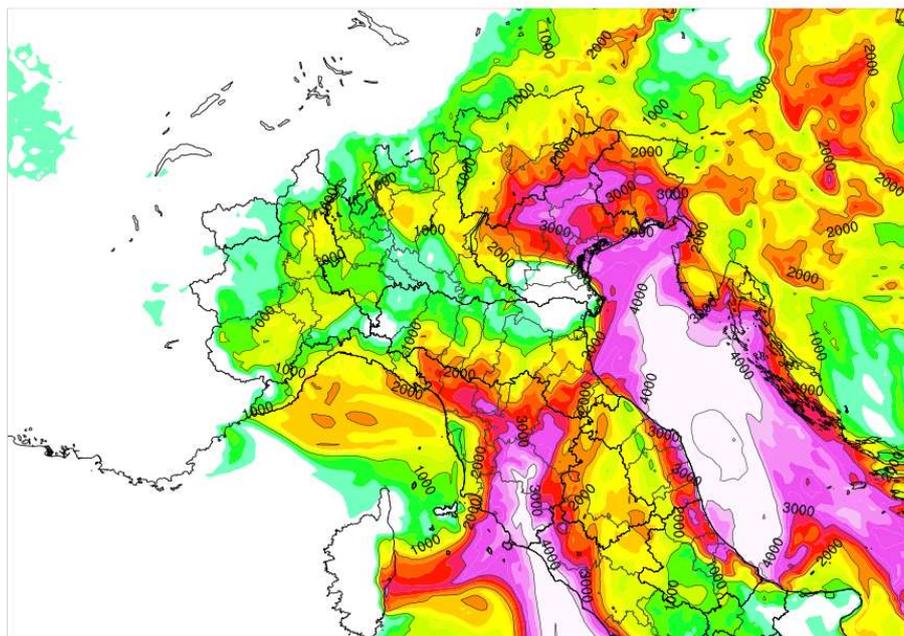


Fig. 4.31 -  $\mu$ CAPE previsto dal WRF MeteoNetwork alle 12 UTC del 10 agosto, Run 00 UTC.

Lifted Index (C)

init: 00:00z Thu 10 Aug 2017  
valid: 12:00z Thu 10 Aug 2017

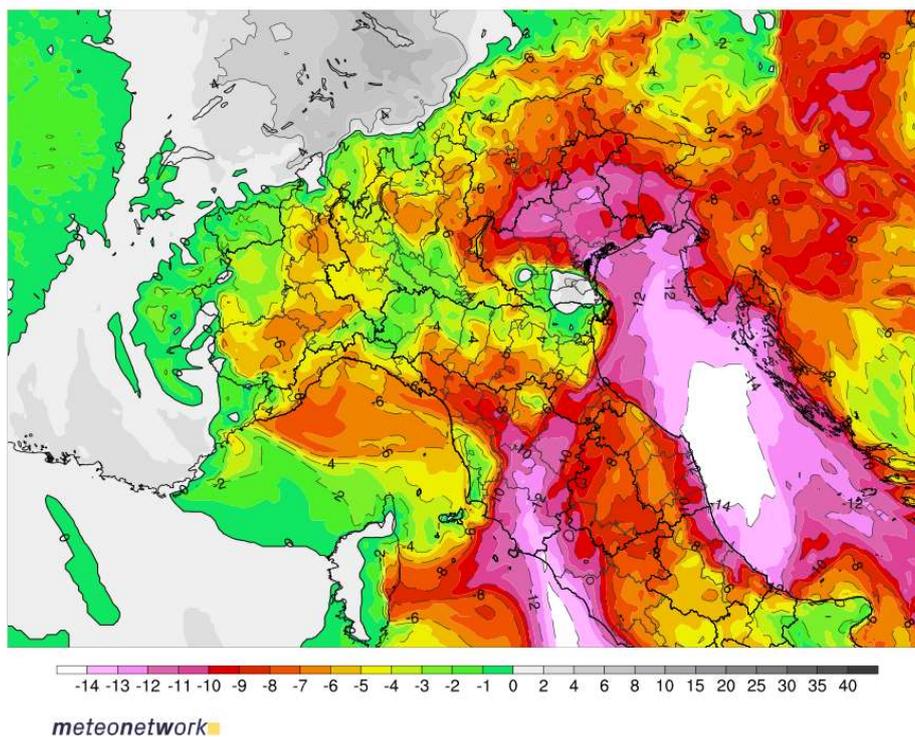


Fig. 4.32 - Lifted Index previsto dal WRF MeteoNetwork alle 12 UTC del 10 agosto, Run 00 UTC.

I valori di SREH 0-3 km erano allo stesso modo elevati, a testimoniare la possibilità di sviluppo di supercelle (Fig. 4.33). La mappa dell'indice EHI 0-3 km (approfondito nell'analisi del 5 agosto 2016) mostra valori favorevoli a tornado di debole-media intensità su una vasta area (Fig. 4.34).

SREH 0-3km (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)

init: 00:00z Thu 10 Aug 2017  
valid: 12:00z Thu 10 Aug 2017

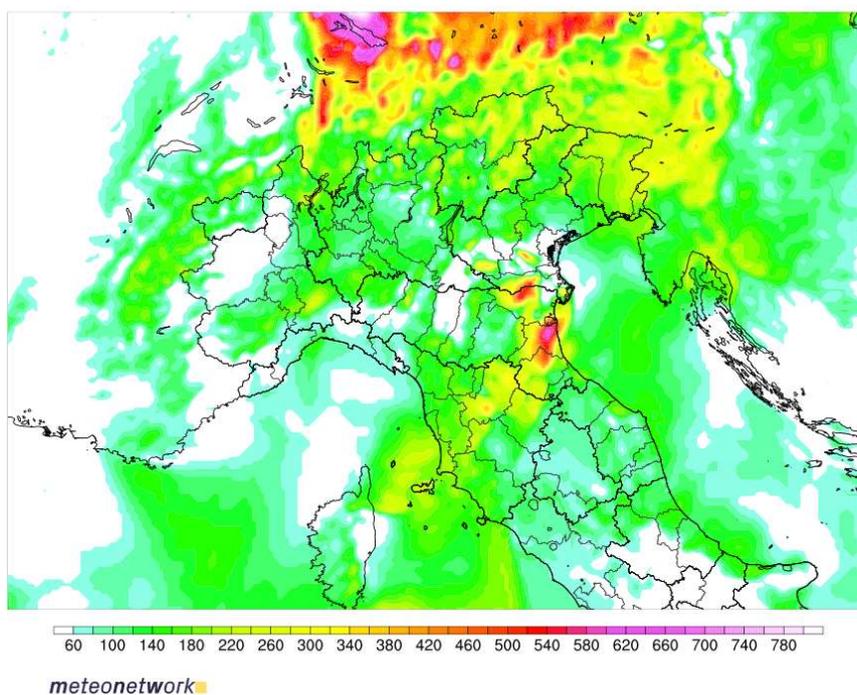


Fig. 4.33 - SREH 0-3 km previsto dal WRF MeteoNetwork alle 12 UTC del 10 agosto, Run 00 UTC.

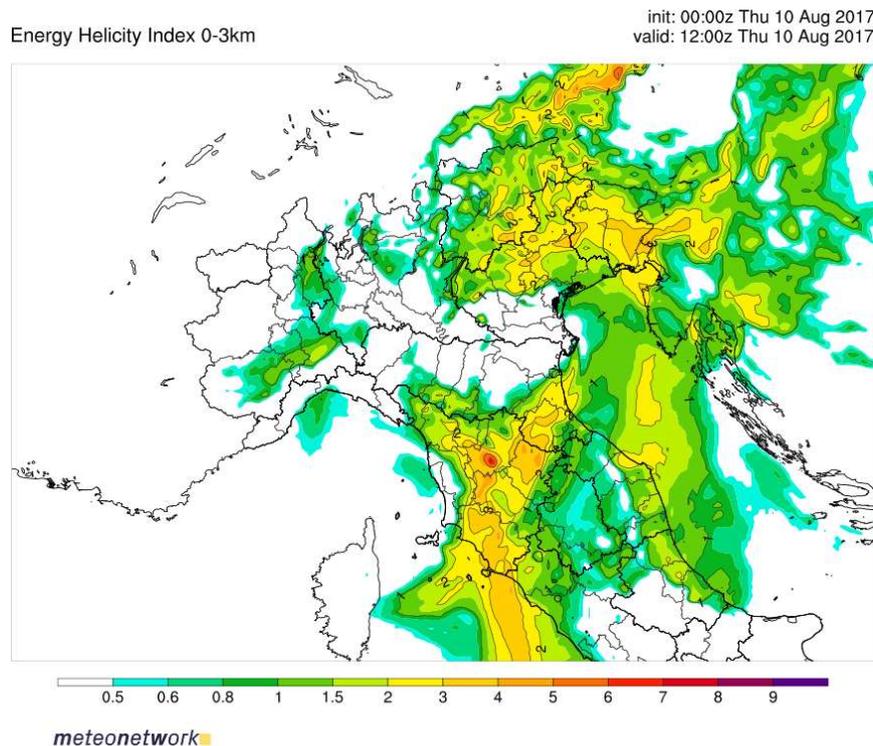


Fig. 4.34 - EHI previsto dal modello WRF MeteoNetwork alle 12 UTC del 10 agosto, Run 00 UTC.

Perciò il motivo per cui non si sono sviluppati supercelle e tornado è probabilmente dovuto al fatto che la convezione si è subito organizzata in un MCS in Toscana e dunque ha sfavorito per sua natura lo sviluppo di supercelle. Inoltre, successivamente al transito del MCS, non si sono potuti sviluppare altri temporali perché l'atmosfera era ormai ben stabilizzata dal massiccio rovesciamento di aria fredda operato dal MCS stesso; non si sono potute generare altre celle isolate in grado di evolvere in supercelle. Probabilmente anche senza la formazione del MCS la genesi di supercelle sarebbe stata comunque sfavorita per la presenza in questa giornata di downdraft massivi (i motivi sono chiariti nel paragrafo 4.1.3) che quindi avrebbero dato luogo a eventuali supercelle di tipo “outflow dominated”, generalmente di durata più breve e raramente tornadiche.

#### 4.1.3 Rear Inflow Jet

I temporali, come quello sviluppatosi nella giornata del 10 agosto 2017, hanno la caratteristica di generare una corrente nel loro lato posteriore, detta Rear Inflow Jet, che si “tuffa” dalla sommità del cumulonembo verso il lato avanzante dello stesso (linea del gust front), come si può vedere nella Fig. 4.35. Lo sviluppo di questa corrente è dovuta alla genesi di una mesobassa pressione alla media quota come conseguenza del massiccio rovesciamento di aria fredda al suolo. Condizione fondamentale per il suo sviluppo è inoltre la presenza di forte wind shear unidirezionale in quota: infatti, forti venti attorno a 5-8 km di quota possono poi essere “piegati” dai downdrafts dei temporali verso il suolo, contribuendo a generare forti downbursts.

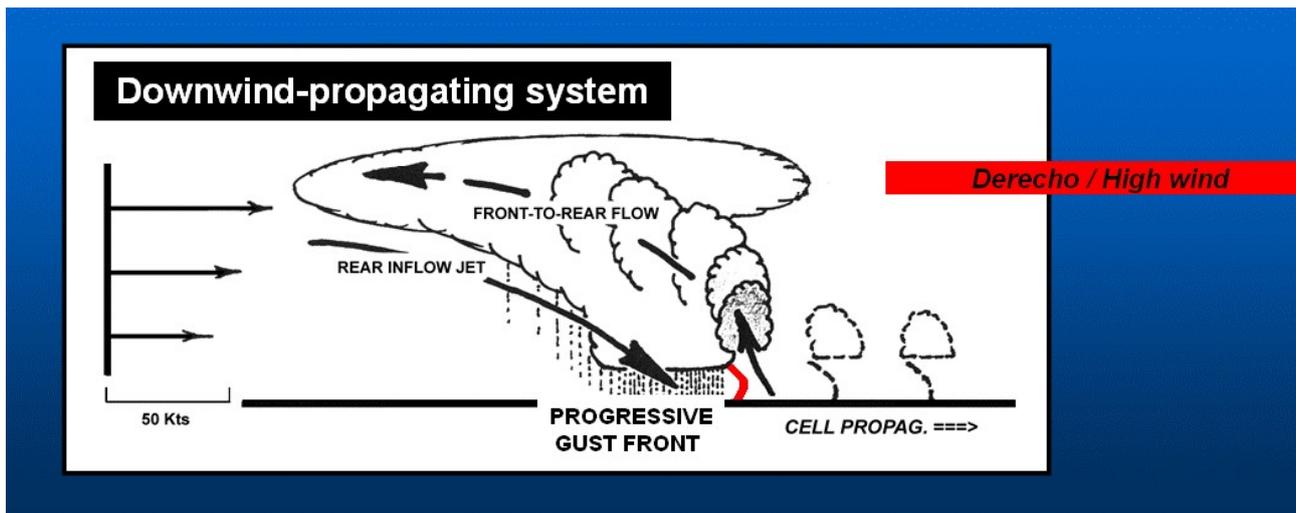


Fig. 4.35 - Downwind propagating system, illustrazione tratta da Corfidi (2003).

La Rear Inflow Jet è dunque una corrente che scende progressivamente dalle quote più alte verso il suolo. Nella corsa delle 06 UTC del 10 agosto 2017 il modello WRF MeteoNetwork ha previsto lo sviluppo del MCS in Toscana in spostamento verso il Friuli, anche se seguendo una traiettoria leggermente più occidentale di quanto effettivamente avvenuto. Nella medesima simulazione si può osservare la presenza della Rear Inflow Jet.

Da 500 hPa (Fig. 4.36) in giù (700 hPa in Fig. 4.37, 850 hPa in Fig. 4.38, 925 hPa in Fig. 4.39) infatti si possono vedere picchi di ventilazione, indicati dalle frecce, via via più spostati verso Nord-Est, cioè nella direzione di propagazione del temporale, che indicano il suo asse obliquo. Da notare inoltre che in corrispondenza dei picchi la ventilazione ha sempre la medesima direzione e che il picco ha sempre la medesima intensità (30-32 m/s circa) da 500 hPa a 925 hPa. Nonostante si tratti di una simulazione numerica, la si può ritenere molto vicina a ciò che è effettivamente accaduto nel primo pomeriggio del 10 agosto 2017.

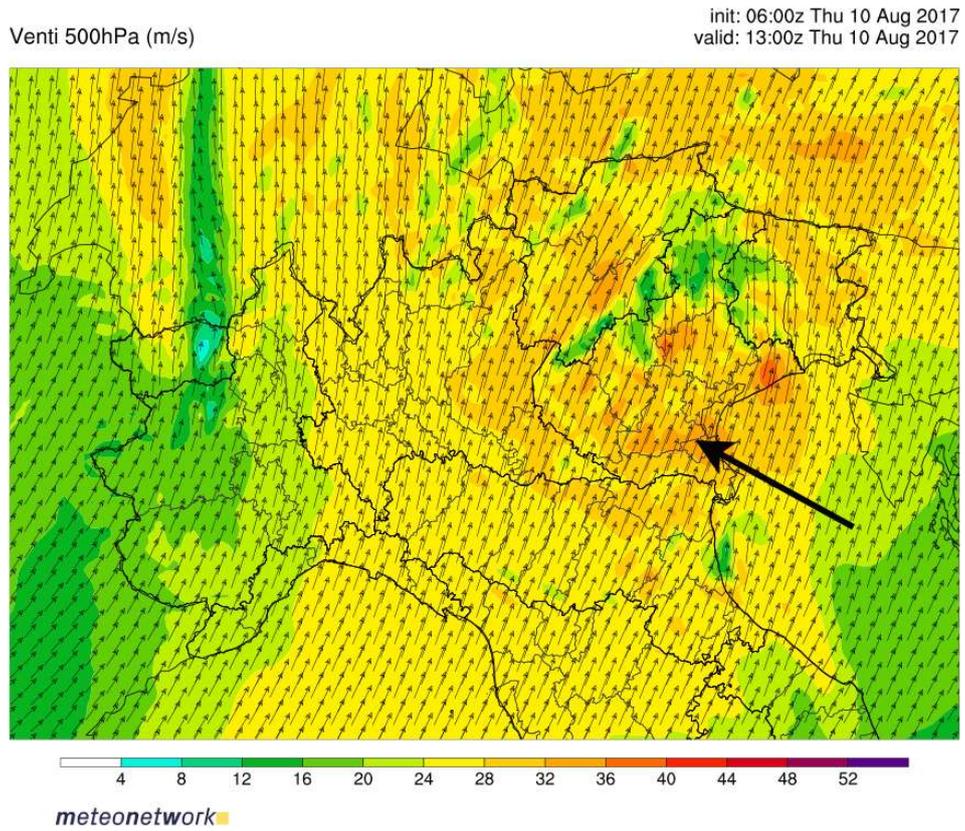


Fig. 4.36 - Venti a 500 hPa previsti dal WRF MeteoNetwork alle 13 UTC del 10 agosto 2017, Run 06 UTC.

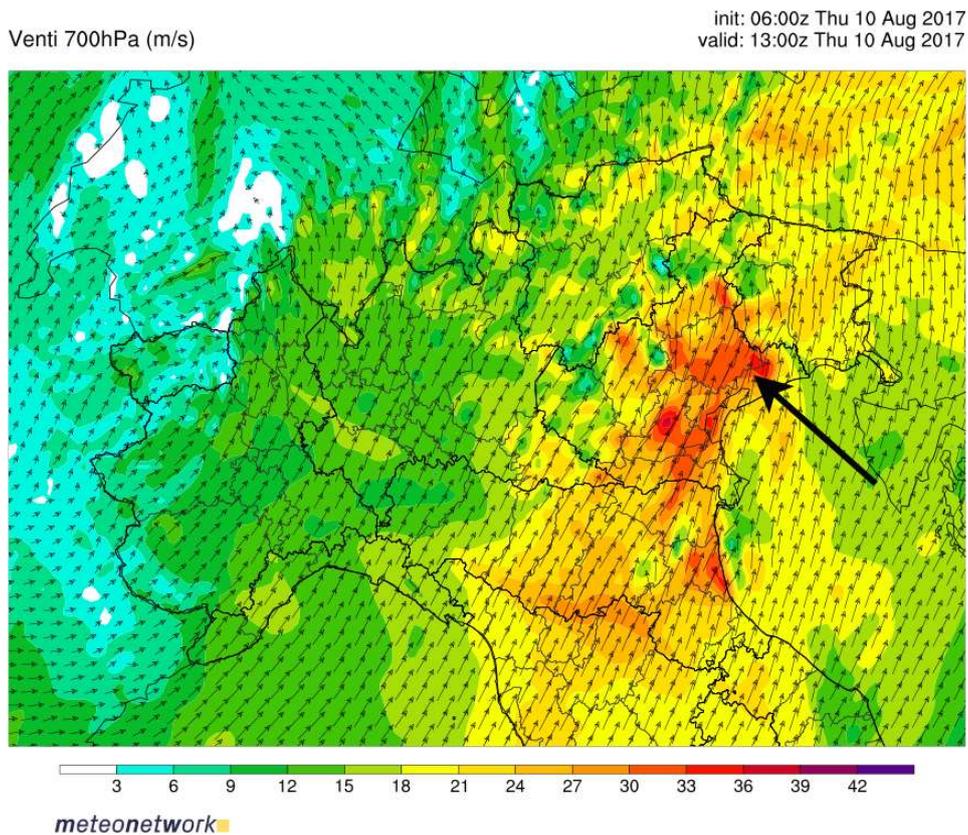


Fig. 4.37 - Venti a 700 hPa previsti dal modello WRF MeteoNetwork alle 13 UTC del 10 agosto 2017, Run 06 UTC.

Venti 850hPa (m/s)

init: 06:00z Thu 10 Aug 2017  
valid: 13:00z Thu 10 Aug 2017

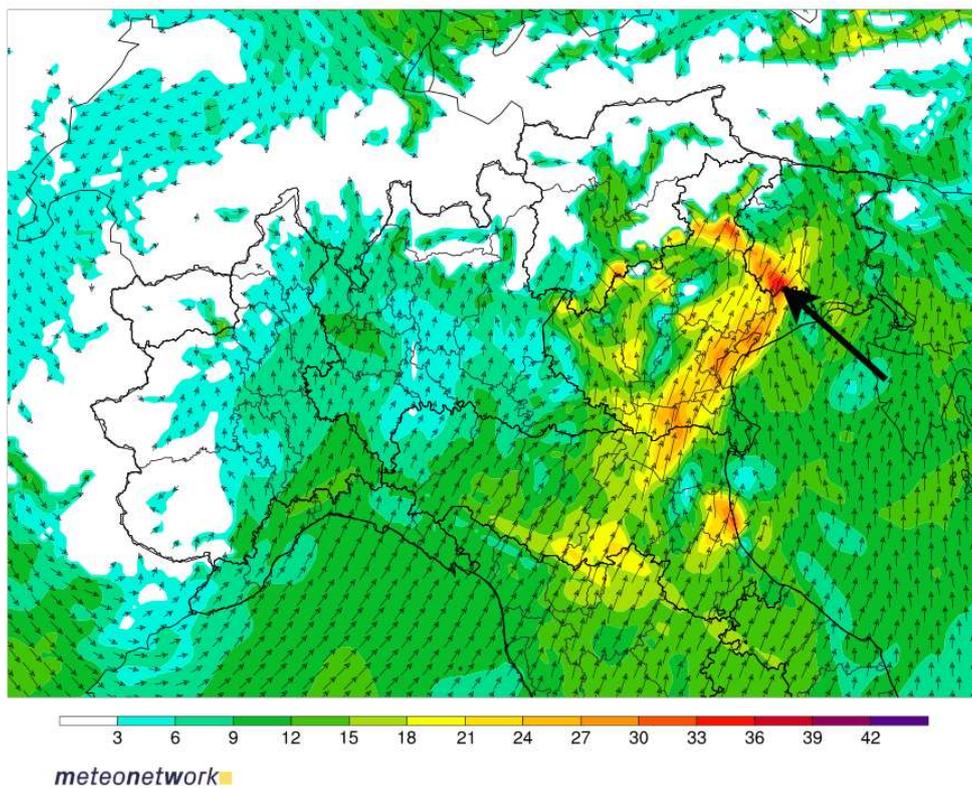


Fig. 4.38 - Venti a 850 hPa previsti dal modello WRF MeteoNetwork alle 13 UTC del 10 agosto 2017.

Venti 925hPa (m/s)

init: 06:00z Thu 10 Aug 2017  
valid: 13:00z Thu 10 Aug 2017

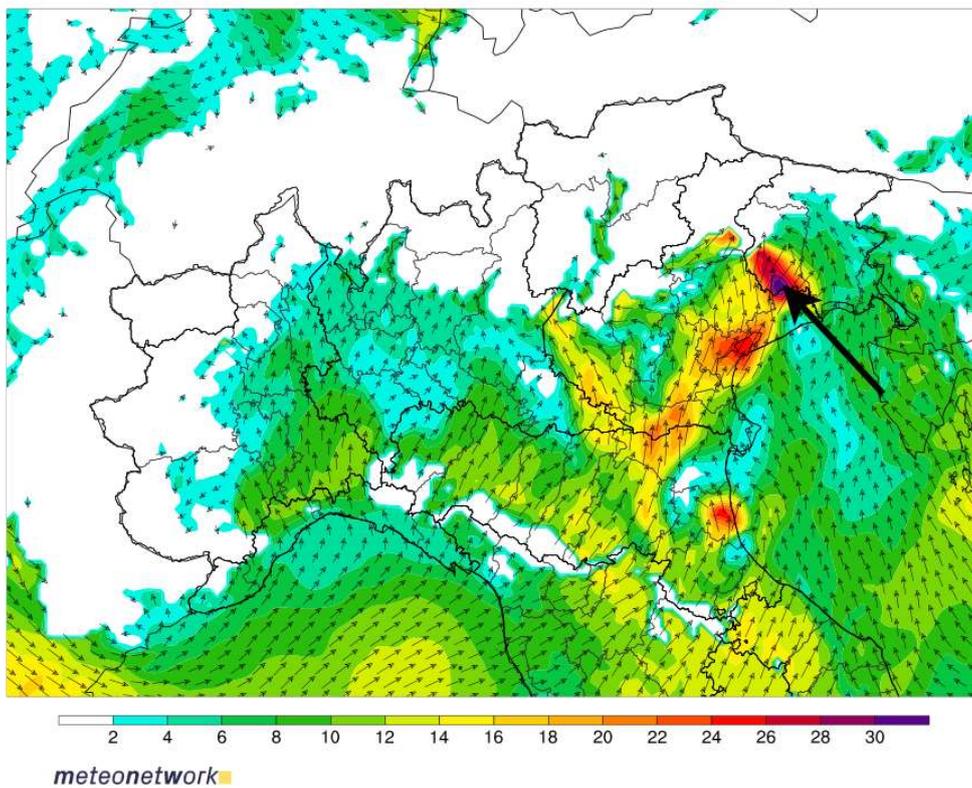


Fig. 4.39 - Venti a 925 hPa previsti dal modello WRF MeteoNetwork alle 13 UTC del 10 agosto 2017.

## 4.2 Analisi comparata dei radiosondaggi del 5 agosto 2016 e 10 agosto 2017

Procederemo ora con l'analisi attraverso un confronto dei radiosondaggi di Udine Rivolto del 5 agosto 2016 e del 10 agosto 2017. Successivamente si confronteranno questi due eventi con altri tre eventi di downburst severi sul Triveneto, occorsi il 23 luglio 2010 (veneziano-padovano), il 28 luglio 2006 (padovano, veneziano e trevigiano) e il 29 giugno 2006 (pedemontana trevigiano-pordenonese), allo scopo di verificare quali possano essere i punti in comune di un'atmosfera favorevole a downburst.

I radiosondaggi sono rappresentati attraverso il diagramma aerologico Skew T-In p, di cui si riporta la spiegazione fatta nel capitolo 2.2 di *“Il tornado di Pianiga, Dolo e Mira”* (Abinanti, Bianchino, Gobbi, Mistrorigo, Perini, Rabito, Randi, Rosa, Scortegagna, Valeri, 2016):

*I dati ottenuti dalle radiosonde sono elaborati per produrre un grafico caratteristico denominato diagramma aerologico. Quello più diffuso è lo Skew T-ln p, così chiamato perché ha come coordinata verticale la pressione in scala logaritmica, tra il suolo ed il livello di 100 hPa, mentre sulle ascisse si leggono i valori della temperatura. Le isoterme però sono inclinate di 45° verso destra rispetto alle linee orizzontali della pressione. L'andamento della temperatura con la quota è visualizzato dalla linea continua che è la curva di stato. Invece, la linea tratteggiata più a sinistra rappresenta il dew point, ovvero la temperatura Td fino alla quale occorre raffreddare, a pressione costante, una massa d'aria a temperatura T per portarla alla saturazione e quindi alla condensazione. Quanto più forte è il raffreddamento necessario (ovvero quanto più elevata è la differenza T-Td), tanto più la massa d'aria sarà secca: perciò, un dew point vicino alla temperatura reale sottintende aria molto umida (curva di stato e di dew point molto vicine tra loro).*

### 4.2.1 Evento del 5 agosto 2016

Del 5 agosto 2016 risultano disponibili quattro radiosondaggi lanciati alle 00Z, 06Z, 12Z, 18Z. Come prima cosa, dal punto di vista termodinamico, si osserva come tutti e quattro i profili non siano particolarmente instabili, anzi tre di essi, cioè quelli delle 00Z, 06Z e 18Z, risultano completamente stabili mentre solo la radiosonda delle 12Z (Fig. 4.41) evidenzia una moderata instabilità con il CAPE di 469 J/kg e il Lifted Index pari a -2,0°C. Effettivamente nel pomeriggio questa instabilità si è manifestata con lo sviluppo di alcuni temporali anche se disorganizzati e di moderata intensità (il basso valore di CIN, 35 J/kg, testimonia una scarsa inibizione al loro sviluppo), legati all'ingresso del fronte.

Nonostante il radiosondaggio 06Z non fosse instabile (Fig. 4.40), poco dopo le 08Z un forte sistema multicellulare si è generato a circa un centinaio di km a ovest dal lancio della radiosonda. È possibile che nelle ore immediatamente successive al lancio delle 06Z, le correnti meridionali al suolo mosse dalla depressione abbiano contribuito ad aumentare l'instabilità non misurata poco prima dalla radiosonda. È altrettanto possibile che i venti sud-occidentali abbiano spinto la radiosonda verso NE, allontanandola dalla zona instabile immediatamente dopo il lancio. Questo spiega in parte un radiosondaggio che nel complesso non denota nessuna apparente pericolosità.

Oltre a ciò, poco rappresentativo risulta anche il lancio delle 12Z (Fig. 4.41) poiché il primo fronte temporalesco era appena transitato e anche in questo caso il CAPE non risulta elevato. Anche se nel complesso i radiosondaggi delle 06Z e delle 12Z non si dimostrano particolarmente instabili o risultino stabili, va comunque osservato un profilo piuttosto umido con valori di PW (Precipitable Water) compresi tra 35 e 40.8 mm. Infine, il radiosondaggio delle 18Z, lanciato a fronte transitato, mostra un'atmosfera nuovamente stabile e più secca rispetto alle precedenti 12 ore.

Osservando invece la ventilazione (Fig. 4.42), nel radiosondaggio delle 12Z (simile allo 06Z) questa è molto sostenuta in quota con un picco a 3567 m (661 hPa) di 24 m/s (85 km/h). Ciò determina intenso windshear in velocità, pari a 26 m/s (shear 0-6 km). Ad alta quota inoltre è presente la corrente a getto con un massimo di 34 m/s (122 km/h) alla quota di 11820 m (211 hPa): a tale quota corrisponde grosso modo l'altezza massima dei cumulonembi, dato il valore di Equilibrium Level-lfc pari a 11370 m. Il windshear direzionale 0-3 km è presente, ma è scarso ( $148 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ): ciò potrebbe aver inibito la formazione di tornado e supercelle.

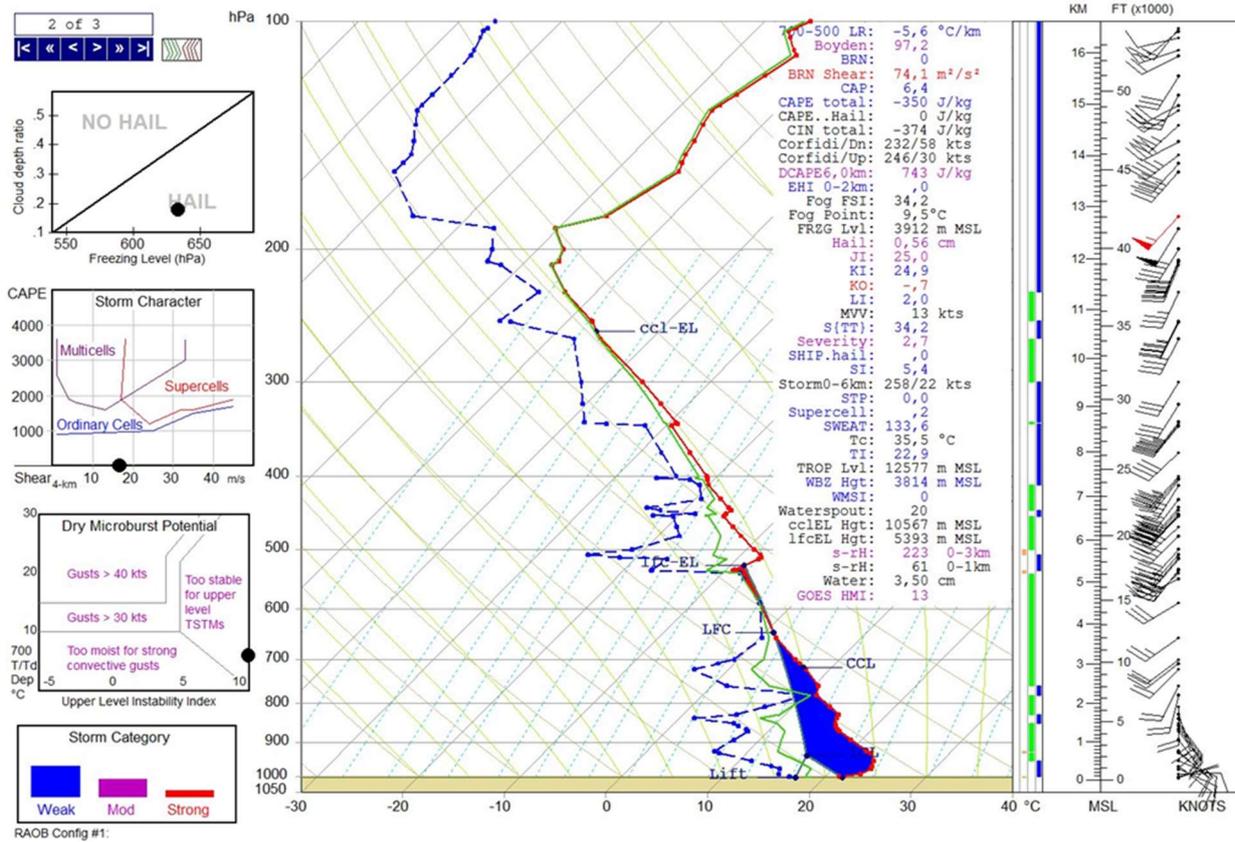


Fig. 4.40 - Radiosondaggio di Udine Rivolto del 5 agosto 2016 alle 06 UTC, elaborato con il software RAOB.

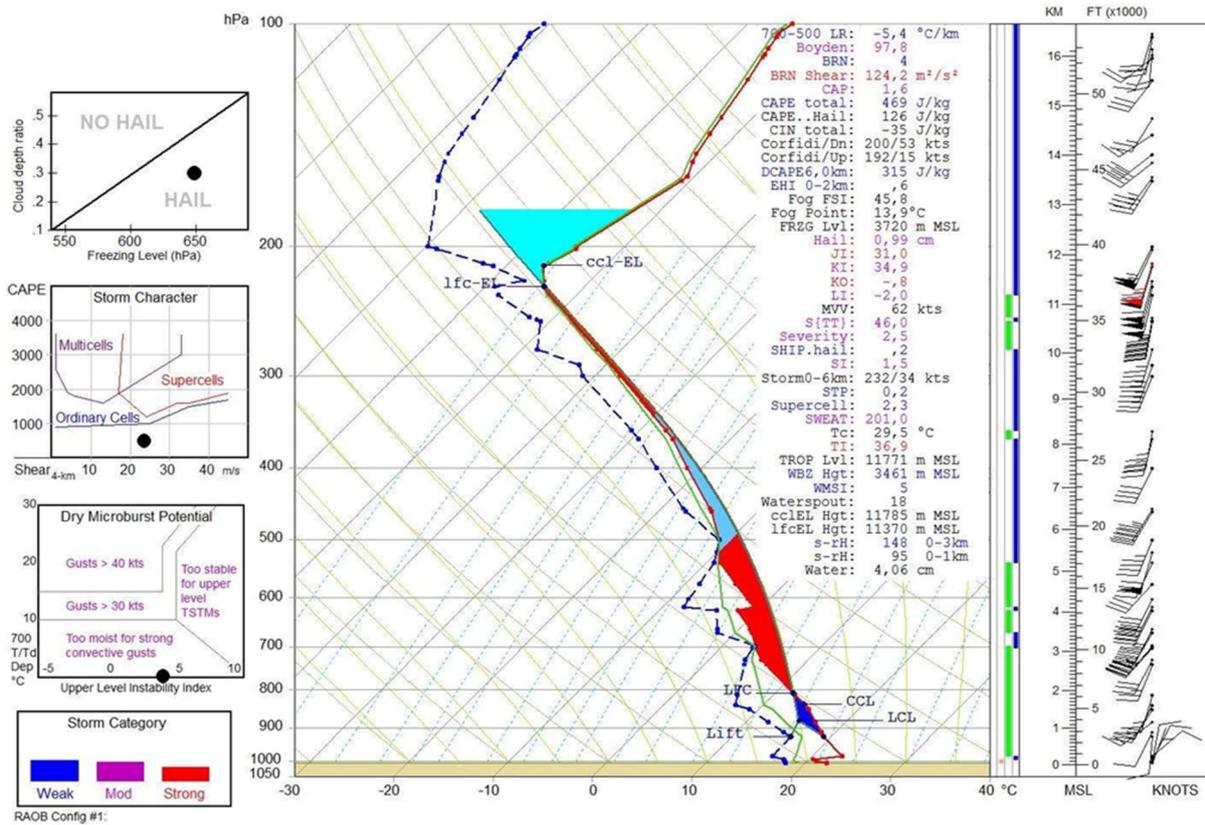


Fig. 4.41 - Radiosondaggio di Udine Rivolto del 5 agosto 2016 alle 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

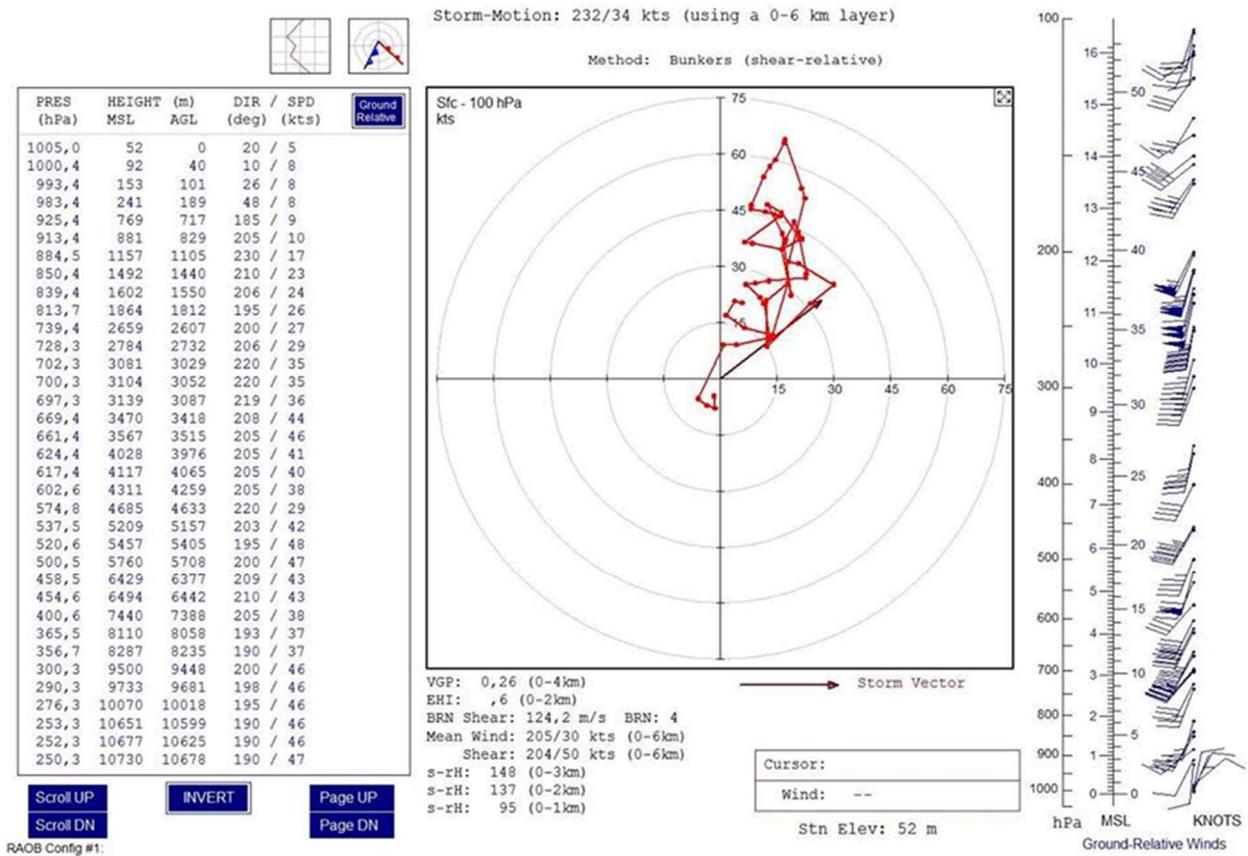


Fig. 4.42 - Odografo di Udine Rivolto del 5 agosto 2016 alle 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

## 4.2.2 Evento del 10 agosto 2017

Per quanto riguarda invece il 10 agosto 2017 le radiosonde risultano lanciate alle 00Z, 12Z e 18Z. Dato che il temporale a Rivolto è transitato verso le 14Z commenteremo solo la radiosonda delle 12Z (Fig. 4.43), che si ritiene ben rappresentativa dell'atmosfera pre-temporalesca. Il radiosondaggio si caratterizza per un profilo estremamente instabile, probabilmente uno dei più instabili registrati in Italia. Il CAPE raggiunge infatti i 4346 J/kg, mentre il Lifted Index (LI) arriva a ben  $-12,0^{\circ}\text{C}$ : sono valori estremi. I valori di CIN quasi nulli ( $-5 \text{ J/kg}$ ) testimoniano assenza di inibizione alla convezione, che quindi inizierà a breve e infatti il temporale transiterà solo 2 ore dopo. Lo zero della temperatura di bulbo umido (WBZ) si trova ad un'altezza di 4318 m, perciò sfavorevole alla genesi della grandine considerato che normalmente la produzione di grandine avviene con altezze di WBZ comprese tra 1500 e 3200 m.

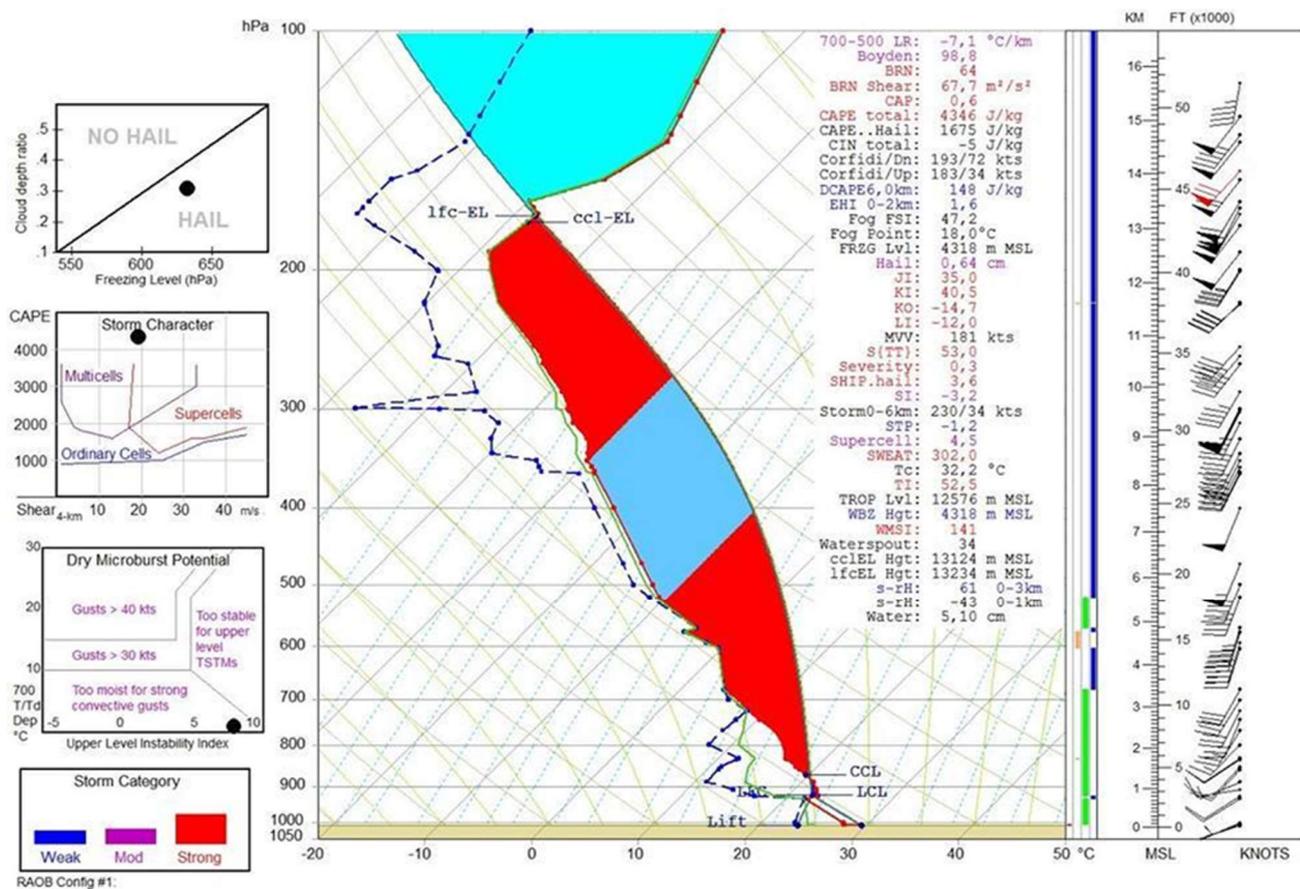


Fig. 4.43 - Radiosondaggio del 10 agosto 2017 di Udine Rivolto 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

Per quanto riguarda la ventilazione, risulta anche in questa giornata molto sostenuta in quota. A 500 hPa essa raggiunge l'intensità di 23,7 m/s (85,3 km/h), determinando così elevato shear 0-6 km pari a 24,7 m/s (Fig. 4.44). Ad alta quota è presente la corrente a getto con il picco a 150 hPa (14059 m) pari a 35,1 m/s (126,4 km/h): anche in questo caso esso corrisponde all'altezza a cui approssimativamente arrivavano le sommità dei cumulonembi, essendo l'Equilibrium Level posizionato a 13124 m (Fig. 4.43). Il windshear direzionale, a differenza di quanto previsto dai modelli, risulta molto scarso, addirittura negativo negli strati 0-1 km e 0-2 km a causa delle brezze.

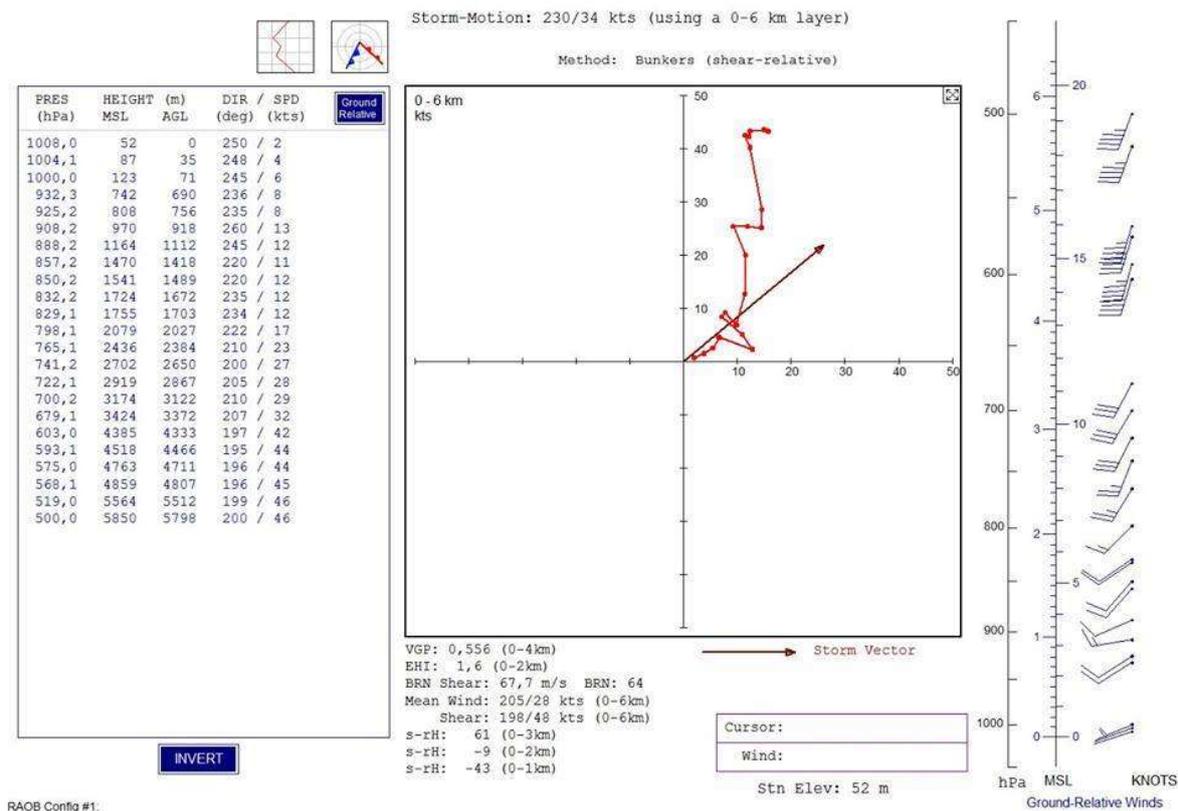


Fig. 4.44 - Odografo di Udine Rivolto del 10 agosto 2017 alle 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

### 4.3 Condizioni favorevoli a downburst

Nei paragrafi seguenti verranno analizzate le condizioni favorevoli a downbursts prendendo in esame le variabili ritenute chiave nell'innescio di tale fenomeno. Nell'ultimo paragrafo si proporrà una reanalisi conclusiva.

#### 4.3.1 Theta-e

Da letteratura (*Atkins e Wakimoto, 1991*) la genesi di downburst umidi è favorita dalla presenza di aria secca oltre i 500 hPa e umida al di sotto di questo strato. L'aria secca causa infatti un raffreddamento evaporativo del downdraft che diventa così più "pesante" e di conseguenza scende più velocemente. Nel caso del 5 agosto 2016 alle 12Z (Fig. 4.41) tutto il profilo è umido, ma come già accennato ciò è probabilmente dovuto al precedente transito del temporale.

Anche nel radiosondaggio del 10 agosto 2017 alle 12Z (Fig. 4.43) tutto il profilo risulta umido, nonostante non sia transitato ancora alcun temporale: la PW raggiunge ben 51 mm. Soltanto tra i 900 hPa e 700 hPa e oltre i 450 hPa è presente aria leggermente più secca.

Dal punto di vista dell'umidità atmosferica, si osservano invece interessanti similitudini nei due radiosondaggi delle 00Z dei due eventi (Fig. 4.46 e 4.47). In entrambi, infatti, è presente uno strato di aria umida fino al medio livello (a 650 hPa nel 2016, 500 hPa nel 2017) mentre a quote più elevate si rileva aria secca. Ciò è in perfetta analogia con il grafico Skew-t (i due grafici superiori della Fig. 4.48) elaborato da *Atkins e Wakimoto (1991)*, che secondo gli autori rappresenta la tipica atmosfera propensa allo sviluppo di wet microburst. Si ricorda che un downburst può essere visto come un cluster di microburst, mentre un derecho può essere visto come un cluster di downburst (la Fig. 4.45 è esemplificativa).

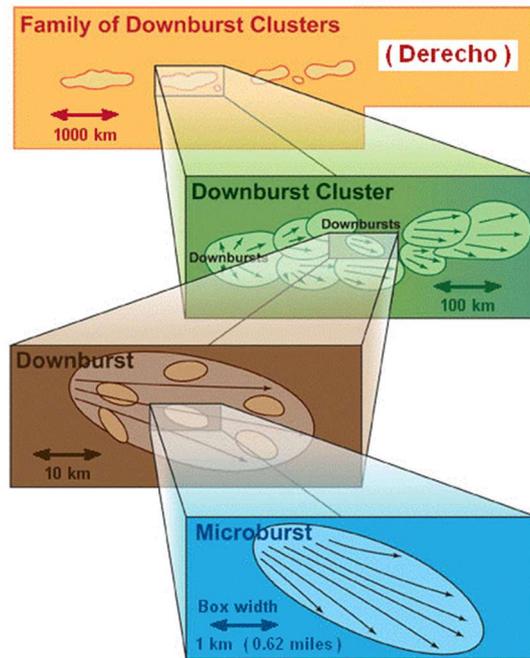


Fig. 4.45 - Definizione Derecho, figura SPC (Johns, Evans e Corfidi) modificata da Dennis Cain.

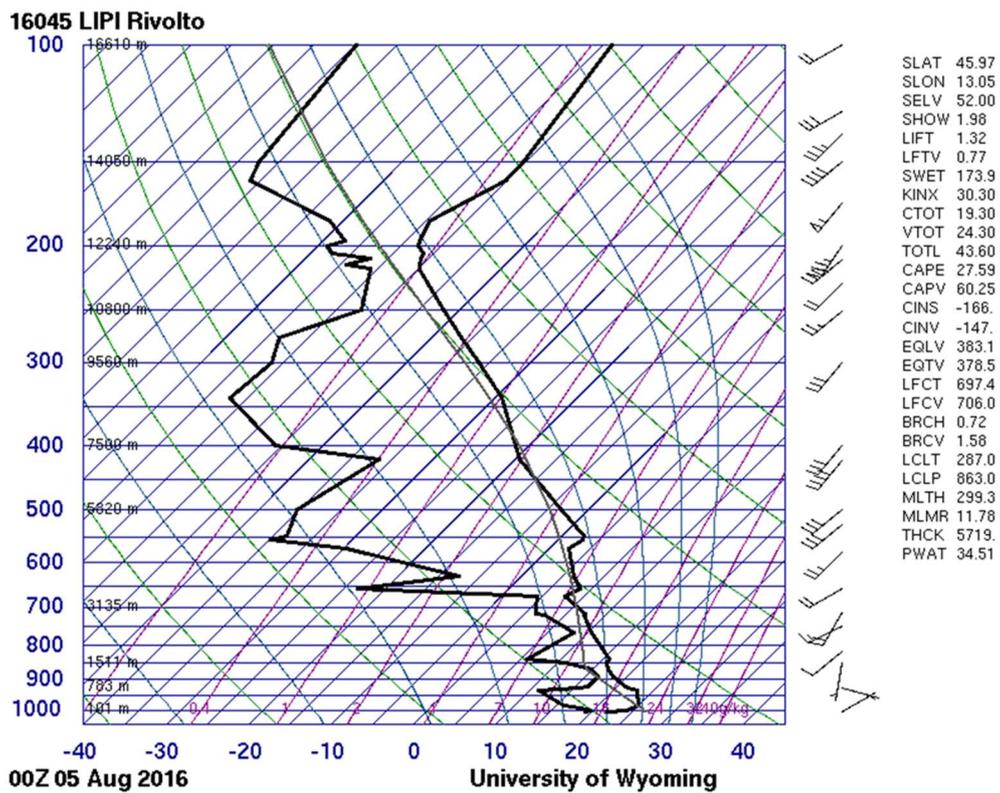


Fig. 4.46 – Radiosondaggio di Rivotto (LIPI) del 5 agosto 2016 alle 00 UTC, da notare l'aria secca oltre i 650 hPa.

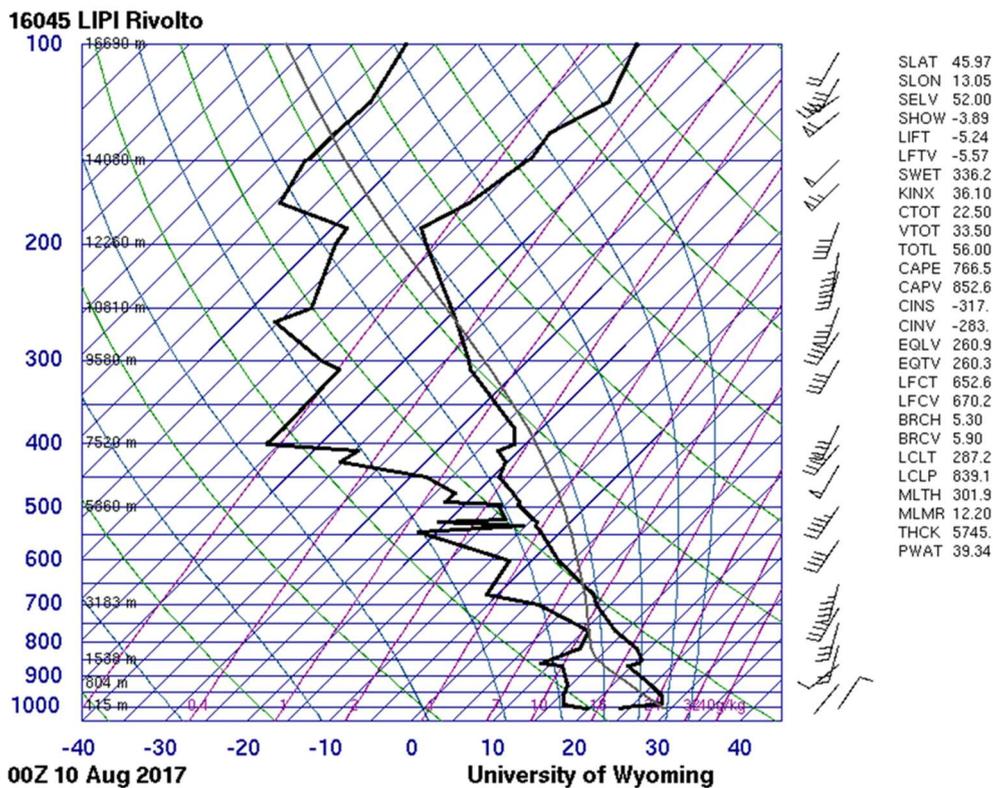


Fig. 4.47 - Radiosondaggio di Rivotto (LIPI) del 10 agosto 2017 alle 00 UTC, da notare l'aria più secca oltre i 500 hPa.

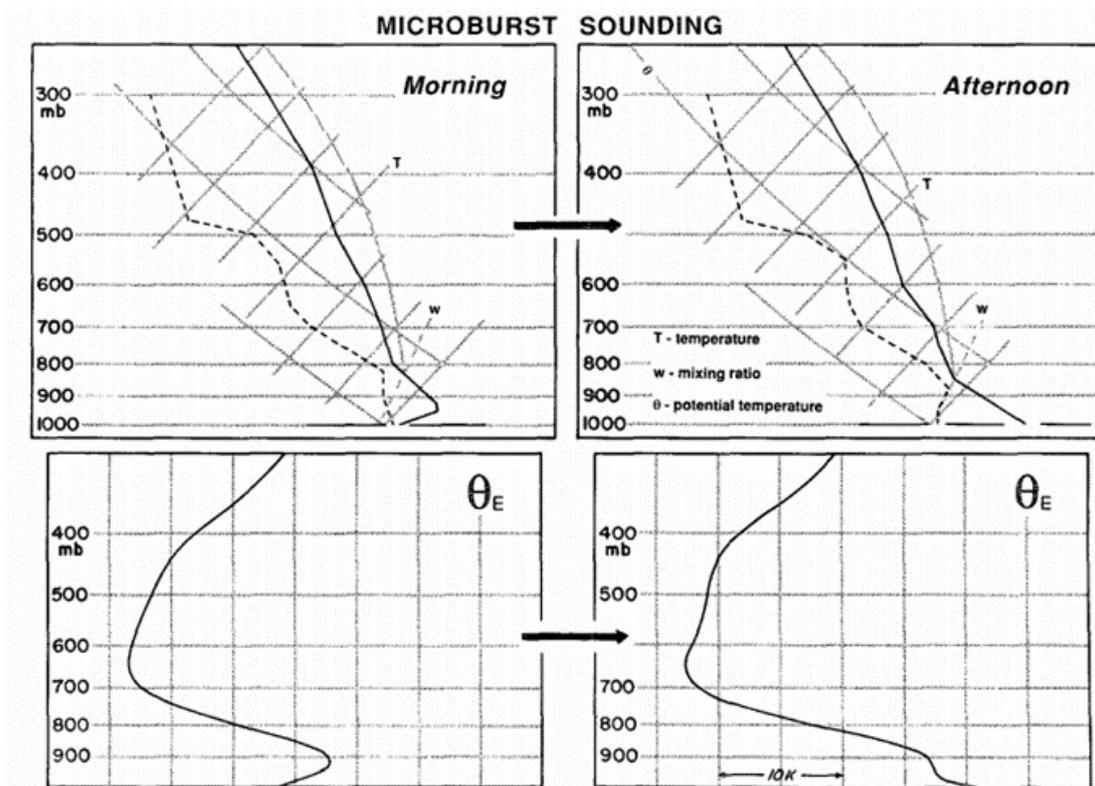


Fig. 4.48 - Grafici elaborati da Atkins e Wakimoto raffiguranti i profili favorevoli a microburst.

Altre due condizioni che *Atkins e Wakimoto* considerano importanti per la genesi di downburst sono gli elevati valori di theta-e (temperatura potenziale) in prossimità del suolo, assieme a un marcato gradiente della stessa con la quota: ciò indica la presenza di aria molto calda e umida al suolo e secca alle quote superiori. Dunque risulta interessante effettuare uno studio anche sul profilo della theta-e. Se essa segue un profilo simile a quello da loro delineato nei due grafici inferiori di Fig. 4.48 (il primo relativo al mattino, il secondo relativo al pomeriggio), è probabile lo sviluppo di wet microburst. In particolare, secondo gli autori se la differenza di theta-e nel radiosondaggio pomeridiano tra il suolo e il minimo, solitamente posto tra 650 e 500 hPa, è:

- <13 K, i wet microburst sono esclusi
- compresa tra 13 e 20 K, c'è possibilità di wet microburst
- >20 K, c'è alta probabilità di wet microburst

I profili da noi elaborati, specie per il 5 agosto 2016, risultano più irregolari di quanto riportato nello studio, poiché quest'ultimi sono frutto di un'elaborazione statistica e non relativi al singolo evento. Tuttavia il 5 agosto 2016 alle 00Z (Fig. 4.49) si osserva un massimo di theta-e alla quota 995 hPa (1117 m) pari a 343,2 K e un minimo alla quota di 660 hPa (3604 m) pari a 314,1 K: una differenza di 29 K. Risulta perciò altamente probabile lo sviluppo di forti downburst.

Nel radiosondaggio 06Z (Fig. 4.49) il profilo risulta più irregolare e con una maggior infiltrazione di aria umida in quota. La theta-e raggiunge un massimo di 332,3 K a 969 hPa (354 m) mentre un minimo di 317 K a 721 hPa (2859 m). La differenza risulta più contenuta rispetto alle 00Z con soli 15K: ciò è comunque sufficiente per poter generare downburst, specie se legati a fenomeni non molto estesi.

Nel radiosondaggio 12Z (Fig. 4.50) la differenza di theta-e è simile allo 06Z, con un massimo a 930 hPa di 334 K e un minimo a 318 K a 630 hPa. Da notare però la forma simile del profilo rispetto a quella delineata da *Atkins e Wakimoto* (Fig. 4.48). È presente un massimo di 334,4 K alla quota di 930 hPa (790 m) e un minimo di 318,7 K alla quota di 630 hPa (3990 m): la differenza di theta-e è quindi pari a 15,3 K, che si colloca nella fascia in cui risultano possibili wet microburst. Infatti anche nel pomeriggio si sono avuti alcuni forti colpi di vento come ad esempio a Lignano dove si è registrata una raffica di 62 km/h.

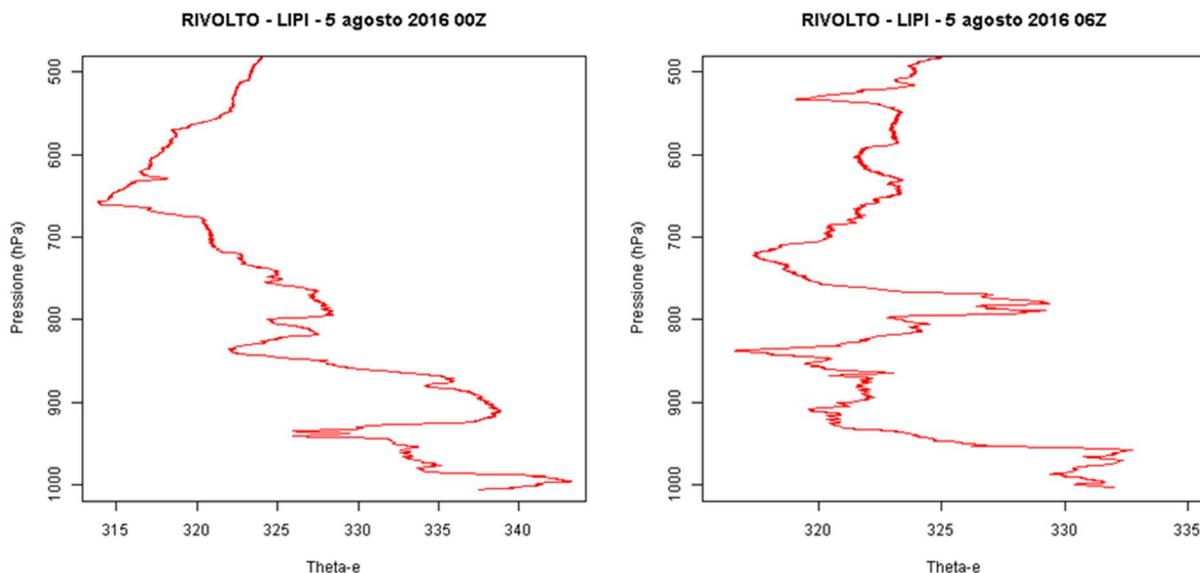


Fig. 4.49 - Profili Theta-e realizzati dai dati delle radiosonde del 5 agosto 2016 delle 00 UTC e 06 UTC.

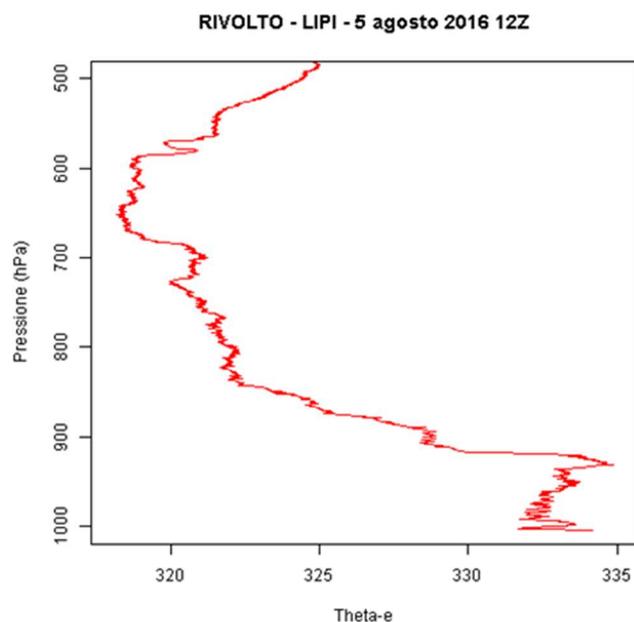


Fig. 4.50 - Profilo della Theta-e realizzato con i dati del radiosondaggio del 5 agosto 2016 delle 12 UTC.

Nel caso del 10 agosto 2017 alle 00Z (Fig. 4.51) si osserva un massimo di theta-e di 341,8 K al suolo e un minimo di 318,2 K alla quota di 547 hPa (5194 m): una differenza dunque di 23,6 K, compatibile con la genesi di forti downbursts.

Alle 12Z (Fig. 4.51) invece il massimo di theta-e pari a 358,8 K è al suolo, mentre il minimo è di 321,3 K alla quota di 500 hPa (5850 m): una differenza di ben 37,5 K, abbondantemente oltre la soglia indicata per la genesi di downburst. Anche il profilo del grafico è molto simile a quello ideale delineato da *Atkins e Wakimoto*. Non a caso il 10 agosto 2017 si è verificato uno degli eventi di downburst più violenti, se non il più violento, degli ultimi decenni in Italia.

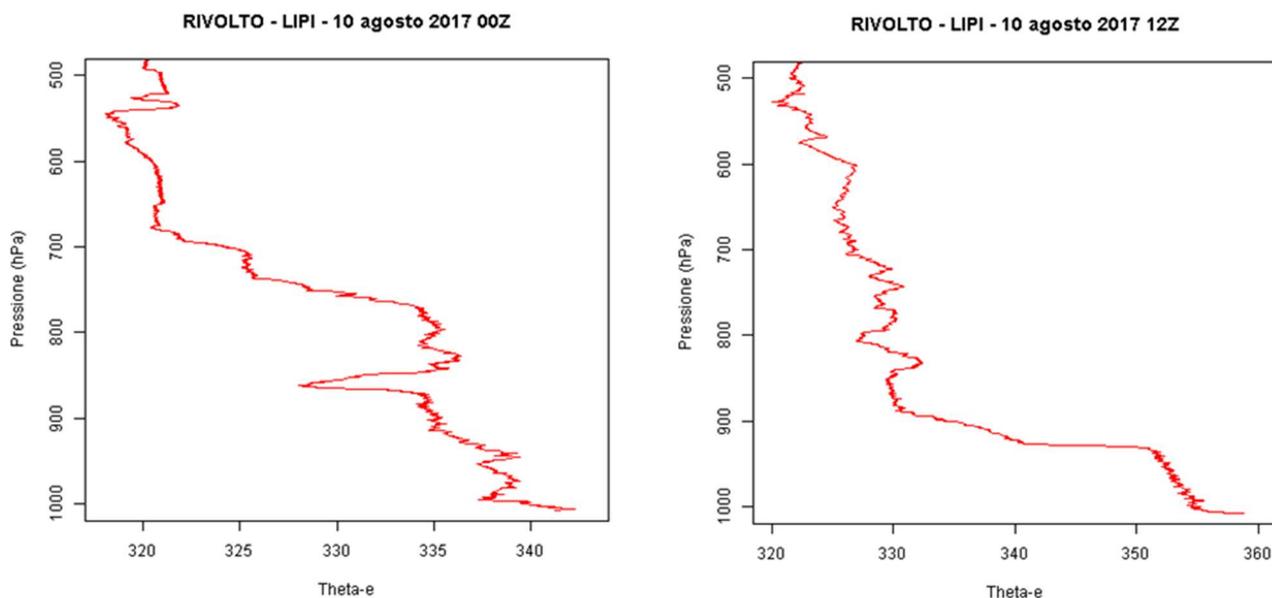


Fig. 4.51 - Profili Theta-e realizzati dai dati delle radiosonde del 10 agosto 2017 delle 00 UTC e 12 UTC.

Esaminiamo ora le condizioni della Theta-e il 23 luglio del 2010, giornata in cui si sono registrati ingenti danni tra il Veneto e il Friuli Venezia Giulia a seguito di intensi downbursts. Anche in questo caso i profili delle Theta-e calcolati sul profilo di Udine Campofornido (LIPD)<sup>6</sup> mostrano condizioni molto favorevoli a violenti downbursts.

Partiamo dal radiosondaggio delle 00Z (Fig. 4.52): il massimo di 344,1 K viene registrato a 982 hPa (283 m) mentre il minimo di 315,3 K a 664 hPa (3586 m). La differenza risulta di ben 28,8 K. Tale situazione è favorevole a downbursts estesi.

Il radiosondaggio delle 06Z (Fig. 4.52) rileva una situazione simile allo 00Z; si registra un massimo di 340,5 K a 892 hPa (1115 m) e un minimo di 318,3 K a 656 hPa (3681 m). La differenza risulta marcata e pari a 22,2 K anche se leggermente più ridotta dello 00Z.

La situazione appare ancora più favorevole osservando i dati del radiosondaggio delle 12Z (Fig. 4.53), che risulta molto simile al 10 agosto 2017. Il massimo di 347 K si registra in prossimità del suolo mentre il minimo di 313,8 K si rileva a 663 hPa (3597 m). La differenza è di ben 33,3 K, una condizione che, secondo le teorie di *Atkins e Wakimoto*, risulta altamente favorevole a downbursts.

<sup>6</sup> Si sottolinea che il sito di lancio delle radiosonde di Udine nel tempo è variato. Sino al febbraio 2016 era collocato presso Campofornido (ICAO: LIPD, WMO 16044) mentre in seguito risulta riposizionato presso la stazione meteo di Rivolto (ICAO: LIPI, WMO 16045).

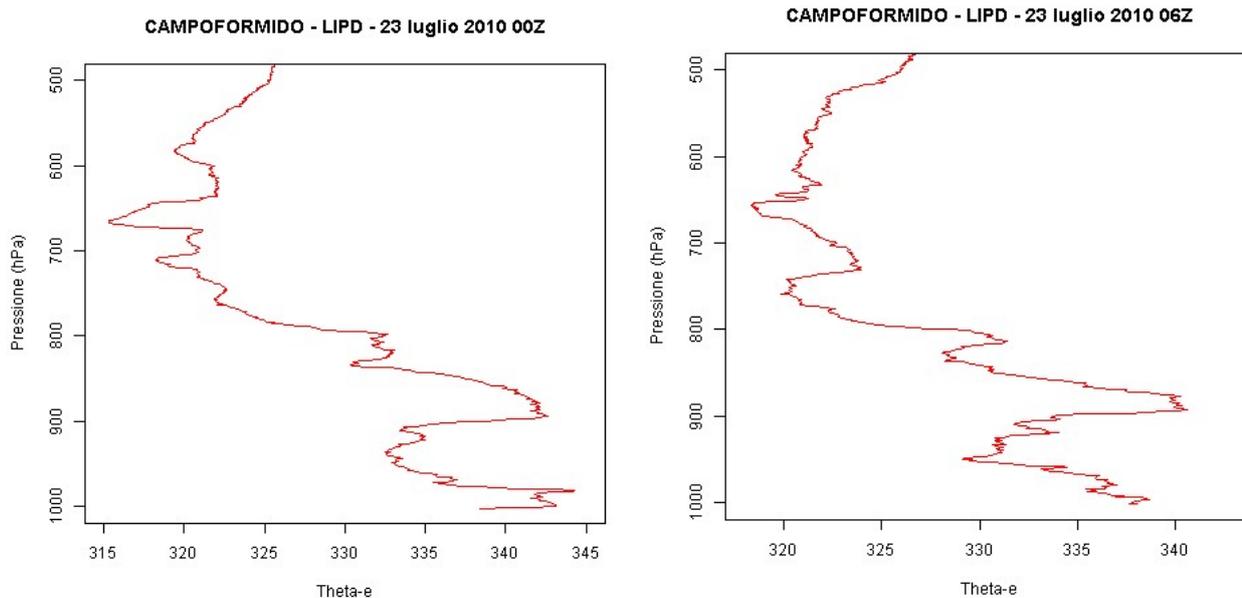


Fig. 4.52 - Profili Theta-e realizzati dai dati delle radiosonde del 23 luglio 2010 delle 00 UTC e 06 UTC.

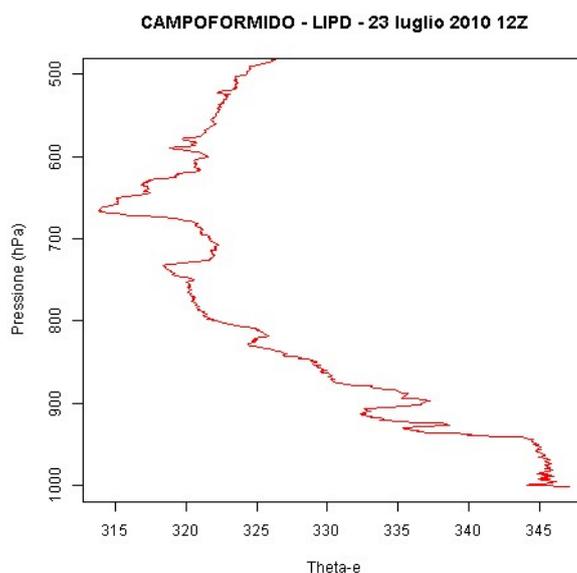


Fig. 4.53 - Profilo della Theta-e realizzato dai dati del radiosondaggio del 23 luglio 2010 delle 12 UTC.

Andando indietro nel tempo analizziamo ora il 28 luglio 2006, giornata con fenomeni rilevanti tra padovano, veneziano e trevigiano. Di questa giornata non siamo in possesso dei profili ad alta risoluzione, tuttavia possiamo ugualmente procedere con la nostra analisi. Verranno utilizzati i dati delle stazioni di Campofornido (LIPD - 16044) e S. Pietro Capofiume (16144) delle rispettive radiosonde lanciate alle 00 e 12 UTC.

Entrambi i lanci (00 e 12 UTC) delle due stazioni mostrano profili di Theta-e favorevoli ad eventi di downbursts grazie a differenze sempre  $>$  di 13 K. Infatti la radiosonda delle 00Z di S. Pietro Capofiume (Fig. 4.54) vede un massimo di 342,8 K a 1007 hPa, pari a 54 m s.l.m., e un minimo di 321,1 K a 564 hPa (4900 m di quota). Pertanto la differenza risulta già marcata e pari a 21,7 K: ciò denota una situazione favorevole a downbursts.

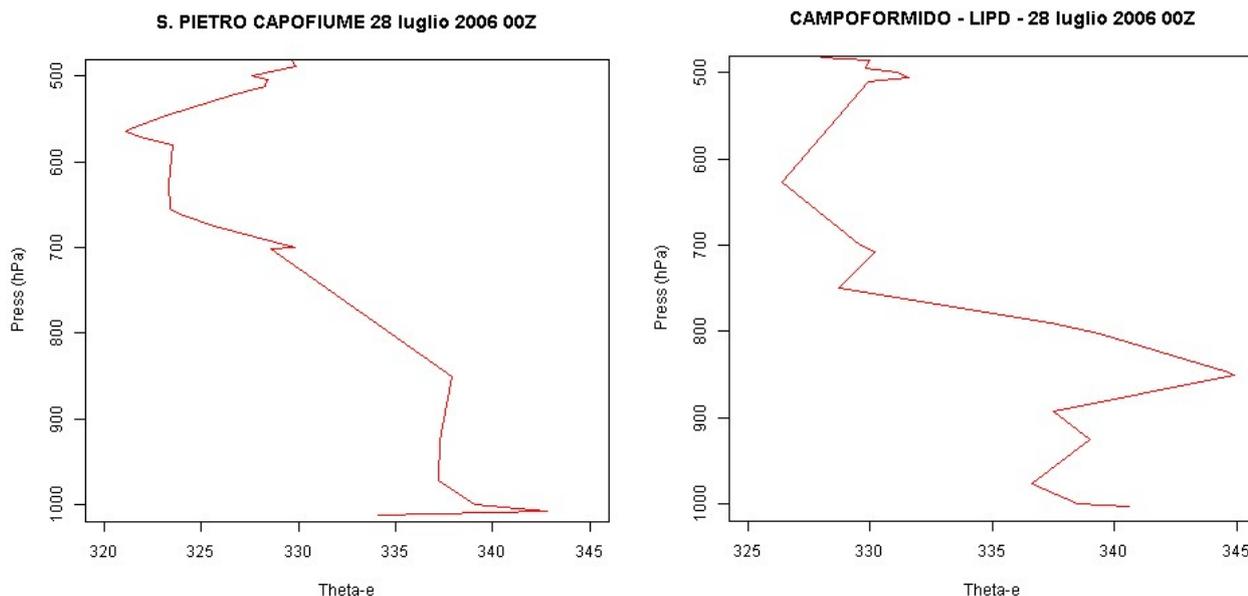


Fig. 4.54 - Profili Theta-e di S. Pietro Capofiume e Campofornido delle 00 UTC del 28 luglio 2006.

Uguualmente anche la stazione di Campofornido nel lancio delle 00 UTC (Fig. 4.54) rileva condizioni favorevoli; viene misurato un massimo di 344,9 K a 850 hPa (1538 m di quota) e un minimo di 326,4 K a 627 hPa (4047 m s.l.m.). La differenza è di 18,5 K.

Tuttavia i valori misurati nei lanci delle 12Z in entrambe le stazioni appaiono ancora più significativi. Partendo da Campofornido, quel giorno si registra un massimo di 347,9 K al suolo e un minimo di 320,4 K a 528 hPa (5399 m di quota) con una differenza pari a 27,5K, mentre S. Pietro Capofiume registra un massimo al suolo di 346,0 K e un minimo di 318,8 K a 606 hPa (4329 m di quota), con una differenza di 27,2 K. Si denota pertanto una situazione, secondo questo parametro, nettamente favorevole a downbursts. I profili sono osservabili in Fig. 4.55.

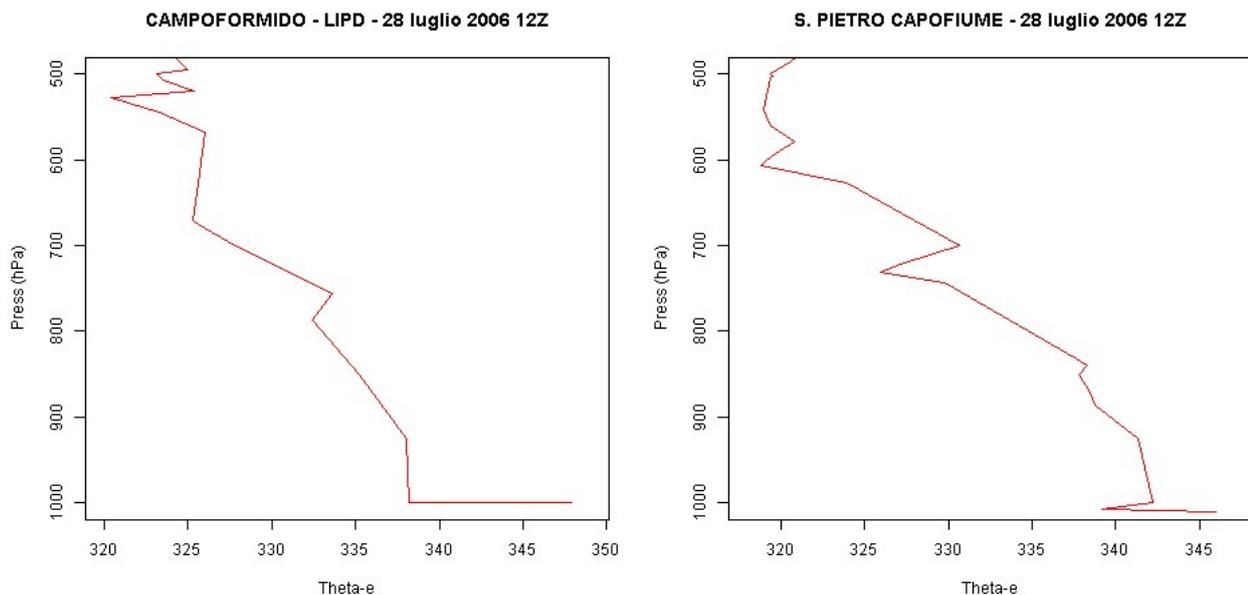


Fig. 4.55 - Profili Theta-e di S. Pietro Capofiume e Campofornido delle 12 UTC del 28 luglio 2006.

Infine prendiamo in esame il 29 giugno 2006, altra giornata in cui violenti fenomeni di downbursts sono occorsi tra alte pianure e pedemontane comprese tra Est Veneto e Friuli Occidentale. Anche per questa giornata non siamo in possesso dei radiosondaggi ad alta risoluzione ma come sopra procederemo con l'analisi.

Il radiosondaggio delle 00Z (Fig. 4.56) mostra un massimo di 335,4 K a 992 hPa (195 m) e un minimo di 322 K a 642 hPa (3885 m); la differenza è pari a 12,6 K e dunque ciò rappresenta un valore soglia o con bassa probabilità di downbursts.

Contrariamente il radiosondaggio delle 12Z (Fig. 4.56) mostra un profilo della Theta-e molto più pericoloso. Il massimo si registra al suolo con 345,7 K mentre il minimo si trova a 500 hPa (5820 m) con 318,2 K: la differenza ammonta a ben 27,5 K delineando perciò una elevata probabilità di downbursts.

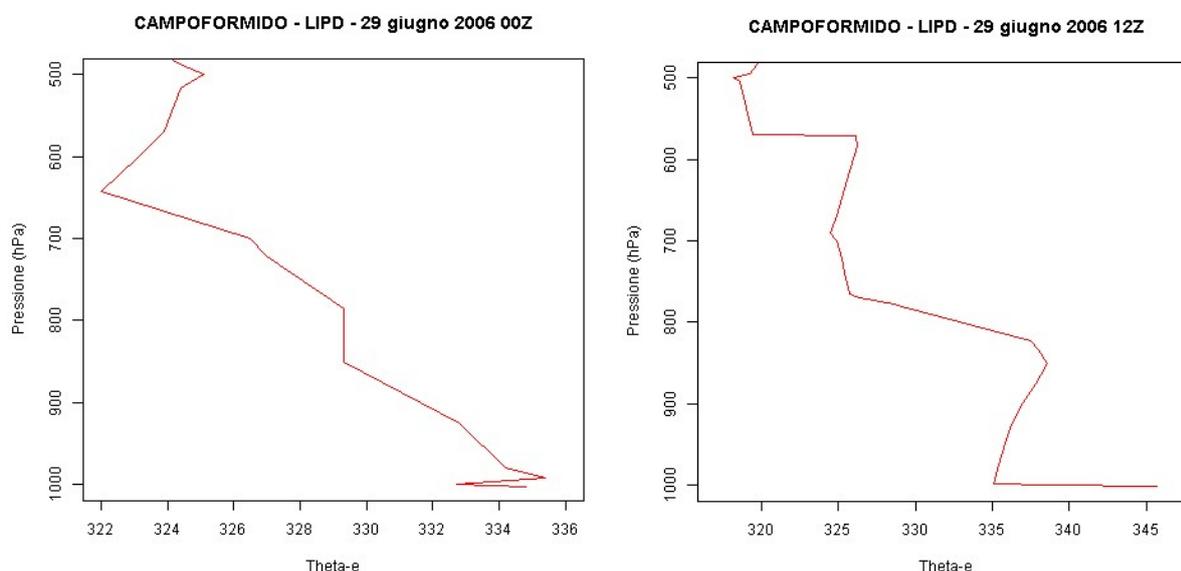


Fig. 4.56 - Profili Theta-e realizzati dai dati delle radiosonde del 29 giugno 2006 delle 00 UTC e 12 UTC.

### 4.3.2 Shear 0-6 km e DCAPE

Un altro interessante studio di *Evans e Doswell* (2001) intitolato “Examination of Derecho Environments Using Proximity Soundings” propone un’analisi statistica di alcuni parametri calcolati dalle radiosonde lanciate in giornate in cui si sono verificati derecho negli Stati Uniti (si considerano validi per qualunque evento di forte downburst, come da Fig. 4.45). Nei grafici gli autori differenziano i casi di Weak forcing (WF), ossia con debole forzante d’innesco, dai casi di Strong Forcing (SF), ossia con forte forzante d’innesco e dai casi ibridi (Hybrid). Abbiamo plottato sui grafici statistici da loro realizzati i dati ricavati dalle radiosonde delle 06Z del 5 agosto 2016 (pallino viola), 12Z del 5 agosto 2016 (pallino rosso), 10 agosto 2017 (pallino verde), 23 luglio 2010 (pallino blu), 28 luglio 2006 (pallino celeste), 29 giugno 2006 (pallino giallo). I dati inseriti nei grafici sono riportati nella Tab. 4.2.

	<b>Orario</b>	<b>Colore</b>	<b>Vento medio 0-6 km (m/s)</b>	<b>Shear 0-6 km (m/s)</b>	<b>DCAPE (J/kg)</b>
<b>10-ago-17</b>	12Z	Verde	14,4	24,7	148
<b>05-ago-16</b>	06Z	Viola	10,3	23,2	743
<b>05-ago-16</b>	12Z	Rosso	15,4	25,7	315
<b>23-lug-10</b>	12Z	Blu	10,8	18,5	959
<b>28-lug-06</b>	12Z	Celeste	3,6	3,1	815
<b>29-giu-06</b>	12Z	Giallo	9,8	29,8	474

Tab. 4.2 - Dati dei cinque eventi in esame e plottati nei relativi grafici.

Il primo di questi grafici, in Fig. 4.57, presenta sull'asse delle x i valori di shear 0-6 km e sull'asse delle y i valori di vento medio tra 0 e 6 km. Gli autori si focalizzano su questi due parametri in quanto intensa ventilazione in questo strato atmosferico favorisce intensi downbursts e quindi derecho (come è stato illustrato nel paragrafo 4.1.3 attraverso la simulazione del modello WRF MeteoNetwork). Si osserva che il valore di 15 m/s di vento medio 0-6 km differenzia generalmente gli eventi WF (che hanno vento medio < 15 m/s) e SF (con vento medio >15 m/s).

Si può notare come quattro dei cinque eventi da noi studiati rientrano nel cluster (Fig. 4.57) e dunque le condizioni di ventilazione ricadono tra i casi in cui si sono effettivamente verificati forti downbursts in passato negli USA; un'eccezione è rappresentata dall'evento del 28 luglio 2006, caratterizzato da scarsa ventilazione e quindi scarso windshear. Tutti gli altri casi da noi plottati sono caratterizzati da elevato shear 0-6 km, con i valori più estremi nel 2016 e 2017, mentre il vento medio 0-6 km risulta avere valori più variabili. Per gli eventi di forte downburst in Italia sembra quindi più predittivo avere elevato shear 0-6 km (>15-20 m/s) piuttosto che un elevato vento medio 0-6 km.

Nel 2016 si nota inoltre una notevole differenza tra il vento medio misurato alle 12Z (pallino rosso) e quello misurato alle 06Z (pallino viola). Il vento è progressivamente aumentato di intensità (alle 00Z era pari a 8,7 m/s) per l'avvicinarsi della goccia fredda: questo a ulteriore dimostrazione che gli eventi Strong Forcing si sviluppano in condizioni di elevato vento medio 0-6 km (alle 12Z).

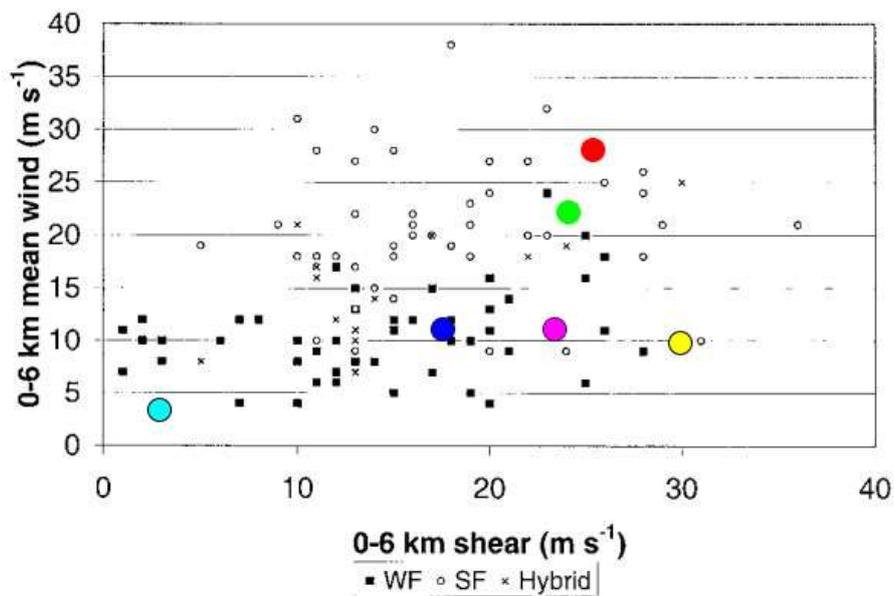


Fig. 4.57 - Relazione tra venti medi tra le quote 0 e 6 km AGL e shear verticale tra 0 e 6 km AGL. I pallini colorati rappresentano i casi studio: 06 UTC del 5 agosto 2016 (pallino viola), 12 UTC del 5 agosto 2016 (pallino rosso), 10 agosto 2017 (pallino verde), 23 luglio 2010 (pallino blu), 28 luglio 2006 (pallino celeste), 29 giugno 2006 (pallino giallo).

Nel grafico di Fig. 4.58, nell'asse x è rappresentato lo shear 0-6 km, mentre nell'asse delle y è rappresentato il muCAPE. Tendenzialmente si osserva come i derecho di tipo WF si verificano con elevati valori di muCAPE, mentre gli eventi SF si verificano con valori più contenuti. Tutti i casi italiani da noi studiati risultano nel cluster degli eventi analizzati dagli autori: il 23 luglio 2010 e il 5 agosto 2016 rientrano tra i casi SF (in linea con quanto emerso nella Fig. 4.57 per quanto riguarda il 2016), mentre il 10 agosto 2017 si avvicina di più ai casi WF (ed infatti era in corso una leggera avvezione calda in quota), così come il caso del 28 luglio 2006.

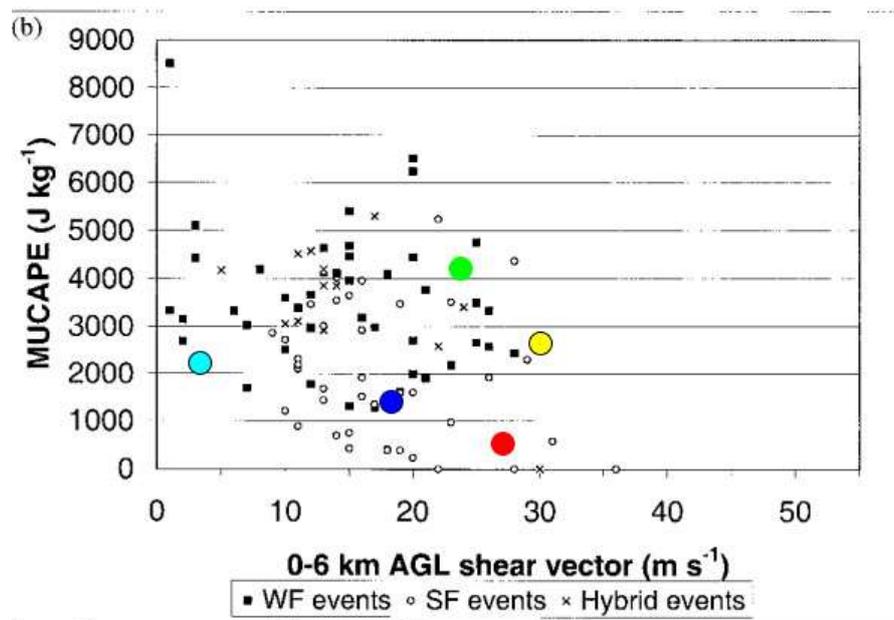


Fig. 4.58 - Relazione tra MUCAPE e shear 0-6 km. I pallini colorati rappresentano i casi studio: 12 UTC del 5 agosto 2016 (pallino rosso), 10 agosto 2017 (pallino verde), 23 luglio 2010 (pallino blu), 28 luglio 2006 (pallino celeste), 29 giugno 2006 (pallino giallo). Il pallino viola del 06 UTC del 5 agosto 2016 è assente in quanto il CAPE risultava negativo.

Il DCAPE (Downdraft Convective Available Potential Energy) “*quantifica l’incremento di energia cinetica che risulta dal raffreddamento evaporativo nella corrente discendente del temporale*”<sup>1</sup>. Generalmente valori più elevati di DCAPE sono determinati dalla presenza di aria secca attorno alla quota di 500 hPa. Ad esempio, nel radiosondaggio 06Z del 5 agosto 2016 il DCAPE risulta di 743 J/kg e infatti si può osservare in Fig. 4.40 uno strato leggermente più secco a 500 hPa. Alle 12Z tale strato secco non è presente (Fig. 4.41) e il DCAPE risulta pari a 315 J/kg, motivo per cui forse nel pomeriggio non si sono avuti forti downbursts.

Il 10 agosto 2017 il DCAPE era molto basso, appena 148 J/kg: non erano infatti presenti strati di aria secca perché tutto il profilo atmosferico risultava molto umido (Fig. 4.43).

Il 23 luglio 2010 l’atmosfera era moderatamente instabile (CAPE a 1397 J/kg e LI a -5,0), mentre il DCAPE era decisamente elevato, pari a 959 J/kg: si noti infatti nel radiosondaggio (Fig. 4.59) la presenza di aria secca a tutte le quote.

Il 28 luglio 2006 l’atmosfera era decisamente instabile (CAPE a 2203 J/kg e LI a -7,0°C) e anche in questo caso si riscontrava un DCAPE marcato pari a 815 J/kg; nel radiosondaggio riportato in Fig. 4.60 è possibile osservare la presenza di aria secca alla quota di 500 hPa, come da grafico statistico di Atkins, Wakimoto, 1991 (Fig. 4.48).

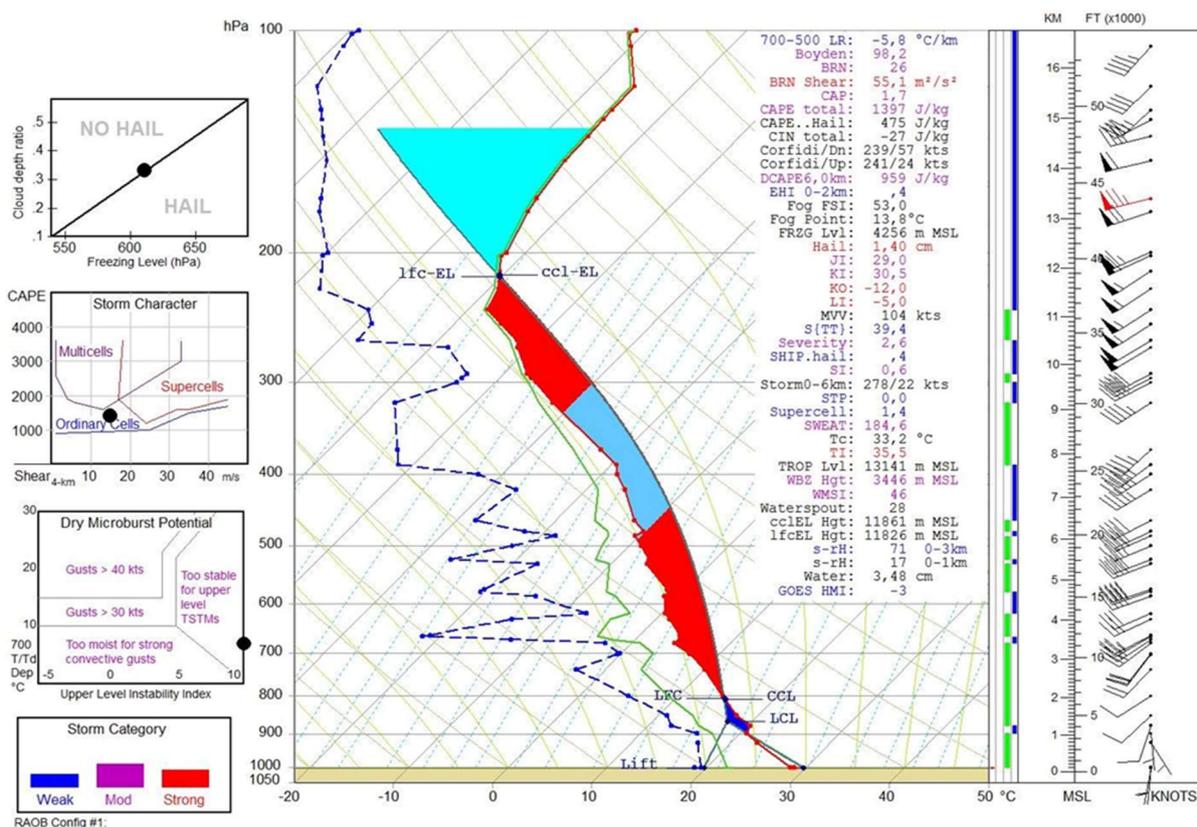


Fig. 4.59 - Radiosondaggio di Udine Campofornido del 23 luglio 2010 alle 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

<sup>1</sup> “Il tornado di Pianiga, Dolo e Mira” (Abinanti, Bianchino, Gobbi, Mistrorigo, Perini, Rabito, Randi, Rosa, Scortegagna, Valeri, 2016)

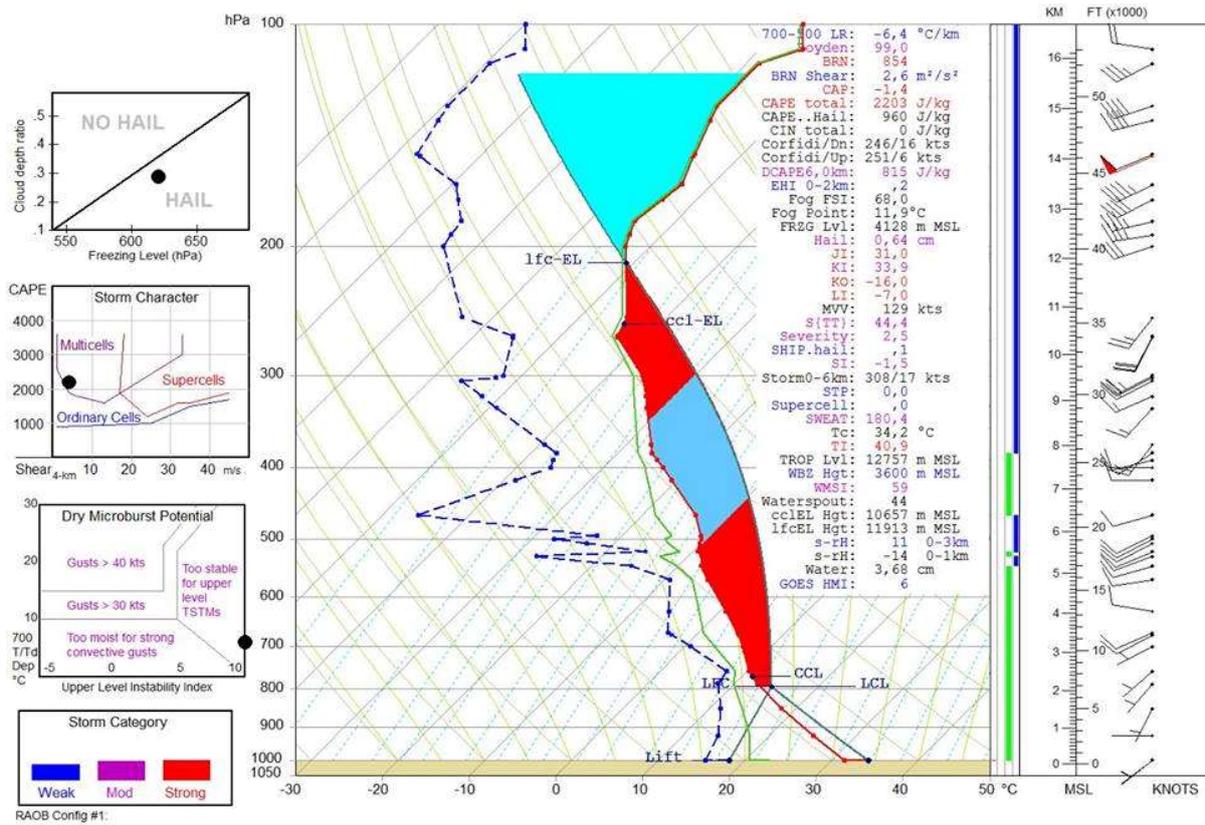


Fig. 4.60 - Radiosondaggio di Udine Campofornido del 28 luglio 2006 alle 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

Il 29 giugno 2006 (Fig. 4.61), giornata caratterizzata da atmosfera molto instabile con CAPE a 2689 J/kg e LI -8,0 °C, il DCAPE era moderato con 474 J/kg, grazie probabilmente anche in questo caso alla presenza di uno strato secco a 500 hPa.

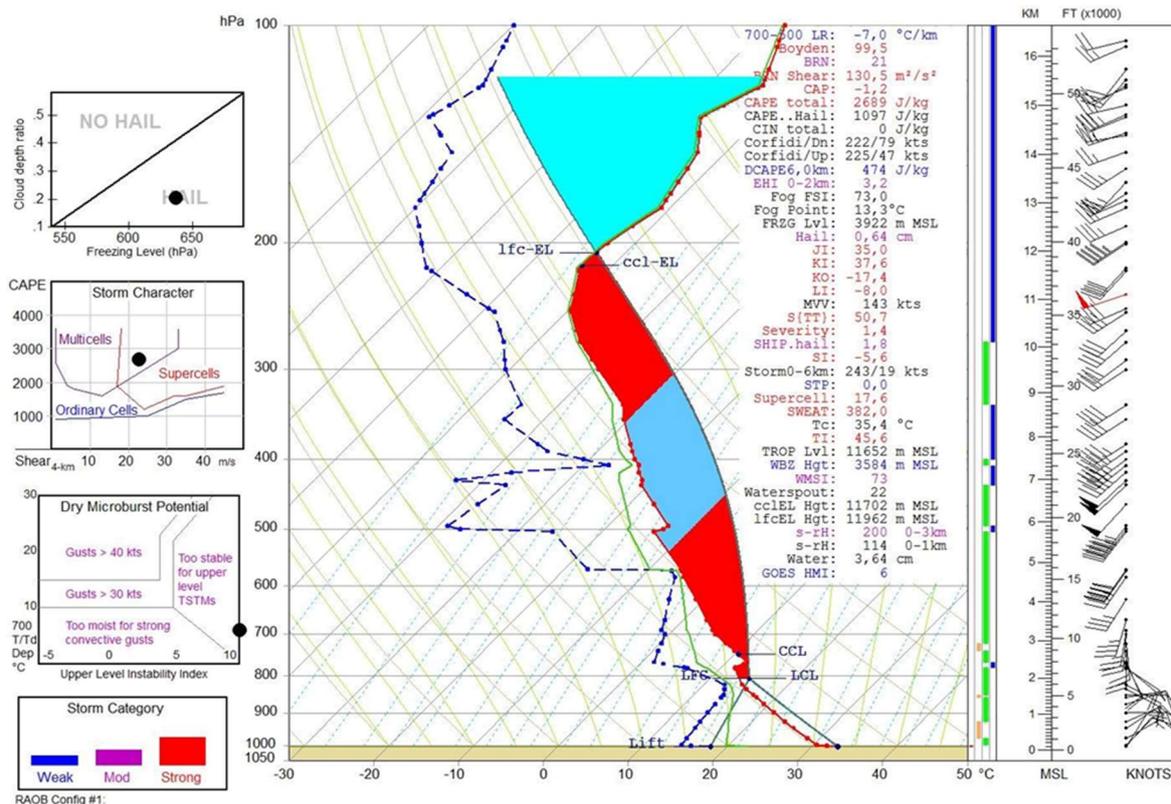


Fig. 4.61 - Radiosondaggio di Udine Campofornido del 29 giugno 2006 alle 12 UTC, elaborato con il software RAOB.

Infine, nei grafici di Fig. 4.62 (Evans e Doswell) è rappresentato nell'asse x il DCAPE, mentre nell'asse y del primo grafico il vento medio 0-6 km e nel secondo grafico lo shear 0-6 km. Tendenzialmente si può osservare che i casi WF sono associati a elevato DCAPE, mentre i casi SF sono associati a scarso DCAPE e shear ma a un vento medio tra 0 e 6 km più elevato. Nel grafico degli autori i cinque eventi da noi analizzati rientrano nel cluster, tutti compresi tra eventi di tipo SF, tranne il 2010 e il 28 luglio 2006 che si avvicinano di più ai casi WF.

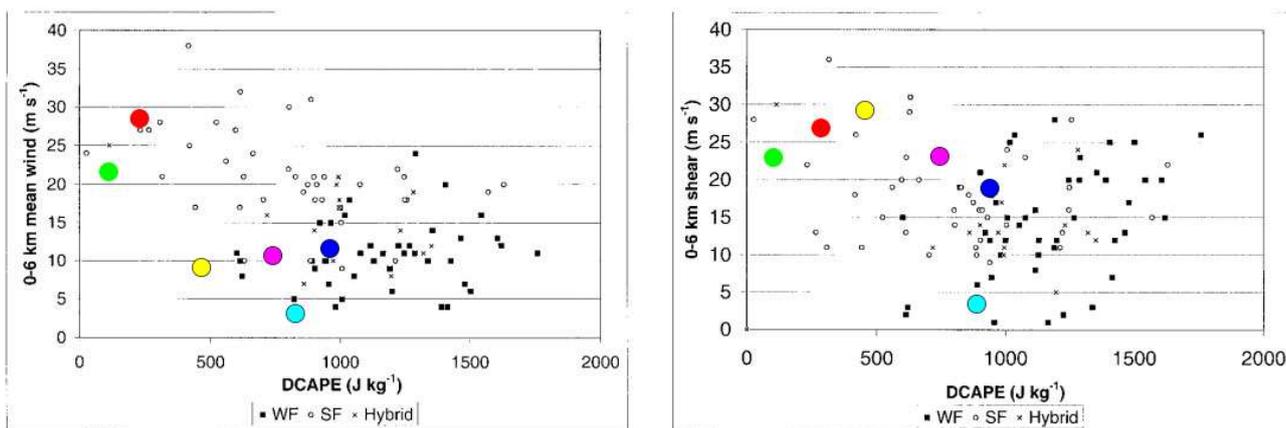


Fig. 4.62 - Rapporto tra vento medio tra 0 e 6 km e DCAPE a sinistra e rapporto tra shear 0-6 km e DCAPE a destra. I pallini colorati rappresentano gli eventi analizzati: 06 UTC del 5 agosto 2016 (pallino viola), 12 UTC del 5 agosto 2016 (pallino rosso), 10 agosto 2017 (pallino verde), 23 luglio 2010 (pallino blu), 28 luglio 2006 (pallino celeste), 29 giugno 2006 (pallino giallo).

### 4.3.3 WMSI (Wet Microburst Severity Index)

In questa ultima parte prendiamo in esame un indice composito definito da *Kenneth e Ellrod* (2003) in grado di dare una quantificazione del rischio di wet microburst interpolando i dati di instabilità potenziale (CAPE) e delta theta-e: tale indice ha preso il nome di WMSI (Wet Microburst Severity Index). L'indice è definito dall'equazione:

$$WMSI = \frac{CAPE * (Thetae\ max - Thetae\ min)}{1000}$$

Secondo gli autori, i valori di WMSI sono generalmente indicativi delle raffiche massime generate da fenomeni temporaleschi espresse in nodi secondo la seguente tabella:

<b>WMSI Index</b>	<b>Intensità raffiche gust/downdraft in nodi</b>
<10	Downburst improbabile
10-50	<35
50-80	35-50
>80	>50

Tab. 4.3 - Valori di WMSI associati all'intensità di raffica.

Nei cinque casi da noi analizzati, nei radiosondaggi delle 12Z di Udine, i valori WMSI calcolati sono quelli riportati nella seguente tabella, associati alle raffiche di vento stimate secondo la Tab. 4.3.

<b>UDINE 12Z</b>	<b>10-ago-17</b>	<b>05-ago-16</b>	<b>23-lug-10</b>	<b>28-lug-06</b>	<b>29-giu-06</b>
<b>WMSI</b>	141	5	46	59	73
<b>Raffiche di vento stimate in km/h</b>	>95	0	<65	65<x<95	65<x<95

Tab. 4.4 - Valori di WMSI associati all'intensità di raffica per i 5 eventi analizzati nello studio. I valori sono calcolati dai radiosondaggi di Udine (Campofornido e Rivolto) delle 12 UTC.

Dalla tabella emergono in particolare il valore molto alto del 10 agosto 2017, a sottolineare quanto effettivamente le condizioni fossero favorevoli a forti downburst, e quello molto basso del 5 agosto 2016, dovuto al CAPE molto ridotto e alla scarsa delta theta-e (15,3 K). Una così forte differenza di valori WMSI per due casi di forti downburst induce a pensare che questo indice non sia sufficientemente predittivo, se preso singolarmente: questo aspetto verrà ripreso nel prossimo paragrafo.

### 4.3.4 Conclusioni

In conclusione, dagli studi di *Atkins e Wakimoto* (1991), *Evans e Doswell* (2001) si evince che le condizioni favorevoli a downburst sono:

1. Presenza di aria secca attorno alla quota di 500 hPa: questa condizione si può osservare attraverso lo studio dei radiosondaggi oppure attraverso le mappe elaborate dai modelli a quella quota.
2. Un profilo di theta-e simile a quello delineato da *Atkins e Wakimoto*, 1991 (Fig. 4.48), con un delta theta-e pari o maggiore di 20 K, o almeno superiore a 13 K (soglia minima per avere microburst)
3. Atmosfera molto instabile: elevati valori di muCAPE e LI favoriscono intensi moti convettivi e di conseguenza forti correnti discendenti
4. Elevato DCAPE (diretta conseguenza del punto 1)
5. Intensa ventilazione alle quote medie, in particolare elevato shear 0-6 km intensifica le correnti discendenti e può causare lo sviluppo di Rear Inflow Jet
6. Elevato indice WMSI (che riassume i valori di delta theta-e e CAPE) elaborato da *Kenneth, Ellrod* (2003).

Nella Tab. 4.5 sono riassunte le soglie per cui in Italia si possono verificare downbursts; sono indicate con bassa, media e alta probabilità di sviluppo di forti downbursts. Le soglie sono stimate rispetto agli eventi studiati e non supportate da approfonditi studi statistici (tranne per il caso della delta theta-e e indice WMSI), allo scopo di dare un'approssimata quantificazione di quanto riassunto nei sei punti precedenti.

	Bassa probabilità	Media probabilità	Alta probabilità
<b>Aria secca a 500 hPa</b>	Assente	Strato secco poco spesso	Strato secco spesso
<b>Delta-theta-e (K)</b>	<13	13-20	>20
<b>Instabilità</b>	CAPE<1000 J/kg, LI >-2°C	CAPE 1000-2500 J/kg, LI - 2°C/-7°C	CAPE>2500 J/kg, LI<-7°C
<b>DCAPE (J/kg)</b>	<400	400-900	>900
<b>Shear 0-6 km (m/s)</b>	<15	15-20	>20
<b>WMSI</b>	<50	50-80	>80

Tab. 4.5 - Tabella riassuntiva sulle condizioni favorevoli a downburst.

Nella Tab. 4.6 invece sono state attribuite le soglie appena definite ai cinque casi analizzati in questo studio.

	<b>10 agosto 2017</b>	<b>05 agosto 2016</b>	<b>23 luglio 2010</b>	<b>28 luglio 2006</b>	<b>29 giugno 2006</b>
<b>Aria secca a 500 hPa</b>	Bassa probabilità	Media probabilità	Alta probabilità	Alta probabilità	Alta probabilità
<b>Delta-theta-e</b>	Alta probabilità	Media probabilità	Alta probabilità	Alta probabilità	Alta probabilità
<b>Instabilità (CAPE e LI)</b>	Alta probabilità	Bassa probabilità <sup>8</sup>	Media probabilità	Media probabilità	Alta probabilità
<b>DCAPE (J/kg)</b>	Bassa probabilità	Media probabilità	Alta probabilità	Media probabilità	Media probabilità
<b>Shear 0-6 km (m/s)</b>	Alta probabilità	Alta probabilità	Media probabilità	Bassa probabilità	Alta probabilità
<b>WMSI</b>	Alta probabilità	Bassa probabilità	Bassa probabilità	Media probabilità	Media probabilità

Tab. 4.6 - Attribuzione soglie ai casi analizzati.

Si può osservare come in nessun caso tutte e sei le condizioni davano alta probabilità di forti downbursts. Neppure nell'evento più estremo del 10 agosto 2017 tutte le condizioni erano altamente favorevoli: è probabile che la combinazione di shear 0-6 km molto sostenuto, estrema instabilità e marcata delta theta-e abbia reso possibile in ogni caso la formazione di forti ed estesi downbursts, anche senza il contributo degli altri 2 fattori (DCAPE e aria secca a 500 hPa).

In generale, quindi, possono essere sufficienti 2-3 dei 6 fattori descritti in precedenza purché superino la soglia di alta probabilità. In questo modo si può descrivere un'atmosfera in grado di produrre downburst, anche forti nel caso i fattori risultino estremi come avvenuto il 10 agosto 2017 quando instabilità e la Theta-e risultavano effettivamente molto elevati.

Si può osservare, inoltre, come i valori di delta Theta-e in tutti i casi abbiano almeno superato la soglia di media probabilità: si ritiene dunque che questa condizione sia quella più predittiva per avere forti downbursts in Italia. Anche lo shear 0-6 km è un ottimo parametro per stabilire la propensione dell'atmosfera a generare downbursts, tuttavia il caso isolato del 28 luglio 2006 con valori quasi nulli di windshear (3,1 m/s), ricorda quanto si diceva poc'anzi, ossia che tutti i parametri non sono condizioni necessarie per il verificarsi del fenomeno, ma possono essere sufficienti 2-3 di esse con soglie di alta probabilità.

L'indice WMSI, infine, non risulta ben predittivo per i casi analizzati in quanto non mostra una netta propensione allo sviluppo di downburst in 4 casi su 5: essendo infatti legato solo alla delta theta-e e al CAPE, trascura importanti fattori come il DCAPE e lo shear 0-6 km. Può quindi essere usato solo se accostato agli altri parametri.

<sup>8</sup> Si considera il dato effettivamente ottenuto dal radiosondaggio e non quello stimato dai modelli

## 4.4 Previsioni

Si vogliono ora approfondire le possibilità previsionali di eventi di questo tipo attraverso i bollettini di previsione emessi da PRETEMP<sup>9</sup> ([www.pretemp.altervista.org](http://www.pretemp.altervista.org)) il giorno precedente.

### 4.4.1. Evento del 5 agosto 2016

PRETEMP per questa giornata aveva emesso un livello di rischio temporali forti 2/3 per gran parte del Nord Italia, coinvolgendo anche il Veneto e il Friuli Occidentale (Fig. 4.63). A questo link è visualizzabile il bollettino completo:

<http://pretemp.altervista.org/archivio/2016/agosto/prev05ago2016.html>

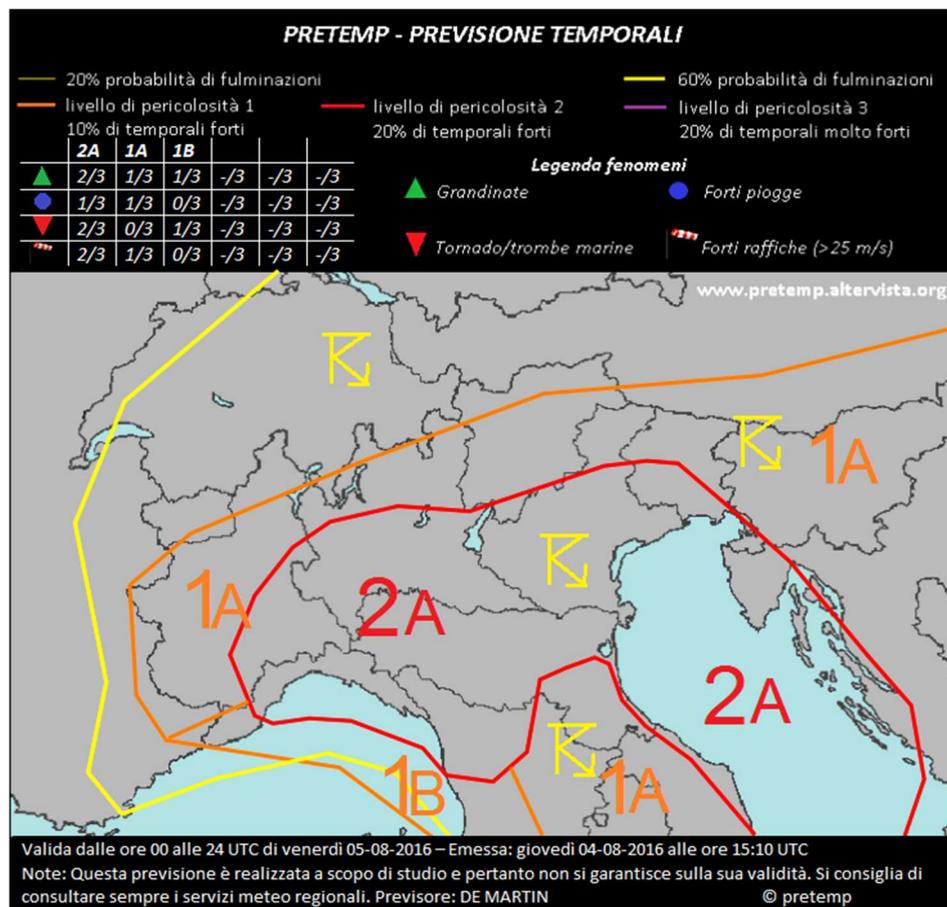


Fig. 4.63 - Cartina di previsione emessa da PRETEMP per il 5 agosto 2016.

<sup>9</sup> PRETEMP emette bollettini di rischio forti temporali per il Nord Italia, con una scala di livelli da 0 (temporali forti improbabili) a 3 (possibili temporali molto forti). Cerca inoltre di distinguere quali rischi tra piogge eccessive, grandine, forti raffiche di vento e tornado siano maggiormente presenti ogni giorno con una tabella sulla parte superiore sinistra della cartina. Inoltre delinea la probabilità di fulminazioni per le varie aree, racchiudendo con una linea gialla sottile le aree con probabilità fulminazioni 20/60% e con una linea spessa gialla le aree con probabilità di fulminazioni >60%. Gli autori di questa sezione dello studio, Carlon e De Martin, sono anche previsori di PRETEMP.

Nella previsione del 5 agosto 2016 si evidenziava la possibilità di temporali sin dal mattino:

*“I temporali potranno svilupparsi già nelle prime ore della notte sul Nord-Ovest e forse su pedemontane e Alpi del Nord-Est. Tra mattinata e serata interesseranno progressivamente tutte le zone in maniera diffusa da Nord-Ovest verso Sud-Est.”*

ed era menzionata la possibilità di forti raffiche di vento:

*“Supercelle e multicelle potranno causare forti raffiche di vento”.*

Tale rischio non pareva tuttavia essere superiore agli altri (tranne quello di tornado che è stato limitato ad un livello di 1 su 3), mentre in realtà il fenomeno più dannoso è stato proprio il vento.

#### 4.4.2. Evento del 10 agosto 2017

PRETEMP per questa giornata aveva emesso un livello di rischio temporali forti 2/3 in una fascia dall'Emilia Romagna all'Austria (bollettino completo al link: <http://pretemp.altervista.org/archivio/Agosto/prev10ago2017.html> ).

Nella cartina proposta in Fig. 4.64 sono state plottate anche le segnalazioni di danni per fenomeni temporaleschi per poter effettuare una verifica della previsione. Si osserva come la fascia di danni da forte vento abbia effettivamente interessato le aree dove era stato posto il livello 2/3, anche se poi essa ha piegato più verso est interessando direttamente la Slovenia, mentre in fase previsionale sembrava dovesse colpire principalmente l'Austria.

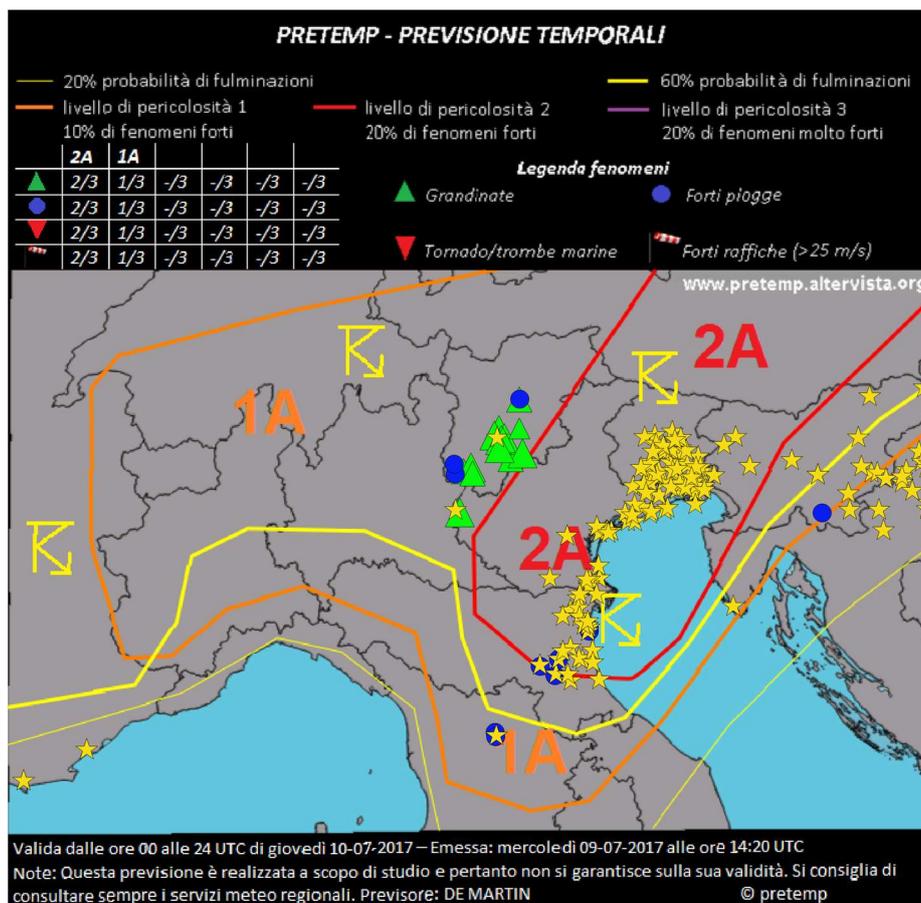


Fig. 4.64 - Cartina di previsione emessa da PRETEMP per il 10 agosto 2017, su cui sono state plottate le segnalazioni di fenomeni temporaleschi.

Nel testo si segnalava il possibile sviluppo di qualche temporale in Toscana in mattinata, come effettivamente accaduto:

*“Alcune celle non è escluso si sviluppino anche in Toscana attorno la tarda mattinata per sollevamento orografico.”*

Si intuiva inoltre la possibilità di forti downburst:

*“Saranno possibili grandinate di grossa taglia, specie in caso di supercelle (per l'accoppiata CAPE-shear), forti downburst (per elevato DLS e delta theta-e), piogge eccessive (per elevato CAPE e PW). Sono inoltre possibili uno o due eventi tornadici, anche di entità significativa, per l'elevata tendenza a rotazione degli strati bassi dell'atmosfera.”*

Si può osservare come il rischio di forti raffiche di vento non fosse posto in evidenza rispetto agli altri rischi mentre di fatto il vento è stato l'unico fenomeno che ha provocato dei danni, tali anzi da poter motivare un'emissione di livello 3. Il giorno precedente tuttavia era difficile sbilanciarsi decidendo di sottolineare il rischio di vento forte rispetto agli altri fenomeni: come si fa a considerare inferiore ad esempio un rischio grandine grossa con valori di 3500-4000 J/kg di CAPE oppure quello di precipitazioni eccessive con 50 mm di PW?

Grazie allo studio condotto su questo evento e quindi all'esperienza maturata si riuscirà probabilmente in futuro ad effettuare una previsione più precisa in caso di rischio downburst elevato.

#### **4.4.3. Conclusioni**

In conclusione, possiamo affermare come si riesca a prevedere correttamente il rischio di forti temporali (sia per il 5 agosto 2016 che per il 10 agosto 2017 è stato emesso un livello di rischio 2 su una scala da 0 a 3), a localizzare abbastanza bene le aree a maggior rischio e anche a prevedere il momento della giornata più favorevole allo sviluppo dei fenomeni. Tuttavia, non riusciamo ancora a distinguere quali tra i vari rischi connessi ai temporali siano più probabili in un determinato giorno. Studi come questo potranno aiutare nel distinguere situazioni più favorevoli a un fenomeno rispetto ad un altro, ma l'indeterminazione di cui è propria l'atmosfera renderà pressoché impossibile una previsione precisa sotto quest'aspetto.

## 5. ANALISI NEFOLOGICA, RADARMETEOROLOGICA E DEI DANNI DI SIGNIFICATIVI EVENTI DI DOWNBURSTS

di Alberto Gobbi

### 5.1 Downburst del 29 giugno 2006

Il 29 giugno 2006 transita in quota una rapida ondulazione ciclonica da sudovest a nordest sull'arco alpino, associata ad un fronte freddo al suolo che nelle prime ore del giorno è posizionato a ovest dell'arco alpino occidentale. Nei bassi strati sul Veneto sono presenti condizioni di forte ristagno di umidità ed elevate temperature al suolo (30-32°C su tutta la pianura) associate ad un campo di pressione molto livellata. Nel primo pomeriggio si sviluppa un sistema convettivo a mesoscala (MCS) sull'alto Veneto fino a quote di 12-13 km (Fig. 5.1, destra).

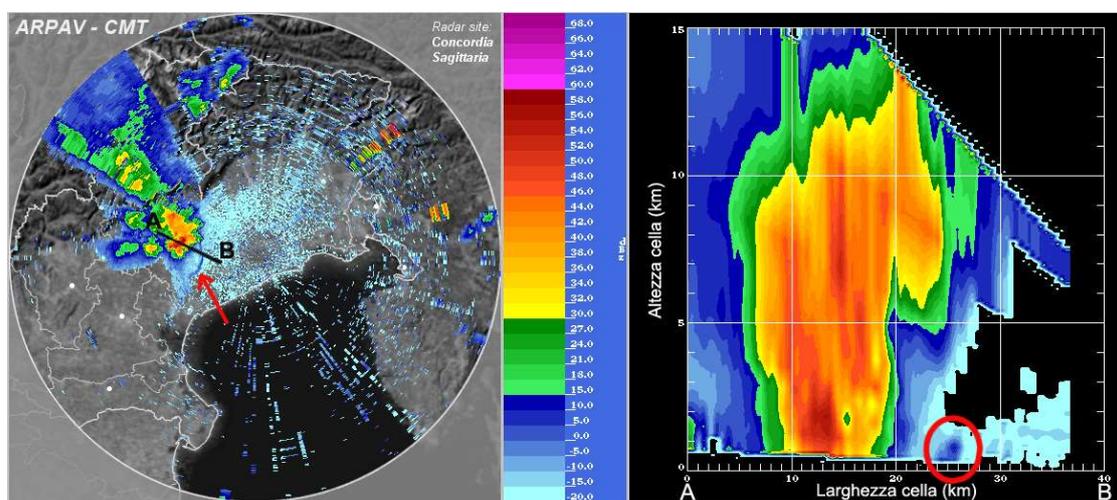


Fig. 5.1 – Immagine radar ARPAV/CMT di Concordia Sagittaria (VE) delle 12.20 UTC. Sulla sinistra riflettività a 1.5°, sulla destra sezione verticale lungo il segmento A-B. Si nota la presenza del gust front (indicato dalla freccia rossa e dall'ellisse rossa) in entrambi i prodotti radar.

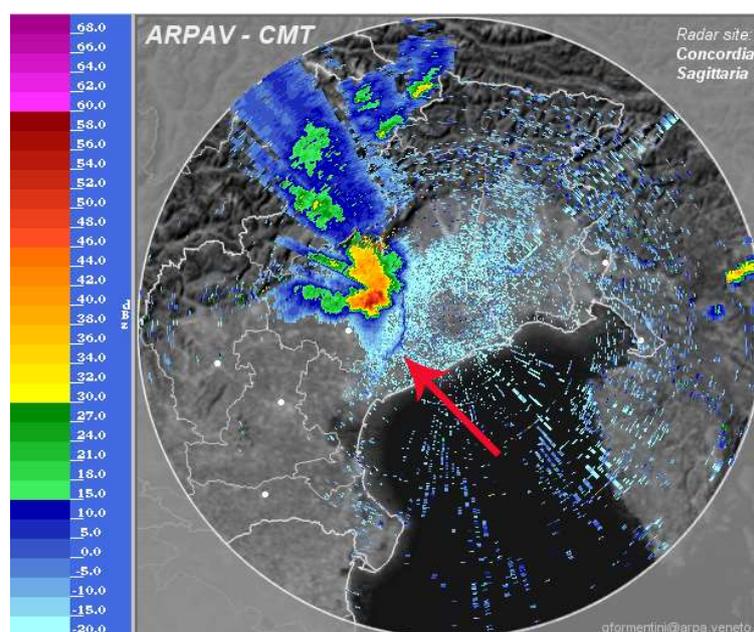


Fig. 5.2 – Immagine radar ARPAV/CMT di Concordia Sagittaria (VE) delle 12.30 UTC. Riflettività a 1.5°, si nota la presenza del gust front (indicato dalla freccia rossa).

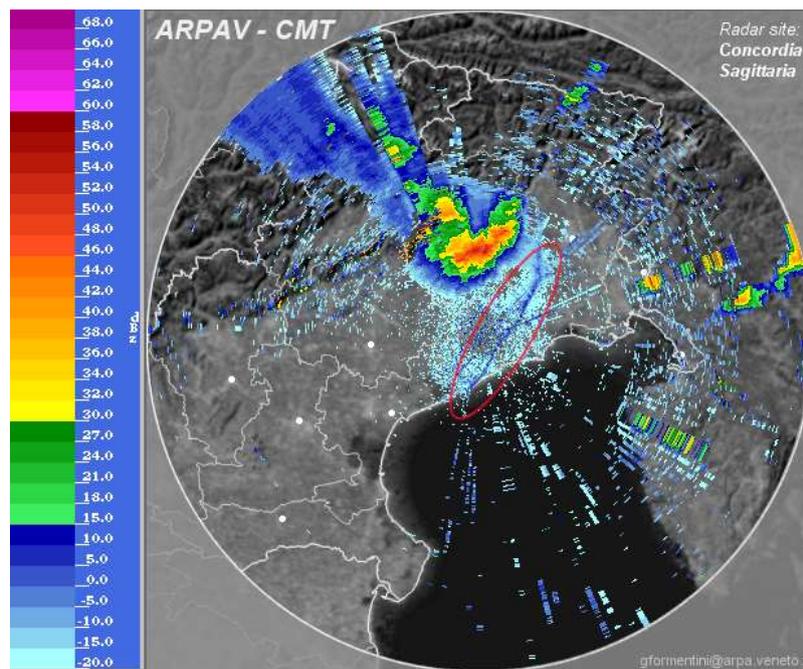


Fig. 5.3 – Immagine radar ARPAV/CMT di Concordia Sagittaria (VE) delle 13 UTC. Riflettività a 1.5°, si nota la presenza del gust front (indicato dall'ellisse rossa).

Dalle immagini radar sopra riportate si possono apprezzare delle sottili linee con bassi valori di riflettività (colore blu) che tradiscono la posizione e l'avanzata del gust front (outflow boundary). Tali linee, definite “fine line”, sono generate da una discontinuità di densità e umidità che causano forti gradienti nell'indice di rifrazione, ma anche da particelle di acqua in sospensione nell'aria a causa delle turbolenze, polvere e terriccio nonché da insetti sollevati dal vento che si ammassano davanti al gust front avanzante oltre che da uccelli che si cibano degli insetti stessi.

Nella Tab. 5.1 si riportano le raffiche massime di vento registrate dalle stazioni meteorologiche dell'ARPAV. Ad Aviano (PN) è stata rilevata una raffica di 151 km/h.

STAZIONE 29 giugno	Raffica di vento [km/h]
Maser (TV)	123
Arcole (VR)	113
Farra Soligo (TV)	105
S.Giustina (BL)	100
Volpago Montello (TV)	98
Vittorio V.to (TV)	92
Salizole (VR)	90

Tab. 5.1 – Raffiche massime di vento registrate dalle stazioni ARPAV il 29 giugno 2006.

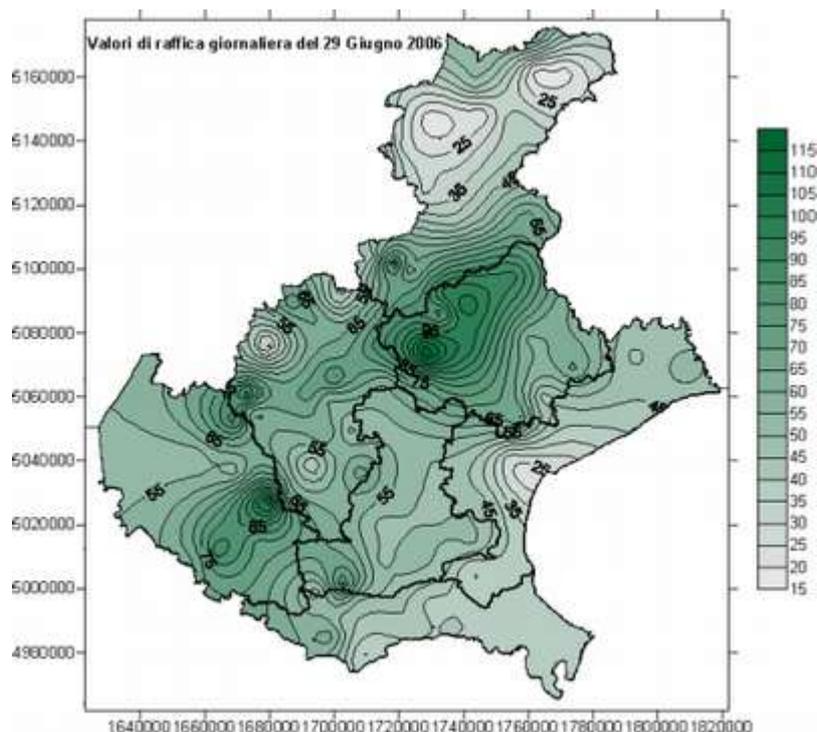


Fig. 5.4 – Mappa delle isolinee di eguale raffica di vento (espresse in km/h) a 10 m di altezza del 29 giugno 2006. Fonte ARPAV/CMT.

## 5.2 Downburst del 28 luglio 2006

Il 28 luglio 2006 un intenso sistema multicellulare traslava in direzione E-NE transitando a sud-est dei Colli Euganei, percorrendo la fascia di pianura tra i Colli Euganei e la laguna di Venezia, e raggiungendo la bassa trevigiana. Il sistema poi si è diretto sulla parte orientale della provincia di Venezia e sul Friuli. Le celle temporalesche hanno generato intense precipitazioni, forti raffiche di vento e qualche grandinata (con chicchi anche di ragguardevole dimensione) nella parte sud-occidentale della provincia di Venezia, in quella meridionale di Treviso e in quella orientale di Padova. Il massimo di intensità dei fenomeni viene raggiunto tra le ore 20.30 e le 21.00 locali quando si registrano le raffiche di vento più forti e le intensità di precipitazioni più elevate.

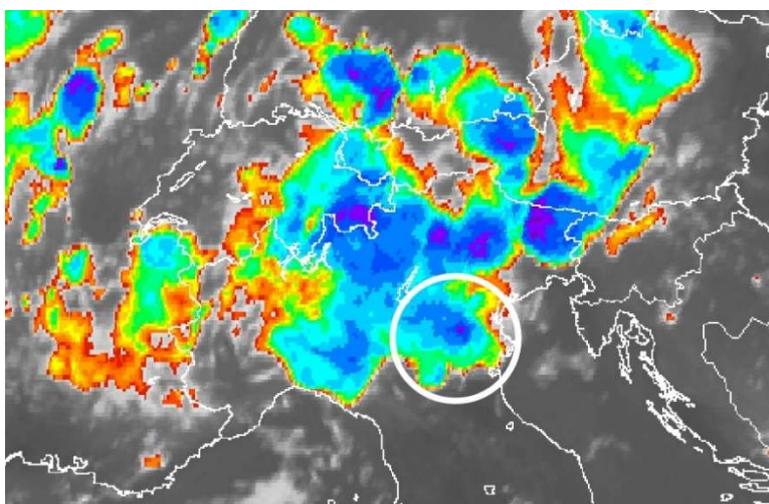


Fig. 5.5 - Immagine all'infrarosso del satellite Meteosat 8 delle ore 15:00 locali. I cumulonembi sulla pianura veneta più sviluppati in altezza sono indicati dal colore viola (cerchio bianco). Fonte ARPAV/CMT.

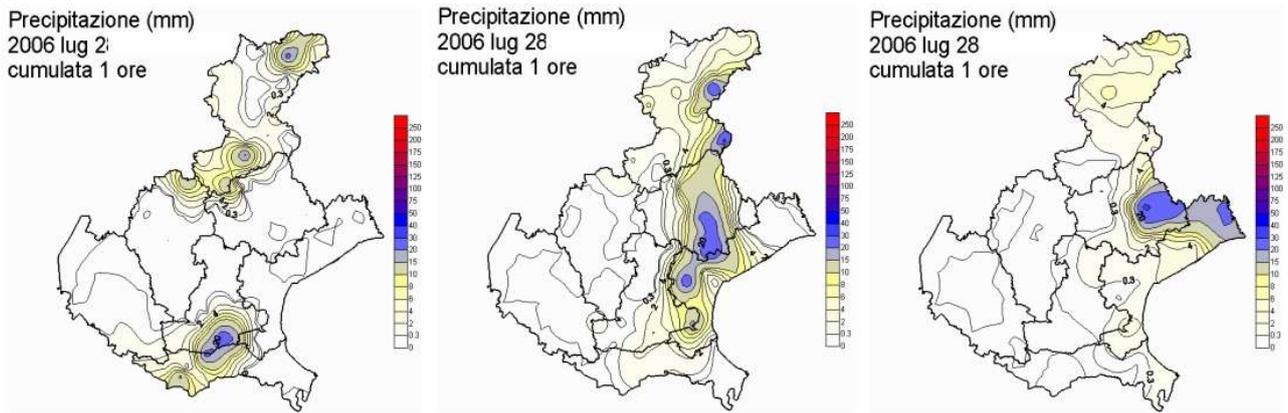


Fig. 5.6 - Distribuzione delle precipitazioni orarie registrate dalle ore 19 alle 20 locali, dalle 20 alle 21 locali e dalle 21 alle 22 locali (da sinistra a destra). Fonte ARPAV/CMT.

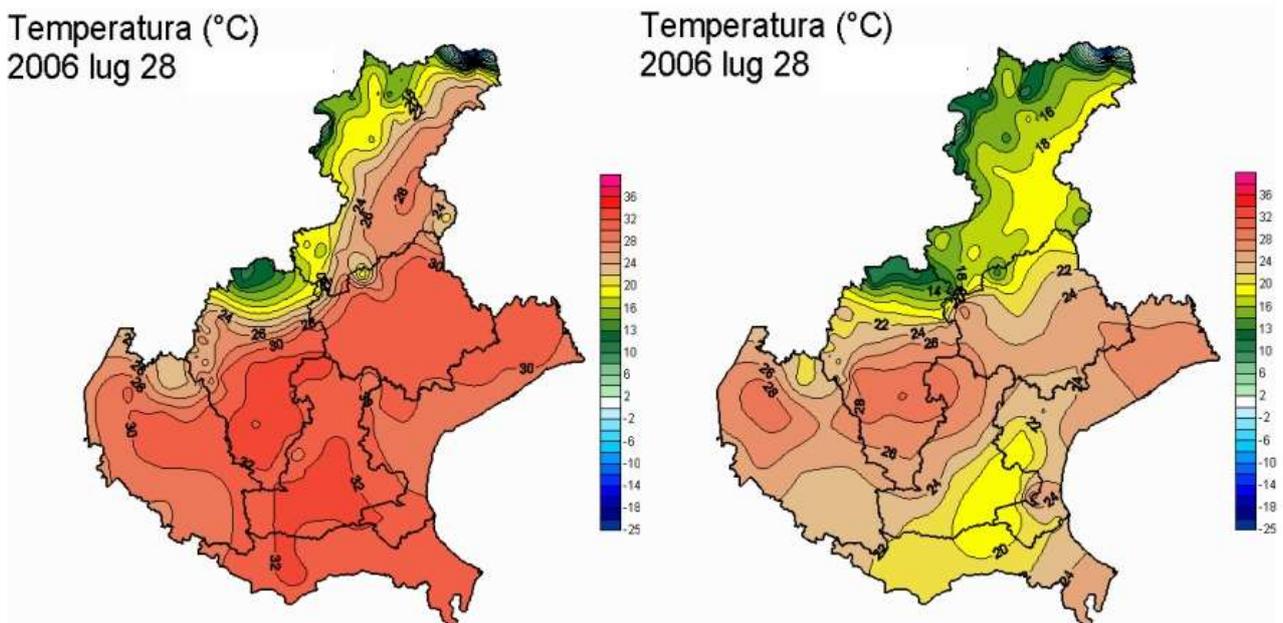


Fig. 5.7 - Distribuzione delle temperature alle ore 19 locali (a sinistra) e alle 21 locali (a destra). Si noti la marcata diminuzione delle temperature sul rodigino, padovano sud-orientale e parte del veneziano a seguito del temporale. Fonte ARPAV/CMT.

L'analisi delle immagini radar evidenzia in molti cumulonembi elevati valori di riflettività (>55 dBZ) ed un forte sviluppo verticale (>45 dBZ fino a oltre 10 km), come evidenziato in Fig. 5.10 (parte destra) dove la sommità del temporale raggiunge i 15 km. Tali fattori sono indice di precipitazioni molto intense e di un'alta probabilità della presenza di grandine. Nella Fig. 5.9 della velocità radiale viene evidenziata con una ellisse nera l'area interessata da velocità delle particelle (gocce d'acqua) superiori ai 30 m/s. Essendo una componente radiale (quindi nella direzione del radar) è probabile che il vento reale sia stato anche superiore ai 30-35 m/s.

In Fig. 5.8 e Fig. 5.9 (parte destra) emerge la problematica dell'aliasing (folding) che comporta un'errata interpretazione delle velocità radiali: si vengono quindi a determinare zone con velocità radiali completamente opposte anche se nella realtà il sistema si muove in un'unica direzione. Per cui le zone celesti con velocità in avvicinamento a fondo scala (indicate dall'ellisse nera in Fig. 5.9) in realtà corrispondono a velocità in allontanamento oltre i 30 m/s.

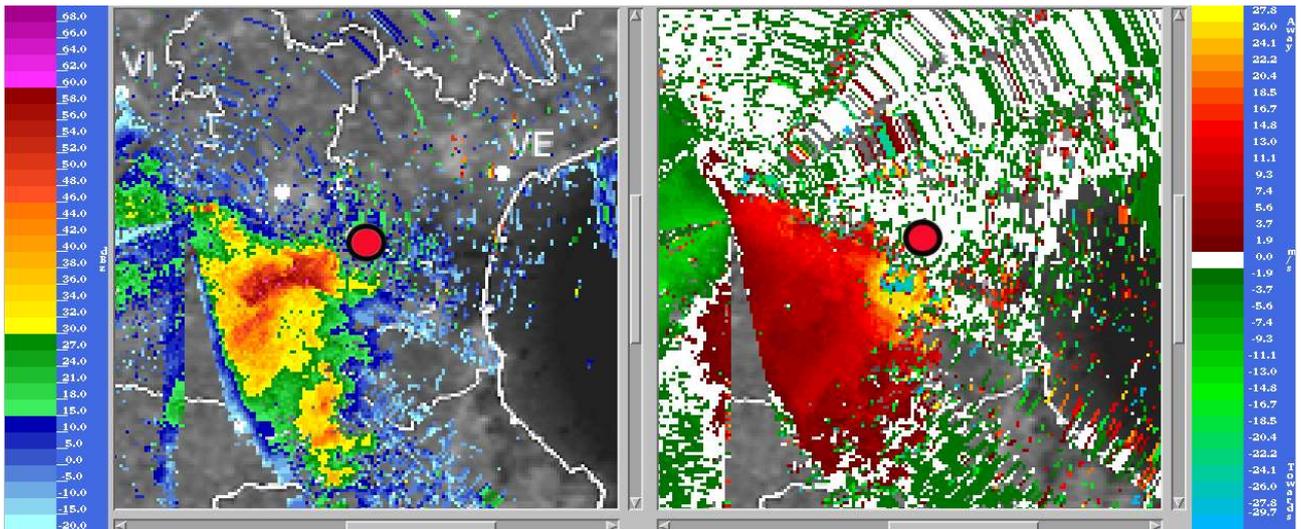


Fig. 5.8 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 18 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 0.8°. Il cerchio rosso con bordo nero identifica il punto di osservazione della Fig. 5.13.

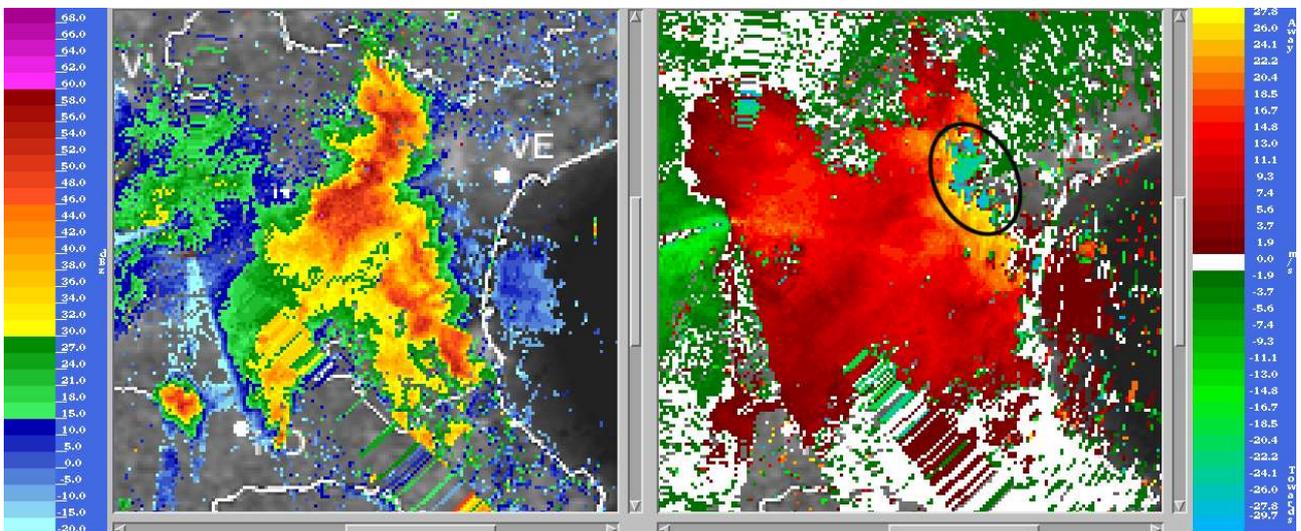


Fig. 5.9 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 18.20 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 0.8°.

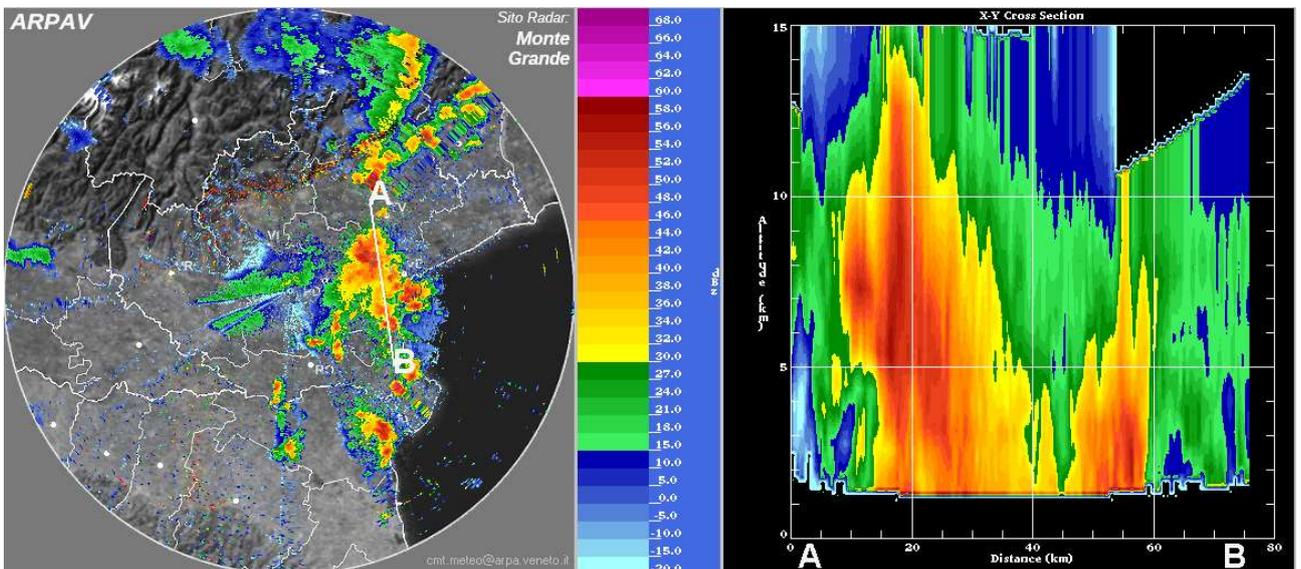


Fig. 5.10 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 18.30 UTC, riflettività a 0.8° (sx) e sezione di riflettività.

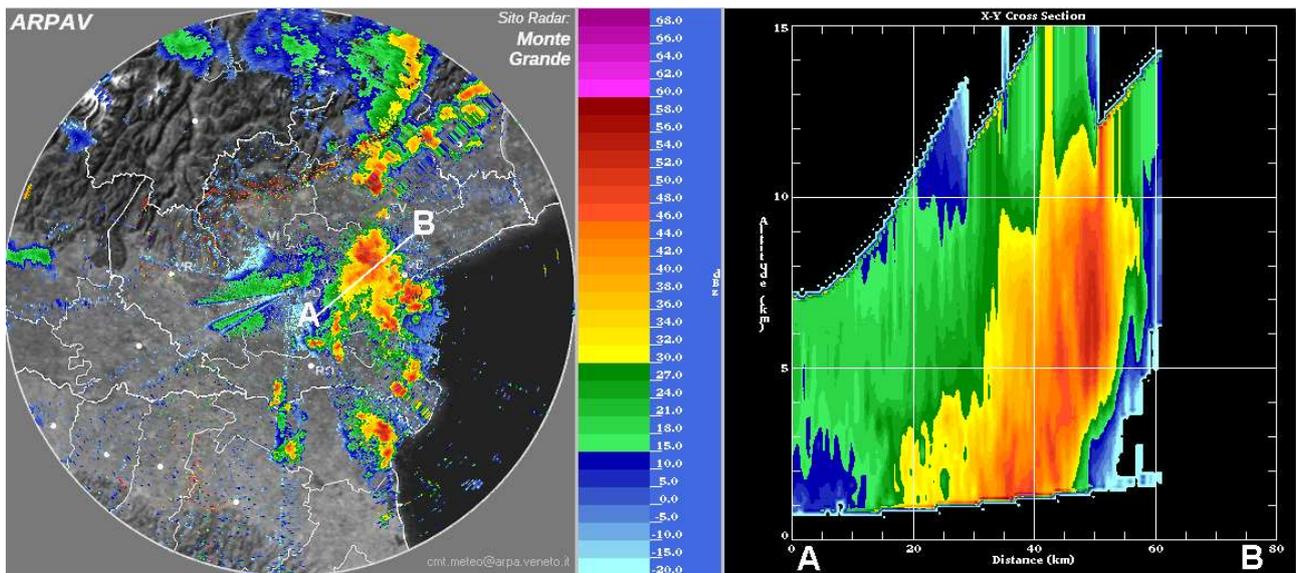


Fig. 5.11 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle ore 18.30 UTC, riflettività a  $0.8^\circ$  (sx) e sezione di riflettività

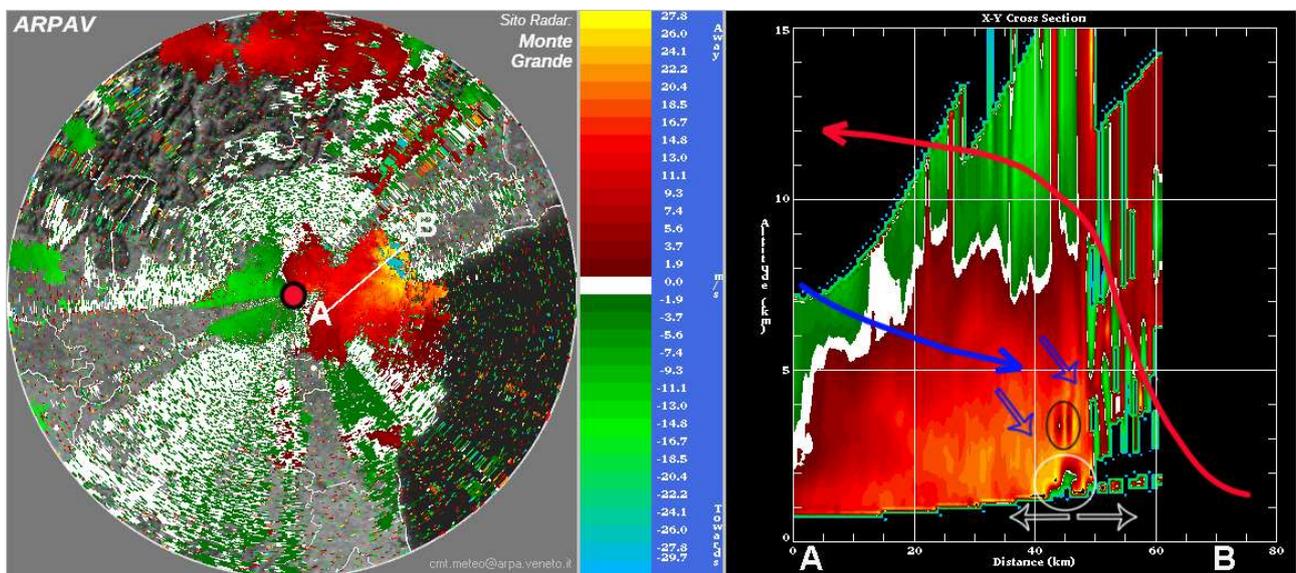


Fig. 5.12 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle ore 18.30 UTC, a destra sezione di velocità radiale corrispondente alla sezione di riflettività di Fig. 5.11. A sinistra, velocità radiale a  $0.8^\circ$ . Il cerchio rosso con bordo nero identifica la posizione del radar meteorologico.

Risulta di estremo interesse analizzare la sezione di velocità radiale riportata in Fig. 5.12: il temporale si muove verso destra, la freccia rossa traccia la corrente ascendente (updraft) di colore verde in avvicinamento al radar, la freccia blu traccia la corrente di Rear Inflow Jet (RIJ) di colore rosso in allontanamento dal radar, le due frecce blu più piccole rappresentano i flussi discendenti che acquistano velocità (colore giallo, in allontanamento dal radar).

L'ellisse nera in Fig. 5.12 indica velocità radiali quasi nulle (color rosso scuro/bianco) a testimonianza di flussi più verticali che orizzontali che impatteranno al suolo sottoforma di downburst (*Mahale et al., 2016*) generando marcata divergenza nei bassi strati, quest'ultima rappresentata dalle frecce bianche con la zona divergente indicata dall'ellisse bianca (color verde e color rosso accostati).

Il fronte avanzante dell'intensa multicella nella zona di Campolongo Maggiore (VE) era privo di shelf cloud (nube a mensola), ma in compenso ben si evidenziava la cortina di polvere e detriti sollevati dal downburst (Fig. 5.13, foto in basso).



Fig. 5.13 – Fronte avanzante in fase di rigenerazione visto da Campolongo Maggiore (VE), il momento e il punto di osservazione sono riportati in Fig. 5.8. Le due foto in basso con il fronte del downburst in avvicinamento sono state appositamente contrastate e scattate a distanza di 50 secondi l'una dall'altra. Foto di Alberto Gobbi.

STAZIONE 28 luglio	Raffica di vento [km/h]
Agna (PD)	128
Mogliano V.to (TV)	124
Valle Averte (VE)	118
Codevigo (PD)	107
Ponte Zata (PD)	103
Legnaro (PD)	99
Pellizzare (RO)	99

Tab. 5.2 – Raffiche massime di vento registrate dalle stazioni ARPAV il 28 luglio 2006.

La direzione prevalente di provenienza del vento alle quote basse era da W-SW. Si fa presente che localmente i valori di raffica elencati in Tab. 5.2 possono anche essere stati superati considerata la tipologia del fenomeno e in considerazione della forte influenza che, a livello locale, la morfologia del territorio e la presenza di ostacoli di varia natura esercitano sul vento.

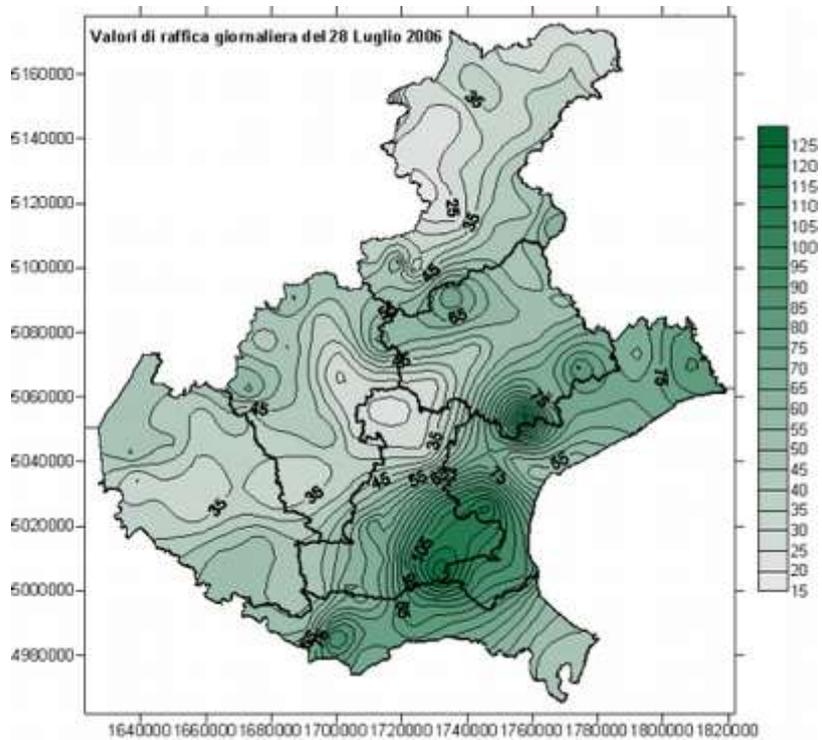


Fig. 5.14 – Mappa delle isolinee di eguale raffica di vento (esprese in km/h) a 10 m di altezza del 28 luglio 2006. Fonte ARPAV/CMT.

<b>PROVINCIA DI PADOVA</b>					
Agna	Anguillara Veneta	Arre	Arzergrande	Bovolenta	Bagnoli di Sopra
Brugine	Candiana	Codevigo	Conselve	Correzzola	Pieve di Sacco
Polverara	Pontelongo	S. Angelo di Pieve di Sacco	Terrassa Padovana		
<b>PROVINCIA DI ROVIGO</b>					
San Martino di Venezze					
<b>PROVINCIA DI TREVISO</b>					
Breda di Piave	Casier	Casale sul Sile	Fontanelle	Mogliano Veneto	Monastier
Motta di Livenza	Pieve di Soligo	Portobuffolè	Preganziol	San Biagio di Callalta	San Fior
<b>PROVINCIA DI VENEZIA</b>					
Campagnalupia	Campolongo Maggiore	Camponogara	Cona	Dolo	Fossò
Marcon	Mira	Scorzé	Venezia	Vigonovo	

Fig. 5.15 – Comuni colpiti dal downburst del 28 luglio 2006. Fonte: BUR Regione Veneto n. 25 del 13 marzo 2007.

Si sono verificati danni alle strutture ricettive, alle infrastrutture pubbliche, ai beni immobili di privati, alle linee elettriche, che in certe zone hanno causato un black out durato più giorni, e al patrimonio arboreo sia pubblico che privato. Si sono resi necessari numerosi interventi dei Vigili del Fuoco che hanno operato in stretta collaborazione con i locali gruppi di volontariato di Protezione Civile.



Fig. 5.16 – Campo di mais a Campolongo Maggiore (VE) colpito da un “burst swath”. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.17 – Vigneto a Campolongo Maggiore (VE) colpito da un “burst swath” estremamente concentrato e presumibilmente ad asse verticale. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.18 – Vigneto a Campolongo Maggiore (VE) della Fig. 5.17 colpito da un “burst swath”. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.19 – Palo in cemento a Campolongo Maggiore (VE) spezzato da un “burst swath”. Foto di Alberto Gobbi.

### 5.3 Downburst del 23 luglio 2010

Nel pomeriggio del 23 luglio 2010 dalla Lombardia giungono intense celle temporalesche che da una parte coinvolgono soprattutto le zone prealpine e pedemontane, dall'altra transitano velocemente verso la pianura centrale interessando parte del veronese, il basso vicentino, la zona dei Colli Euganei per raggiungere rapidamente il veneziano centro-meridionale. Sono segnalate delle grandinate su molte zone tra quelle investite dai fenomeni più significativi. In tali occasioni sono osservati anche danni da venti lineari molto forti, in particolare dai Colli Euganei verso est.

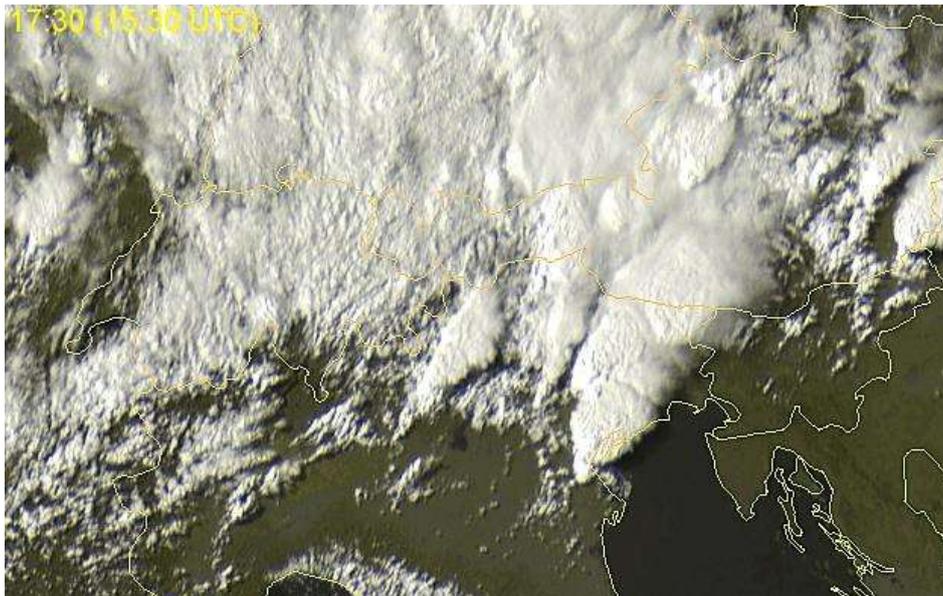


Fig. 5.20 – Satellite visibile ore 15.30 UTC. Fonte: sat24.com

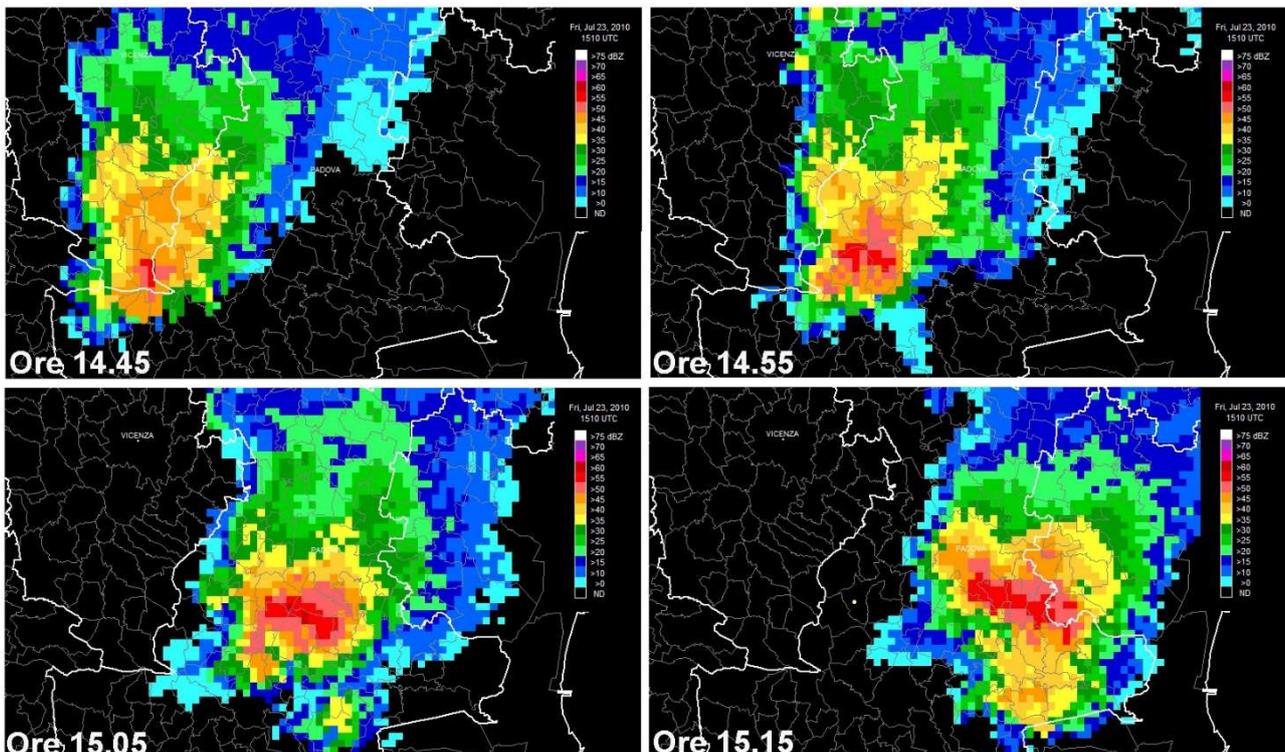


Fig. 5.21 – Immagine radar ARPAV/CMT di Concordia Sagittaria (VE) con riflettività massima (CMAX). Orari UTC.



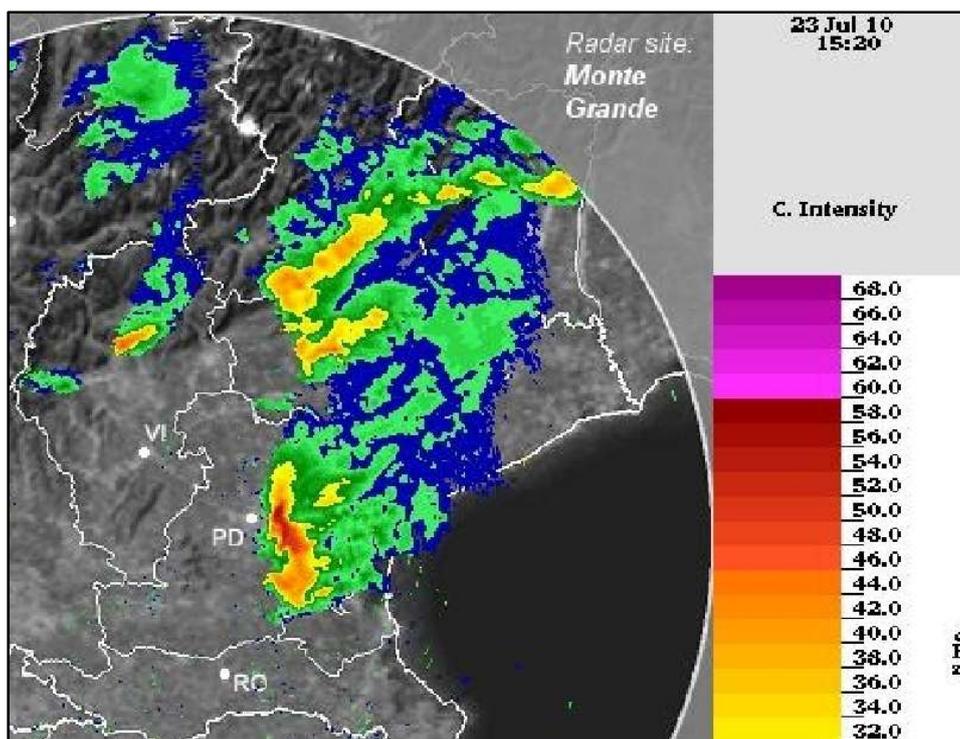


Fig. 5.24 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) con riflettività di base delle 15.20 UTC.

A conferma degli intensi downdrafts, la stazione meteorologica di Campolongo Maggiore (VE) ha registrato i dati ogni 10 minuti permettendo di osservare un brusco aumento di pressione di 4 hPa poco prima delle ore 18 locali in contemporanea al crollo della temperatura di ben 12°C dopo un costante calo barico (Fig. 5.25). Contestualmente all'aumento della pressione si ha il transito del wet downburst con i rovesci di pioggia e grandine associati a forti raffiche di vento (Fig. 5.26).

Stazione	Raffica (km/h)	Orario solare (venerdì 23)
Galzignano (Via Ca' Demia) (PD)	125	15.57 di venerdì
Legnaro (PD)	115	16.15 di venerdì
Recoaro 1000 (VI)	115	19.52 di venerdì
Cansiglio loc. Tramedere (BL)	101	15.29 di venerdì

Tab. 5.3 – Raffiche massime di vento a 10 m di altezza registrate dalle stazioni ARPAV il 23 luglio 2010.

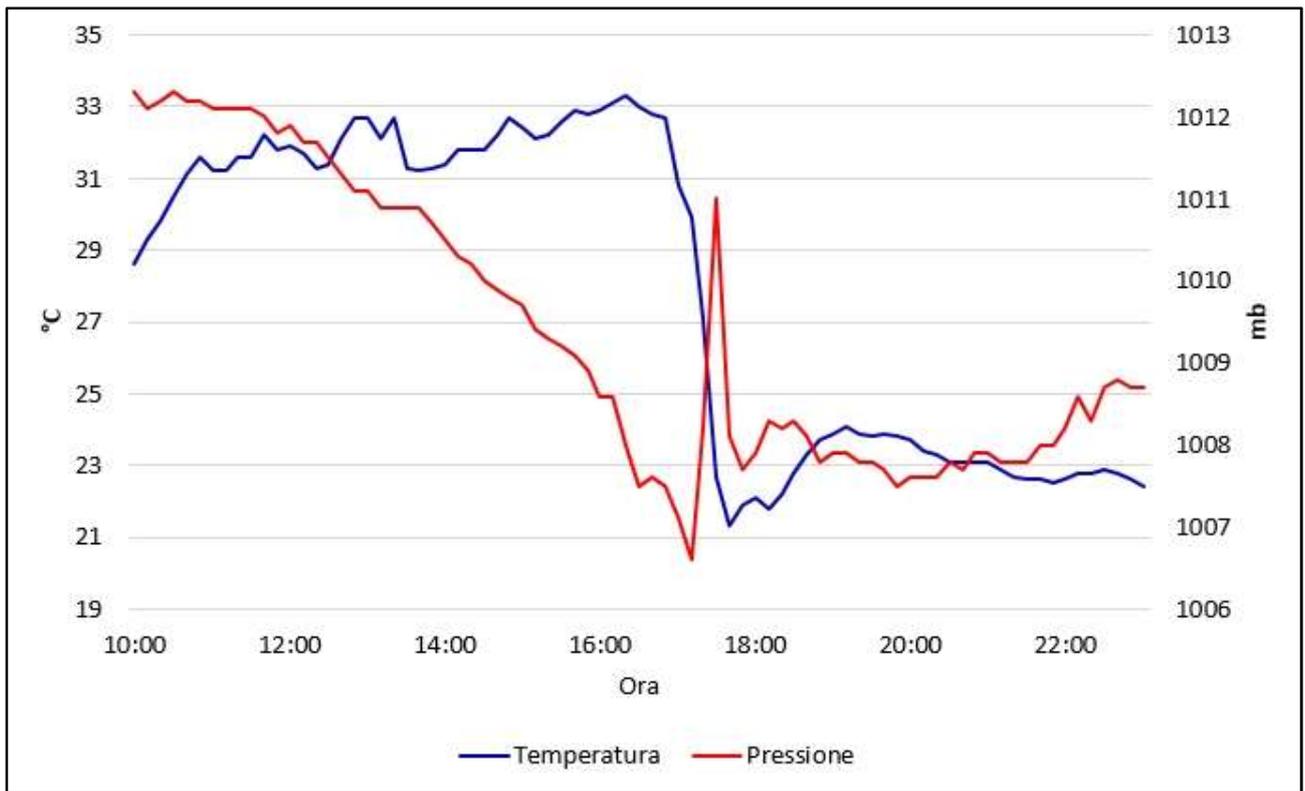


Fig. 5.25 – Grafico di temperatura e pressione della stazione meteorologica di Campolongo Maggiore (VE).

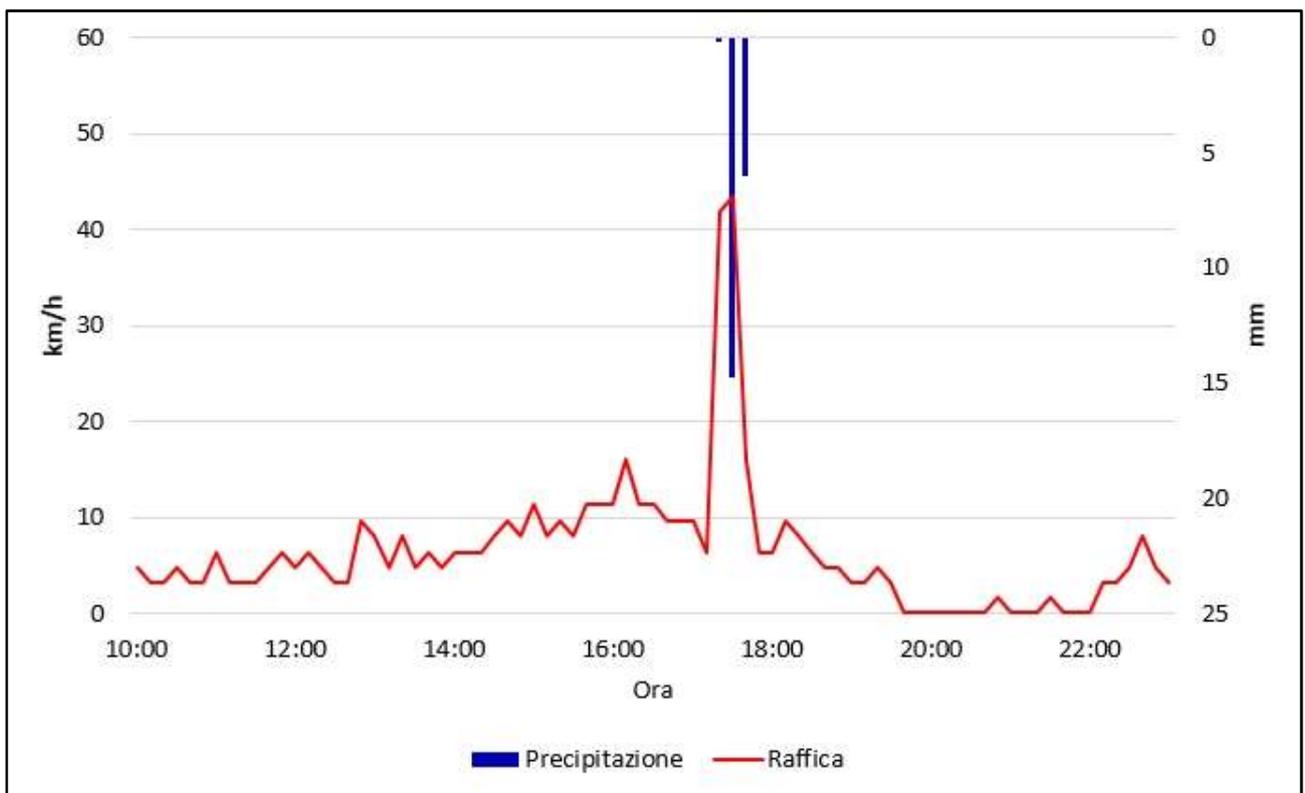


Fig. 5.26 – Grafico di precipitazione e raffica massima della stazione meteorologica di Campolongo Maggiore (VE).

<b>I DANNI</b>	
<b>Comune</b>	<b>23 luglio 2010</b>
□ Abano Terme	406.082,05
□ Albignasego	886.998,10
□ Casalserugo	21.867,37
□ Due Carrare	92.910,84
□ Legnaro	14.934,60
□ Maserà di Padova	73.066,72
□ Montegrotto Terme	373.973,70
□ Padova	
□ Ponte San Nicolò	4.558,10
□ Rubano	
□ Saccolongo	
□ Sant'Angelo di Piove di Sacco	48.729,00
□ Saonara	21.971,79
□ Selvazzano Dentro	
□ Torreglia	145.209,24
■ <b>Totali</b>	<b>2.090.301,51</b>

Fig. 5.27 – Danni in euro a seguito del downburst del 23 luglio 2010. Fonte: *il Mattino di Padova*



Fig. 5.28 – Danni al minigolf di Montegrotto Terme (PD). Le ellissi rosse e blu indicano gli alberi abbattuti nella medesima direzione (verso est), rispettivamente quelli non tagliati e quelli già tagliati, a seguito del downburst.



Fig. 5.29 – Danni al municipio di Montegrotto Terme (PD) sul lato sopravvento del tetto rivolto verso ovest, cioè verso la direzione di provenienza delle raffiche lineari associate al downburst.



Fig. 5.30 – Danni al palazzetto dello sport di Montegrotto Terme (PD) sul lato sopravvento del tetto rivolto verso ovest, cioè verso la direzione di provenienza delle raffiche lineari associate al downburst.



Fig. 5.31 – Grosso abete rosso sradicato dal downburst a Campolongo Maggiore (VE). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.32 – Danni da vento e grandine ai campi di mais a Campolongo Maggiore (VE). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.33 – Articolo inesatto de *Il Gazzettino* sugli eventi meteorologici del 23 luglio 2010 con la foto di una imponente shelf cloud su Pellestrina (VE) davanti al fronte delle raffiche. Non si sono verificate trombe d'aria o tornado, bensì violenti wet downbursts.

## 5.4 Downburst del 5 agosto 2016

Nella mattinata del 5 agosto 2016 un forte temporale, nato nel veronese, è evoluto in un'intensa multicella nel trevigiano e ha attraversato tutta l'alta pianura friulana fino a Gemona, per poi morire sulle Alpi Giulie. Questo temporale è rimasto in vita circa 5 ore (dalle ore 8:30 alle 13:30), percorrendo 230 km (dai Lessini alle Alpi Giulie) e muovendosi ad una velocità media di circa 45 km/h. Ha causato danni significativi per le forti raffiche di vento in una fascia lunga circa 70 km da Montebelluna (TV) a S. Giorgio della Richinvelda (PN), danneggiando anche un centro urbano importante come Conegliano (TV).

La stazione meteorologica CAE dell'ARPAV a Conegliano (altitudine 83 m) ha registrato 45 mm di precipitazione dalle 9.30 alle 10 solari (accompagnata da una debole grandinata), evento definibile quindi come nubifragio. Per la medesima stazione è stato battuto il record (dal 1992) della massima intensità di precipitazione in 5 minuti: 16.4 mm. La stazione meteorologica MTX dell'ARPAV, sempre a Conegliano, ha smesso di funzionare alle 9.50 solari proprio a causa del nubifragio, ma è riuscita a registrare una raffica a 10 m di altezza alle 9.49 solari pari a 42.7 m/s cioè 154 km/h (da WSW, 242 gradi nord). La raffica massima a 2 m di altezza è stata registrata alle 9.50 solari ed è pari a 27.3 m/s cioè 98 km/h.

La raffica di 154 km/h a Conegliano del 5/8/2016 rappresenta il terzo valore più alto registrato dal 1992 da tutte le stazioni della rete ARPAV dotate di anemometro a 10 m, dopo i 176.4 km/h registrati in quota dalla stazione del Monte Cesen (01/12/2008) e i 165.2 km/h registrati in pianura dalla stazione di Grantorto nel padovano (28/08/2010).

Nelle immagini del satellite visibile si può osservare l'intensa multicella temporalesca tra Veneto e Friuli la cui incudine viene distesa verso nord dai forti venti nella medio-alta troposfera (Fig. 5.34).

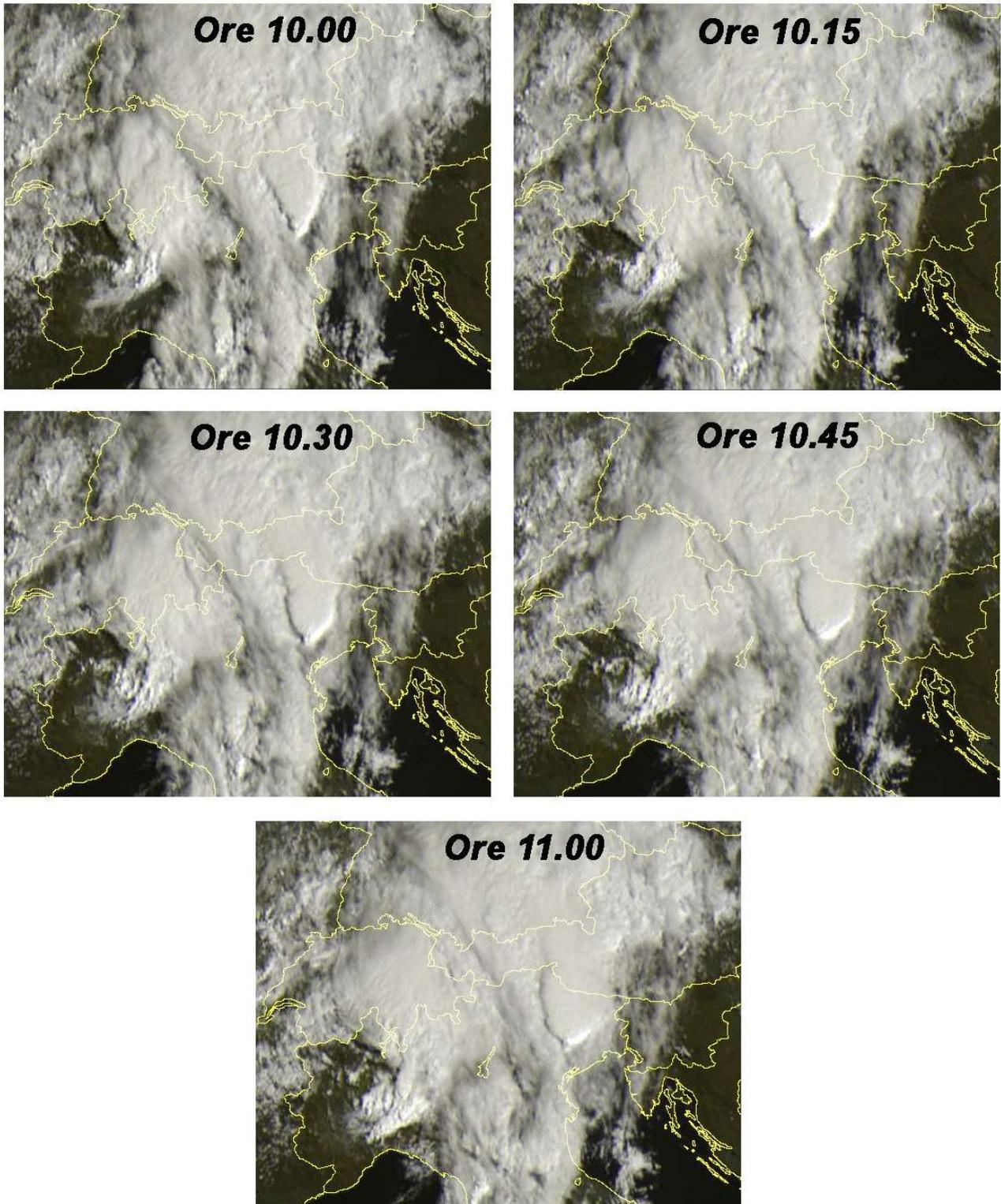


Fig. 5.34 – Satellite visibile con orari locali. Fonte: sat24.com

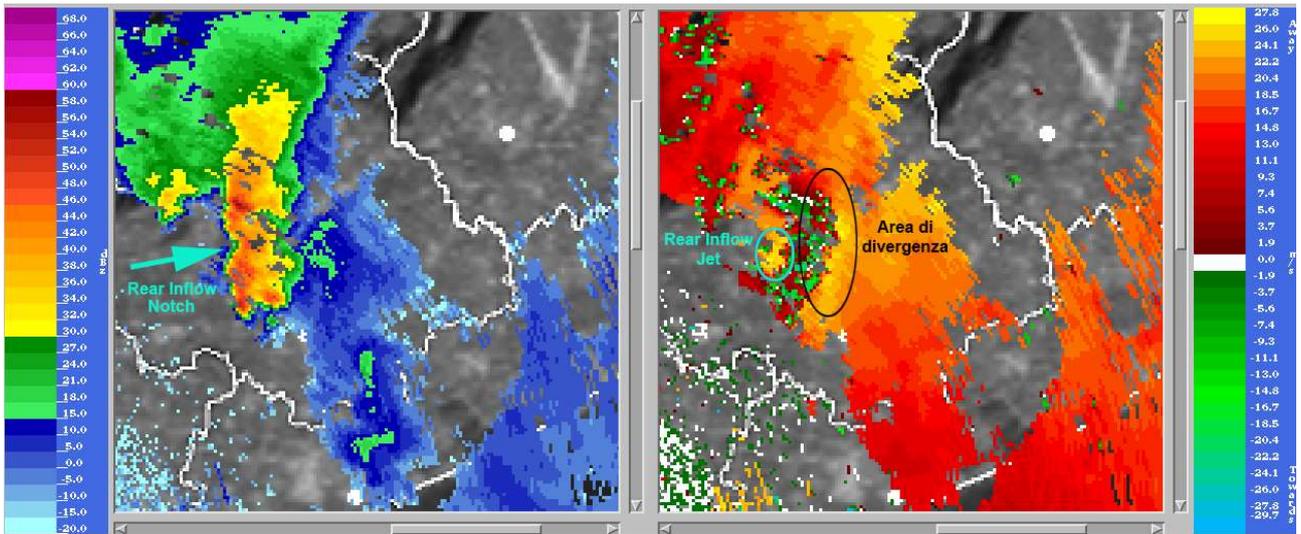


Fig. 5.35 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.20 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 3.5°.

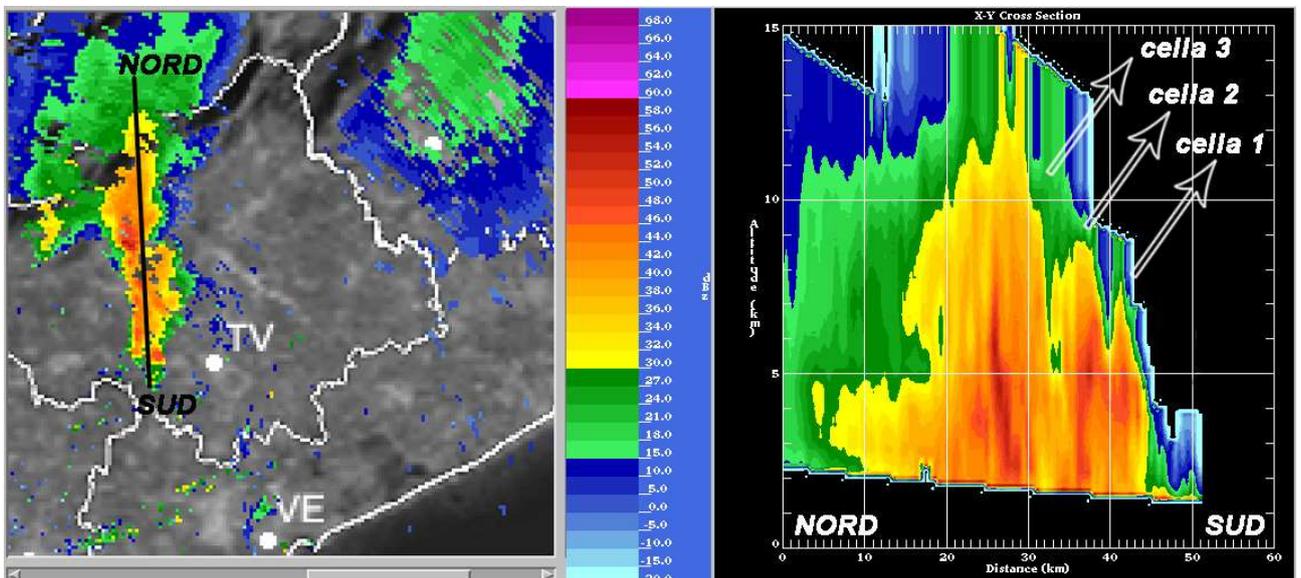


Fig. 5.36 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.20 UTC, riflettività a 0.9° (sx) e sezione di riflettività.

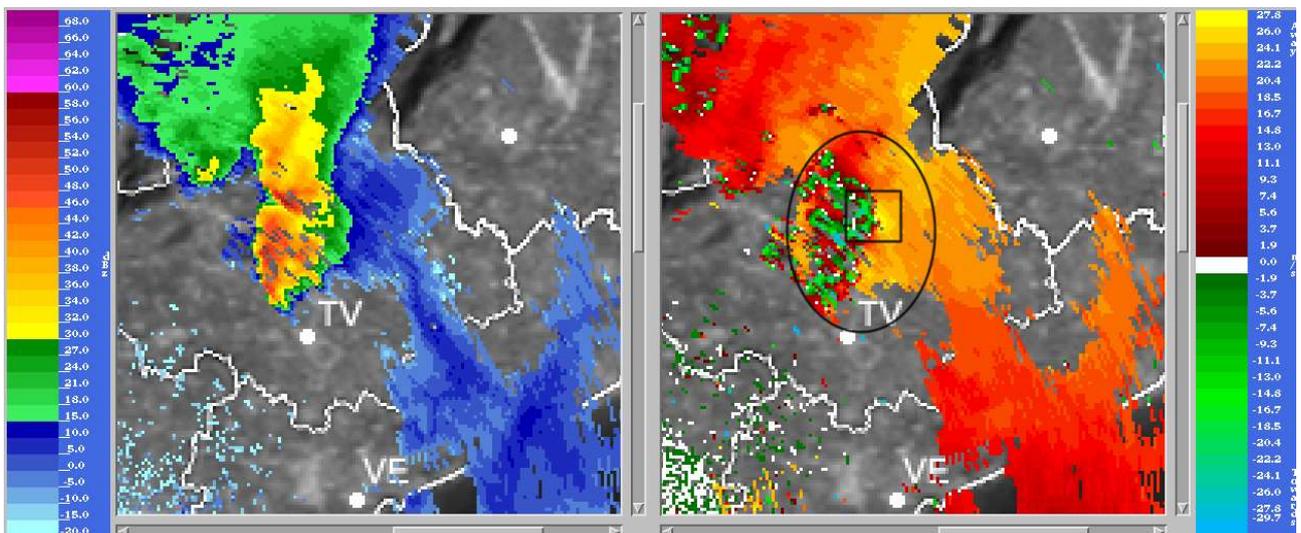


Fig. 5.37 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.30 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 3.5°.

Le immagini di velocità radiale del radar meteorologico di Teolo (PD) di Fig. 5.35 denotano molto bene la divergenza in quota (colori verde in avvicinamento e giallo in allontanamento adiacenti) causata da intensi downdrafts sul fronte avanzante e tendenzialmente arcuato in avanti della multicella (la cui struttura a più celle ben si evince dalla sezione di Fig. 5.36), nonché la traccia di un probabile Rear Inflow Jet sul lato posteriore del temporale che compare anche nella mappa di riflettività come un Rear Inflow Notch.

L'area di divergenza in quota compare anche alle 8.30 UTC nelle velocità radiali con un settore di elevate velocità in allontanamento di color giallo racchiuse dal quadrato nero incluso a sua volta nella più vasta area di divergenza del fronte avanzante nell'ellisse nera (Fig. 5.37): quasi certamente l'area racchiusa nel quadrato nero conteneva un intenso e concentrato downdraft responsabile del forte downburst sull'area di Conegliano.

Alle ore 8.25 UTC da Montebelluna era già ben visibile sul fronte avanzante del gust front una shelf cloud compatta e con base molto bassa in rapida avanzata verso Conegliano (Fig. 5.38).



Fig. 5.38 – Shelf cloud vista dalla zona di Montebelluna (TV) alle ore 10.25 locali. Foto di Giacomo Venturin.

Le sezioni di riflettività, tracciate mediamente verso nord-est e riportate nelle Fig. 5.39, 5.40 e 5.41, denotano l'inclinazione in avanti (verso est) del sistema temporalesco ad opera dei forti venti in quota: come è noto, l'asse obliquo del temporale tende a separare updraft e downdraft della cella convettiva prolungando ed intensificando i relativi fenomeni temporaleschi. In particolare, nella sezione di Fig. 5.39 si apprezza la curvatura in avanti della porzione del downdraft (indicato dalle frecce blu) attorno ai 5 km di quota indotta con ogni probabilità dal retrostante Rear Inflow Jet. Nella Fig. 5.40 delle ore 8.40 UTC (circa 10 minuti prima del downburst su Conegliano) l'ellisse blu individua un esteso ed intenso nucleo di precipitazioni a quote molto elevate (circa 58 dBZ a 9 km di quota), un fattore che certamente ha intensificato (se non generato) il downburst su Conegliano (si veda a tal proposito il sottocapitolo 2.3).

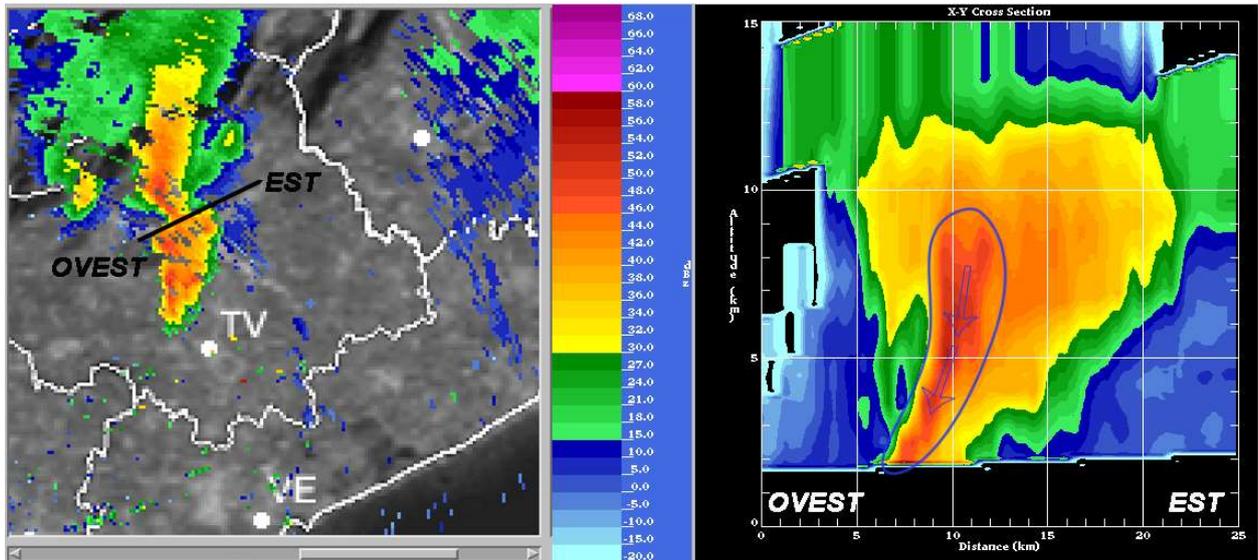


Fig. 5.39 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.30 UTC, riflettività a  $0.9^\circ$  (sx) e sezione di riflettività.

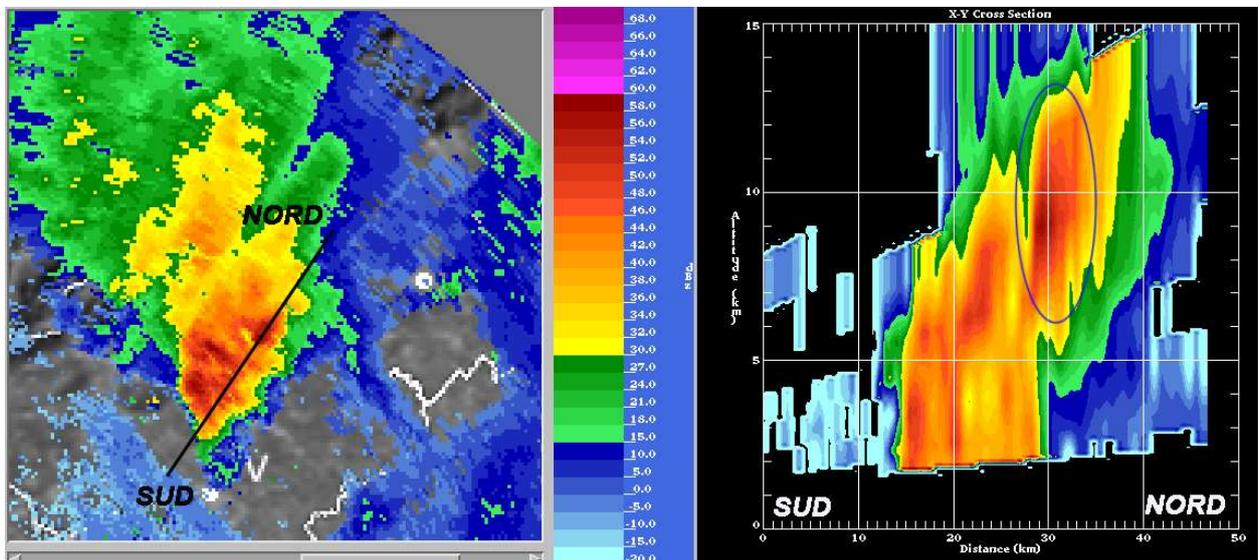


Fig. 5.40 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.40 UTC, riflettività massima (sx) e sezione di riflettività.

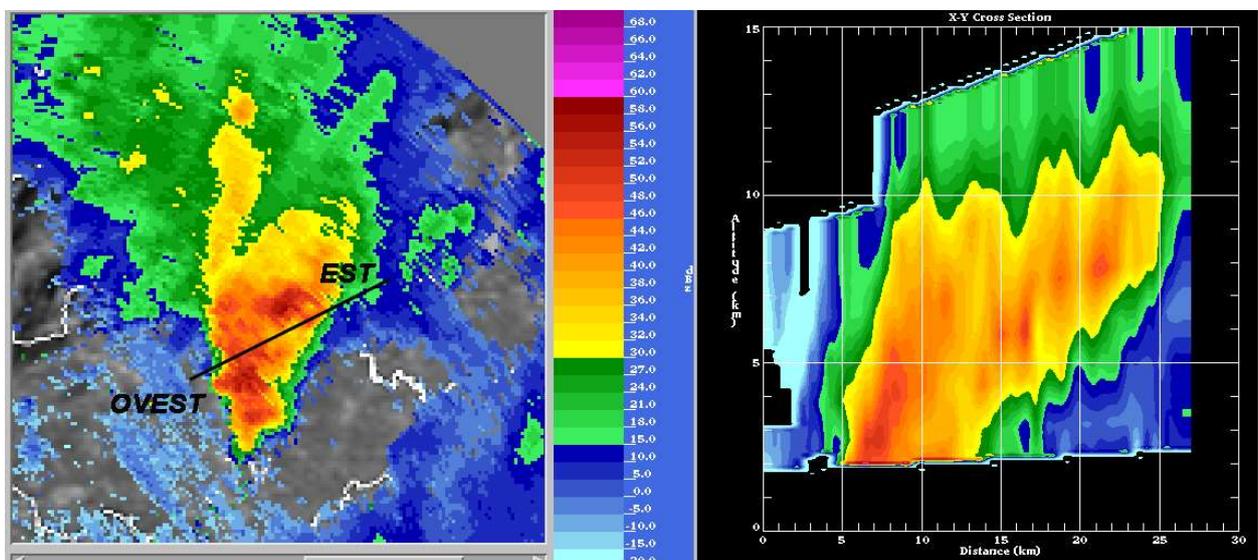


Fig. 5.41 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.50 UTC, riflettività massima (sx) e sezione di riflettività.

Esaminiamo ora con un maggior dettaglio spaziale i momenti immediatamente precedenti il downburst su Conegliano (Fig. 5.42): alle ore 8.36 UTC è chiaramente visibile la struttura multicellulare del temporale (si veda anche la sezione di Fig. 5.36 di 16 minuti prima) ormai sopra l'area di Conegliano con la sua cella matura, quindi con il downdraft più intenso. Si ritiene che il relativo updraft sia collocabile in linea di massima a sud del core di precipitazione considerata la provenienza del flusso sud-occidentale in medio-alta troposfera.

In Fig. 5.43 si riporta un ingrandimento dell'immagine di Fig. 5.42 con la posizione del comune di Conegliano che si trovava esattamente sulla traiettoria del nucleo di massima riflettività il quale, come osservato nella sezione di Fig. 5.40, si collocava a quote molto elevate e quasi certamente nella fase di incipiente collasso verso il suolo nella forma di un violento wet downburst.

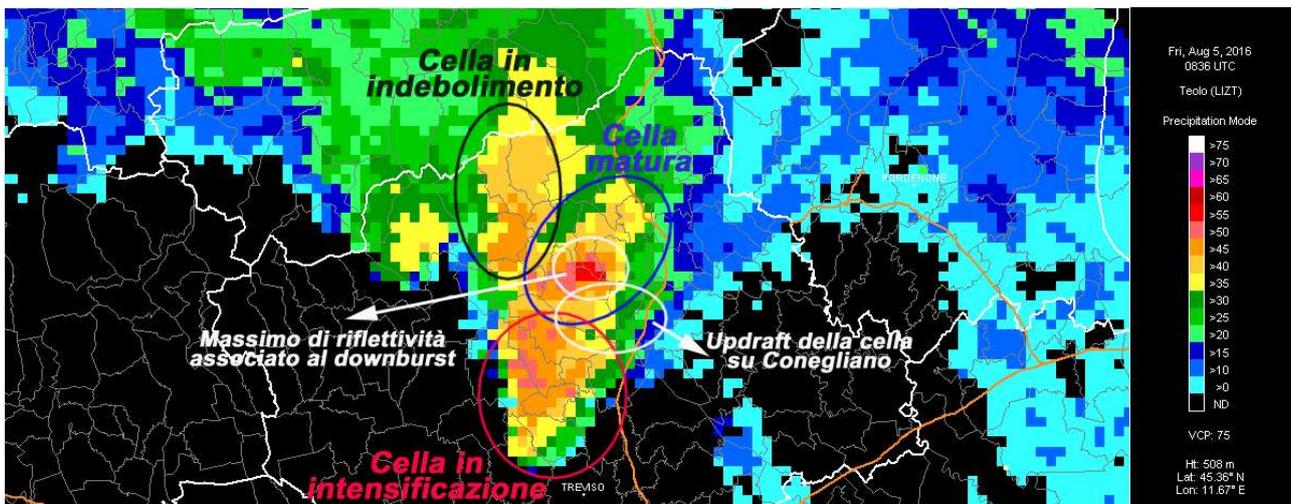


Fig. 5.42 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.36 UTC di riflettività massima.

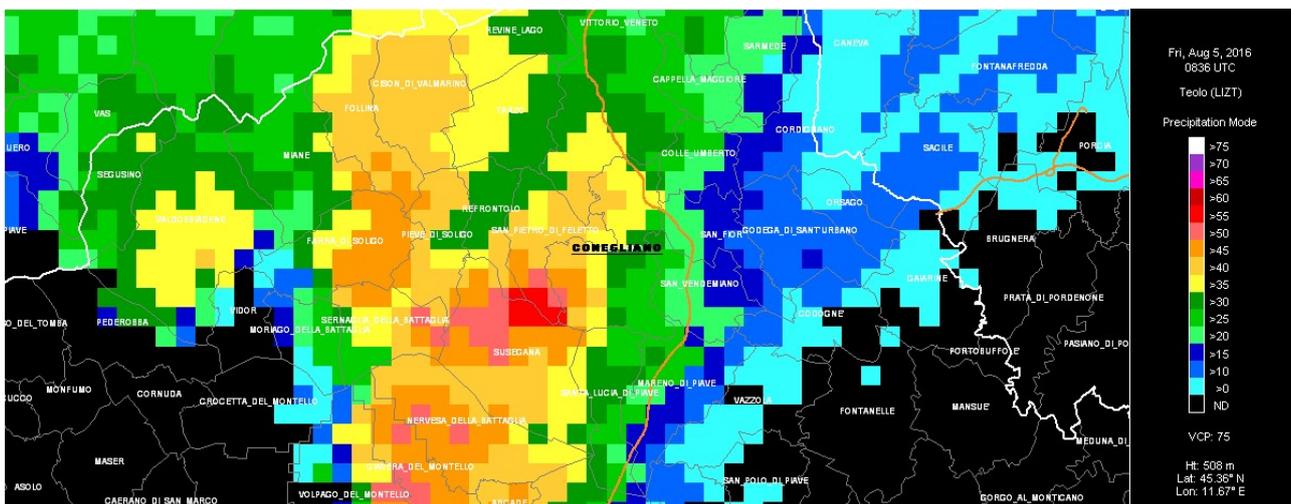


Fig. 5.43 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.36 UTC di riflettività massima.

A conferma della natura multicellulare del temporale, in Fig. 5.44 si riporta una sequenza di immagini radar (riflettività massima) che mostra il distacco e il contestuale indebolimento della cella più a nord, indicata dall'ellisse blu, mentre più a sud si intensificano nuove celle secondo il noto fenomeno della rigenerazione.

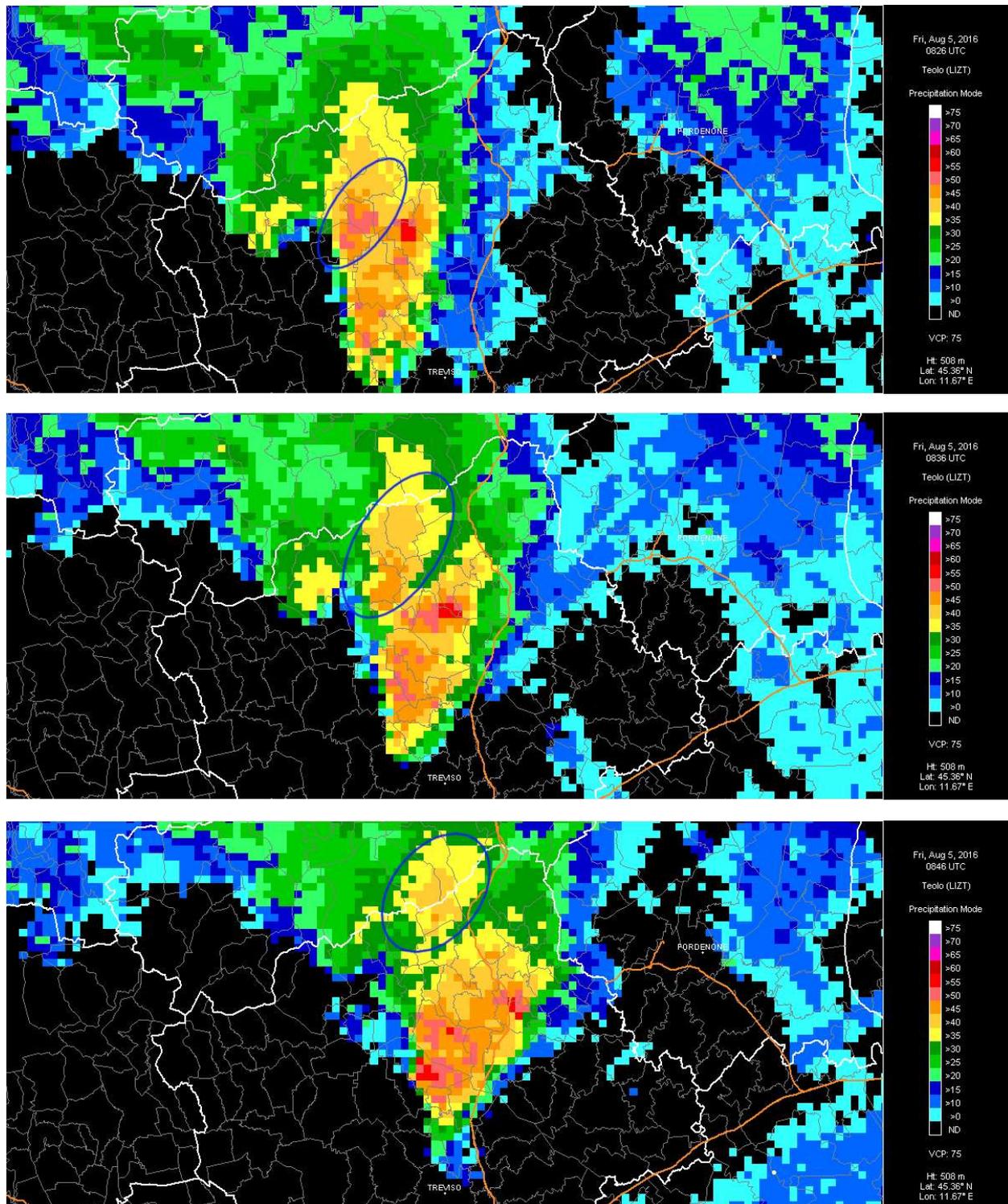


Fig. 5.44 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 8.26, 8.36 e 8.46 UTC di riflettività massima.

Alle ore 10:35 locali la webcam dell'azienda agricola Tonidoro ([www.proseccotonidoro.com](http://www.proseccotonidoro.com)), puntata verso SW e situata poco a sud di Vittorio Veneto, mostrava la struttura multicellulare nel suo complesso (Fig. 5.45).



Fig. 5.45 – Scatto verso sud-ovest dalla webcam dell'azienda agricola Tonidoro delle ore 10.35 locali.

La parte sinistra della Fig. 5.45 mostra il fronte avanzante della cella più intensa della multicella con un intenso downdraft verdognolo (sintomo di grandine), responsabile del downburst su Conegliano, e la shelf cloud con le striature sovrastanti generate dai precedenti violenti sollevamenti dell'aria caldo-umida presente nei bassi strati. Presumibilmente il relativo updraft si colloca dietro le bande di precipitazione, sul lato sopravvento ovvero verso sud (si veda anche la Fig. 5.42), e la grossa inflow band al centro della foto si dirige proprio verso tale updraft considerato che essa “scompare” dietro i rovesci.

La genesi di una inflow band così massiccia si ritiene sia stata favorita dall'azione combinata del flusso umido dal mare in rientro da E-NE e dallo stesso downdraft della cella a nord (parte destra di Fig. 5.45) che ha umidificato i bassi strati favorendo la condensazione quasi a livello del suolo. Tra l'altro, non si può escludere a priori che in quei momenti fosse presente una circolazione ciclonica di basso livello, tanto che la genesi della inflow band può essere in parte assimilata a quella della tail cloud, generata cioè dal risucchio di parte del downdraft presente più a nord, anche se quest'ultimo non può essere definibile come FFD (Forward Flank Downdraft) essendo associato alla cella più vecchia del complesso multicellulare e non ad una supercella.

In Fig. 5.46 e Fig. 5.47 è possibile apprezzare l'imponenza della inflow band che si colloca dietro la shelf cloud (ovvero più a ovest) e che si dirige verso il retrostante updraft secondo il modello dell'asse obliquo del temporale (si veda anche la Fig. 5.42) che prevede la separazione tra corrente ascendente sopravvento e quella discendente sottovento rispetto al flusso sud-occidentale attivo in media troposfera. Si nota anche una zona più chiara sotto la base del temporale in corrispondenza dell'inflow band dovuta alla scarsità delle precipitazioni proprio a causa delle forti correnti ascendenti.



Fig. 5.46 – Shelf cloud e inflow band alle ore 10.28 locali viste da San Giacomo di Veglia (Vittorio Veneto). Foto di Andrea Costantini.



Fig. 5.47 – Shelf cloud e inflow band alle ore 10.28 locali viste da San Giacomo di Veglia (Vittorio Veneto). Foto di Andrea Costantini.

Una foto scattata dalla città di Conegliano, poco prima di essere colpita dal downburst, mostra in tutta la sua imponenza la shelf cloud con le striature sovrastanti e con basse bande di fractocumuli dovuti all'improvvisa condensazione dell'umidità ad opera dei violenti outflows che contrastano con i flussi più caldi in entrata di inflow (Fig. 5.48).



Fig. 5.48 – Imponente shelf cloud su Conegliano. Fonte: Tribuna di Treviso.



Fig. 5.49 – Shelf cloud su Conegliano. Fonte: Tribuna di Treviso.

Seguono alcune foto dei danni da downburst a Conegliano (dove ci sono stati 3 feriti), pubblicate dalla Tribuna di Treviso.



Fig. 5.50 – Danni da downburst a Conegliano. Si notano gli alberi abbattuti nella medesima direzione. Fonte: Tribuna di Treviso.



Fig. 5.51 – Danni da downburst nell'area di Conegliano. Fonte: Tribuna di Treviso.

Seguono un paio di foto dei danni da downburst a un pioppeto presso Vigonovo di Fontanafredda in provincia di Pordenone.



Fig. 5.52 – Danni da downburst a un pioppeto. Le frecce indicano la traccia divergente del danno tipica del downburst.



## 5.5 Downburst del 10 agosto 2017

Nel corso del pomeriggio del 10 agosto 2017 un intenso e persistente sistema convettivo a mesoscala (MCS) ha attraversato l'Emilia Romagna, il Veneto e il Friuli Venezia Giulia per continuare la sua corsa fin verso la Polonia passando per l'Austria come si può osservare dalla mappa delle fulminazioni in Fig. 5.54 dove i colori più chiari (giallo-bianco) localizzano i fulmini più recenti. Su vaste aree interessate dal percorso del MCS si sono verificati danni più o meno gravi da downbursts.

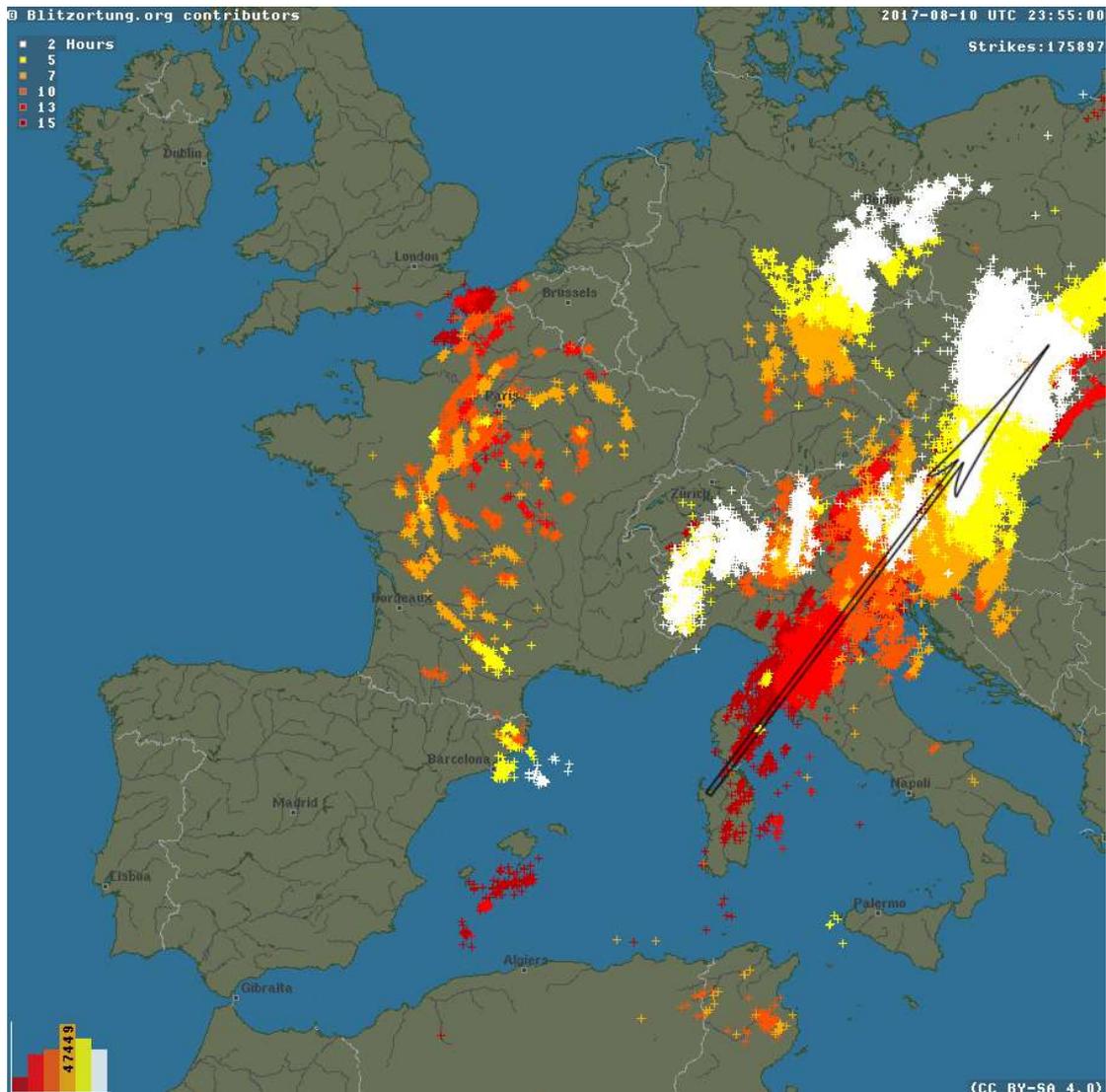


Fig. 5.54 – Mappa delle fulminazioni dalle ore 8 UTC alle ore 23.55 UTC del 10 agosto 2017. La freccia nera indica la direzione di spostamento del sistema temporalesco. Fonte: blitzortung.org

Di seguito si riporta una sequenza di immagini satellitari nel visibile e nell'infrarosso che testimoniano il rapido sviluppo del sistema convettivo, nato in Toscana e intensificatosi procedendo verso nord-est.

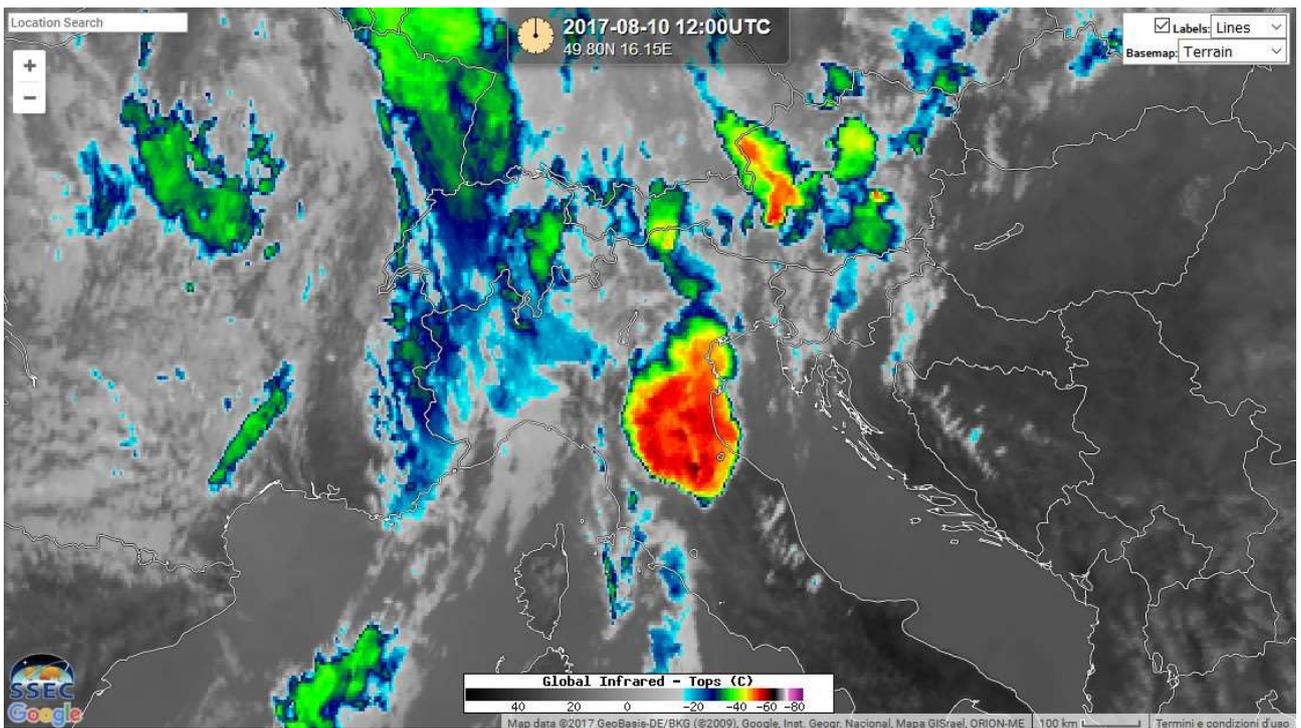


Fig. 5.55 – Immagini da satellite visibile (sopra) e infrarosso a falsi colori (sotto) ore 12 UTC. Fonte: [www.ssec.wisc.edu](http://www.ssec.wisc.edu)

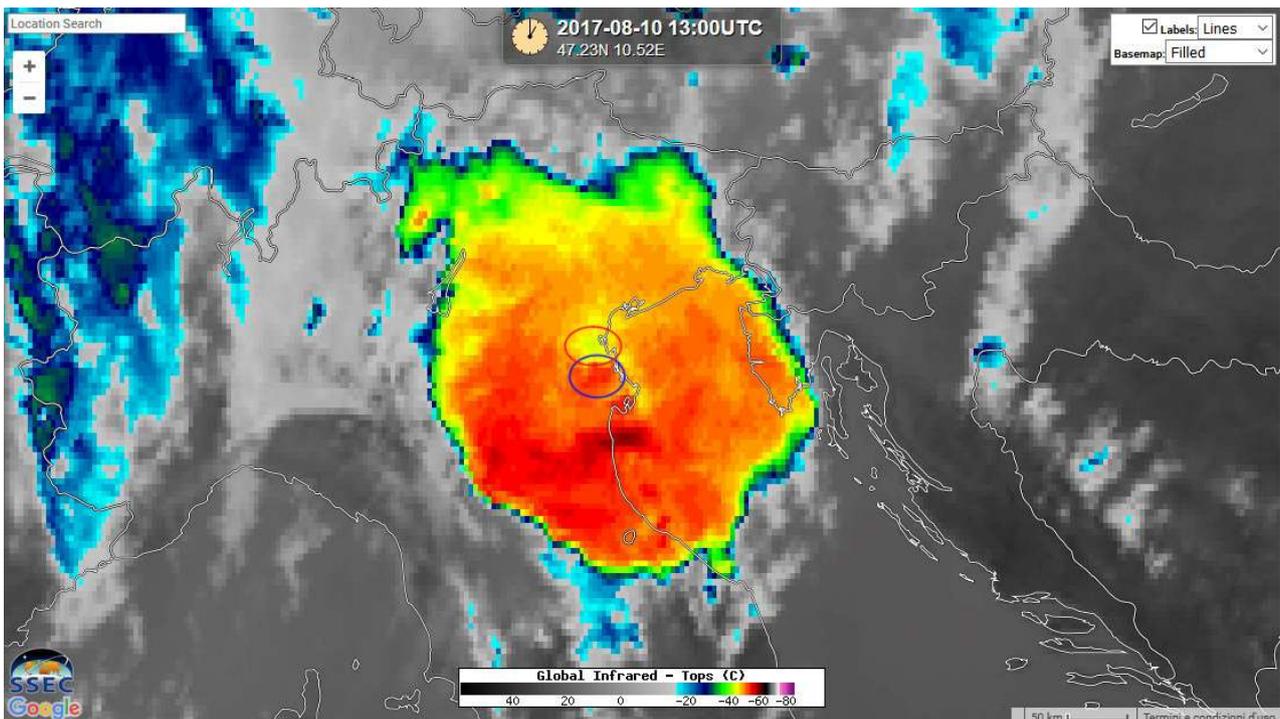
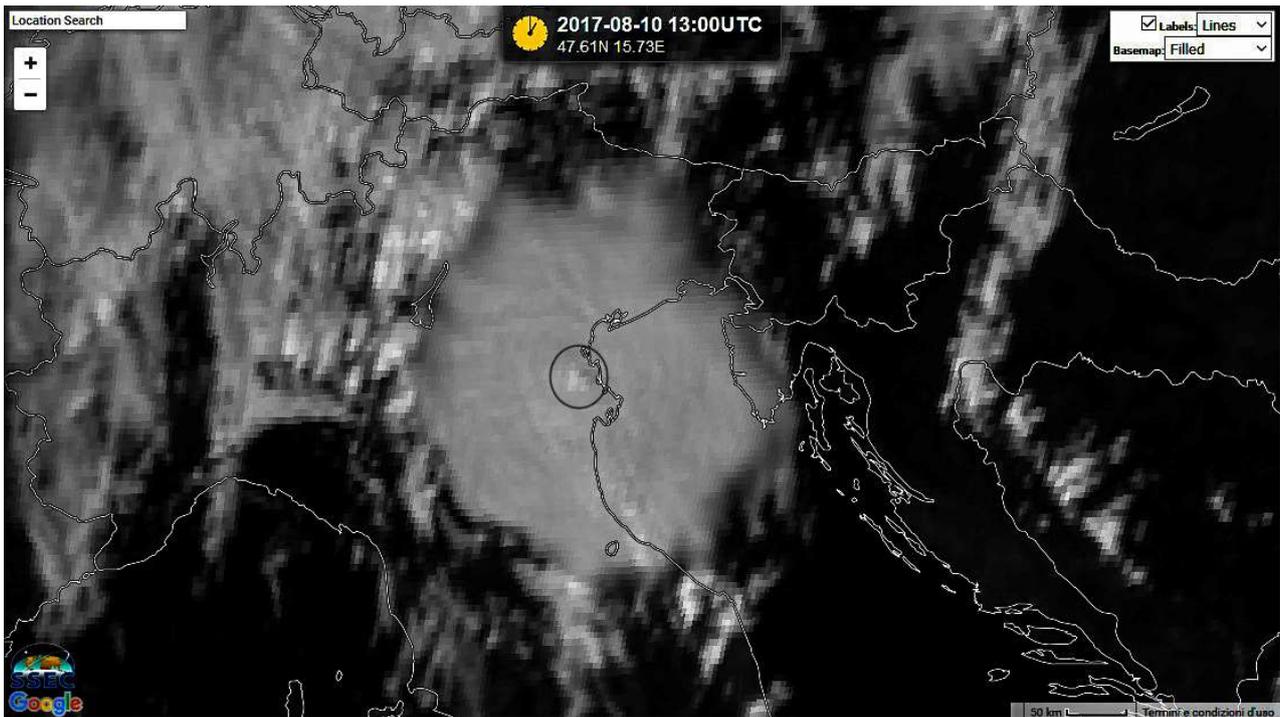


Fig. 5.56 – Immagini da satellite visibile (sopra) e infrarosso a falsi colori (sotto) ore 13 UTC. Fonte: [www.ssec.wisc.edu](http://www.ssec.wisc.edu)

In Fig. 5.56 compare la traccia dell'overshooting top (cerchio nero) al centro del MCS che si riflette anche nelle temperature sommitali dei Cumulonembi: le temperature maggiori (colore verde/giallo nell'ellisse rossa) sono dovute all'intrusione in bassa stratosfera (più calda) della cupola ed ai moti debolmente discendenti posti sottovento (rispetto al flusso meridionale in quota) alla cupola stessa. L'ellisse blu individua invece il settore sopravvento alla cupola con le temperature più basse rappresentate dai pixel rossi. Se le cupole superano ripetutamente la tropopausa nella stessa regione del sistema, o se si tratta di una cupola singola particolarmente persistente, si formano "warm spot" di maggiori dimensioni e più stabili, dando così origine a sistemi "cold ring" o "cold U/V-shaped".

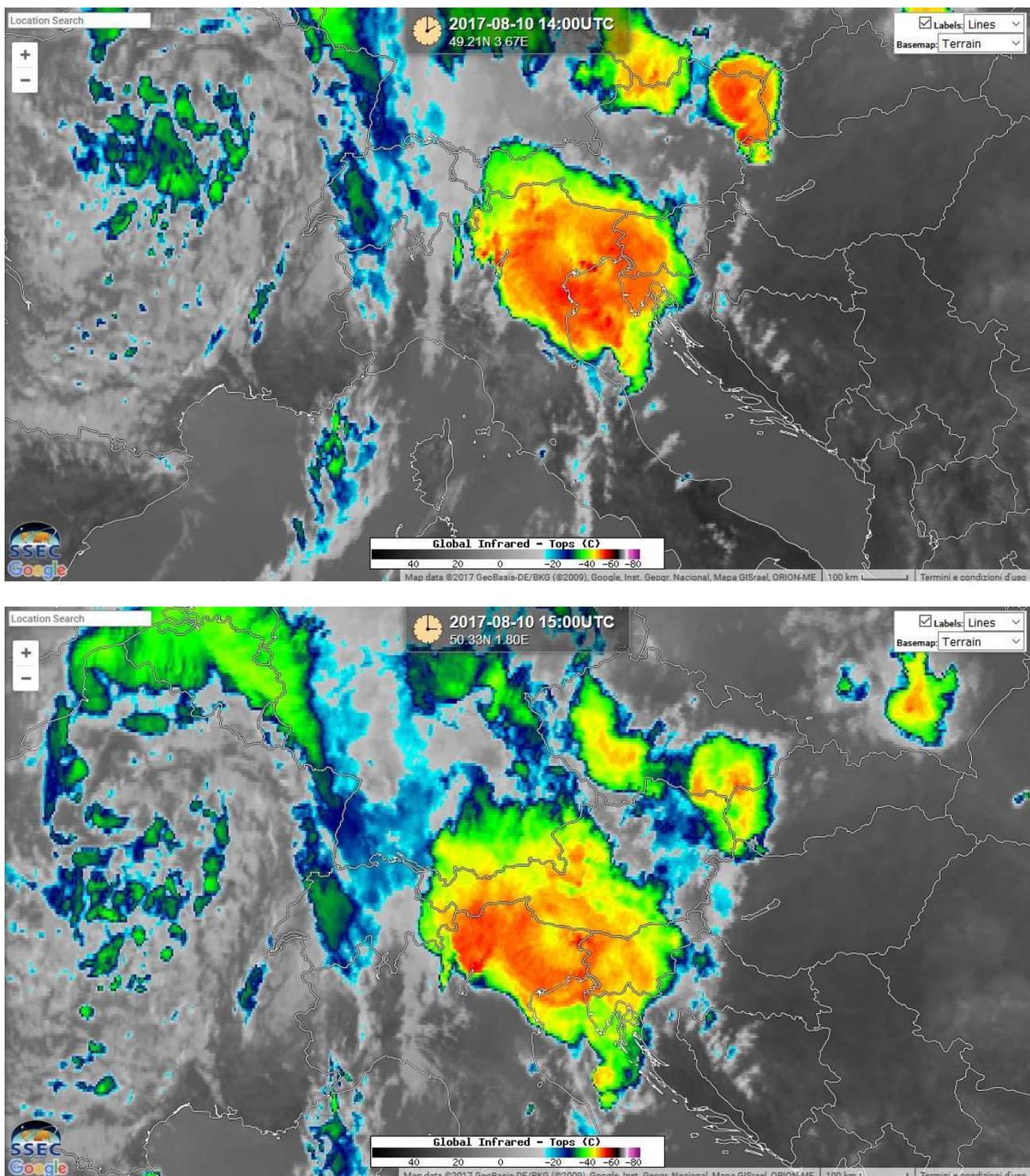


Fig. 5.57 – Immagini da satellite infrarosso a falsi colori ore 14 UTC (sopra) e 15 UTC (sotto). Fonte: [www.ssec.wisc.edu](http://www.ssec.wisc.edu)

Le frecce bianche nelle sezioni di riflettività di Fig. 5.58 e Fig. 5.59 denotano l'inclinazione verso nord-est della colonna del downdraft a causa dei forti venti sud-occidentali in media troposfera, suggerendo in tal senso l'esistenza di un probabile Rear Inflow Jet sul ferrarese che potrebbe spiegare l'area a bassissima riflettività (colore blu sotto le frecce bianche) sopravvento al downdraft stesso.

Nella sezione di riflettività di Fig. 5.60 si può notare il considerevole sviluppo verticale del temporale che ha raggiunto quote di 13-14 km sul veneziano.

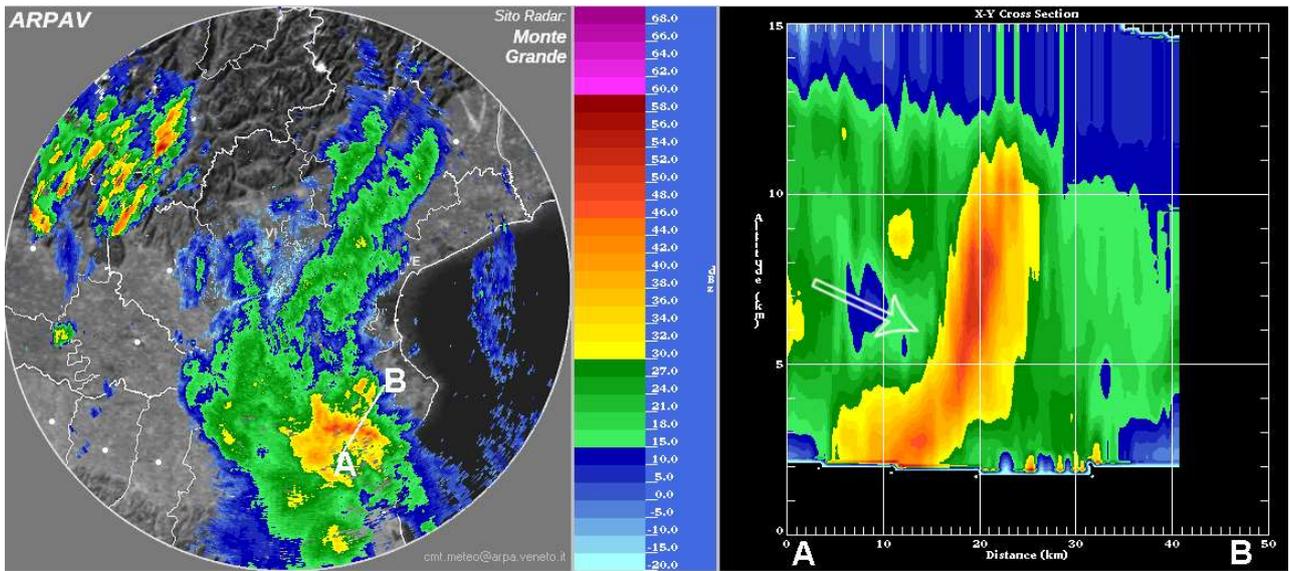


Fig. 5.58 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 12.50 UTC, riflettività a 2.5° (sx) e sezione di riflettività.

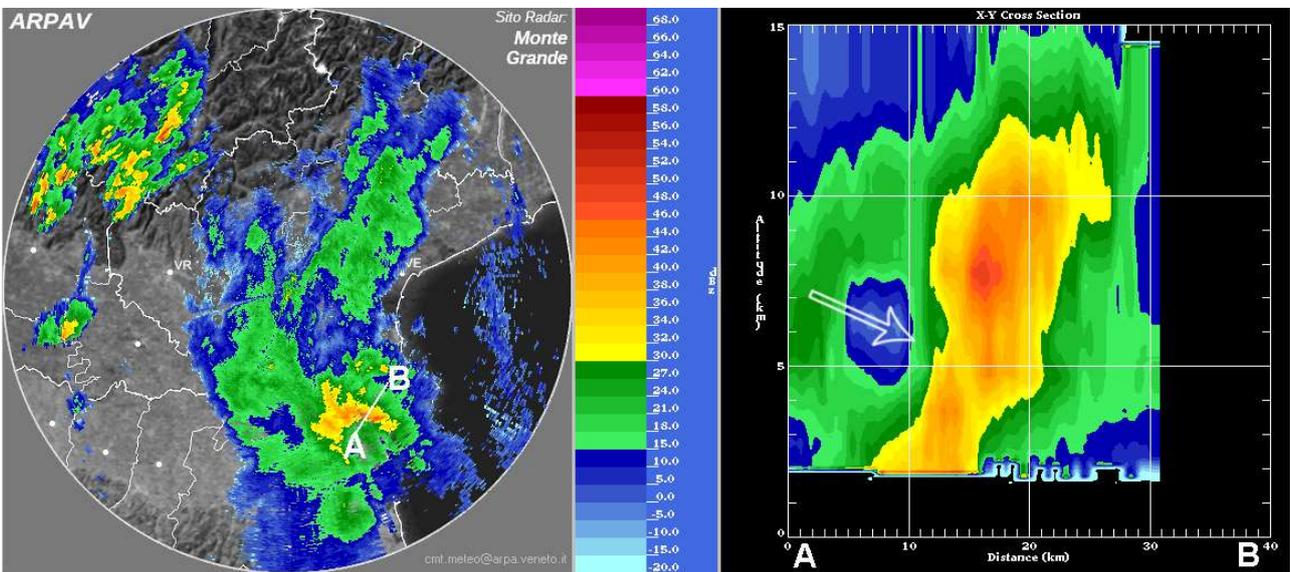


Fig. 5.59 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 13 UTC, riflettività a 2.5° (sx) e sezione di riflettività.

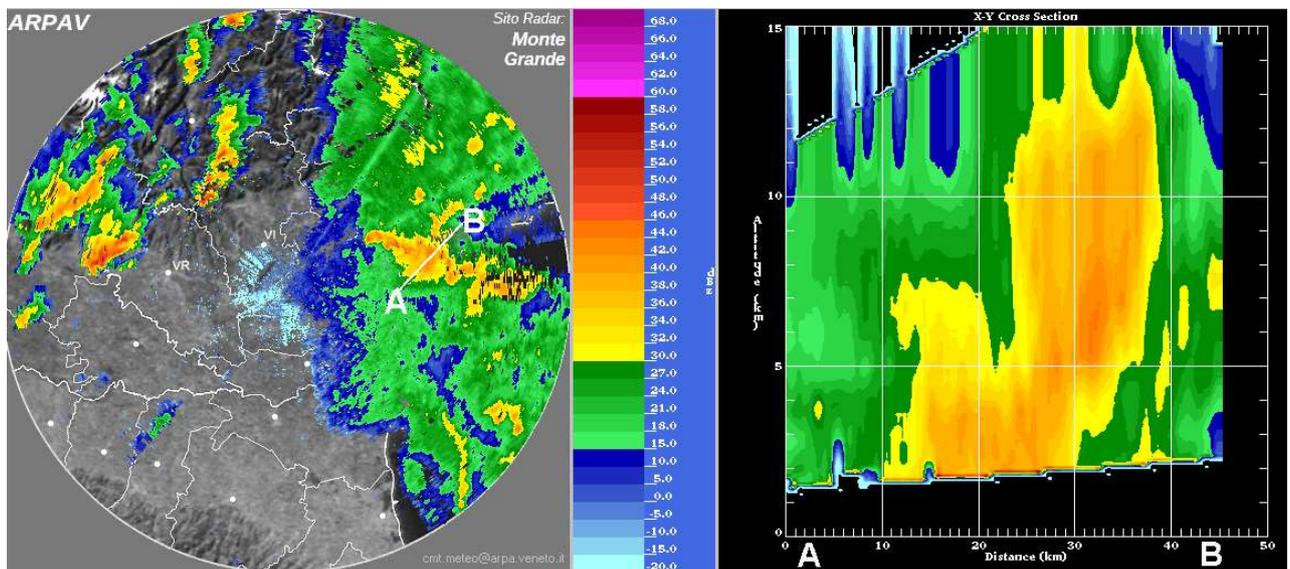


Fig. 5.60 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 14.10 UTC, riflettività a 2.5° (sx) e sezione di riflettività.

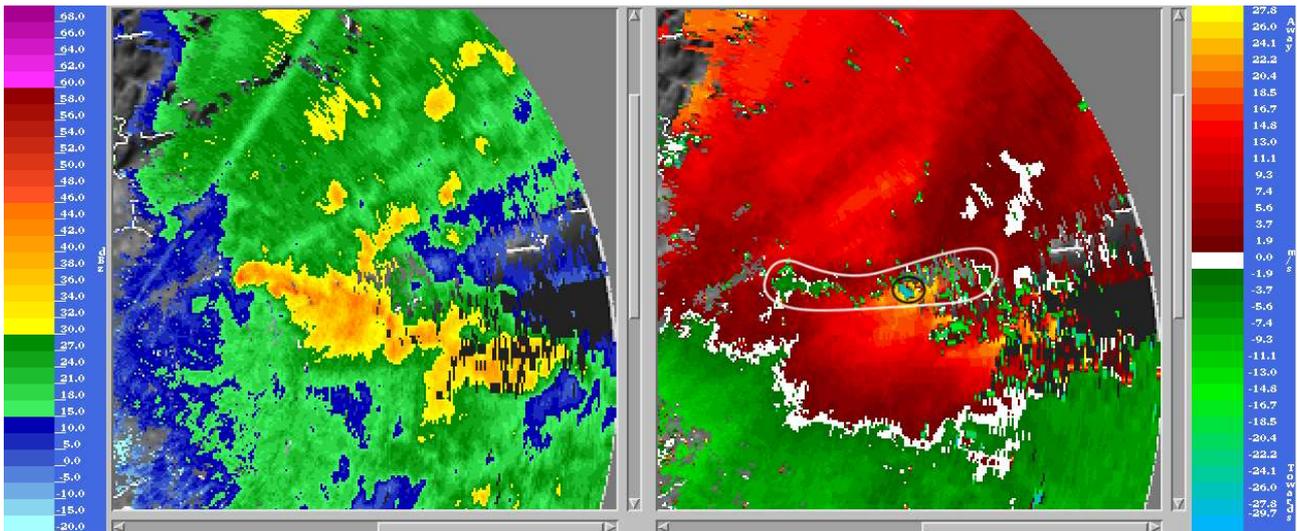


Fig. 5.61 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 14.10 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 1.5°.

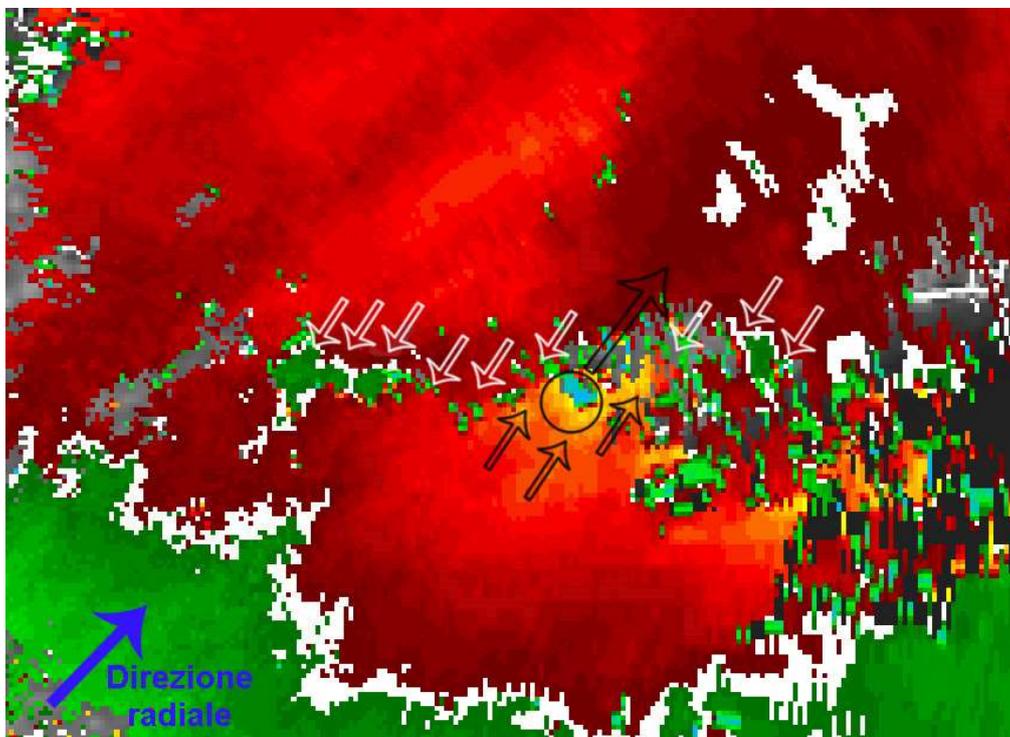


Fig. 5.62 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 14.10 UTC di velocità radiale a 1.5°. Il radar di Teolo si trova in basso a sinistra (freccia blu).

Il confronto dei campi di riflettività e di velocità radiale di Fig. 5.61 permette di identificare la posizione del gust front (racchiuso dalla linea bianca) sul bordo avanzante della multicella mediante l'individuazione delle aree di convergenza tra flussi in entrata e in uscita dal temporale. Infatti, esaminando un ingrandimento dei campi di velocità radiale in Fig. 5.62, è possibile notare delle aree verdi in debole avvicinamento al radar (freccie bianche) che denotano i flussi di inflow che alimentano gli updrafts del temporale, mentre le aree gialle in forte allontanamento dal radar (freccie nere) denotano gli intensi flussi di outflow dei downdrafts i quali, nella fattispecie, si sono tradotti in violenti downbursts al suolo, in particolare nell'area celeste racchiusa dal cerchio nero dove le velocità radiali in allontanamento dal radar hanno superato i 30 m/s (problematica del folding o aliasing).

Le aree di convergenza visibili nelle velocità radiali di Fig. 5.62 (settori verdi davanti al colore rosso) possono essere assimilate alla MARC (Mid-Altitude Radial Convergence) che consiste in un eco radar tra 2 e 6 km di quota generato dal flusso discendente del Rear Inflow Jet che converge con il flusso ascendente sul bordo avanzante del temporale (nell'interfaccia tra updraft e downdraft, Fig. 5.63). La comparsa di questo particolare eco può precedere di 10-20 minuti l'impatto al suolo del downburst, fornendo in teoria il tempo per approntare le necessarie contromisure, ma molto dipende dall'angolo visuale del radar: se il vento nel temporale soffia perpendicolarmente alla direzione radiale non sarà possibile osservare aree in forte allontanamento associate al downburst né tanto meno un'eventuale MARC.

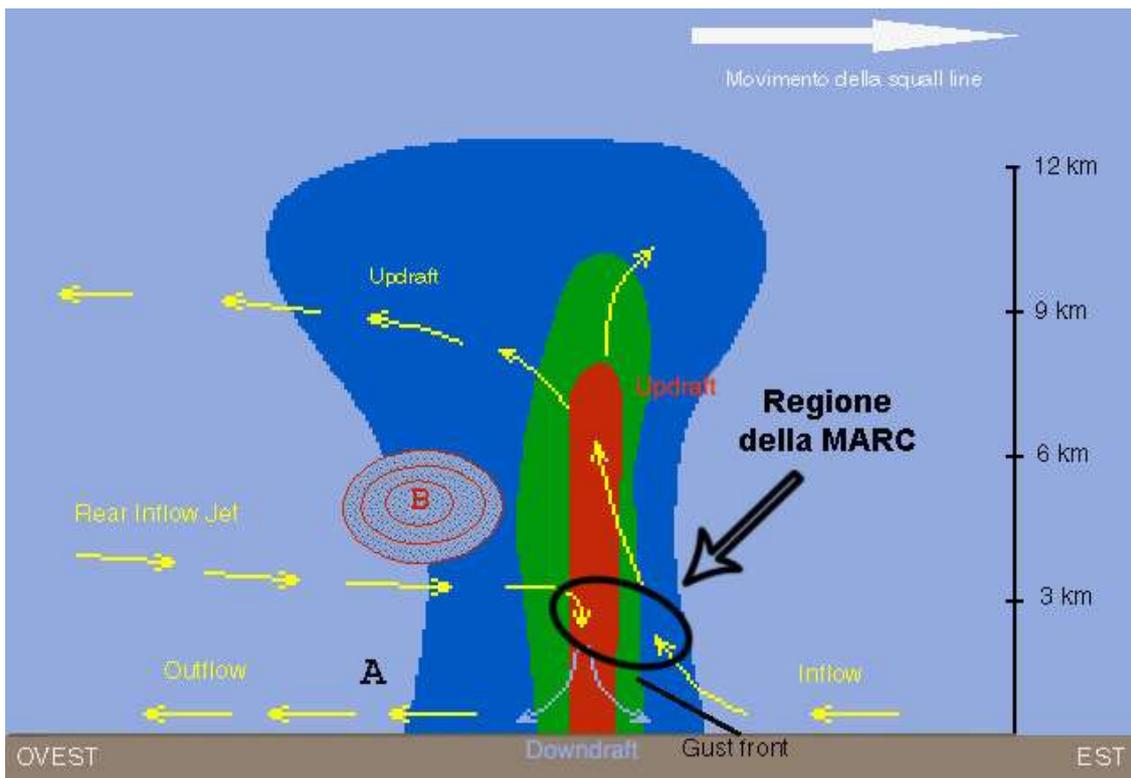


Fig. 5.63 – Sezione verticale di una squall line/MCS con la posizione della MARC.

Nella Fig. 5.64 è riportata una sezione verticale di riflettività dalla quale è chiaramente visibile la struttura multicellulare del MCS, mentre i campi di velocità radiale alla stessa ora di Fig. 5.65 mostrano la traccia di una probabile Rear Inflow Jet che può identificarsi nella fascia di color giallo orientata verso E-NE in forte allontanamento dal radar (freccia nera) che termina con un settore celeste affetto dalla problematica dell'aliasing (ellisse nera). In tale fascia si sono verosimilmente concentrati i downbursts più dannosi, originati dalle celle più intense corrispondenti alla cella 2 e alla cella 3 di Fig. 5.64, cioè da quelle più sviluppate in altezza. Nelle velocità radiali di Fig. 5.66, sempre delle 14.20 UTC, si delinea piuttosto bene la stretta area di convergenza (MARC) originata dallo scontro tra flussi in entrata e in uscita dal temporale (ellisse bianca), infatti anche in Friuli si sono verificati downbursts di notevole rilevanza.

Nella Fig. 5.67 si propongono anche un paio di scansioni di velocità radiale ottenute dal radar di Concordia Sagittaria (VE): l'area rossa indica velocità radiali in forte avvicinamento (affette dal solito problema dell'aliasing), corrispondente ai forti downbursts sul veneziano, poiché il temporale si dirigeva verso il radar.

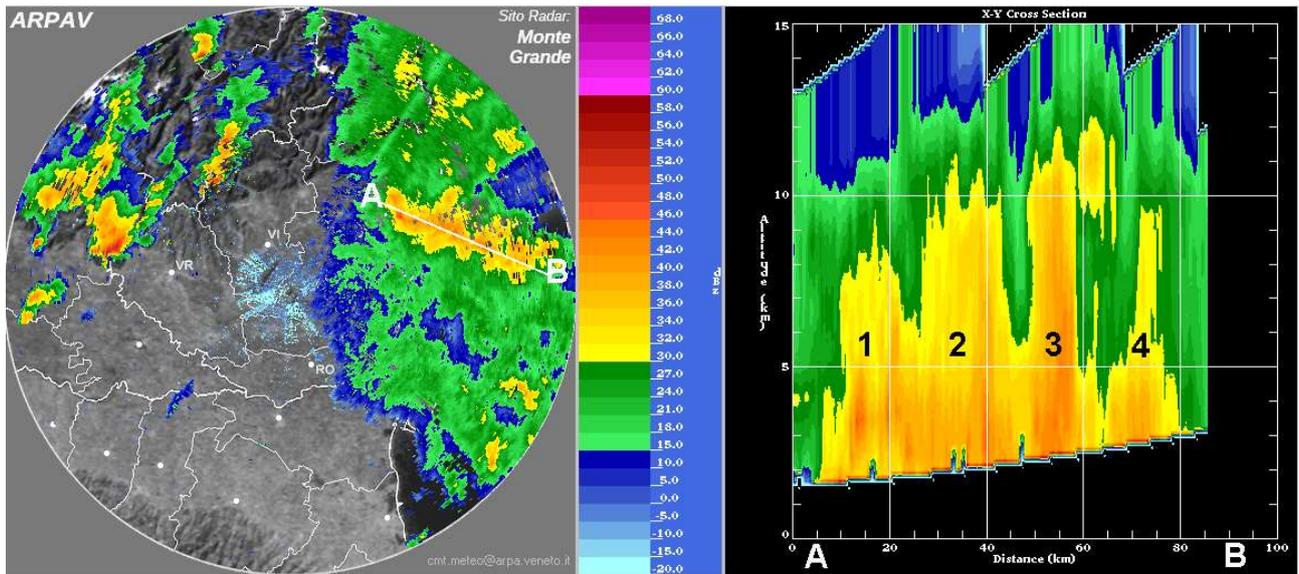


Fig. 5.64 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 14.20 UTC, riflettività a 1.5° (sx) e sezione di riflettività.

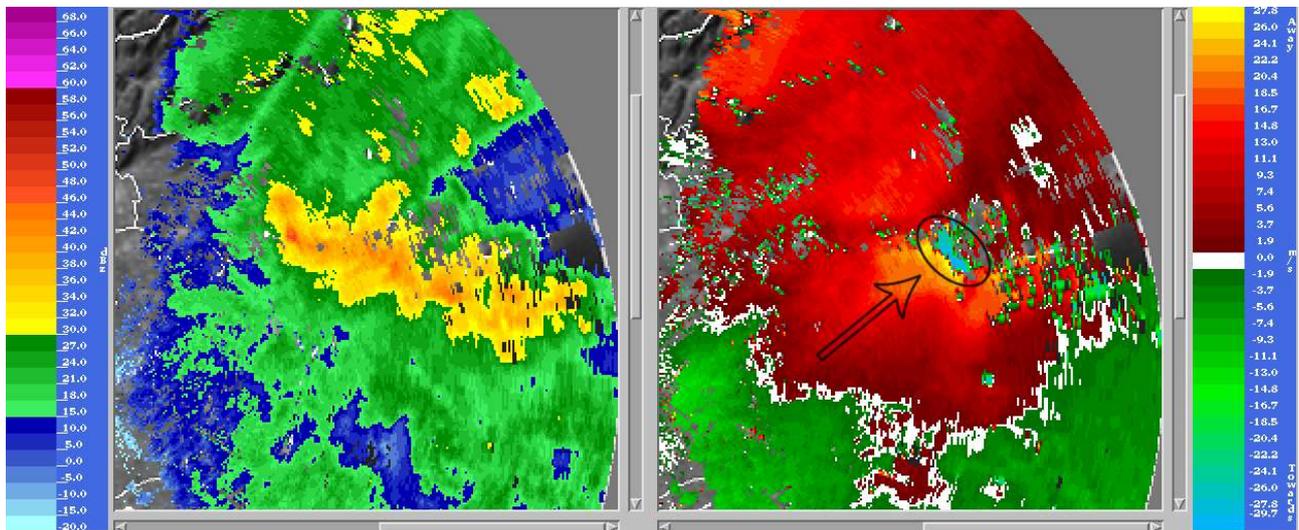


Fig. 5.65 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 14.20 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 1.5°.

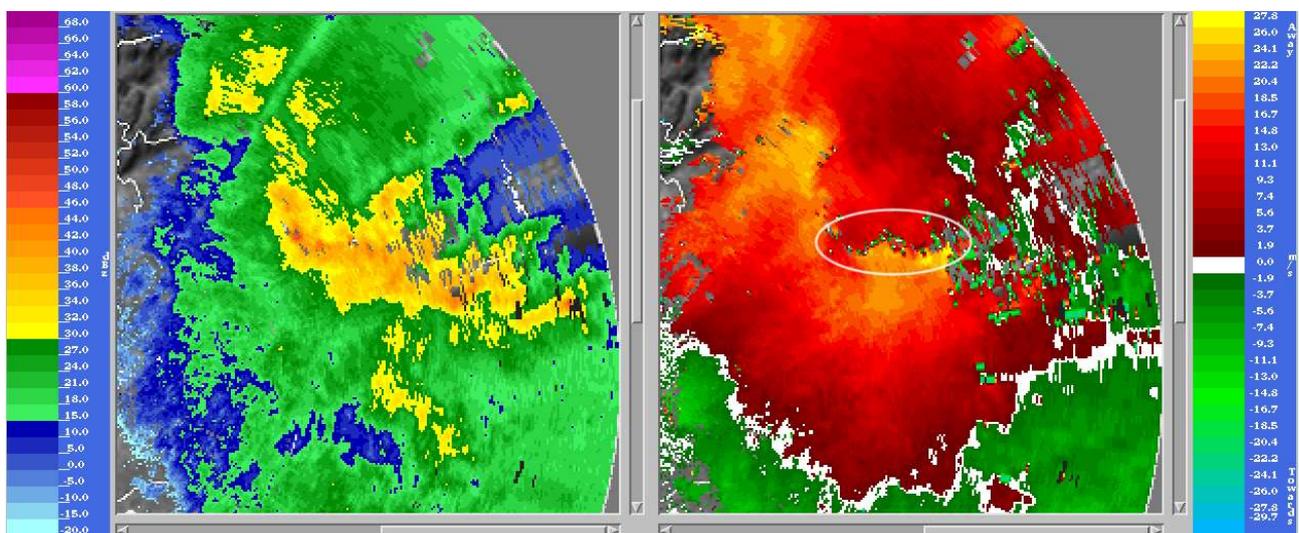


Fig. 5.66 – Immagine radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) delle 14.20 UTC, riflettività (sx) e velocità radiale (dx) a 2.5°.

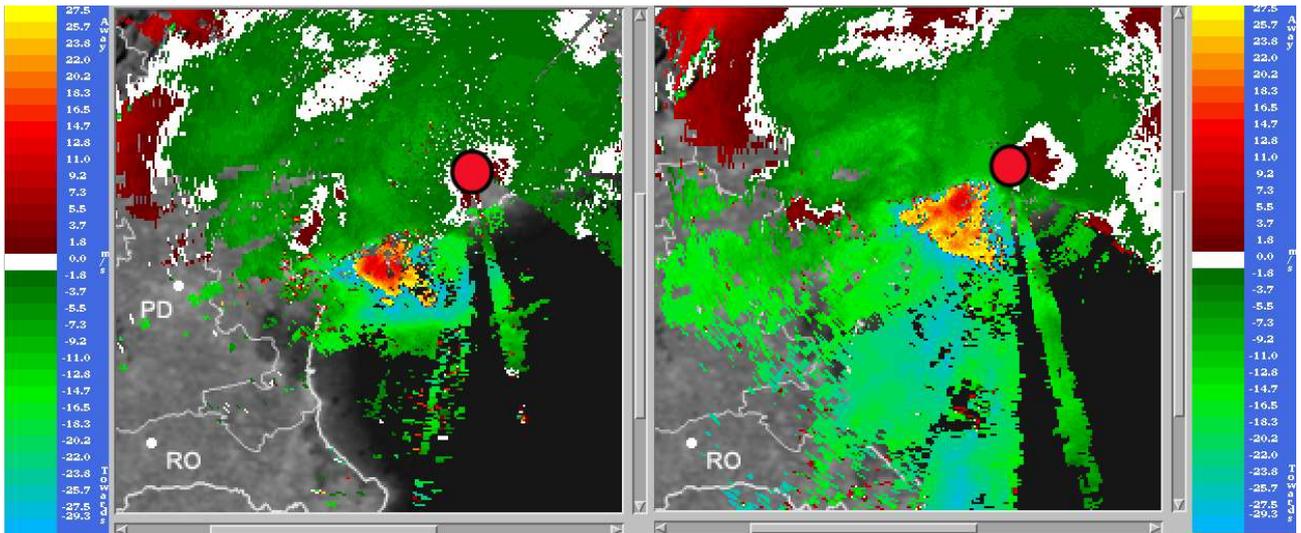


Fig. 5.67 – Immagine radar ARPAV/CMT di Concordia Sagittaria (VE) di velocità radiale, a sinistra PPI 0.5° delle 14 UTC, a destra PPI 1.5° delle 14.10 UTC. Il cerchio rosso con bordo nero identifica la posizione del radar meteorologico.

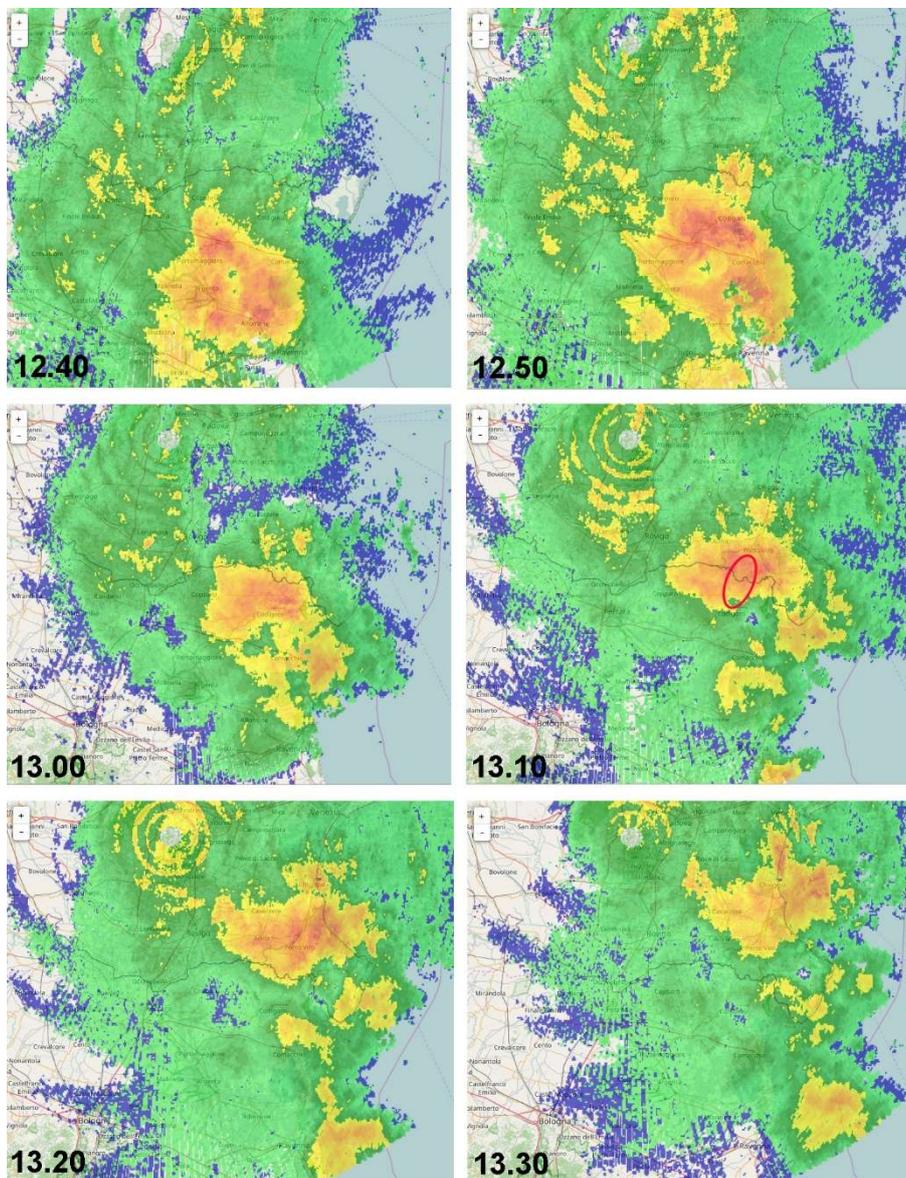


Fig. 5.68 – Immagini radar ARPAV/CMT di Teolo (PD) di riflettività massima, orari UTC. L'ellisse rossa indica l'area tra ferrarese e rodigino in cui si sono verificati i danni da downbursts, sovrapposta alla posizione del MCS.

Di seguito si riportano i dati di vento delle stazioni meteorologiche più rappresentative dell'evento meteorologico tra Emilia Romagna, Veneto e Friuli Venezia Giulia.



Fig. 5.69 – Raffica massima in km/h del 10 agosto 2017 in Emilia Romagna delle stazioni della rete ASMER.

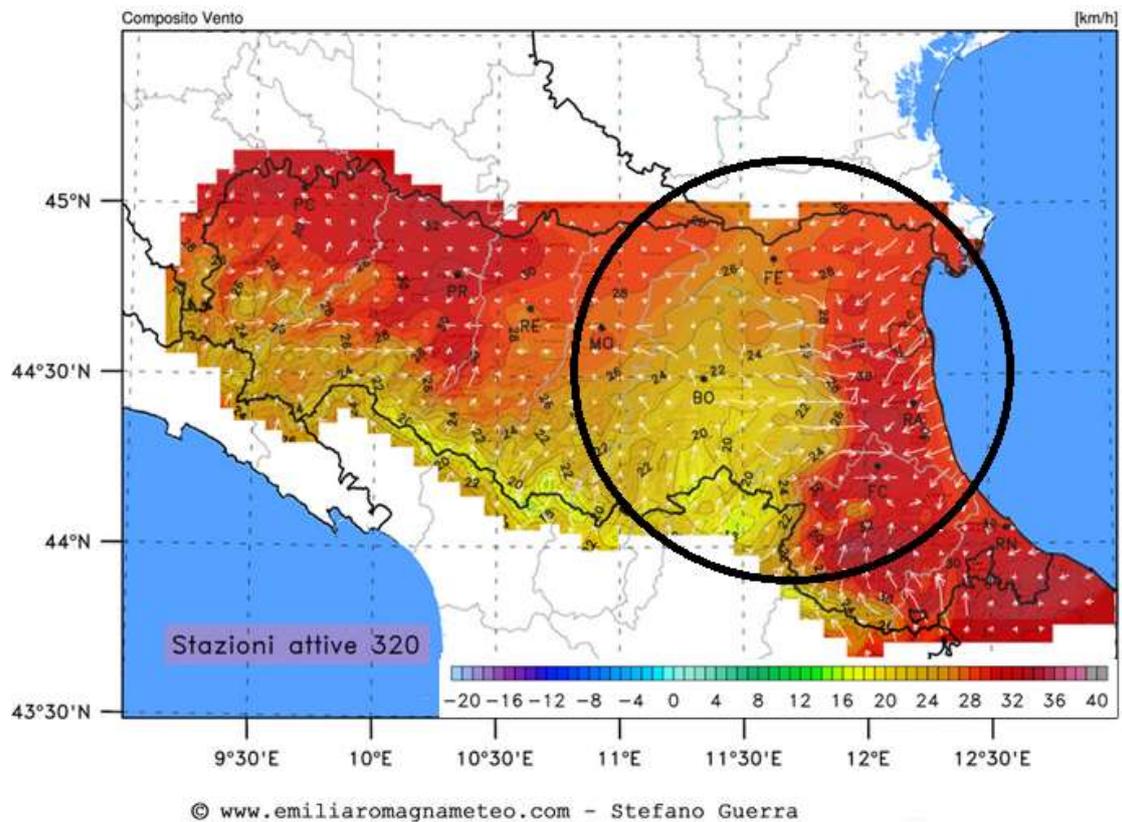


Fig. 5.70 – Mappa composta di direzione del vento al suolo e temperatura al suolo, il cerchio nero indica la convergenza al suolo (gust front) tra il vento umido dal mare e le forti raffiche di outflow in uscita dal temporale con associata marcata diminuzione della temperatura (color giallo). Fonte: [www.emiliaromagnameteo.com](http://www.emiliaromagnameteo.com)

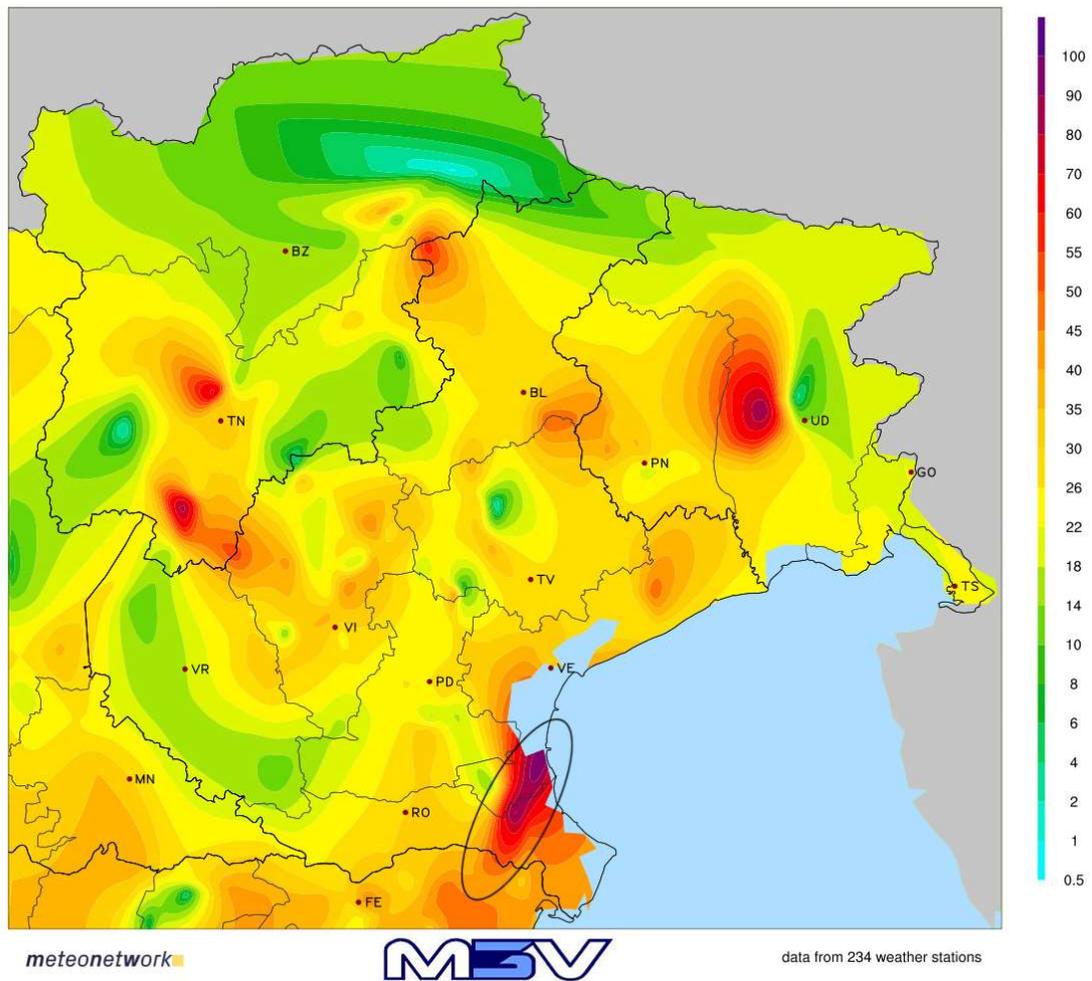
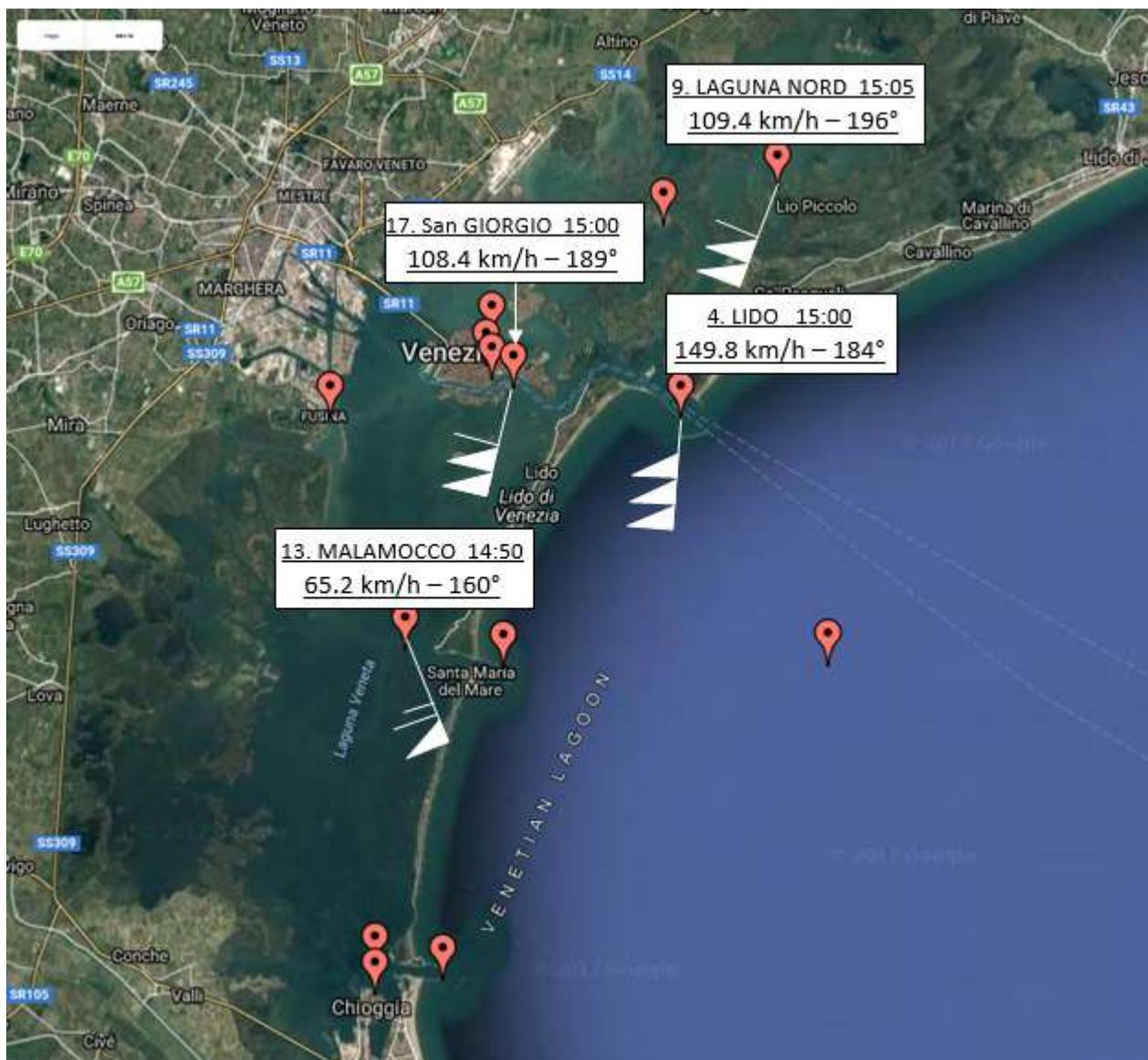


Fig. 5.71 – Raffica massima in km/h del 10 agosto 2017 tra Emilia Romagna, Veneto e Friuli Venezia Giulia delle stazioni della rete MeteoNetwork/MeteoTriveneto. L'ellisse nera individua la fascia di territorio colpita dai downbursts.



### Laguna di Venezia Rete telemareografica ICPSM

VENTO – Vel. km/h, dir. di provenienza in gradi sessagesimali (°); campionamento 5'; ora solare

Legenda: 5 km/h ; 10 km/h ; 50 km/h

Fig. 5.72 – Dati di raffica massima in km/h del 10 agosto 2017 sulla laguna di Venezia delle stazioni del Centro Previsioni e Segnalazioni Maree del Comune di Venezia. Rappresentazione grafica dei dati a cura del Col. Marcello Cerasuolo.

Si elencano di seguito tutte le stazioni meteorologiche a norma OMM dell'Emilia Romagna, Veneto e Friuli Venezia Giulia che il 10 agosto 2017 hanno registrato valori di raffica massima superiore ai 100 km/h.

<b>Stazione</b>	<b>Provincia</b>	<b>Raffica massima (km/h)</b>	<b>Rete</b>
Porto Viro	RO	157.4	MNW/M3V
Lido di Venezia	VE	149.8	ICPSM
Mezzogoro	FE	146	MNW - ASMER
Forlì	FC	132.5	MNW
Lignano Sabbiadoro	UD	124	OSMER
San Vito al Tagliamento	PN	124	OSMER
Corte Centrale di Ostellato	FE	120.7	ASMER
Lugo	RA	120.7	ASMER
Fossalta di Portogruaro	VE	120	ARPAV
San Romualdo	RA	119.1	ASMER
Grado mare	GO	118	OSMER
Palazzolo dello Stella	UD	117	OSMER
Faenza	RA	114.5	MNW – ASMER
Bibione	VE	114	ARPAV
Campoformido	UD	112.6	MNW
Laguna Nord	VE	109.4	ICPSM
San Pietro al Natisone	UD	109	OSMER
San Giorgio	VE	108.4	ICPSM
Lauzacco	UD	108	OSMER
Rossetta di Alfonsine	RA	107.8	ASMER
Chioggia	VE	106	MNW/M3V
Pradamano	UD	105	OSMER
Gatteo Mare	FC	104.6	ASMER
Cividale del Friuli	UD	104	OSMER
Lido di Spina	FE	103	MNW
Cervignano del Friuli	UD	101	OSMER
Fossalon di Grado	GO	101	OSMER

Tab. 5.4 – Raffiche massime di vento (in km/h) registrate dalle stazioni meteorologiche il 10 agosto 2017.

Nelle successive immagini si propongono alcune fotografie della nube a mensola (shelf cloud) sul bordo avanzante dell'intenso MCS associato ai downbursts.



Fig. 5.73 – Shelf cloud vista da Cesena. Foto di Francesco Gennari.



Fig. 5.74 – Shelf cloud vista da Cesena. Foto di Francesco Gennari.



Fig. 5.75 – Shelf cloud vista da Forlì. Foto di Niccolò Ubalducci.



Fig. 5.76 – Shelf cloud vista da Forlì. Foto di Niccolò Ubalducci.



Fig. 5.77 – Shelf cloud con striature vista da Lido di Spina (Comacchio, FE). Foto di Mattia Rebecchi.



Fig. 5.78 – Shelf cloud vista da Porto Garibaldi (Comacchio, FE). Foto di Jack Felletti.



Fig. 5.79 – Shelf cloud vista da Jesolo (VE). Foto di Luca Cazzola.



Fig. 5.80 – Shelf cloud vista da Jesolo (VE). Foto di Paolo Galeazzi.

Nelle successive immagini si propongono varie fotografie dei danni causati dagli intensi downbursts tra Veneto e Emilia Romagna.

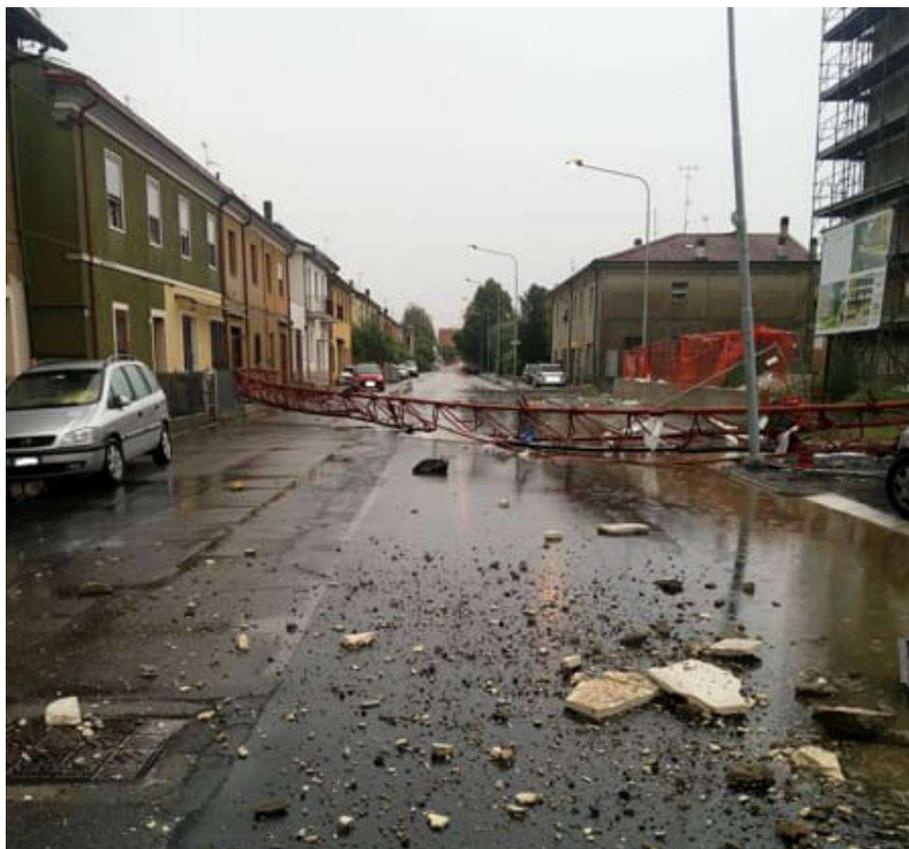


Fig. 5.81 – Gru crollata a Forlì. Fonte: ForliToday



Fig. 5.82 – Pini abbattuti a Lugo (RA). Foto di Matteo Zaffagnini.



Fig. 5.83 – Danni al Lido degli Estensi (Comacchio, FE). Foto di Alfredino Giuliano Ricci.



Fig. 5.84 – Danni al distributore di Mezzogoro (FE). Foto di Massimo Biolcati.



Fig. 5.85 – Danni a Mezzogoro (FE). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.86 – Danni a Mezzogoro (FE). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.87 – Danni a Mezzogoro (FE). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.88 – Danni a Taglio di Po (RO). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.89 – Danni a Ariano Polesine (RO). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.90 – Danni a Taglio di Po (RO). Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.91 – Gru ribaltata ai cantieri navali Visentini di Portoviro (RO). Foto di Andrea Mancin.



Fig. 5.92 – Mappa dei 5 tralicci danneggiati della linea a 380 kV a Taglio di Po (RO).



Fig. 5.93 – Traliccio 1 della Fig. 5.92. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.94 – Traliccio 2 della Fig. 5.92. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.95 – Traliccio 3 della Fig. 5.92. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.96 – Traliccio 4 della Fig. 5.92. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.97 – Traliccio 5 della Fig. 5.92. Foto di Alberto Gobbi.

I cinque sostegni della linea a 380 kV fortemente danneggiati dalle raffiche di vento a Taglio di Po (RO) rappresentano il primo caso in Italia di un guasto così grave su un elettrodotto a seguito di un fenomeno di downburst. L'analisi effettuata dall'Ing. **Davide Rosa** sui due sostegni (l'estremo a nord-ovest – traliccio 1 - e l'estremo a sud-est – traliccio 5, si veda la Fig. 5.92), che presentano un fenomeno di completo collasso nell'impianto di fondazione (sollevamento della coppia di pali di fondazione sopravvento), ha permesso di poter dare una stima sulla velocità delle suddette raffiche.

Si elencano le principali caratteristiche dei tralicci analizzati:

- altezza traliccio: 80 metri
- profondità palo di fondazione: 12 metri
- diametro palo di fondazione: 1.20 metri
- peso palo di fondazione: 33 tonnellate

Su un foglio di elaborazione dati è stata modellizzata la spinta del vento:

- su ognuno dei 54 elementi della struttura in acciaio
- sulle terne dei cavi conduttori costituenti la linea

In merito ai 54 elementi della struttura si è determinato lo sviluppo logaritmico del coefficiente di esposizione  $C_e$  in base ad una Categoria di Esposizione 2: dall'insieme di forze risultanti si è andati a calcolare il momento agente rispetto al polo di rotazione a base sostegno (incastri sottovento alla fondazione). In merito alla trasmissione delle sollecitazioni da vento dai cavi conduttori al sostegno di linea si sono riportate le risultanze dei calcoli di progetto della struttura (componenti trasversali P0 e P1, ipotesi MSA conduttore), acquisendo il dato anche qui in termini di momento agente rispetto al suddetto polo di rotazione.

Il momento resistente dell'impianto di fondazione (pali trivellati di grosso diametro) è stato determinato con il contributo del peso proprio dei 2 pali e del rispettivo contributo di resistenza per attrito laterale (resistenza a trazione) nell'ipotesi di terreno totalmente coesivo; ipotesi necessaria in quanto non è stato possibile lavorare su una relazione geologico-tecnica inerente al sito d'analisi. La valutazione finale è stata eseguita utilizzando un coefficiente di sicurezza dato dal rapporto tra momento agente e momento resistente.

Si riportano di seguito due estratti del foglio di elaborazione dati, ove si evince la determinazione di una velocità delle raffiche di 161 km/h generante, con probabile azione a fatica, il collasso della struttura a seguito delle raffiche che hanno colpito ripetutamente il sostegno; dal secondo estratto del foglio si espone una parziale vista sull'analisi della spinta del vento sui 54 elementi in acciaio della struttura (fino all'elemento P18, non sono riportati gli altri 36 elementi della struttura).

P0 e P1 cond (daN)	Quota cond (m)	N terne cond	Coeff corr.	Mac (daN*m)				
4974	57,82	2	1,54	1770039				
4974	65,82	2	1,54	2014942				
4974	75,02	2	1,54	2296581				
SOMMA Ma cond (daN*m)				6081563	V vento (m/s)			
SOMMA Ma str (daN*m)				506734	44,93			
SOMMA Mr fond (daN*m)				6556546	CS (Ma/Mr)			
					1,00			
L fond (m)	D fond (m)	P fond (daN)	Cu (daN/cmq)	$\alpha_i$	Q lat (daN)	N fond (pali)	Braccio Pali (m)	Mr fond (daN*m)
12	1,2	33912	0,75	0,6	203472	2	13,81	6556546

		V vento (m/s)	V vento (km/h)	q ref (daN/cm <sup>2</sup> )	CAT EXP		Kr	Zo	Zmin	Ct	Ce (Zmin)
		45	161,748	126	2		0,19	0,05	4	1	1,80
elementi	Lungh (m)	Largh (m)	Area (m <sup>2</sup> )	Alt baric (m)	Num elem.	C exp Ce	C din Cd	C top Ct	F (daN)	Ma str (daN*m)	
P1	14,77	0,065	0,96	4,00	4	1,80	1,05	1	229	916	
P2	13,23	0,065	0,86	4,62	2	1,88	1,05	1	215	991	
P3	12,62	0,065	0,82	7,08	2	2,14	1,05	1	232	1644	
P4	6,46	0,065	0,42	8,92	4	2,28	1,05	1	127	1131	
P5	13,54	0,065	0,88	10,46	4	2,38	1,05	1	278	2904	
P6	12,92	0,065	0,84	13,85	4	2,56	1,05	1	285	3949	
P7	12,31	0,065	0,80	16,92	4	2,70	1,05	1	286	4836	
P8	12,00	0,065	0,78	20,31	4	2,82	1,05	1	291	5919	
P9	11,38	0,065	0,74	23,39	4	2,92	1,05	1	286	6689	
P10	11,08	0,065	0,72	26,46	4	3,00	1,05	1	287	7585	
P11	10,46	0,065	0,68	29,54	4	3,08	1,05	1	278	8202	
P12	9,85	0,065	0,64	32,62	4	3,15	1,05	1	268	8726	
P13	9,54	0,065	0,62	35,69	4	3,22	1,05	1	264	9438	
P14	8,92	0,065	0,58	38,77	4	3,28	1,05	1	252	9766	
P15	8,31	0,065	0,54	41,54	4	3,33	1,05	1	238	9899	
P16	7,69	0,065	0,50	44,00	4	3,37	1,05	1	223	9827	
P17	7,08	0,065	0,46	46,77	4	3,42	1,05	1	208	9746	
P18	6,46	0,065	0,42	49,23	4	3,46	1,05	1	192	9466	

Giova sottolineare alcuni punti deboli di quest'analisi.

Primo fra tutti il fatto che non risulta noto il procedimento di determinazione delle forze P0 e P1 di trasmissione delle forzanti da vento dai cavi conduttori alla struttura di sostegno di linea; è da aggiungere poi la non conoscenza dei parametri meccanici del terreno di fondazione, determinanti al fine di quantificare con limitato margine d'errore il momento resistente. Si deve infatti tener presente che un terreno di fondazione offre resistenze diverse nel caso un palo di fondazione lavori a compressione piuttosto che, come in questo caso, a trazione.

Per questo motivo si è deciso di operare con una "taratura del modello" tenendo presente che la struttura è stata verificata positivamente nella suddetta ipotesi di carico MSA conduttore considerando una velocità massima del vento di 130 km/h, per cui nel considerare un valore perfettamente dentro il range medio (0,25-0,75 daN/cm<sup>2</sup>) di coesione non drenata Cu=0,5 daN/cm<sup>2</sup> si è pervenuti ad una situazione di verifica positiva dell'impianto di fondazione.

Si è poi gradualmente aumentato il valore delle raffiche, aumentando contestualmente il valore di Cu, sino al valore limite superiore del range medio di 0,75 daN/cm<sup>2</sup> per il quale l'impianto di fondazione risulta positivamente verificato ad un valore massimo delle raffiche, come detto sopra, di 161 km/h.



Fig. 5.98 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) su un pioppeto. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.99 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) su un pioppeto. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.100 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) su un vigneto. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.101 – Danni estesi a Taglio di Po (RO) su un pioppeto. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.102 – Danni a Taglio di Po (RO) su un pioppeto con alberi sia spezzati sia sradicati. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.103 – Stretta fascia di danno a Massenzatica di Mesola (FE) sul Po di Goro. La freccia rossa indica il percorso del “burst swath”, da non confondere con i danni da tornado. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.104 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) sulla golena del Po di Goro. Si notino i fusti a terra allineati nella stessa direzione. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.105 – Danni a Ariano Ferrarese (FE) sulla golena del Po di Goro. Si notino i fusti a terra allineati nella stessa direzione. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.106 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE). L'ellisse rossa indica un fusto caduto con un'angolazione diversa a causa dello scontro con gli altri alberi in caduta o con i fusti rimasti in piedi, da non confondere con i danni da tornado. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.107 – Danni a Taglio di Po (RO). L'ellisse rossa indica un fusto caduto con un'angolazione diversa a causa dello scontro con gli altri alberi in caduta o con i fusti rimasti in piedi, da non confondere con i danni da tornado. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.108 – Danni a Ariano Ferrarese (FE) sulla prima fila sopravvento del pioppeto. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.109 – Danni a Ariano Ferrarese (FE) sulla prima fila sopravvento del pioppeto. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.110 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) con tronchi di un pioppeto spezzati a mezza altezza sulla golena del Po di Goro. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.111 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) su un salice con i rami spezzati e piegati nella stessa direzione. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.112 – Danni a Massenzatica di Mesola (FE) su un salice con i rami spezzati e piegati nella stessa direzione. Foto di Alberto Gobbi.



Fig. 5.113 – Danni a Ariano Polesine (RO) con i pioppi abbattuti nella medesima direzione. Foto di Thomas La Spada.



Fig. 5.114 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.115 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.116 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.117 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.118 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.119 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.120 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.



Fig. 5.121 – Danni a Cavallino-Treporti (VE). Foto di Giuliano Nardin.

Nel solo comune di Cavallino-Treporti (VE) sono stati abbattuti oltre 3000 alberi e i danni totali ammontano a 14 milioni di euro, di cui 8 milioni di euro di danni ai campeggi e 2 milioni di euro di danni al comparto agricolo (danni a serre e colture).



Roberto  
@Roberkanook

Segui

Vrienden momenteel geëvacueerd van camping #italie #Cavallino #italie #jesolo na #noodweer @NOS @omroepbrabant foto's Sabrina Maas



19:47 - 10 ago 2017



Andrea Benvegnù  
@Andrea\_Benvegnu

Segui

Tomba d'aria #jesolo.. circolazione direzione Cavallino interrotta..



18:55 - 10 ago 2017



Fabio  
@semplicefabio

Segui

# Jesolo camping cavallino anche qui danni a cose, mai vissuta una cosa del genere



20:43 - 10 ago 2017



Rick  
@rickcromofan

Segui

Wtf



16:38 - 10 ago 2017 da Cavallino-Treporti, Veneto



Raymond Frenken  
@RaymondFrenken

Following

Severe damage on camping #DeiFiori as freak storm fells dozens of trees. No injuries here, nearby campings also hit. #LidodiJesolo

Traduci dalla lingua originale: inglese



17:16 - 10 ago 2017 da Cavallino-Treporti, Veneto



Rick  
@rickcromofan

Segui

5 doden 30 zwaar gewonden alleen al op deze camping Ik heb echt geluk gehad

Traduci dalla lingua originale: olandese



19:03 - 10 ago 2017 da Cavallino-Treporti, Veneto

Fig. 5.122 – Danni nei campeggi di Cavallino-Treporti (VE).



Fig. 5.123 – Danni al parco fluviale di San Donà di Piave (VE). Foto di Sara Vinale.



Fig. 5.124 – Danni al parco fluviale di San Donà di Piave (VE). Foto di Sara Vinale.

# Maltempo: quello che è accaduto si chiama downburst /Ecco cosa è

PER APPROFONDIRE: downburst, maltempo, tromba d'aria, veneto



PLAY FOTO  
Maltempo: quello che è accaduto si chiama downburst /Ecco cosa è

È stato un **downburst** quello che ha colpito il litorale dal Delta del Po fino a Bibione, e non c'è un termine italiano per definirlo. Si potrebbe azzardare **bomba d'aria** perché in effetti si tratta di una massa d'aria fredda che è precipitata a terra come una bomba. Il downburst è lo stesso fenomeno che nel pomeriggio del 15 giugno 2007 colpì la zona di San Giuliano a Mestre dove si stava svolgendo l'Heineken Jammin' Festival.

CONDIVIDI LA NOTIZIA

233  

 **Consiglia**

VIDEO

Fig. 5.125 – Il Gazzettino on-line sull'evento di downburst del 10 agosto 2017.

Venerdì 11 Agosto 2017 DAL 1887 Anno 131 - N° 189 € Euro 1,20

# IL GAZZETTINO

www.gazzettino.it il Quotidiano del NordEst

**All'interno il fascicolo VENEZIA MESTRE** • BELLUNO • FRIULI VENEZIA GIULIA • PADOVA • PORDENONE • ROVIGO • TREVISO

**MESTRE** Insulti e botte della baby gang Ennesimo schianto in moto  
a un bengalese, è alta tensione Muore 27enne, grave l'amico

**SAN STINO**

**CARTA O DIGITALE: SCEGLI IL TUO ABBONAMENTO A IL GAZZETTINO**

**L'EMERGENZA** Interrotta la ferrovia per Trieste. Rosolina, il giallo di un uomo inghiottito da un'onda. La Regione: stato di crisi

## La "bomba d'aria" flagella il Veneto

Devastazione a Jesolo e Cavallino. Trenta feriti, alberi abbattuti

**LE IDEE** SE LA CHIESA DÀ L'ALTOLÀ AI BUONISMI  
DI CARLO NORDIO

**MALTEMPO** Un vento devastante: in pochi minuti sradicò centinaia di alberi in tutto il Veneto: ingenti danni e decine di feriti. Particolarmente colpite le spiagge di Jesolo e i campeggi di Cavallino.

**IL RACCONTO** Terrore nei camping «Un disastro volava via tutto»  
DI GIUSEPPE BARBO

**DISPERSO** Senza esito le ricerche di una persona che, secondo una testimone, sarebbe stata inghiottita da un'onda a Rosolina.

**SICUREZZA** Nuovi contratti e riordino delle carriere  
**Aumenti per polizia e militari oltre 200 euro in più al mese**

**LA STORIA** Per Corpi di polizia e Forze armate arrivano gli aumenti in media 102 euro. Per i Vigili del fuoco 84,5 euro. Che diventano rispettivamente 208 e 267,5 includendo, oltre al contratto, i benefici derivanti dal riordino delle carriere.

**STRAGE DI ALBERI** Centinaia di alberi sradicati dalla furia del vento e precipitati sulle auto. Nel fondo, l'elicottero abbattuto dal forte vento in centro storico a Venezia

Andolfatto a pagina XIII nel fascicolo locale Corazza a pagina XXII nel fascicolo locale

Segue a pagina 16 Camilletti e Mangani alle pagine 4 e 5

Segue a pagina 3

Fig. 5.126 – Informazione inesatta de Il Gazzettino sull'evento di downburst del 10 agosto 2017.



Fig. 5.127 – Informazione inesatta de *La Voce di Rovigo* sull'evento di downburst del 10 agosto 2017. Non si sono verificate trombe d'aria o tornado, bensì violenti wet downbursts.

## Bibliografia

Atkins, N.T., and R.M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. *Wea. Forecasting*, 6, 470-482.

Coniglio, M.C., H.E. Brooks, S.J. Weiss, and S.F. Corfidi, 2007: Forecasting the Maintenance of Quasi-Linear Mesoscale Convective Systems. *Wea. Forecasting*, 22, 556–570.

Evans, J. S., and C. A. Doswell III, 2001: Examination of derecho environments using proximity soundings. *Wea. Forecasting*, 16, 329-342.

Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511–1534.

Fujita, T. T., 1983: Andrews AFB microburst. *SMRP Research Paper*, 205, Univ. of Chicago, 38 pp.

Kenneth L. Pryor and Gary P. Ellrod, 2003: WMSI - A New Index For Forecasting Wet Microburst Severity. *Office of Research and Applications* (NOAA/NESDIS)

Mahale, V.N., G. Zhang, and M. Xue, 2016: Characterization of the 14 June 2011 Norman, Oklahoma, Downburst through Dual-Polarization Radar Observations and Hydrometeor Classification. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 55, 2635–2655.

Rose, M. A., 1996: Downbursts. *Natl. Wea. Dig.*, 21, 11–17.

Thompson et al., 2003: Close Proximity Soundings within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle. *Wt Forecasting*, 18, 1243T

## Sitografia

Associazione MeteoNetwork ONLUS – Modelli meteorologici

<http://www.meteonetwork.it/models/>

Centro Previsioni e Segnalazioni Maree, Comune di Venezia - ICPSM

<http://www.comune.venezia.it/maree>

Consorzio LaMMA Toscana – Modelli meteorologici

<http://www.lamma.rete.toscana.it/meteo/modelli>

NOAA - derecho

<http://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/derechofacts.htm#definition>

Previsioni meteorologiche CNR-ISAC, GLOBO-BOLAM-MOLOCH forecasts

<http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/>

PRETEMP, Previsioni sperimentali probabilistiche per il Nord Italia

<http://pretemp.altervista.org/>

University of Wyoming

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

## Note sugli Autori

**Valentina Abinanti**, residente a Galliate (NO), da 12 anni documenta temporali e tornado, in Italia e negli Stati Uniti dove ogni anno si reca per circa un mese. Di professione insegnante alla scuola primaria, ha approfondito lo studio dei fenomeni convettivi in privato, affiancando la teoria alle uscite sul campo. Gestisce un sito [www.tornadoseeker.com](http://www.tornadoseeker.com), nel quale si trovano tutti i reportage delle uscite a caccia di temporali e anche materiale didattico. Da diversi anni tiene corsi, conferenze divulgative e lezioni sui temporali ad associazioni private, al pubblico, volontari della protezione civile, scuole.

**Nicola Carlon**, laureato in “Scienze per l’Ambiente e la Natura” nel 2015, è ora studente magistrale in Scienze e Tecnologie per l’Ambiente e il Territorio presso l’università degli studi di Udine. E’ il creatore del progetto Pretemp (Previsione Temporali - [www.pretemp.altervista.org](http://www.pretemp.altervista.org)) nel 2015 dopo aver svolto un tirocinio di alcuni mesi, tra l’estate e l’autunno del 2014, presso ARPA OSMER. Attualmente sta svolgendo la tesi magistrale presso il Centro Regionale di Modellistica Ambientale (CRMA) dell’ARPA FVG oltre ad essere un previsore Pretemp.

**Francesco De Martin**, classe 1998, ha ottenuto il diploma di liceo scientifico nel luglio 2017 con il massimo dei voti e da settembre 2017 è studente all’Università degli studi di Trieste nel corso di laurea in fisica. Nell’estate 2015 ha svolto uno stage di 3 settimane presso ARPA OSMER e da settembre 2015 è previsore del progetto Pretemp (Previsione Temporali - [www.pretemp.altervista.org](http://www.pretemp.altervista.org)). E’ socio dell’Associazione MeteoNetwork ONLUS.

**Alberto Gobbi**, classe 1981, socio dell’Associazione MeteoNetwork ONLUS, laureato in Scienze Forestali e Ambientali e Dottore di Ricerca in Idronomia Ambientale presso il Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell’Università degli Studi di Padova. Coordinatore del team di autori per la stesura del libro “Temporali e Tornado”, ed. Alpha Test (2009), autore del sito [www.fenomenitemporaleschi.it](http://www.fenomenitemporaleschi.it) e relatore a vari corsi di formazione per osservatore di fenomeni meteo intensi e cacciatore di temporali. Attualmente lavora presso l’Agenzia Interregionale per il Fiume Po come collaboratore idraulico.

**Marco Rabito**, presidente dell’Associazione SerenissimaMeteo, previsore del tempo e divulgatore scientifico. E’ da molti anni previsore del tempo e referente su meteorologia e clima per televisione, radio e quotidiani. E’ consulente per il sindaco di Vicenza, in merito alle situazioni di attenzione e allerta meteorologica. Referente responsabile per il Comune di Vicenza, Assessorato all’Istruzione e alle Politiche Giovanili, per il progetto a propria firma: “Meteorologia e Clima nelle scuole del Vicentino” che lo porta a tenere regolarmente lezioni di meteorologia presso istituti scolastici di ogni ordine e grado. E’ apprezzato docente di meteorologia e clima presso la “Fondazione Rezzara” - Università degli Adulti e Terza Età di Vicenza. Tiene regolarmente corsi di meteorologia e serate divulgative per svariati Enti ed Associazioni. Ha esperienza di stormchasing in territorio americano. E’ autore del libro “Tornado Alley”.

**Pierluigi Randi**, socio SMI (Società Meteorologica Italiana), dal 2000 è responsabile della sezione climatologia, agrometeorologia, didattica e dati di Meteocenter s.r.l., e dal 2015 fa parte dello staff del portale Emilia-Romagna meteo ([www.emiliaromagnameteo.com](http://www.emiliaromagnameteo.com)). Dal 2002 svolge corsi di meteorologia/climatologia/agrometeorologia per indirizzi di ogni ordine e grado. Dal 2011 ricopre il ruolo di consulente per la previsione di scenari meteorologici a medio-lungo termine ad uso energy trading. Nel corso degli anni ha approfondito la propria specializzazione nello studio, analisi e previsione dei fenomeni temporaleschi e in tale veste ha partecipato a numerosi workshop.

**Davide Rosa**, ingegnere, residente a Quinto Vicentino, sposato con 2 bambine. Diplomato come Geometra, si è poi laureato in Ingegneria Civile. Ha esercitato la libera professione come Ingegnere Civile per 16 anni nel campo dell'analisi/progettazione strutturale, lavorando in particolar modo nel campo della valutazione della sicurezza sismica degli edifici e nel calcolo delle strutture in acciaio, cemento armato e muratura armata in campo civile ed industriale. È al tempo stesso docente di Matematica (di ruolo) in un Istituto di Istruzione Superiore nel vicentino. Da 35 anni coltiva una forte passione per la meteorologia che lo ha portato, da circa 12 anni, ad affrontare in particolar modo le svariate dinamiche collegate agli eventi tornadici in Italia e nel mondo, approfondendo in particolar modo gli aspetti legati ai danni alle strutture civili ed industriali da eventi tornadici.

## **Ringraziamenti**

Per il contributo alla realizzazione di questo lavoro gli Autori desiderano ringraziare:

**Franca Pastore** (ICPSM – Centro Maree Comune di Venezia) per i dati di vento delle stazioni meteorologiche della rete.

**Luciano Lago** (ARPAV – Centro Meteorologico di Teolo) per le scansioni di riflettività e velocità radiale del radar meteorologico di Teolo e Concordia Sagittaria.

**Enrico Stella** per l'invio dei dati a supporto dell'analisi dei tralicci danneggiati dell'elettrodotto.