

-AD UN ANNO DISTANZA TORNANO I TORNADO SULLA PIANURA EMILIANA-

Circa un anno fa, vale a dire il 3 maggio 2013, un evento di severe weather di primissimo livello interessò la bassa pianura modenese e bolognese con l'innescò di due sistemi temporaleschi a supercella, i quali diedero vita a più probabilmente due, forse tre, tornado di categoria almeno EF 2/EF 3 sulla scala Enhanced Fujita con associati gravi danni, oltre a grandinate con chicchi di notevoli dimensioni.

Ebbene, a nemmeno un anno di distanza quasi sulle stesse zone si è ripetuta una evenienza simile sebbene di intensità inferiore rispetto all'evento del 2013.

Infatti nel primo pomeriggio del 30 aprile 2014 un nuovo ed intenso sistema temporalesco ha imperversato sulle pianure modenesi dando origine ad un tornado accertato e ad altre formazioni vorticosi (funnel e brevi landspout, ovvero tornado non mesociclonici).

La situazione meteorologica del 30 aprile del 2014 vedeva lo scorrere di una sostenuta corrente a getto troposferica (jetstream) in entrata da SW tra i piani isobarici di 250 e 300 hPa, che dalla Francia entrava sul bacino occidentale del Mediterraneo.

Il percorso della corrente a getto è ben evidenziata nelle immagini satellitari (MSG) nei canali del vapore acqueo ed air mass delle ore 12 UTC (figura 1):

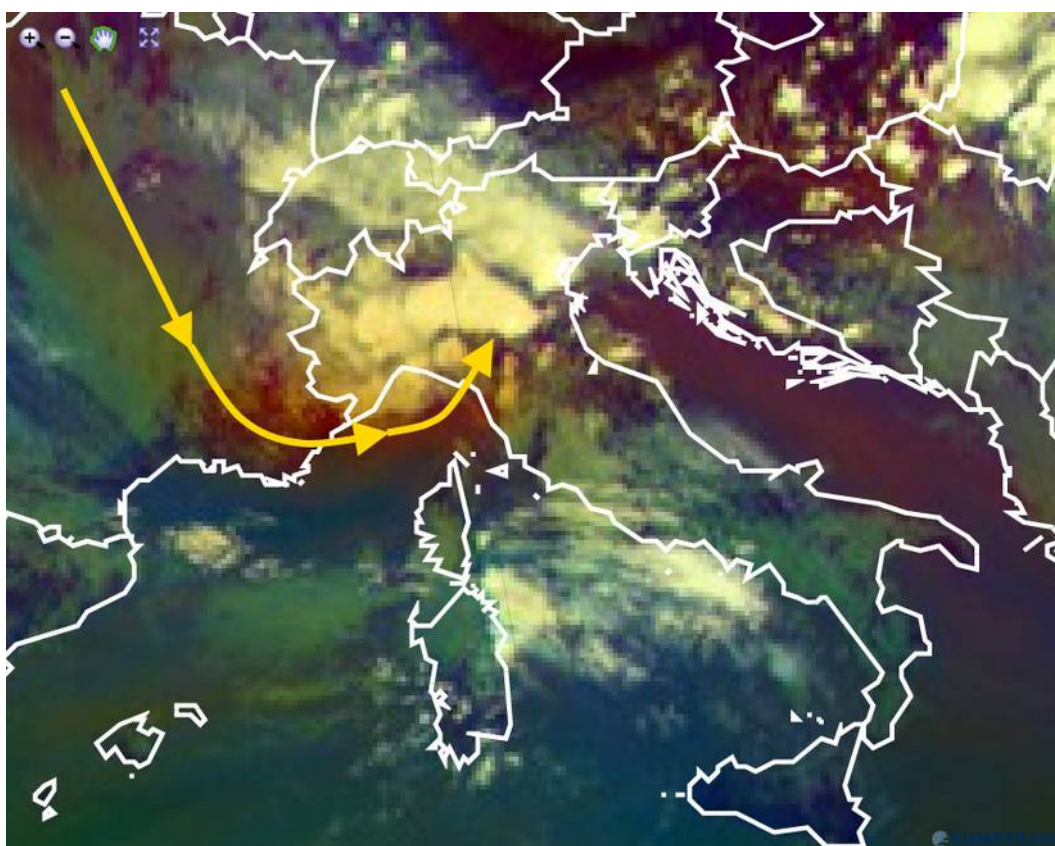


Fig. 1: Immagine sat composita "air mass" delle ore 12 UTC del 30 aprile 2014. Fonte: archivio Eumetsat

In questo tipo di immagine in colore rosso si evidenziano le zone ad elevata vorticità potenziale, un basso livello della tropopausa ed aree dove la corrente a getto è più intensa.

In verde si riconoscono zone con masse d'aria calda (bassa concentrazione di ozono) ed alta tropopausa. Nello specifico si nota un corridoio ove prevale la colorazione rossa che identifica il percorso della corrente a getto in alta troposfera, evidenziato dalle frecce gialle.

Il flusso, dapprima orientato da NW a SE su Francia, descrive in seguito una stretta curvatura sul mar Ligure orientandosi da W, ed infine piega con assetto SW-NE tra alta Toscana e comparto appenninico. Ad esso si associano elevati valori di IPV (Isentropic Potential Vorticity) come mostrato dalla previsione per le ore 12 UTC del modello BOLAM 8.3 km ISAC-CNR (figura 2):

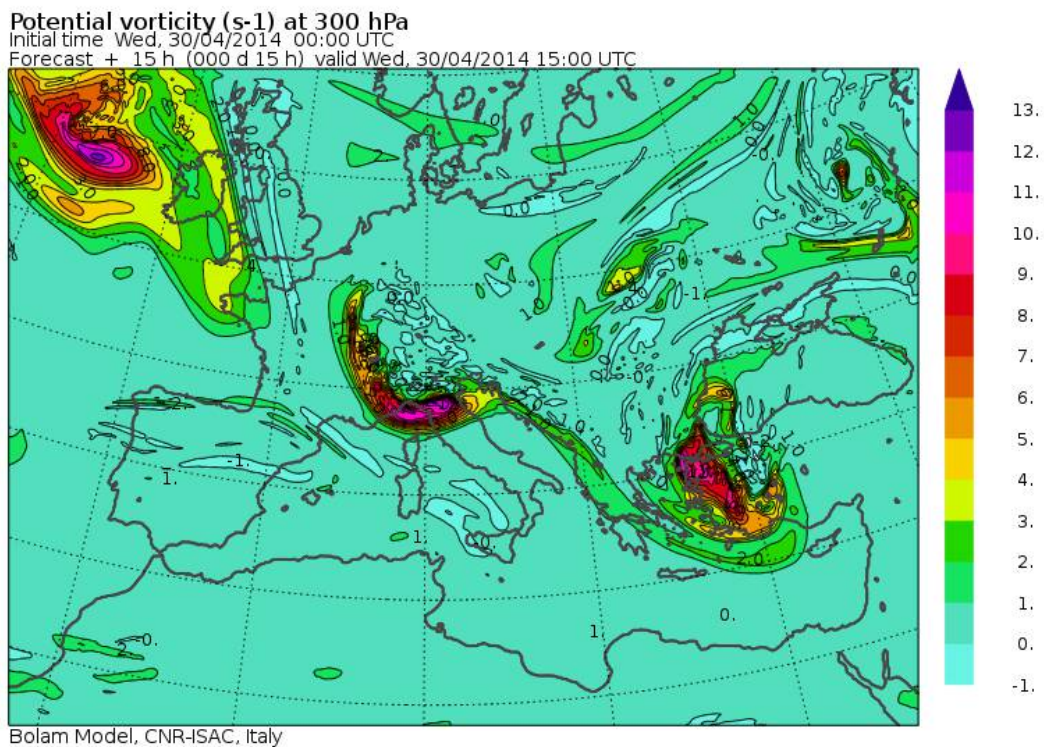


Fig. 2: Valori previsti di vorticità potenziale sul piano isobarico di 300 hPa ore 12 UTC del 30/04/2014: Fonte: BOLAM 8.3 km model

Nella carta sopra è molto evidente l'intrusione, da WSW, di aria secca stratosferica nei piani troposferici inferiori con sensibile incremento dei valori di vorticità potenziale; evenienza alquanto frequente in seno a saccature troposferiche di tipo baroclinico ed elemento che fu ben presente anche durante l'evento del 3 maggio 2013.

L'intrusione di aria stratosferica, frequente durante questa tipologia di ingresso, tende ad incrementare i valori di windshear verticale positivo ed il gradiente igrometrico tra bassa ed alta troposfera, come schematizzato nella figura 3:

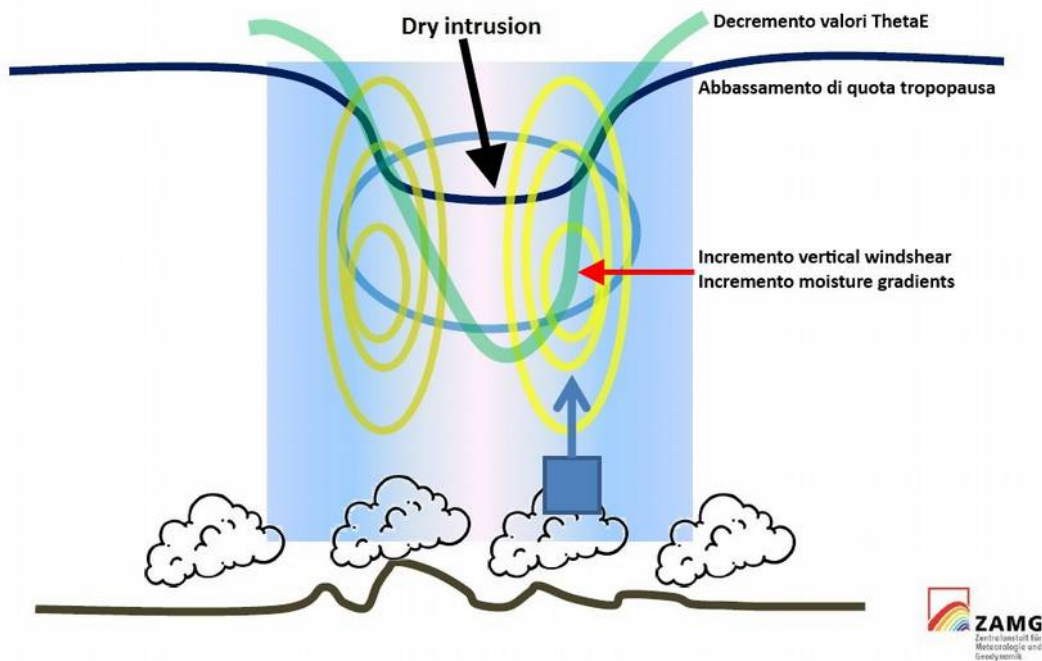


Fig. 3: Schema semplificato degli effetti di SDI. Fonte: Thomas Krennert ZAMG ECSS 2013 Finland

Il percorso della corrente a getto è ottimamente rintracciabile anche nell'immagine satellitare delle ore 12 UTC nel canale del vapore acqueo e proposta di seguito (figura 4):

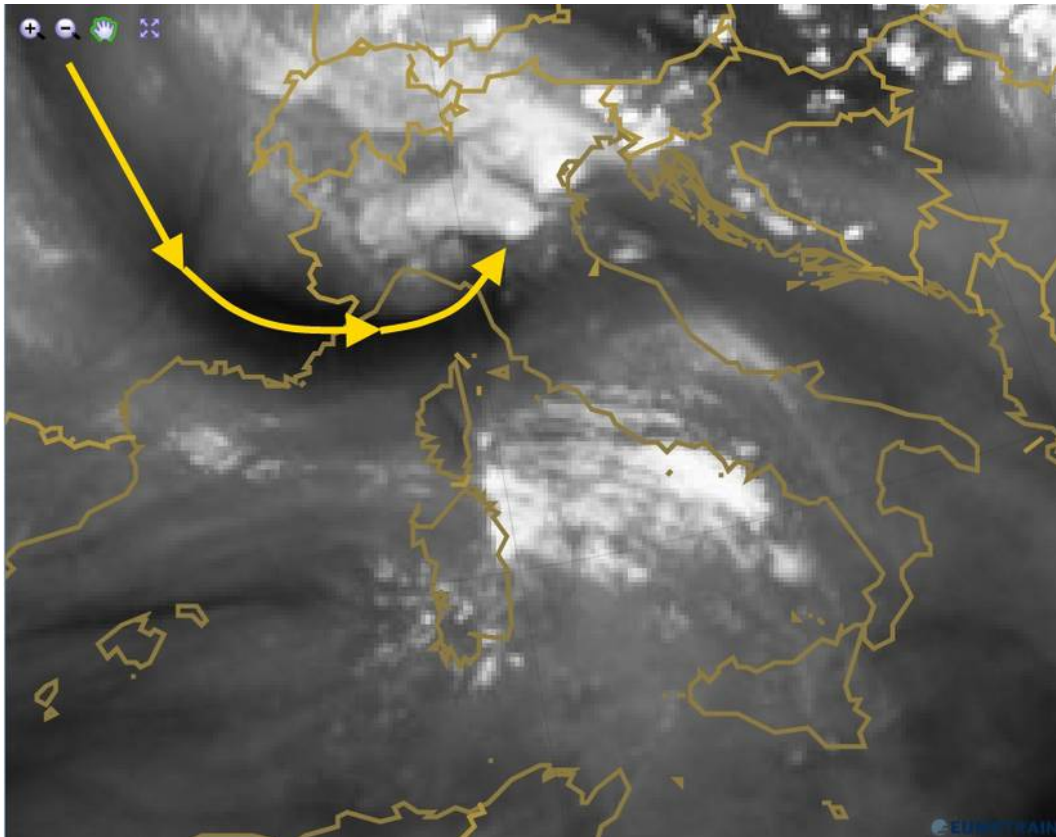


Fig. 4: Immagine sat nel canale del vapore acqueo delle ore 12 UTC del 30 aprile 2014. Fonte: archivio Eumetsat

Anche in questa immagine è ben evidente il percorso della corrente a getto, riscontrabile nelle aree più scure che si riferiscono all'afflusso di aria alquanto secca e densa che è tipica del jet-stream; il percorso del flusso, indicato dalle frecce gialle è sovrapponibile a quello indicato per l'immagine composita "air mass".

Immediatamente a nord dei massimi di intensità del getto sono transitati alcuni minimi depressionari in quota seguendo la direzione del vento dominante in alta troposfera.

Uno di questi si approssima al nord Italia, entrando da WSW attraverso dapprima la Francia ed in seguito il golfo ligure, durante le prime ore del pomeriggio del 30 aprile.

La nostra regione viene pertanto a trovarsi nell'area percorsa da un flusso di correnti da SSW fredde ed a stretta curvatura ciclonica che coincidono col settore sinistro del jet-stream, in uscita dalla zona con i valori di massima intensità di vento in alta troposfera.

Tale area viene pertanto interessata da una elevata divergenza delle linee di flusso, che favorisce intensi moti ascensionali a partire dai bassi strati troposferici, supportando così l'innescò di convezione profonda ed imponenti nubi temporalesche.

L'analisi ECMWF delle ore 12 UTC mostra il minimo depressionario a 500 hPa chiuso tra basso Piemonte, golfo ligure e piacentino, come mostrato in figura 5:

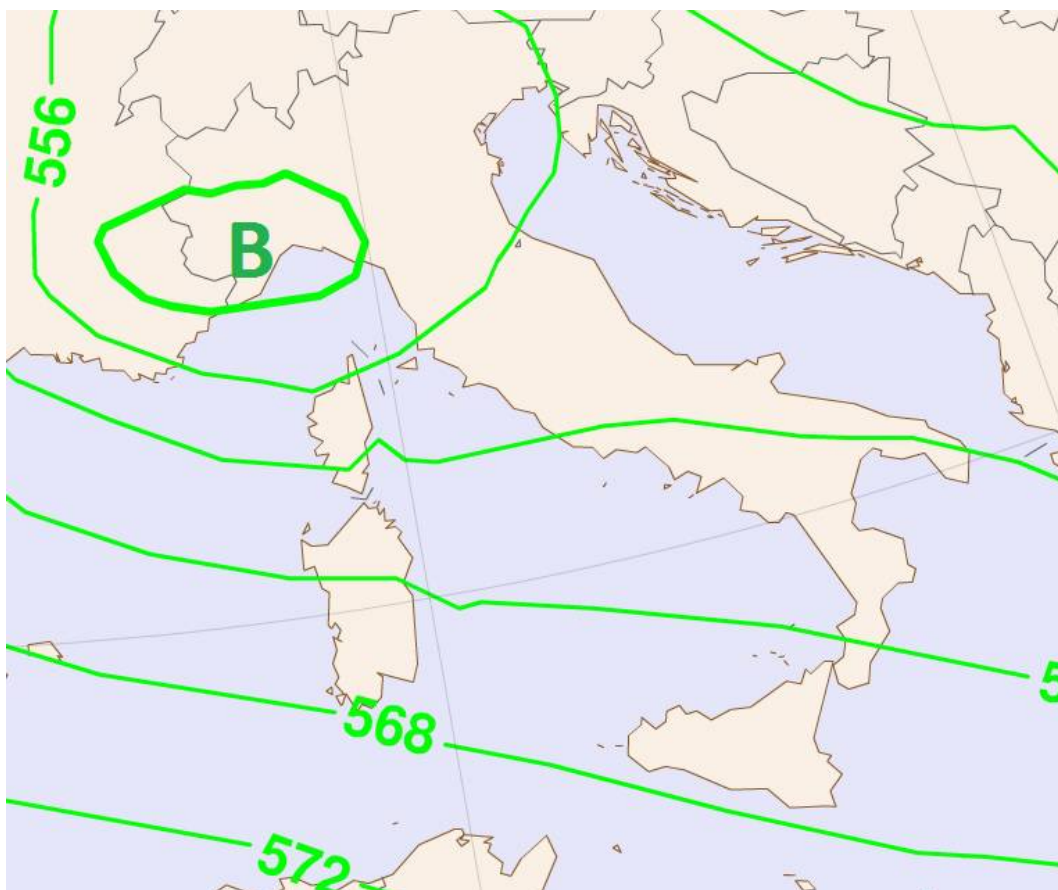


Fig. 5: Analisi ECMWF geopotenziale a 500 hPa ore 12 UTC del 30 aprile 2014. Fonte: [archivio Eumetrain.org](http://archivio.Eumetrain.org)

Ad esso corrisponde l'entrata da SW, alla medesima quota, di un cut-off termico con temperature alquanto basse e fino a valori di circa $-22/-23^{\circ}\text{C}$ tra settore appenninico e pianura emiliana (fonte analisi ECMWF ore 12 UTC), le quali contribuiscono ad incrementare il gradiente termico verticale tra media e bassa troposfera.

Occorre tuttavia precisare che nei bassi strati le temperature non erano particolarmente elevate, anche a causa della presenza di nuvolosità talora estesa, a differenza di quanto avvenne durante il pomeriggio del 3 maggio 2013 allorquando i valori in prossimità del suolo furono sensibilmente superiori alle medie del periodo.

In sostanza il ruolo assunto dal gradiente termico verticale può essere, in questa circostanza, ritenuto di secondaria importanza e nel complesso i fattori scatenanti più significativi sono stati di tipo dinamico, vale a dire riguardanti sicuramente le favorevoli condizioni di speed windshear in parte già accennati per quanto concerne l'alta e media troposfera.

Infatti, come spesso accade nella nostra penisola ed in particolare nella Pianura Padana, sono state le condizioni venutesi a creare nei bassi strati, complice la particolare orografia del territorio, a contribuire maggiormente alla determinazione di un profilo dei venti, sia orizzontale che verticale, incline ad interagire con i profili presenti alle quote superiori e ad innescare di conseguenza fenomeni vorticosi o, in qualche caso, temporali a supercella.

Così come per il 3 maggio 2013, l'avvento da SW di una dry-line appenninica, ovvero un fronte di aria secca in discesa dai rilievi si è rivelato un elemento fondamentale, andando a convergere sulla pianura emiliana con correnti orientali o nordorientali assai più umide, ivi presenti, e legate alla presenza di un relativo minimo depressionario al suolo chiuso tra Liguria ed arco appenninico occidentale. Il fronte secco (dry-line) si comporta alla stessa stregua di un fronte freddo sollevando vigorosamente l'aria più umida che lo precede, favorendo anche in questo caso forti moti convettivi. L'insorgere di dry-line appenniniche è peraltro evenienza alquanto comune nelle suddette aree in situazioni atmosferiche caratterizzate dall'approssimarsi di saccature da ovest nel

campo di geopotenziale in media troposfera, allorquando si abbia la formazione di minimi barici al suolo tra golfo ligure e valle padana.

Sintetizzando, la situazione relativa alle prime ore del pomeriggio del 30 aprile è stata caratterizzata dalla presenza contemporanea di elevato speed windshear positivo sui livelli troposferici superiori e di elevato directional windshear positivo nei bassi strati, "ingredienti" spesso presenti nell'innescio di temporali a supercella e mesocicloni annessi.

In particolare i fattori di cui sopra erano favorevoli al rapido trasferimento entro le nubi temporalesche dei campi di vorticità generatisi nei bassi strati atmosferici, determinandone la rotazione.

L'entrata dei venti da SW, in discesa dal comparto appenninico a sostenere la dry-line, è evidente nella figura 6, nella quale sono riportati i vettori di vento sul piano isobarico di 850 hPa:

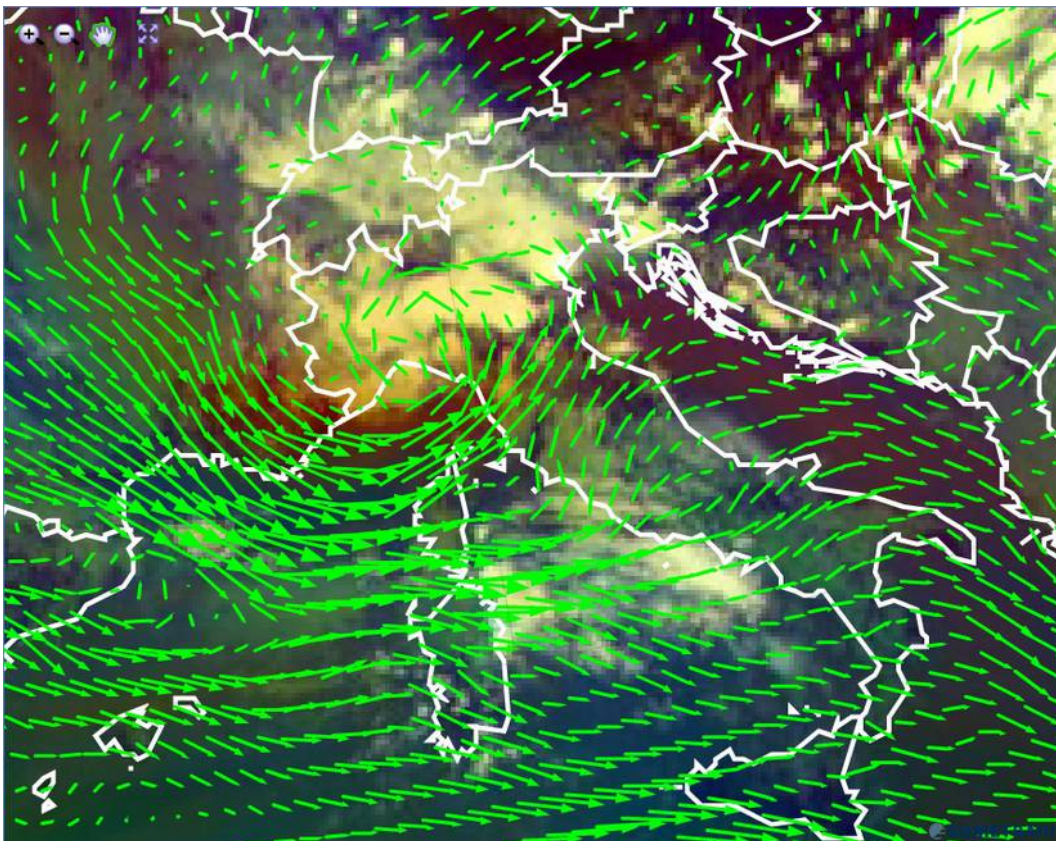


Fig.6: Analisi ECMWF nel campo del vento ad 850 hPa ore 12 UTC del 30 aprile 2014. Fonte: [archivio Eumetrain.org](http://archivio.Eumetrain.org)

Nella figura si nota come intorno ad un minimo barico chiuso tra basso Piemonte e Liguria si attivi un forte flusso sudoccidentale diretto da mar Ligure ed alto Tirreno verso la Toscana, il quale supera poi la catena appenninica e si riversa nella pianura pedecollinare emiliana, assumendo caratteristiche di "fronte secco" durante la discesa dai rilievi (effetto foehn).

Nel contempo è ben rintracciabile il flusso orientale assai più umido, alla medesima quota, che agisce sulla valle Padana; non a caso, osservando i corpi nuvolosi, si rileva la presenza di un estesa linea temporalesca multicellulare collocata proprio sulla convergenza tra le due masse d'aria in bassa troposfera.

Sarà proprio un delle celle poste sul margine sudorientale della linea ad assumere connotati di supercella in accordo con quanto espresso dalla letteratura (maggiore incidenza di supercelle del tipo right-mover sulla periferia meridionale di sistemi multicellulari lineari).

Anche la previsione dei campi di vento al suolo, in riferimento alla corsa delle ore 00 UTC del 30 aprile del modello ad area limitata Moloch ISAC-CNR, mostra molto bene la convergenza di basso livello su Emilia tra le correnti sudoccidentali lungo la dry-line appenninica in avanzamento verso

NE e quelle orientali o nordorientali più umide presenti nella pianura padana, con boundary più definito che si snoda tra pianura modenese e bolognese (figura 7):

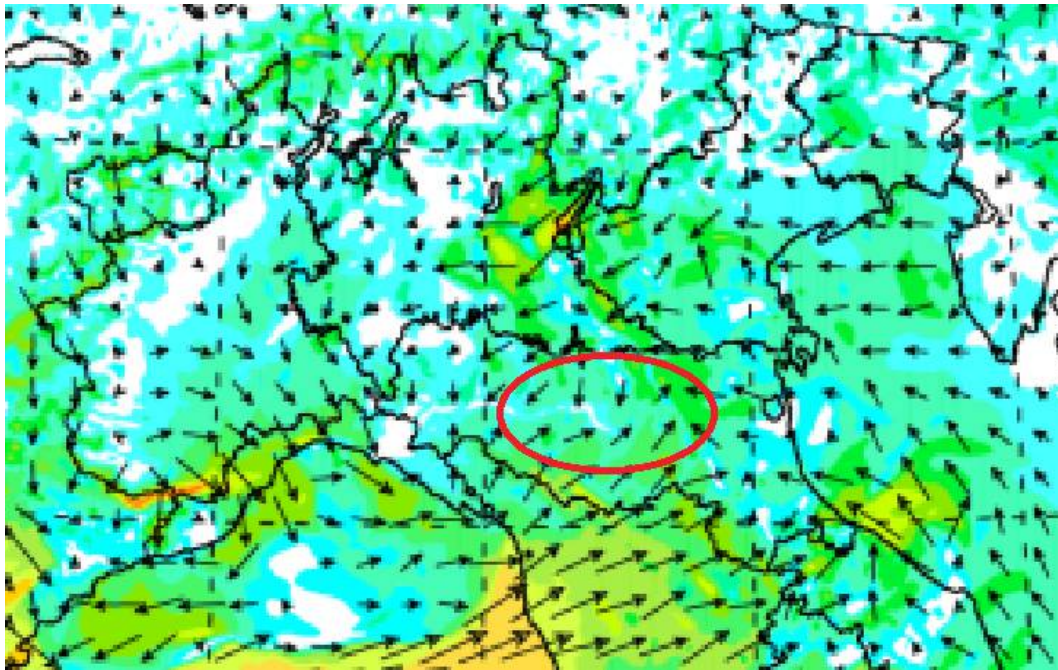


Fig. 7: Previsione ore 12 UTC 30 aprile 2014 del vento al suolo. Fonte: 1,5 km Moloch model ISAC-CNR

In figura 7 è circoscritta in colore rosso l'area nella quale è prevista la massima convergenza i due flussi, la quale coincide con ottima precisione con le zone interessate dai fenomeni convettivi più intensi e caratterizzate da elevato directional windshear positivo di basso livello.

Lo stesso modello ad area limitata prevedeva, sempre per le ore 12 UTC, velocità verticali alquanto elevate sul piano isobarico di 700 hPa lungo un linea con assetto WNW-ESE che all'incirca delimita l'azione della dry-line appenninica in evoluzione verso NNE e coincidente alle aree dove si è poi innescata l'attività temporalesca più consistente (figura 8):

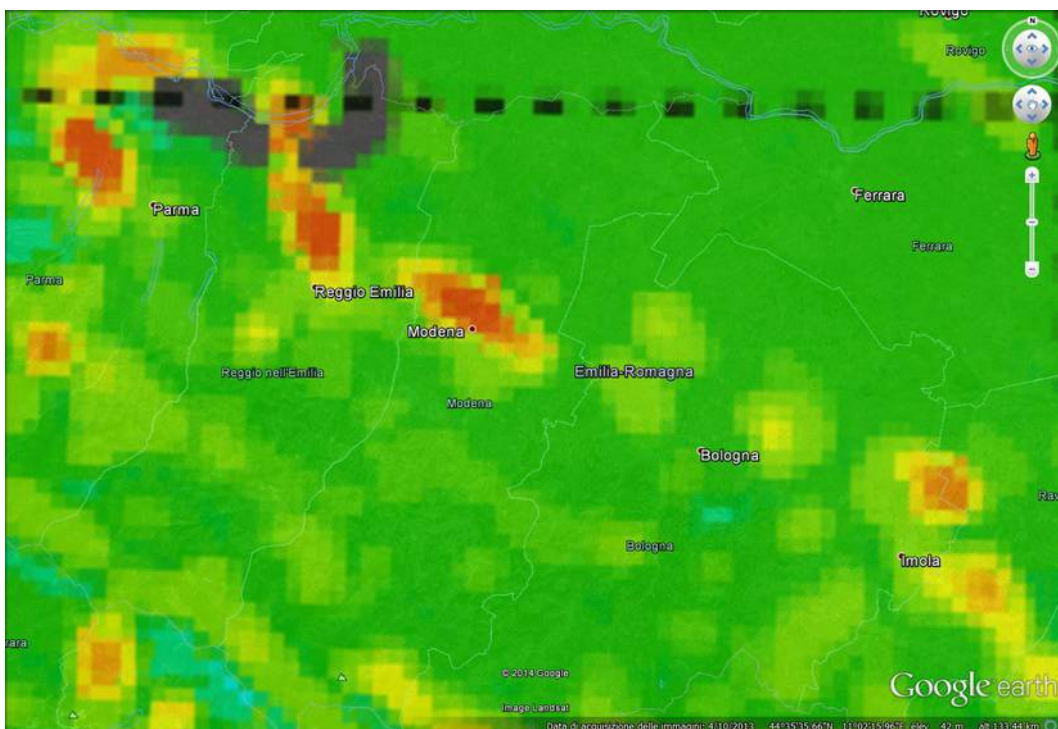


Fig. 8: Previsione ore 12 UTC 30/04/2014 dei campi di vel. verticale a 700 hPa. Fonte: 1,5 km Moloch model ISAC-CNR

La figura 8 mostra un ingrandimento della carta di previsione delle velocità verticali, espresse in m/s-1, e georeferenziata tramite google earth, dove si nota l'elevata possibilità di sviluppo di intense celle convettive in particolare tra parmense, reggiano e modenese. La previsione ha inoltre evidenziato una buona concordanza con quanto effettivamente occorso.

Si tralascia l'analisi degli indici di instabilità giacché non molto rappresentativi nel caso in esame, a parte valori discretamente elevati di Lifted index e ciò non rappresenta un fattore casuale. Infatti il Lifted index misura la stabilità dell'aria, e può essere di ausilio nel predire l'intensità dei temporali. Non prevede accuratamente l'intensità di ogni singolo temporale, ma è una buona misura della potenzialità intrinseca dell'atmosfera nel produrre temporali intensi.

Esso è definito come la differenza tra la temperatura in °C sul piano isobarico di 500 hPa cui viene sottratta la temperatura in °C che possiederebbe una particella sul medesimo livello isobarico qualora venisse sollevata dal suolo con il metodo particellare.

Non ci sono soglie specifiche che correlino il lifted index all'intensità dei temporali, comunque valori negativi dell'indice indicano che l'atmosfera è instabile, pertanto più l'indice è negativo più l'atmosfera è instabile.

Normalmente valori negativi di LI od in ogni caso più inclini a rivelare elevata possibilità di fenomeni convettivi si trovano in situazioni prefrontali o frontali, caratterizzate di brusche variazioni termigrometriche in spazi alquanto ristretti; e sovente tali particolarità si riscontrano anche lungo le dry-line, laddove il gradiente igrometrico sia orizzontale che verticale è normalmente significativo.

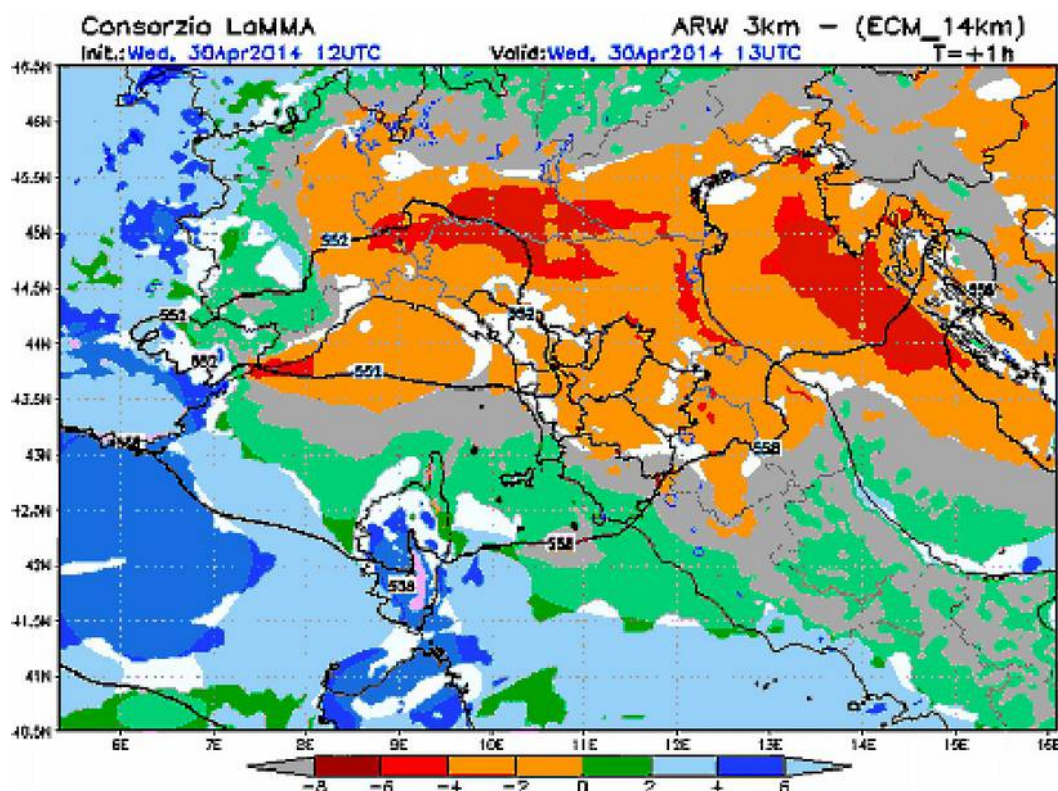


Fig. 9: Previsione ore 13 UTC 30 aprile 2014 dei valori di Lifted Index. Fonte: 3 km ARW model LAMMA

Nella figura 9 si nota infatti come la previsione relativa alle ore 13 UTC del modello ad area limitata ARW 3 km (Lamma Toscana) per l'indice Lifted Index, mostri valori compresi tra -4 e -6°C con i massimi distribuiti approssimativamente lungo la dry-line appenninica in moto verso NNE.

In ogni caso gli elementi che hanno maggiormente contribuito al verificarsi dei fenomeni osservati sono essenzialmente di tipo dinamico e legati al windhear tra bassa ed alta troposfera.

Nel vertice sudorientale della linea temporalesca multicellulare già prima accennata, si innesca una cella di particolare intensità che interessa il territorio modenese, come mostrato dall'immagine satellitare seguente (figura 10):

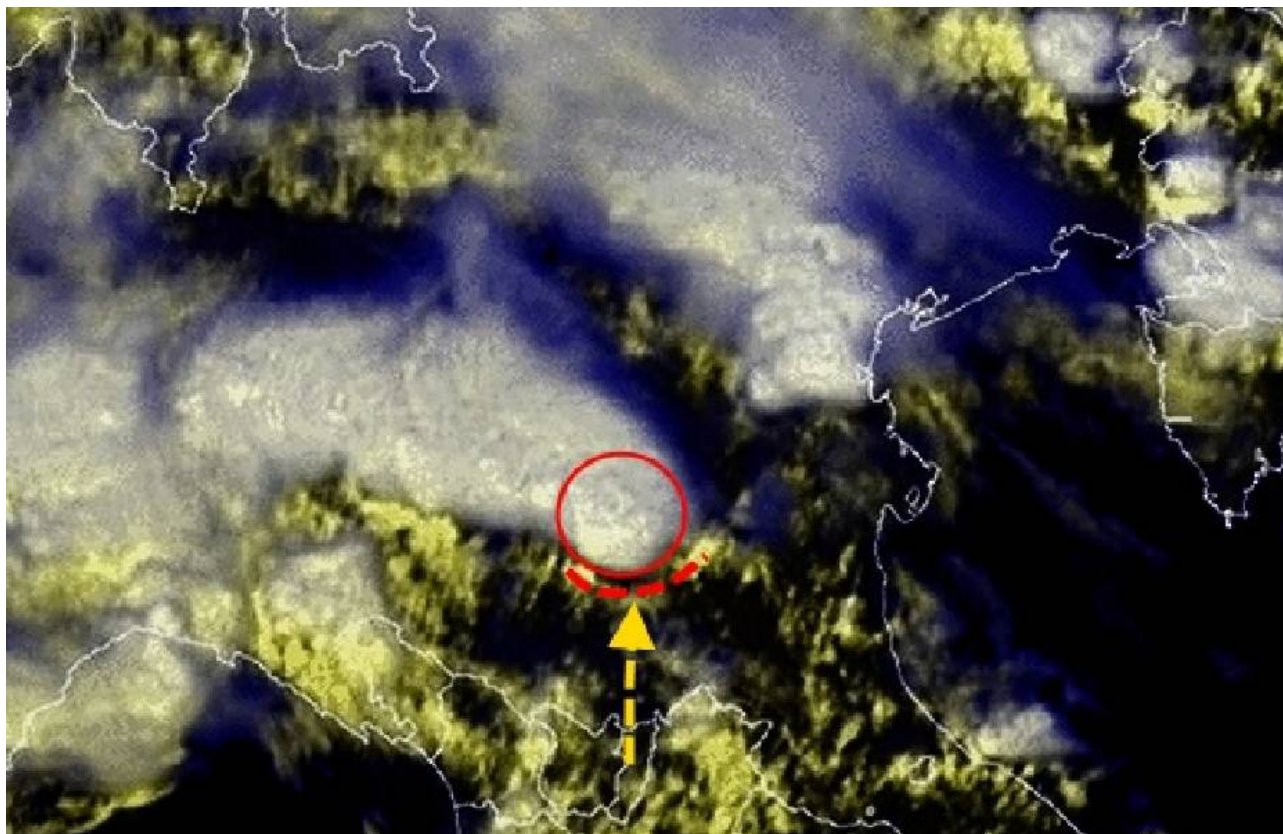


Fig. 10: Immagine sat nel canale del visibile delle ore 12.00 UTC del 30 aprile 2014. Fonte: archivio Sat24.com

In essa, relativa alle ore 12.00 UTC, si individua l'intensa cella temporalesca delimitata dal cerchio rosso entro la quale è rintracciabile una distinta overshooting top, mentre la linea tratteggiata in rosso delimita gli effetti dell'outflow boundary del sistema stesso, il quale, unitamente all'avanzare del fronte secco appenninico, innesca nuove celle sopravvento.

In particolare quella a destra tenderà ad intensificarsi nei minuti successivi dando origine a brevi fenomeni vorticosi ma di tipo non mesociclonico (landspout e funnel cloud), mentre quella a sinistra tenderà a confluire lungo la flanking line della supercella.

Nella stessa immagine è assai evidente l'area sgombra o quasi da nubi a sud della linea temporalesca, laddove oramai prevale l'aria secca affluita dietro la dry-line, con nubi che si formano solo sul crinale appenninico.

Peraltra una migliore analisi del sistema a supercella classica che ha innescato un tornado di tipo mesociclonico su modenese è possibile solo tramite l'ausilio delle immagini radar.

Alcune di esse sono riportate nelle figure seguenti:

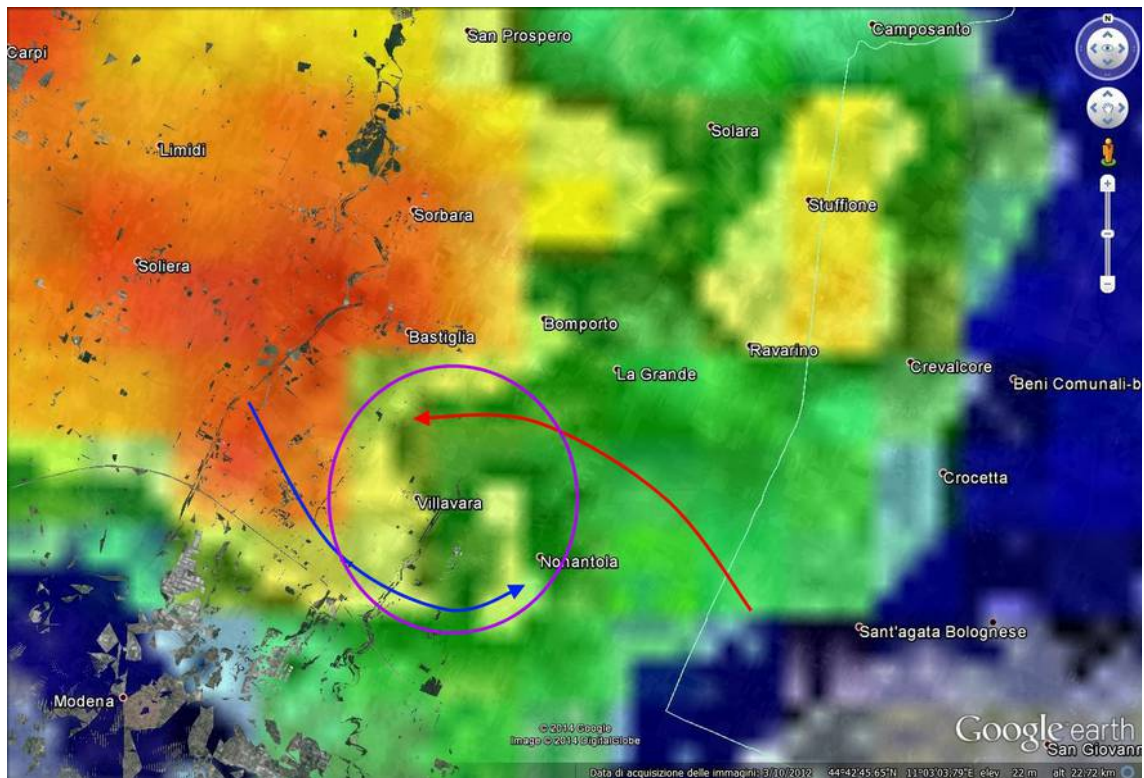


Fig. 11: Immagine radar ARPAV Teolo 128 km delle ore 12.40 UTC. Fonte: ARPAV

L'immagine di figura 11, delle ore 14.40 locali, ingrandita e georeferenziata tramite google earth, mostra molto bene la struttura a supercella del sistema temporalesco con i massimi di precipitazione (pioggia e grandine) nelle aree a colorazione arancio e rosso, mentre è altrettanto visibile l'eco ad uncino (hook eco) nella porzione meridionale della cella.

L'area circoscritta in color viola delimita approssimativamente la posizione del mesociclone (immediatamente ad ovest di Nonantola), con la corrente di RFD (Rear Flank Downdraft) delimitata dalle frecce in colore blu che esce dalla zona delle intense precipitazioni e si avvolge nella circolazione mesociclonica, e la corrente di inflow che alimenta l'updraft (moto ascensionale vorticoso che entra nel sistema) indicata dalle frecce in colore rosso (inflow notch).

L'intero sistema, classificabile come right mover supercell (deviazione del moto leggermente a destra rispetto alla direzione media del vento in quota), si muove verso nord e la circolazione mesociclonica si mantiene attiva per almeno circa 20-30 minuti, quanto basta per innescare un tornado che andrà ad interessare il comprensorio di Nonantola, con particolare riferimento alla periferia occidentale (area industriale).

Anche le mappe di riflettività del radar meteorologico di san Pietro Capofiume evidenziano molto bene la struttura a supercella del sistema, con hook eco ben definito e circolazione mesociclonica visibile poco ad ovest di Nonantola, come si evince dalla figura 12:

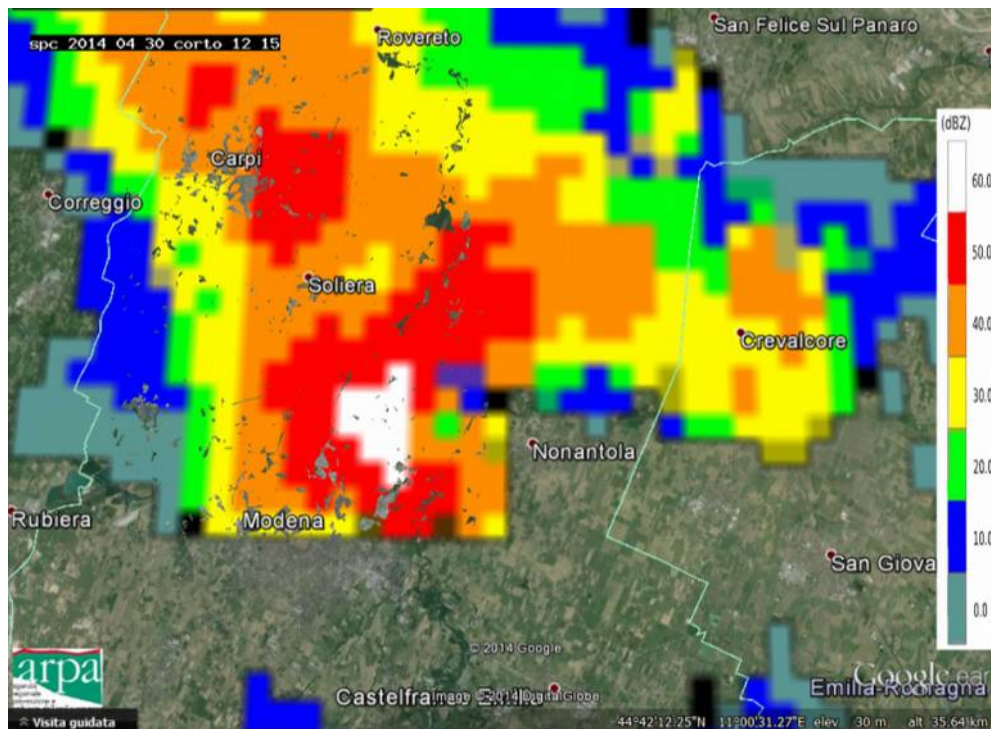


Fig. 12: Mappa di riflettività del radar meteorologico di San Pietro Capofiume delle ore 12.15 UTC. Fonte: Arpa-SIMC

Da notare la presenza dell'eco ad uncino e le intense precipitazioni (pioggia e grandine), queste ultime nelle aree a maggiore riflettività (colori tendenti al rosso scuro ed al bianco).

Ancora più importanti, per analizzare la supercella e la circolazione mesociclonica al suo interno, sono le mappe radar della riflettività (eco associata alle precipitazioni) e soprattutto del vento Doppler, acquisite alle ore 14.30 locali e gentilmente concesse da Arpa-SIMC nella persona del Dr. Paolo Mezzasalma.

Esse sono riportate di seguito (figura 13):

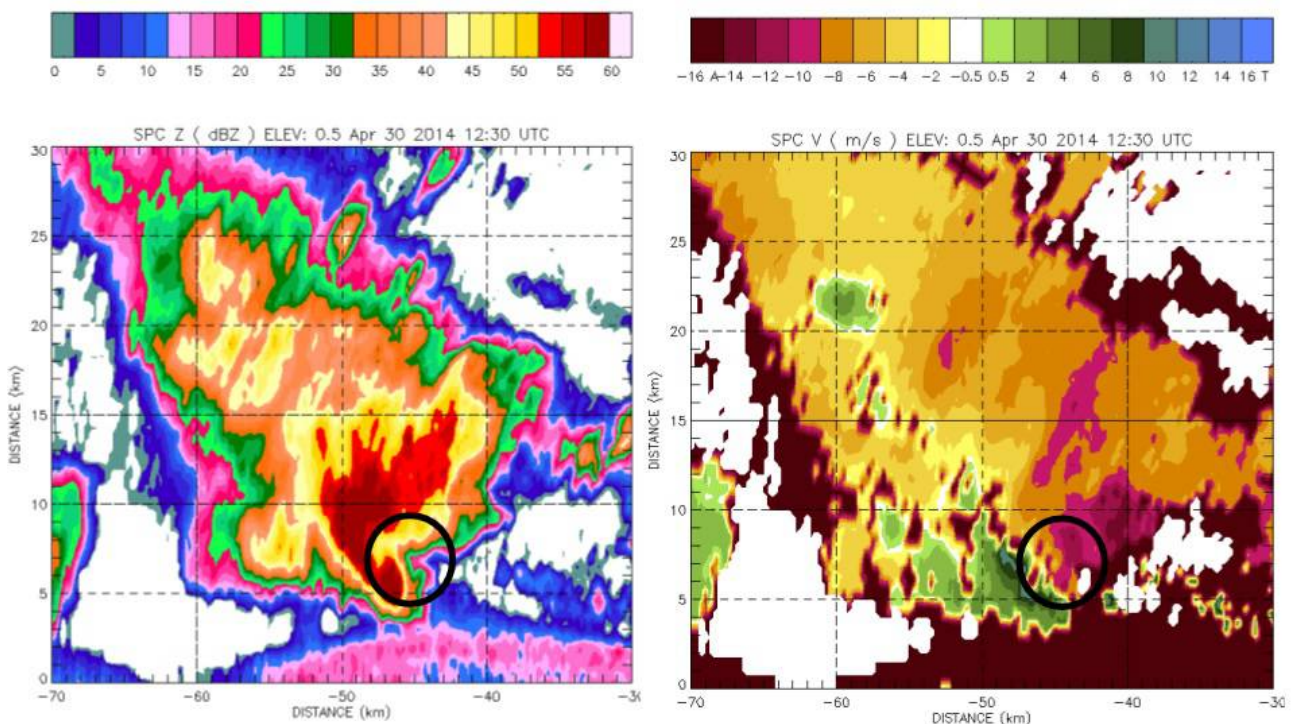


Fig.13: Mappe del radar meteorologico di San Pietro Capofiume del 30 aprile 2014 ore 12.30 UTC: a sinistra la riflettività in valori dBZ, a destra il vento radiale (m/s). Le aree cerchiata in nero evidenziano l'area del mesociclone. Fonte: Dr. P. Mezzasalma Arpa-SIMC

Soprattutto l'immagine sulla destra (vento radiale) delimita perfettamente l'area del mesociclone, laddove vanno a convergere correnti provenienti da direzioni opposte, e normalmente è proprio questo tipo di analisi radar che può fugare ogni dubbio circa la presenza di una circolazione mesociclonica.

La supercella indicata produce quindi, muovendosi verso nord, un tornado nella periferia ovest di Nonantola (MO) indicativamente tra le 12.15 e le 12.40 UTC, il quale è stato ripreso da numerosi testimoni come mostrano alcune delle immagini seguenti:



Fig. 14: Tornado ad ovest di Nonantola del 30/04/2014. Fonte: youreporter.it

Nella foto di figura 14 si nota molto bene il cono del tornado che discende dalla nube a muro (wall cloud) dotata di evidente rotazione, peraltro riscontrabile anche intuitivamente. Una immagine molto simile a quella sopra è la seguente:



Fig. 15: Tornado ad ovest di Nonantola del 30/04/2014. Fonte: youtube.com

Nel fermo immagine di figura 15, relativo ad un video amatoriale reperibile al seguente link:

https://www.youtube.com/watch?v=T_Oc6hx4ug

Si nota ancora meglio la struttura mesociclonica dotata di notevole rotazione antioraria, con massiccia wall cloud e con tornado che in questo caso appare ben condensato fino al suolo.

Una successiva immagine dello stesso tornado, relativa ad una diversa visuale è riportata di seguito (figura 16):



Fig. 16: Tornado su modenese del 30/04/2014. Fonte: youreporter.it

In questo caso si apprezza particolarmente l'imponente wall cloud dalla quale discende il cono del tornado, del quale peraltro è ben visibile la "debris cloud" (nube di detriti sollevati dal vortice).

Il percorso seguito dal tornado può essere individuato in una ristretta fascia di territorio, della profondità di circa una decina di km, estesa da sud a nord che, da fonte giornalistica (Gazzetta di Modena), ha coinvolto i comprensori di Nonantola, Villavara, Castelfranco Emilia, San Prospero e San Cesario.

La classificazione dell'evento sulla scala Enhanced Fujita non risulta particolarmente semplice ed immediata, tuttavia, in base ad una sommaria valutazione dei danni provocati visibili nella documentazione fotografica reperibile, si può ragionevolmente stimare una intensità EF2, la quale presuppone velocità massime del vento comprese tra 178 e 217 km/h.

La tempesta ha prodotto anche intense grandinate (aree di massima riflettività radar) con chicchi di diametro talora fino a 4 cm (<http://essl.org/cgi-bin/eswd/eswd.cgi>).

Anche i dati registrati dalla stazione attiva presso l'Osservatorio Geofisico di Modena, mostrano un andamento della pressione al suolo coerente con l'evoluzione del sistema temporalesco transitato nel primo pomeriggio nella zona.

Le forti ed intense correnti verticali (ascendenti e discendenti) associate al passaggio di severi sistemi temporaleschi modificano il campo barico nei pressi delle celle convettive.

In quelle più intense, la perturbazione a carico del campo barico è in grado di modificare

parzialmente la traiettoria delle celle stesse.

T. Fujita nel 1945 notò che i temporali, segnatamente quelli molto intensi erano caratterizzati da una cosiddetta “coppia barica”, ovvero due zone molto vicine di alta e bassa pressione.

Infatti nel grafico dell'andamento della pressione al suolo si nota un tracciato che, nel primo pomeriggio, è stato caratterizzato dapprima da un repentino calo barico (in un contesto di pressione già bassa per la presenza del minimo depressionario di origine sinottica) nella fase durante la quale sono prevalse le correnti ascendenti (evidenziato dal cerchio rosso), seguito da una breve fase con pressione stabile (probabile azione periferica del mesociclone attivo a poca distanza), ed infine da un brusco aumento nel momento in cui sono prevalse le correnti discendenti (associate ad intense precipitazioni e forti venti; rear flank downdraft nelle aree interessate dal mesociclone).

Il grafico è proposto in figura 17:

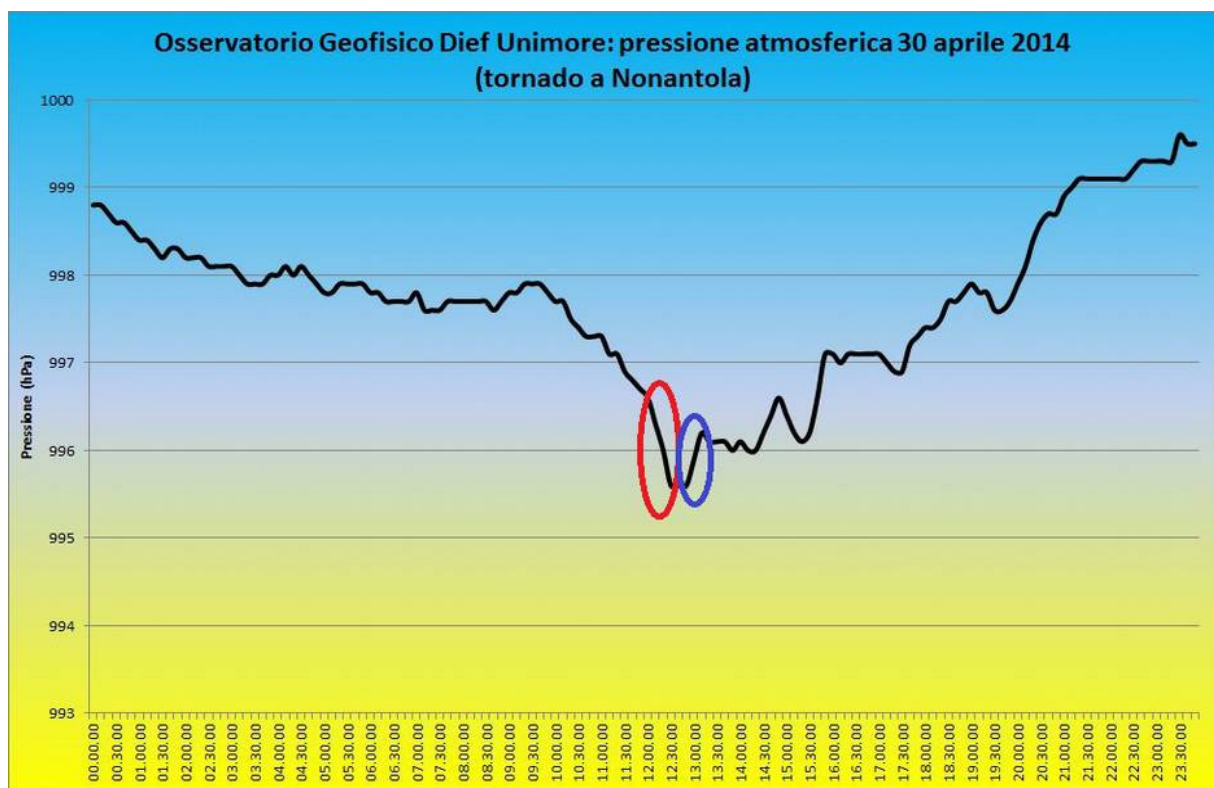


Fig. 17: Grafico della pressione al suolo del 30/04/2014 presso la stazione dell'Oss. Geofisico. Fonte: Luca Lombroso

Nel grafico sopra si nota la caratteristica sagoma “a dente” che corrisponde al passaggio del sistema temporalesco sulla verticale, con una ulteriore diminuzione del campo barico poco prima dell'arrivo della cella; poi una breve stazionarietà ed infine l'aumento con i fenomeni e le correnti discendenti.

All'incirca nello stesso periodo, anche una seconda cella temporalesca, innescatasi ad est di quella principale in territorio bolognese e sempre lungo la dry-line appenninica, ha mostrato per brevi fasi segnali di rotazione con probabile circolazione mesociclonica, sebbene meno evidente rispetto alla principale, come evidenziato nella immagine seguente (figura 18):

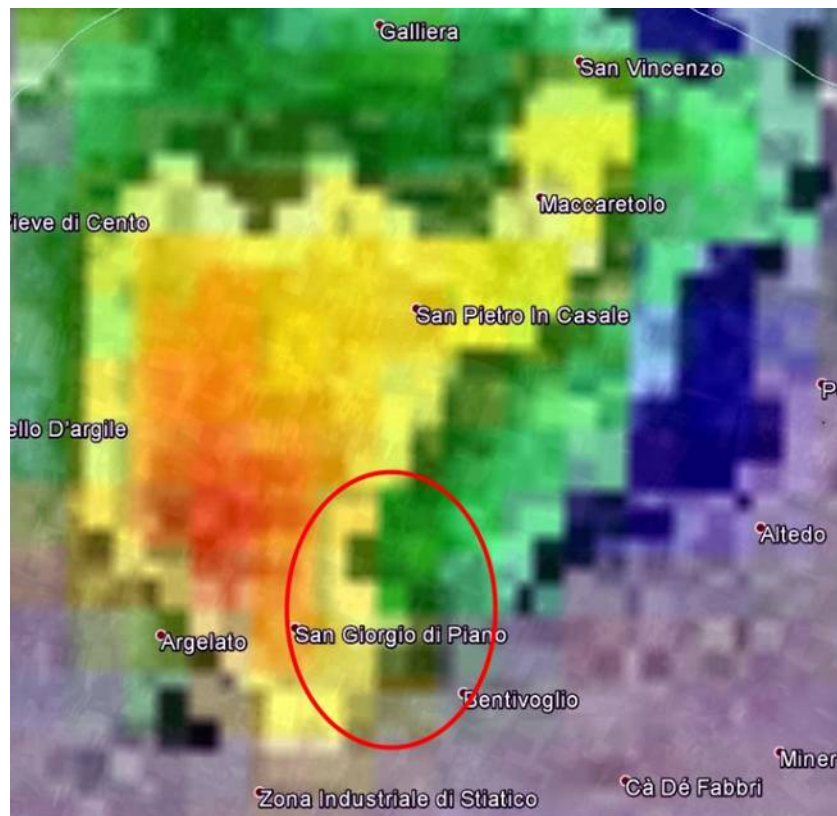


Fig. 18: Immagine radar ARPAV Teolo 128 km delle ore 13.10 UTC. Fonte: ARPAV

Infatti alle ore 13.10 UTC una seconda cella temporalesca mostra una struttura nella quale si notano accenni di rotazione mesociclonica (evidenziati in colore rosso), ed essa attraversa il territorio bolognese tra Argelato, San Giorgio di Piano e San Pietro in Casale, ovvero all'incirca le stesse aree interessate dal violento tornado del 3 maggio 2013.

La cella in questione innesca almeno due fenomeni vorticosi documentati, sebbene dalle immagini riportate di seguito (figura 19) la loro genesi non sembri legata alla presenza di mesociclone:



Fig. 19: Due nubi ad imbuto sulla cella bolognese. A sinistra è nella fase roping (probabile precedente landspout), e quella a destra è probabilmente a contatto col terreno (landspout). Fonte: youreporter.it

Nella foto sopra si notano due formazioni vorticosi le quali però non discendono direttamente dalla base cella cella, ed inoltre si nota l'assenza della tipica wall cloud che caratterizza i mesocicloni. Più probabilmente si tratta di landspout non mesociclonici, con quello a sinistra nella fase di indebolimento (forma contorta con strozzature) e quello a destra che probabilmente è a contatto col terreno.

Per la genesi di fenomeni di questo tipo (landspout, ovvero tornado non mesociclonici) che spesso si sviluppano lungo i QLCS (quasi-linear convective systems), hanno notevole importanza i "mesovortices" o "mesovortex" le cui dinamiche di innesco non sono troppo dissimili dai mesocicloni e derivano dalla particolare distribuzione dei campi di vorticità di basso livello (Trapp, Weisman 2003), come semplificato nello schema seguente (figura 20):

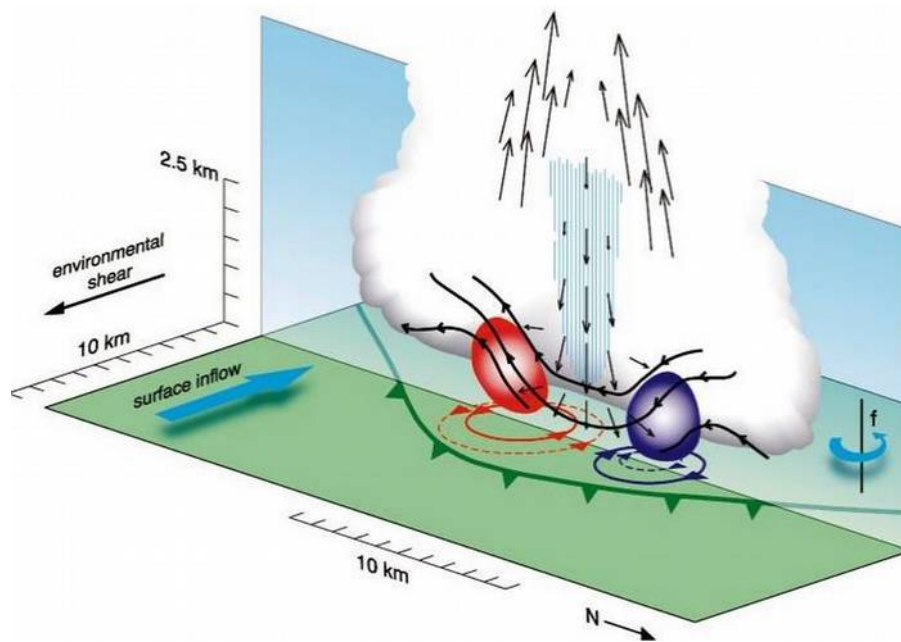


Fig. 20: Schema semplificato di innesco di mesovortici di basso livello nei sistemi convettivi. Fonte: Trapp e Weisman 2003.

In questo caso i landspout si innescano di preferenza davanti al sistema avanzante e sulle shelf cloud (nubi a mensola) delle nubi temporalesche, al contrario dei tornado mesociclonici che si innescano preferibilmente nel settore posteriore destro, rispetto alla direzione di spostamento, delle supercelle.

Non è tuttavia da escludere che nel proprio ciclo evolutivo questa cella abbia prodotto un vero e proprio mesociclone con formazioni tornadiche, ma di esse non ci sono segnalazioni in merito, tenendo inoltre presente che non necessariamente una supercella o un mesociclone debbano invariabilmente innescare un tornado.

Grazie alla sempre cortese disponibilità del Dr. Paolo Mezzasalma di Arpa-SIMC per gli spunti di analisi e per le immagini del radar di San Pietro Capofiume ed a Luca Lombroso per i dati della stazione dell'Osservatorio Geofisico di Modena.

Riferimenti bibliografici:

Low-Level Mesovortices within QLCS Part II; R. Trapp, L. Weisman, 2003

Convective Initiation at the Dryline: A Modeling Study; C. L. Ziegler; T.J. Lee, R. Pielke 1997

Mesoscale Dynamics; Yuh-Lang Lin, 2007

Supercell vs. squall line tornadoes; A. Lese NWS

Supercells and tornadoes: The past, present, and future roles of observations and numerical models in advancing our understanding; P. Markovski, 2011

Tornadogenesi e forzanti favorevoli all'intensificazione dei vortici; F. Stel, D. B. Gaiotti, 2013
Aspetti accessori legati alla tornadogenesi; F. Stel, D. B. Gaiotti, 2013
Tornadoes and Tornadic Storms: A Review of Conceptual Models; C. A. Doswell III; D. W. Burgess
Supercells: Their Dynamics and Prediction; Johannes M. L. Dahl, 2006

P. Randi
Socio SMI
Meteocenter